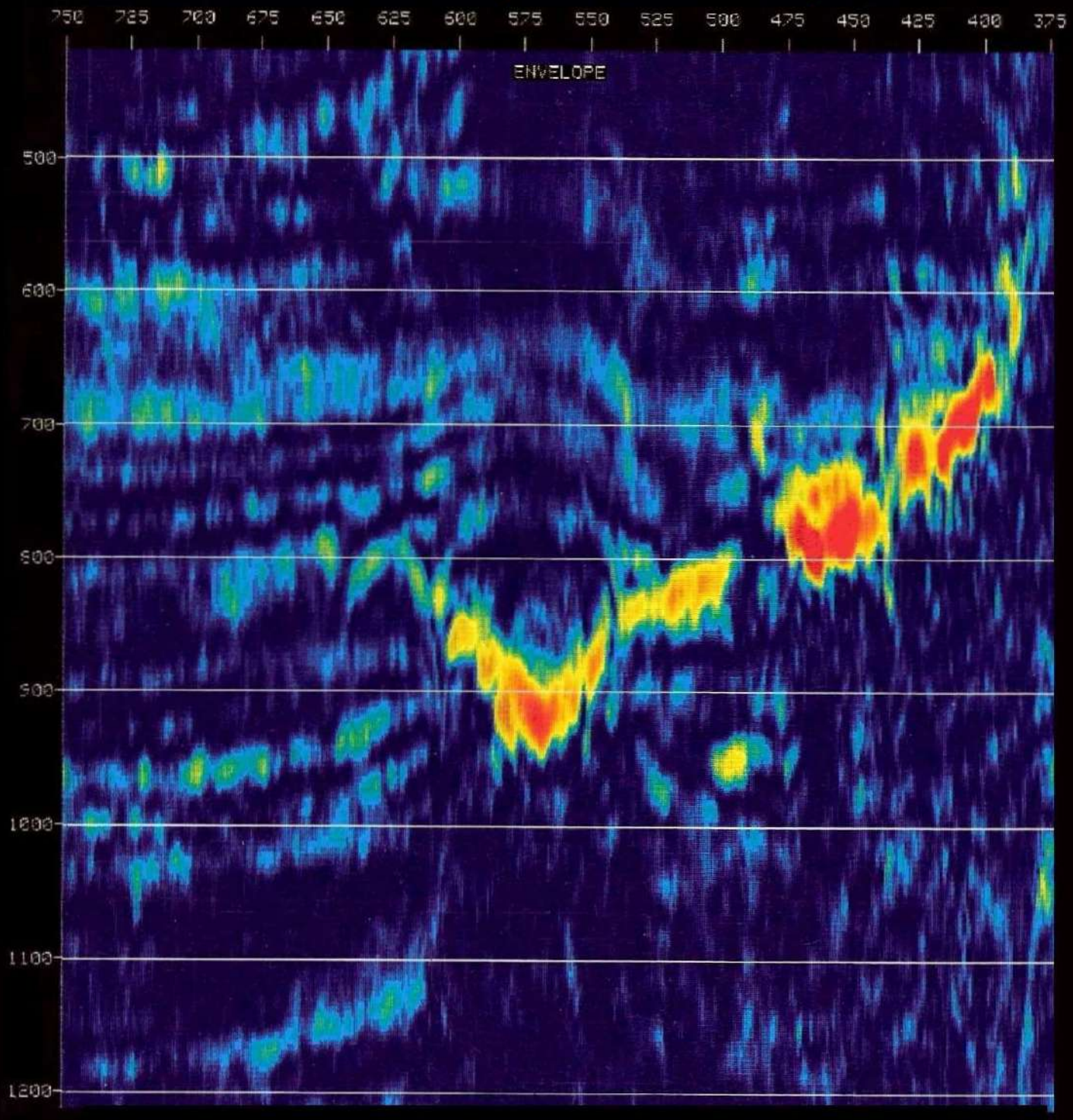
Chelotti, Luis

con la colaboración de: **Acosta, N., Foster, M., Ledesma Vallvè, M., Costantino, D., Cid de la Paz, M. & Guerra, G.**



GLOSAS DE GEOFÍSICA

GEOFÍSICA GENERAL Y APLICADA, PRINCIPALMENTE HIDROCARBURÍFERA

Imagen de cubierta: sección sísmica con escala vertical exagerada en milisegundos. representada con el atributo de envolvente de las amplitudes, atravesando una intrusion ígnea básica discordante emplazada en secuencias terciarias de la cuenca Austral en el sudeste de Santa Cruz, Argentina (gentileza Yacimientos Petrolíferos Fiscales)

GLOSAS DE GEOFÍSICA

GEOFÍSICA GENERAL Y APLICADA, PRINCIPALMENTE HIDROCARBURÍFERA

Luis Chelotti

con la colaboración de:

Néstor Acosta

Martín Foster

Mario Ledesma Vallvè

Diego Costantino

Marisú Cid de la Paz

Germán Guerra

Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.

Glosas de geofísica / Luis Alberto Chelotti. - 1a ed. (mayo 2025) - Rada Tilly : Chelotti, Luis *et. alii*, 2025. Libro digital, PDF (492 p)

Archivo Digital: descarga
ISBN 978-631-01-0105-7

1. Geofísica. I. Título.
CDD 550.1

Queda hecho el depósito que previene la ley 11.723

John Blas Gutiérrez cursó geofísica con nosotros en 2012. Introvertido, aplicado, excelente ser humano. El 20 de enero de 2017, ya laureado y desempeñándose en YPF, su vida fue segada a los veintisiete años en el comercio de sus laboriosos padres inmigrantes en el barrio Moure de Comodoro Rivadavia, a causa de un irracional suceso delictivo, de esos que nos interpelan como sociedad.
A la memoria de nuestro apreciado John dedicamos estos apuntes de los que supo estudiar.

Y a nuestras madres y nuestros padres que nos moldearon con su ejemplo de honestidad y trabajo.

Sede Comodoro Rivadavia de la U.N.P.S.J.B. (foto de la página oficial de la Universidad)

Año 1979, clase teórica de Geología Histórica,
aula en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.
Sobre la tarima el Profesor Doctor Alfredo José Cuerda explica con prisa y sin pausa mientras llena pizarrones a toda tiza. Cuando termina abajo a la derecha empieza a borrar frenéticamente arriba a la izquierda –¡de donde la mayoría de las manos, ya acalambradas, aun no han terminado de copiar!– y sigue desarrollando nuevos conceptos sin detenerse ni por un segundo…
Hasta que por fin se da un respiro, gira hacia su concurrida clase, observa. Y pregunta enfático:
–¿Están cansados Alumnos?
–¡¡¡Sí Profesor!!! –respondemos todos a coro.
–¿Quieren descansar Alumnos?
–¡¡¡Sí Profesor, sí!!! –el coro a voz en cuello se ilusiona.
Entonces el Profesor Cuerda hace el gesto de un ruego, abriendo las palmas a los lados, los ojos redondos hacia arriba:
–¡Ah…! ¡Pero para descansar tienen toda la eternidad Alumnos!
Y gira presuroso para continuar en su incansable, apasionado sacerdocio docente.

Estas glosas son el resultado de 20 años de docencia universitaria y de posgrado en geofísica, 8 en otras materias y 22 de labor aplicada en empresas, luego en buena medida volcada a la enseñanza. Más la imprescindible suma de conocimientos de un grupo de geofísicas y geofísicos acompañantes, también docentes y con gran experiencia en empresas. Pero en su mayor parte proceden de los saberes tomados de numerosos textos, publicaciones y cursos a cargo de geofísicos notablemente más autorizados que el suscripto, así como de empresas y universidades. Y naturalmente de los aportes resultantes de la interacción con otros colegas de las geociencias, la ingeniería y disciplinas afines, a la vez que de los propios alumnos de la **Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco** ***que han debido sufrirnos. Agradecemos a todas y todos por la contribución y/o estoicismo.***

A través del tiempo hemos ido ampliando de modo no muy sistemático esta mirada de la geofísica aplicada, le hemos incorporado datos breves sobre otros mundos del entorno solar e incluso del Universo en su vastedad, así como alguna cuotita de humor y notas etimológicas, históricas, geográficas, etc.

El devenir social, político y económico siempre ha condicionado el avance de las ciencias, y las referencias aquí incluidas se respaldan en datos no siempre mostrados por el relato promovido por los emporios mediáticos que causalmente responden a los poderosos. En cualquier caso, sólo el burro que encabeza la lista es responsable de cierta visión progre, más afín a la solidaridad que al provecho económico sin límites. Así como, incluso en referencias marginales, las argumentaciones científicas –basadas en pruebas– son sostenidas por sobre las pseudocientíficas o la fe –sin por esto negar el valor histórico y emocional de la religión–. Y la misma responsabilidad aplica a la posible persistencia de errores técnicos que año tras año hemos ido corrigiendo, aunque seguramente no en su totalidad. Hay versiones preliminares de estos apuntes puestas a circular en la Red sin siquiera avisarnos y a veces borrando el nombre de sus autores, tal como ya mandaban hacer los faraones egipcios con las obras de sus predecesores, obvio que incomparablemente superiores a las inscripciones de estos acotados escribas geofísicos.

Cabe resaltar que las facultades de Ingeniería y de Ciencias Naturales y de la Salud, que nos han cobijado gentilmente en la U.N.P.S.J.B., ninguna responsabilidad tienen por referencias quizá opinables ni por los eventuales errores de estas glosas. Les cabe en cambio el mérito de haber facilitado nuestra labor docente y, en el caso de Naturales, de habernos permitido instalar un conjunto de computadoras a doble monitor para beneficio de los alumnos, una comprada por cada una de las Facultades, un par por el suscripto y otras varias donadas por YPF S.A. y Baker Hughes, a quienes somos muy gratos. Como también agradecemos a IHS por las licencias gratuitas de Kingdom Suite, igualmente a Geoactive por Interactive Petrophysics, en ambos casos provistas desde hace unas dos décadas, así como Ipi2Win y otras que se agregaron después. Fue el inicio de lo que hoy es la sala de informática en la que se han sumado aportes de otras cátedras.

El sesgo de estos apuntes es inocultablemente petrolero porque esa es la (de)formación nuestra y porque esta Universidad se alza en la geografía hidrocarburífera con epicentro en **Comodoro Rivadavia**. ***De lo que resulta un fortísimo acento sobre la prospección sísmica. Las referencias al importantísimo resguardo medioambiental no lavan las culpas que uno tiene por haber contribuido al calentamiento global y la sobrepoblación oceánica de plásticos, entre otros muy graves daños colaterales.***

Los temas tienen un abordaje somero, simplificado y con poca matemática. La idea ha sido presentar cada uno con sus fundamentos, metodología general (adquisición, procesado, interpretación), referir las herramientas, incluyendo las últimas tecnologías (resonancia magnética, sísmica 4D y otras que siguen evolucionando cada día) y sobre todo explicitar con ejemplos las principales aplicaciones concretas, contenidos que sin embargo ya rebasan la carga horaria de esta asignatura en las facultades de Ciencias Naturales y de la Salud (carrera de Geología) e Ingeniería (carrera de Ingeniería en Petróleo). Quien requiera de abordajes robustos o específicos tendrá que recurrir a textos que nos superan ampliamente.

Cátedra proviene del latín cathedra, sillón, más cómodo que las sillas de los alumnos en la antigua Roma, y muchas veces también que las de ahora: sólo por ser más viejo el profe ha ganado el privilegio de estar más cómodo, a sus anchas detrás del mostrador… Esta cátedra comenzó el siglo pasado a cargo de Pedro Lafourcade y Hernán Arroyo. También contribuyeron durante breve tiempo Raúl Violoni en las primeras épocas y Gustavo Petrelli más recientemente. Todos ellos dejaron su huella enriquecedora y además Pedro y Hernán nos facilitaron generosamente los textos y trabajos prácticos con los que se bastaban en aquellos años heroicos de labor sólo con tiza (del náhuatl, tizatl, yeso) sobre una pizarra (que ya no era de roca metamórfica…) y lápiz o birome, más las fotocopias como único apoyo tecnológico.

Néstor Acosta, como alumno, fue el primero en llevar materiales a formatos digitales y su profesor de la teoría fue quien, por muy lejos, más tiempo dedicó a seguir esa feliz iniciativa, aunque el tema de resonancia magnética sigue siendo en su mayor parte autoría de Néstor y su aporte ha sido grande en la redacción de todos los temas de perfilaje de pozos (de los cuales es especialista) y en menor medida en otros.
Mario Ledesma Vallvè, Diego Costantino, Martín Foster, Marisú Cid de la Paz y Germán Guerra fueron haciendo sus valiosos aportes a este fondo común en su calidad de sucesivos integrantes de la cofradía; Mario principalmente en temas de geoeléctrica de superficie; Diego, Martín, Marisú y Germán sobre todo en temas de sísmica. Más, últimamente, Alejo Agüero Ferrer e Ivana Barría (también exalumna de este viejo profe). Y, sin un dibujante, hemos garabateado numerosas figuras y otras muchísimas han sido modificadas por el suscripto desde originales referidos al pie de cada una. Algunas provienen también de los programas informáticos empleados en las clases prácticas. Y las fotografías tienen las referencias de sus fuentes.

En fin, ha discurrido el tiempo y uno va cada vez más lento y encorvado con su creciente carga de almanaques sobre las espaldas... Cuando uno empezó a estudiar, la discusión no era sobre la forma precisa del geoide, sino sobre si la Tierra descansaba sobre tortugas, elefantes o ambos superpuestos… No ha sido fácil mantenerse actualizado. Afortunadamente, porque es señal de progreso científico y tecnológico.
Y –aclaración necesaria– gran parte de lo escrito en estas glosas no está en nuestras memorias internas sino en muchísimas externas: las fuentes citadas en cada tema, cantidad de libros físicos y tantísima data disponible en la world wide web. Por ejemplo en onepetro.org, wiki.seg.org, petro-pedia.com, wiki.aapg.org, wikipedia.org y numerosas otras páginas específicas de geociencias, así como de temas históricos, biológicos, etc. Nos agrada transmitir conocimientos variados y lo creemos provechoso, lo cual podría exponernos a ser considerados pedantes, pero obvio que estamos lejos de ser enciclopedias con patas.

Mención muy especial merece el Instituto Superior de Exploración Petrolera (ISEP) que durante el decenio de 1980 en Mendoza supo formar especialistas en ingeniería, geofísica y geología para la prospección de hidrocarburos. Exigente iniciativa de Yacimientos Petrolíferos Fiscales de la que fue principal impulsor Abel Burna y que tuvo protagonistas de relieve como Gonzalo Fernández, Luis Cabanillas, Pablo Boccaccio, César Fernández Garrasino y tantos más. Tiempos de una Argentina más virtuosa. Cinco de los docentes que hemos transitado por esta cátedra chubutense hicimos ahí el posgrado en geofísica y le debemos muchísima información que en parte ha sido volcada en las páginas que siguen.

Glossa en latín significa palabra oscura, que requiere explicación –de ahí vienen también glosario, desglosar, etc.– y a su vez procede del griego γλώττα (glotta, lengua) de donde políglota, glotis y demás. Esperamos que el resultado de estas no muy serias glosas sea mínimamente aceptable y útil.
"Per aspera ad astra"

Luis Chelotti

INDICE TEMÁTICO GENERAL
(en función de los programas de grado)

anteprima página 9

***Praeludium*: Campos de Fuerza Física** página 11

Tema 01: La Ciencia Geofísica página 17
El lote curvo y su vecindario – Envoltorios fluidos – Gestación y nacimiento de la geofísica – Ciencias afines – La anomalía – Utilización de los métodos geofísicos

Tema 02: Prospección Gravimétrica página 29
Conceptos básicos – Mareas terrestres – Cuestión de peso – Gravedad y relatividad – Adquisición de los datos – Procesamiento de la información (correcciones temporales y espaciales) – Interpretación gravimétrica (componentes regionales y residuales)

Tema 03: Instrumental y Aplicaciones Gravimétricas página 51
Mediciones de gravedad relativa (gravímetros y gradiómetros) – Mediciones de gravedad absoluta – Aplicaciones gravimétricas – Microgravimetría – Perfilaje de gravedad en pozos

Tema 04: Prospección Magnetométrica página 69
Atracción y repulsión – Comportamiento magnético de la materia – Componentes del campo – Magnetos planetarios – El dipolo geomagnético terrestre – Arqueo y paleomagnetismo – Adquisición de datos en prospección – Procesamiento magnetométrico – Interpretación (filtrados y modelados)

Tema 05: Instrumental y Aplicaciones Magnetométricas página 93
Magnetómetros para mediciones relativas – Magnetómetros para mediciones absolutas – Aparatos de laboratorio – Prospección aeromagnética – Aplicaciones de la magnetometría
Magnetometría de Pozo página 109
Principios físicos de la resonancia magnética nuclear – Herramientas de cable y de sarta de perforación – Pronósticos de fluidos realizados en base a la RMN – Otros registros magnéticos de pozos

Tema 06: Prospección Geoeléctrica página 123
Metodologías de prospección – Propiedades eléctricas de las rocas
Métodos de Campo Natural página 131
Corrientes telúricas y atmosféricas – Refucilos extraterrestres – Método de las corrientes telúricas – Métodos de las corrientes magnetotelúricas – Método del potencial espontáneo

Tema 07: Métodos de Inyección de Corriente Eléctrica página 149
Definiciones básicas – Adquisición de datos – Aparatos de campo – Dispositivos de prospección – Tipos de inyecciones y registros electródicos (mapeo de líneas equipotenciales, sondeo eléctrico vertical, calicatas eléctricas, tomografías eléctricas)

Tema 08: Métodos Electromagnéticos página 171
Fundamentos de la prospección electromagnética – Calicatas EM de emisor fijo – Calicatas EM de emisor y receptor móviles – Sondeos de frecuencias – Tomografías EM en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia – Registros hertzianos – Utilidad de los métodos EM
Métodos de Polarización Inducida página 193
Fundamentos de la PI – Prospección mediante PI (dominios del tiempo y de la frecuencia, PI espectral, otras variantes) – Métodos geoeléctricos y geoquímica

Tema 06-07-08(b): Geoeléctrica de Pozo y Saturación de Fluidos página 203
Pozos de antaño – Perfiles del submundo– Potencial espontáneo –Mediciones de resistividad – Registros con corriente continua- Registros con corriente alterna – Cálculo de saturación de fluidos – Aplicaciones especiales – Tomografías entre pozos – Perfil dieléctrico – Pautas importantes

Tema 09: Prospección Radiométrica página 227
Procesos radiactivos – Dataciones – Tipos de radiaciones – Series radiactivas – Efectos de las radiaciones – Otros cuantos sucesos – Aparatos detectores – Unidades de conteo – Radiactividad de las rocas – Aplicaciones prospectivas – Radiometría y geoquímica – Utilización de isótopos radiactivos

Radiometría de Pozo y Mineralogía Espectrométrica página 249
Genética nuclear – Radiaciones subterráneas – Perfiles de rayos gamma naturales – Perfiles densimétricos – Perfiles neutrónicos – Otras aplicaciones – Evaluación mineralógica espectrométrica – Trazadores radiactivos entre pozos

Tema 10: Prospección Geotérmica y Madurez de Hidrocarburos página 267
Develando el infierno – Flujo térmico de la Tierra – Actividad volcánica – Causas del calor interno – Calenturas planetarias – Obtención del gradiente – Medición de la conductividad térmica – Cálculo del flujo calórico – Anomalías geotérmicas – Campo geotérmico – Otras aplicaciones – Modelado térmico y cinético de hidrocarburos

Tema 11: Sismología y Estructura de la Geósfera página 291
Zarandeo y zapateo – Magnitudes elásticas – Cuando la Pachamama se sacude – Leyes de tránsito de ondas – Factores que afectan la propagación elástica – Impedancia acústica, coeficientes y energías – Registro de los sismos – Análisis de sismos tectónicos – Tectónica de placas – Discontinuidades internas de la geósfera – Mundos temblorosos – Riesgo sísmico – Aplicaciones de la sismología

Tema 12: Prospección Sísmica de Refracción página 315
Adquisición y procesamiento en prospección (diversas complejidades) – Interpretación de las dromocronas (métodos, detalle, dromos verticales) – Aplicaciones – Técnicas modernas (ondas S, microtemblores, tomografías, 3D)

Tema 13: Instrumental Sísmico, Seguridad y Medioambiente página 337
Fuentes de energía (impulsivas en tierra firme y en mares y lagos, vibratorias, de ondas S) – Receptores (geófonos, hidrófonos) – Sismógrafo – Geografía del área a prospectar- Resguardo medioambiental – Seguridad y salud ocupacional

Tema 14: Adquisición Sísmica de Reflexión página 351
Conceptos básicos – Etapas en la adquisición – Parámetros de campo (de fuentes y receptores) – Sísmica 2D y 3D – Técnicas avanzadas

Tema 15: Procesamiento Sísmico de Reflexión página 367
Breve cronología – Fundamentos – Secuencia del proceso (recuperación de amplitudes, correlación cruzada, estáticas, deconvolución, dinámicas, migración, filtrados y otras) – Progresos recientes

Tema 16: Prospección Acústica y Sísmica de Pozo página 391
Acústica en mares y lagos – Perfiles sónicos de pozo (perfil convencional, imágenes, dipolar) – Sismograma sintético – Sísmica de pozo (prueba de velocidad, calibración del sónico, perfil sísmico vertical sin y con apartamientos, sísmica durante la perforación, ondas S, sísmica entre pozos)

Tema 17: Interpretación Sísmica de Reflexión página 413
Conceptos básicos (interfaces, visualización, mapeo) – Resolución sísmica – Interpretación estructural – Engaños sísmicos (ruidos, variaciones de velocidad y otros) – Rastreo – Estructuras complejas – Cotejo con datos geoquímicos

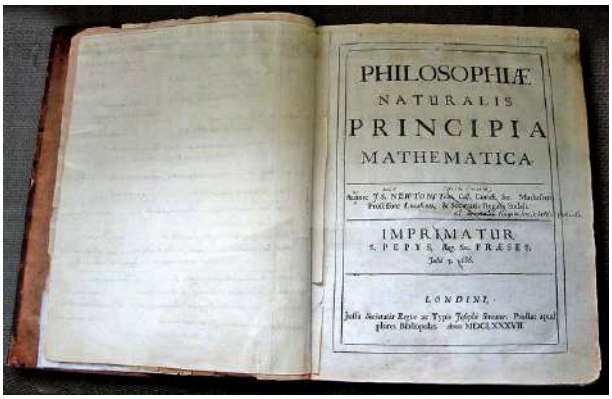
Interpretación Sismoestratigráfica página 437
Conceptos fundamentales – Instrumentos y casos aplicados

Tema 18: Procesos Sísmicos Especiales de Reflexión página 451
Atributos de los sismogramas (amplitudes, frecuencias, descomposición espectral, traza compleja, velocidades) – Postprocesos sísmicos (inversión de trazas, modelado sísmico, cubo de coherencia, mapas de azimut y buzamiento, regionales y residuales, métodos geoestadísticos, redes neurales, método AVO, interferometría) – Engaños, otra vez

Registros Sísmicos Especiales de Reflexión página 475
Adquisiciones especiales (ondas S, sísmica 4D, microsísmica, interferometría) – Sísmica de reflexión somera – Sísmica de reflexión ultraprofunda

***Coda*: Reflexiones del Inframundo** página 491

(imagen earth.google.com)



Portada de Principia mathematica (foto Andrew Dunn)

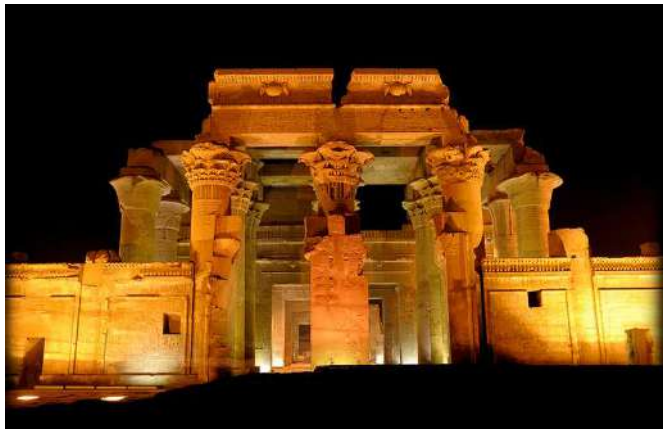
"If I have seen further it is only by standing on the shoulders of Giants"

["Si he visto más lejos es sólo por estar parado sobre los hombros de Gigantes"]

Isaac Newton (1675)

Muchos fueron los gigantes que permitieron auparse a Sir Isaac para poder ver más lejos desde la Royal Society de la capital británica. Y él lo admitió por escrito, pese a alguna soberbia y mal carácter. Aunque esa famosa frase en verdad no era de cuño propio: la pronunció antes que él, cerca de 1130, el filósofo francés **Bernard de Chartres**, en latín. Los planteos matemáticos del solterón Newton no surgieron únicamente como consecuencia del cálculo diferencial e integral que él mismo desarrolló durante sus dos años en la casa materna a causa de la pandemia de peste negra. (Cálculo pergeñado en paralelo con el alemán **Gottfried Leibniz**, cuyos fundamentos había cimentado la escuela india de **Mädhava de Sangamagräma** en el siglo XIV en Kerala, a su vez con raíces en la matemática del gran **Aryabhata** del siglo V). Ni surgieron esos planteos espontáneamente de la manzana que **Isaac Newton** habría visto caer en el jardín de su madre, dejándolo pensativo. No; fueron en cambio el brillante corolario de una tarea de muchos cerebros de numerosas culturas a lo largo de tantísimas generaciones.

Trinity College, Cambridge (foto Rafa Esteve)


Templo de Kon Ombo cerca de Asuán (foto Gérard Ducher)

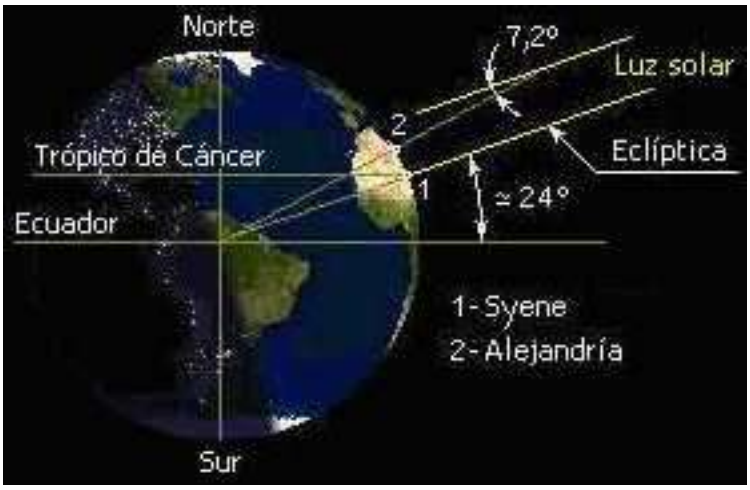
Entre esos grandes científicos que lo precedieron hubo uno que nació dos milenios antes, en el 276 a.C., muy lejos de la *Londinium* (hoy *London*, o Londres) que los romanos aún no habían fundado. Este gigante había sido niño en la ciudad griega de Cirene, que le dio el nombre de Cirenaica a la region nororiental de lo que hoy es Libia –donde en 2011 comenzó la revuelta que con interesado apoyo de la OTAN asesinó al dictador Khadafi, quien se negaba a permitir el saqueo extranjero de las riquezas hidrocarburíferas con las que daba bienestar a todo su pueblo y se aprovechaba (mucho) él mismo–.

Eratósthenes de Cirene creció, se embarcó por el Mediterráneo hacia el norte, perfeccionó sus estudios en Atenas, entabló amistad con **Arquímedes de Siracusa** (ciudad de la Magna Grecia, hoy Sicilia) y cuando tenía cerca de treinta años volvió a cruzar el mar, esta vez hacia Alejandría –a solicitud del rey griego Ptolomeo III Euergetes– para, una década después, llegar a ser director de la Gran Biblioteca, epicentro científico del mundo antiguo, además de inventar la esfera armilar para mostrar los movimientos astrales.

Numerosos fueron sus aportes a distintas disciplinas. Pero devino históricamente famoso sobre todo por haber calculado con un error relativamente chico el radio de la Tierra (asumiéndola esférica), así como la inclinación del eje terrestre y la distancia al Sol. Es ampliamente conocido que para ello se basó en la diferencia de sombra proyectada al mediodía del 21 de junio (solsticio de verano, día del año con el sol más vertical y más horas de

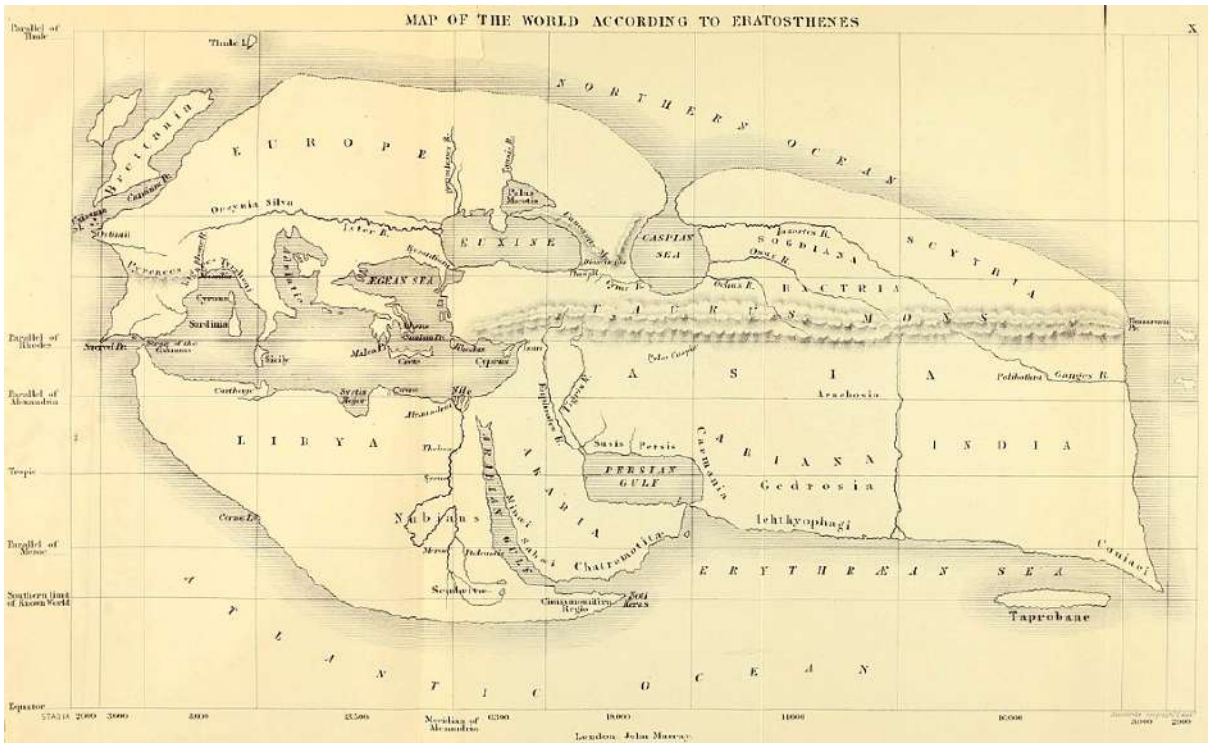
luz) cuando en los jardines de la Universidad de Alejandría (norte del actual Egipto) una vara vertical proyectaba una sombra de 7,2° y en Syene (hoy llamada Asuán, a partir del arabizado *As Syene*) el ángulo era de casi 0°, los obeliscos no daban sombra y ese único día se iluminaba el agua del fondo de los pozos. Es que Syene dista sólo 41 km del paralelo imaginario que ahora conocemos como trópico de Cáncer, cuya latitud tiene el mismo valor angular que la inclinación del eje terrestre respecto al plano de la órbita en torno al Sol.

Nilómetro de Kon Ombo
(foto Daniel, Lasrutasdelviajero.com)



Concepto del cálculo hecho por Eratósthenes; ver texto
(gráfico de Magister Mathematicae)

Eratósthenes tomó la distancia referida por las caravanas entre las dos ciudades: unos 5.000 estadios en rumbo casi norte-sur. El largo de un estadio griego aproximaba 185 m, lo que resulta en unos 925 km en nuestro patrón actual, aunque el número exacto sabemos ahora que es de 843 km. Si 7,2° se correspondían con 5.000 estadios, 360° daban una circunferencia de 250.000 estadios, o sea 46.250 km. Con toda nuestra tecnología y sabiendo que la Tierra es una esfera aplastada a lo largo de su eje de giro, hoy medimos 40.009 km pasando por los polos y 40.076 km alrededor del ecuador. El bueno de Eratósthenes no lo hizo nada mal (¡y los caravaneros tampoco!). A este hombre nacido en Cirene se lo considera el padre de la geodesia (la agrimensura planetaria). Fue alguien que sin saberlo le puso el hombro a Newton y que hizo esa primera mensura del lote curvo sobre el que dos milenios después se habría de edificar la ciencia geofísica.



Reconstrucción del mapa de Eratósthenes del mundo conocido en el 194 a.C. (Edward Burbury, 1883)

*["Tus rayos nutren a todo el país.
Su Vida prospera por tí,
pues Tú generas las estaciones
para manifestar la existencia
de toda tu creación."]*

Fragmento del Gran himno al Atón,
probablemente escrito bajo la dirección del faraón
Neferjeperura Akenatón (1360 a.C.)

Ocaso del Atón en Amarna, Egipto (foto Marc Gabolde)

Machu Picchu, Perú (foto C. Duncombe)

"Pachamama llajtayoj
Upii, acullii sumaj mukhukhui
Kai jallpha sumaj kanampaj
Pachamama sumaj mama
¡Kusilla, kusilla!"

*["Madre Tierra de estos lugares
Bebe, masca la coca y come a gusto esta ofrenda
Para que sea buena esta tierra
Madre Tierra buena madre
¡Sé propicia, sé propicia!"]*

Invocación Quechua a la Pachamama
(ancestral)

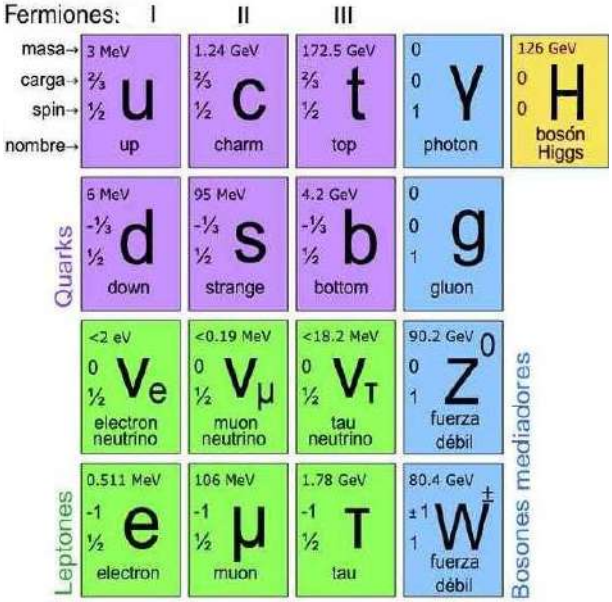
Praeludium: CAMPOS DE FUERZA FÍSICA

El lunes 14 de septiembre de 2015 el golfo San Jorge amaneció ventoso, una vez más... Había gente laburando duro en equipos de perforación, terminación y reparación, había oficinistas con la mano más tiempo sobre el mate que sobre el ratón o el teclado, así como somnolientos estudiantes preparando exámenes finales. Y acaso

profes madrugadores pergeñando ásperas pruebas... Los medios informaban sobre la fuga de 147 presos talibanes en Afganistán (donde la guerra y la opresión a la mujeres siguieron desde que Bin Laden fuera empoderado por los yankees para expulsar a los soviéticos), sobre que al menos 34 desesperados migrantes (incluyendo niños y bebés) habían muerto ahogados en su intento de llegar a la isla griega de Farmakonisi (sumando unos 3.000 decesos cada año, aparte de unos 1000 muertos en los desiertos), sobre los aprestos de Bergoglio para viajar a ciudades cubanas y estadounidenses (Fidel había dicho en 1973 que "*Estados Unidos dialogará con Cuba cuando tenga un presidente negro y haya un papa latinoamericano*"), sobre los mendaces embates mediático-judiciales contra Dilma en Brasil (como contra casi todo presidente en todo país y época cuando se intenta un camino no subordinado a la avaricia de los máximos poderosos), sobre que en la ONU hacía un par de días se había votado limitar las alevosas prácticas usurarias de los fondos buitre (que tanta desdicha han provocado en muchos países), sobre que Esteban y Corina (padres de los nenes de 5 y 7 años fallecidos en el incendio de un semiesclavista taller textil del porteño barrio de Flores) se reunían con Gils Carbó en su reclamo por otra de tantas pequeñas República Cromañón. Que, como las denuncias por evasión y fuga de capitales, ninguna consecuencia judicial ni electoral traerían a los responsables políticos. O informaban sobre los clásicos del finde, entre ellos el Boca 1 River 0 con gol de Lodeiro.
Y había seguramente muchísimos otros ignotos "*acontecimientos en pleno desarrollo*" (según el yorugua Walter Martínez) protagonizados en esos días por los 7.400.000.000 de habitantes del orbe: desde bosques nativos (y sus aves y simios) siendo arrasados por topadoras sojeras, hasta personas viviendo momentos felices, dando a luz o dando la vida por el prójimo, o sufriendo discriminación, o simplemente durmiendo, o muriendo por causas naturales o en accidentes o víctimas de la perversidad de personas o gobiernos.
Y, entre todo lo que no supimos, hubo una noticia que recién fue publicada el 11 de febrero de 2016.
En los observatorios de Livingston (Louisiana) y Hanford (Washington, unos 3.000 km hacia el noroeste) a las 5:51 a.m. *East Time* (9:51 *Greenwich Meridian Time* ó 6:51 con el huso adelantado que emplea Argentina), fue simultáneamente registrado un evento que ocurrió hace nada menos que 1.300.000.000 de años. La tardanza de 5 meses en verificar e interpretar la información fue lo de menos. Porque incluso viajando a la velocidad de la luz las noticias demoran bastante en el inimaginablemente enorme espacio cósmico. Y en todo caso de nada hubiese servido que la data llegara al toque, porque en aquella lejana época por estos pagos del borde de la Vía Láctea sólo había microbios que no atajaban de estos temas.
La señal venía del violento abrazo de dos agujeros negros lanzados a la mitad de la velocidad de la luz en espiral convergente, cada uno con la masa de 30 soles metida en 150 km de diámetro, hasta fundirse liberando en una fracción de segundo una energía equivalente a 3 masas solares en forma de ondas gravitacionales, según la conocida expresión del alemán **Albert Einstein**: $E = m.\mathbf{c}^2$. Y esas ondas divergieron recorriendo el Universo para que finalmente una partecita llegara acá, con el equino exhausto, como ínfimas ondulaciones del tejido espaciotemporal. Fueron captadas en Livingston por el observatorio *LIGO* (*Laser Interferometer Gravitational-wave Observatory,* el dispositivo óptico más grande y preciso del mundo con haces láser entre espejos cuya longitud exacta de 4 km N-S y otro tanto E-O se modifica al pasar una onda gravitacional, con una diferencia medible de ¡hasta una diezmilésima parte del diámetro de un núcleo atómico!). Y al mismo tiempo se captó en Hanford (dispositivo con la mitad de tamaño y sensibilidad), para tener el clásico e importantísimo *double checking* de la cultura anglosajona.
Antes se disponía de evidencias indirectas, como el decaimiento del periodo orbital observado en casos de púlsar binario (par de estrellas pulsantes). Y se había logrado detectar ondas gravitacionales primigenias midiendo un modo de polarización del fondo de microondas originado durante la inflación, fracciones de segundo tras la Gran Explosión o *Big Bang* que generó el Universo. (En los teles antiguos el 5% del ruido que entraba por la antena era ese fondo de microondas del inicio del espaciotiempo). Pero ahora la existencia de las ondas gravitacionales está confirmada tal cual lo planteó el gran genio de la física relativista.
El siguiente cuadro resume la fuerza relativa y el alcance de los cuatro campos de fuerza física del Universo. En el caso de la **gravedad** y el **electromagnetismo** (campos potenciales ambos) sabemos que la fuerza disminuye en relación inversa con el cuadrado de la distancia. Las **fuerzas nucleares fuerte y débil** sólo actúan a escala del núcleo atómico: la primera mantiene unidos a los **bariones** del núcleo (caso de los protones y neutrones, formados por tres quarks que se orbitan mutuamente) contrarrestando al electromagnetismo, y la segunda es responsable de fenómenos como la desintegración beta, que actúa sobre los **leptones** (electrones, positrones, neutrinos) y su alcance es mucho menor. Éste viene dado por el **principio de incertidumbre** hallado por el alemán **Werner Heisenberg** que determina la vida estadística de partículas subatómicas tales como las mediadoras de estos campos: cuanto menos viven, menos lejos pueden llegar.

Esquema general de la teoría del campo unificado.

Las palabras fermión y bosón honran respectivamente al italiano **Enrico Fermi** y al indio **Satyendra Bose**, quienes mucho han contribuido con sus investigaciones. Además, a partir de las estadísticas de Fermi-Dirac (a las cuales contribuyó el inglés **Paul Dirac**) y de Bose-Einstein, estudiando después el comportamiento de los fermiones y bosones bajo una rotación de 360°, el estadounidense **Richard Feynman** planteó que los grupos de partículas con momento angular íntrínseco (espín) de magnitud ½ "repelen" y los de espín entero "agrupan". Después se comprobó que las tres generaciones de **fermiones** que forman la materia (quarks y leptones, con estados cuánticos asimétricos y espín fraccionario) tienen sus correspondientes antipartículas de carga opuesta: las de **antimateria**.



Fermiones y bosones (gráfico de Edgargaza)

Asímismo se conocen partículas mediadoras, los **bosones** (cuánticamente simétricos, de espín entero): los fotones (que median en el campo electromagnético), los gluones (del campo nuclear fuerte) y los Z y W (que lo hacen en el nuclear débil, únicos bosones masivos), todos vectoriales, portadores de la fuerza. Más el bosón escalar predicho por el escocés **Peter Higgs** al hacerse la unificación conceptual del electromagnetismo y la fuerza nuclear débil (y comprobado en 2012 en el gran colisionador del *Conseil Européen pour la Recherche Nucléaire*), que permea todo para explicar el origen de la masa en las partículas elementales. También se hipotetiza la existencia de las partículas mediadoras del campo de gravedad (gravitones), aunque con dificultades teóricas.

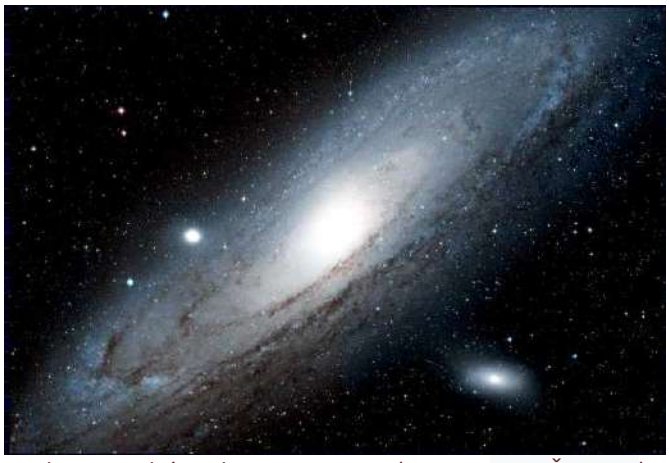
Tras la unificación de los campos de las fuerzas electromagnética y nuclear débil en una **fuerza electrodébil** (por obra del paquistaní **Abdul Salam** y del estadounidense **Steven Weinberg** en 1964), muchos físicos han estado trabajando para hallar el vínculo entre éstas y la nuclear fuerte y, objetivo más complejo aún, el vínculo con la gravedad para unificar en una sola gran teoría toda la física del Universo. Se interpreta que todas las fuerzas son expresiones de una única fuerza indiferenciada hace $13{,}8.10^9$ años, al momento de ocurrir el *Big Bang*, nombre paradójico dado por el inglés **Fred Hoyle**, porque ocurrió antes de poderse definir qué es grande o pequeño y porque no explotó afuera de sí mismo, sino que se expandió exponencialmente en la etapa inicial de inflación. Fue la génesis del espacio, el tiempo y la entropía, siempre crecientes. El modelo plantea la posible existencia inicial de una suerte de burbuja fluctuante de vacío físico (estado comprobado a nivel cuántico). Suerte de valija híper apretada, ordenadísima, que se disparó haciendo gran desparramo, como la caja de Pandora…

El primer cálculo de la expansión universal surgió de la observación del estiramiento de las longitudes de onda (corriéndose más hacia el rojo) de la luz que nos llega de galaxias cada vez más distantes. Análogo al sonido de un motor que se oye agudo cuando se acerca y tanto más grave cuanto más rápido se aleja, efecto que fuera descubierto por el austríaco **Christian Doppler** en 1845. Este desplazamiento espectral indica que las galaxias más distantes se nos alejan más rápido, y el actual modelo de expansión universal, así como el concepto del inicio a partir de un gran estallido, fueron propuestos por el sacerdote belga **Georges Lemaître** en 1927. Pero quien tomó su idea, rehízo los cálculos con mayor detalle, los publicó en 1929 y se quedó con la gloria (incluso izada en un telescopio espacial) fue el estadounidense **Edwin Hubble**. La expresión es: $v = Ho.d$

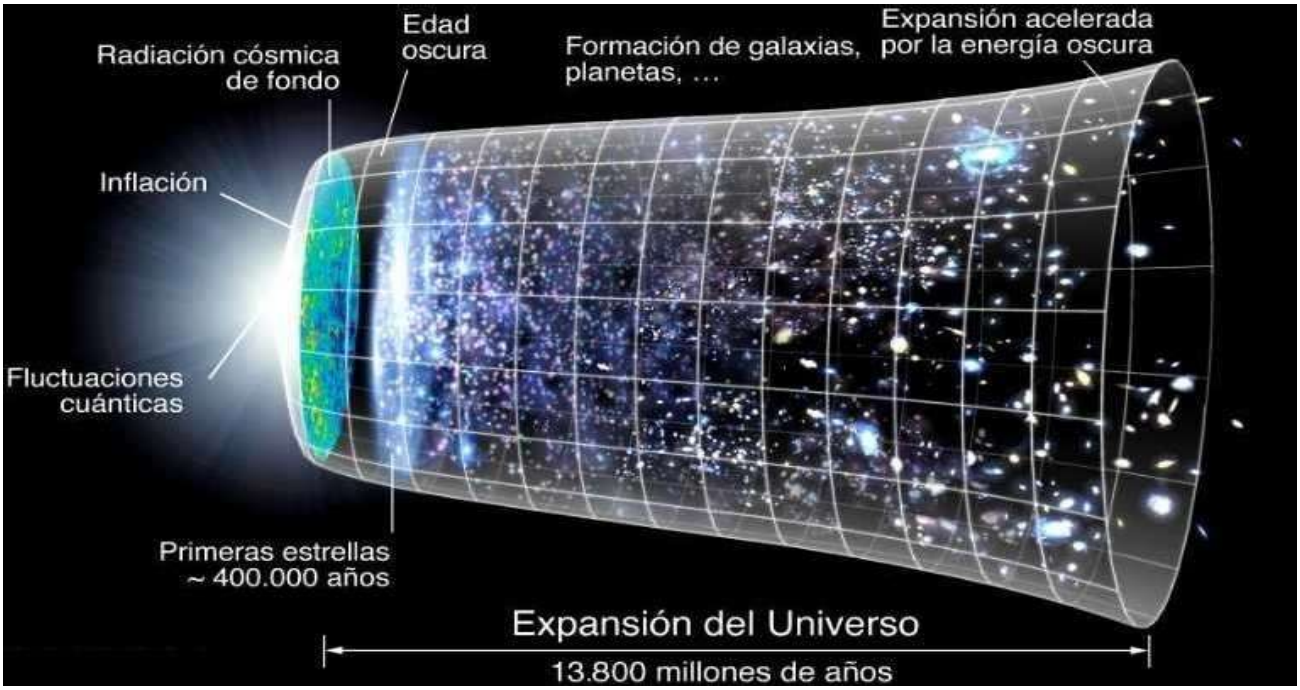
(*v* es la velocidad recesional o de alejamiento, *d* la distancia al astro considerado y *Ho* la constante de Hubble: 71 ± 4 km/s/Mpc; donde 1 Megaparsec representa $3{,}26.10^6$años luz)

Al comienzo el Universo habría sido como un gas a unos 10^{32} °C y densidad extrema. Aproximadamente un centésimo de segundo después se habrían formado los protones, electrones y otras partículas a unos 10^{11} °C mientras los fotones chocaban entre sí haciéndolo opaco. La expansión debida a la inflación hizo bajar la temperatura hasta 3.10^3 °C en torno a los 380.000 años, disminuyó la frecuencia de la energía y empezaron a formarse átomos que no interactuaban con los fotones. Estos últimos viajaban en todas direcciones, con fluctuaciones, y el Universo se hizo transparente. De ese tiempo procede la radiación cósmica de fondo de microondas que en 1964 el alemán **Arno Penzias** y el estadounidense **Robert Wilson** detectaron en New Jersey con un receptor en los laboratorios Bell, lo que les permitió ganar el Nobel de física. La expansión causó el alargamiento de la longitud de onda de la radiación de fondo e hizo bajar la temperatura del Universo hasta los actuales 2,7°K (-270,4°C), abismalmente inferior a la que alcanzó instantes después de su nacimiento cuando la inflación cósmica (causada por algún campo no conocido) produjo esa tremenda expansión y elevó las fluctuaciones subatómicas a escalas astrofísicas, proporcionando así las semillas para la formación de galaxias.
Vivimos en un Universo cuya topología parece ser plana o euclidiana (la geometría que debemos a **Euclides de Alejandría** en torno al 300 a.C.), es decir no esférico o cerrado, ni hiperbólico o abierto. De él nos es posible ver hasta a un radio de $46,5.10^9$ años luz, lo cual no es más que una pequeña parte del total porque la inflación y la continuidad expansiva posterior llevaron el resto más allá de toda posibilidad técnica: ni su luz ni alguna otra radiación podrá jamás llegar a nosotros. Pero si la pregunta es ¿dónde ocurrió el *Big Bang*?, la respuesta es simple: ¡acá!, y en todo otro punto del Universo.
El **modelo estándar** largamente aceptado es un marco teórico cuántico de campos que conlleva la adopción de una **teoría de campo de recalibración** (*gauge*) que permite efectuar rotaciones o transformaciones de simetría de una región sin afectar al resto y sin alterar las propiedades físicas observables. O sea que el lagrangiano que describe el campo es invariante cuando un grupo de Lie (variedad diferenciable cuyas operaciones de grupo son funciones analíticas) es aplicado sobre sus componentes. (El lagrangiano es una función escalar que permite obtener la evolución temporal, las leyes de conservación y otras propiedades de un sistema físico dinámico y fue ideado en 1788 por el matemático italo-francés **Giuseppe Lagrange**). Este modelo, si bien bastante probado, aún no es capaz de predecir el valor de algunas constantes básicas de la materia, no logra describir satisfactoriamente la relación entre la gravedad y las otras fuerzas, no explica de modo convincente que el Universo tenga muchísima más materia que antimateria, ni que el sentido de giro predominante sea antihorario.
A nivel cosmológico fue fundamental el aporte hecho por **Albert Einstein** con sus teorías de la **relatividad especial y general** de 1905 y 1915, respectivamente, de las que surge que las leyes físicas son idénticas en todos los sistemas de referencia, no existiendo un sistema privilegiado. También surge que la velocidad de la luz (**c**) es una constante universal, así como resulta que aceleración y gravedad son distintas manifestaciones de un mismo fenómeno, y se establece el concepto de curvatura espaciotemporal creado por cada masa y la influencia recíproca entre ellas. Pero, a su vez, una masa se mueve según la curvatura del espaciotiempo, es decir que dicha curvatura se va modificando al interactuar con las masas en movimiento según la geometría propuesta por el alemán **Georg Bernhard Riemann**. De esto resulta que la gravedad en rigor no es una fuerza, aunque se la asuma así por practicidad al ser una interacción física comparable a otras. Y se están buscando los hipotéticos gravitones que podrían ser los transmisores de la información en un presunto modelo de gravedad cuántica.
Recordemos de paso, a nivel atómico, que un protón o un neutrón tienen unas 2.000 veces más masa que un electrón, si bien los 3 quarks que los componen tienen muy diferente masa entre ellos –ver en la figura precedente los valores en MeV– y recordemos que, por ejemplo en un hidrógeno, el radio del átomo es unas 100.000 veces mayor que el radio del protón y que ese radio surge en base a la distancia media probabilística a la que se hallará el electrón –de espín "arriba" o "abajo"– en el orbital según su función de onda.
Universo viene del latín *universus* (uno-vertido, girado, el punto donde todo se une y gira, esa totalidad que es abordada en una universidad). El Universo tiene "huecos" y regiones densas conectadas por filamentos y cuenta unos 2 billones de galaxias (del griego *γαλαξίας*, galaxías, que significa láctea), por caso la Vía Láctea, nuestra propia galaxia, el camino de leche que en la mitología grecorromana provocó Hera (Juno), la esposa de Zeus (Júpiter) al retirar bruscamente de su pecho a Heracles (Hércules), el hijo bastardo que amamantaba.
Sólo una pequeña fracción son galaxias grandes, resultantes de la unión de otras más chicas. Según su tamaño las galaxias pueden contener entre 10^7 y 10^{14} estrellas (más nebulosas, planetas, cometas, etc.). Ahora bien, si hay tremenda bocha de galaxias, podríamos preguntarnos por qué el cielo no es más brillante. Bueno, además de la presencia de nubes de polvo galáctico y el corrimiento al infrarrojo no visible de una parte de la luz de galaxias muy lejanas, en lo esencial el cielo negro es prueba del *Big Bang*, existe muchísimo más espacio vacío, con los conglomerados estelares cada vez más separados y sus luces que demoran en venir desde cada vez más

lejos a medida que avanzan el tiempo y la expansión universal.
Falta aún conocer la naturaleza de la posible **materia oscura**, que se asume constituida por partículas lentas, sin carga eléctrica y con interacciones imperceptibles con la materia ordinaria, sólo detectable por sus efectos gravitacionales. Sería una red tridimensional que evitaría que toda galaxia se desparrame mal, ¡y representaría el 85% del total de la materia cósmica! (Se la está intentando registrar en minas profundas con detectores de gas xenón, pero todavía nada). Y también falta entender cómo funciona la **energía oscura** que está acelerando la expansión del Universo, separando cada grupo de galaxias de los demás. Esa energía o constante de expansión cosmológica Λ ¡es 2,2 veces más potente que la suma de las materias ordinaria y oscura! Se la interpreta como la energía del vacío cuántico. Pero podría no existir y la aceleración tener otra causa.


Galaxias Andrómeda, M32 y M110 (imagen Boris Štromar)

Más medularmente pero sin pruebas, se postula la **teoría de cuerdas** para explicar toda la materia y energía como cuerdas vibratorias: según cómo vibre una cuerda sería un electrón, un quark u otra partícula (lo que haría de la naturaleza una suerte de música cósmica)… Esto en un esquema de muchas dimensiones (9 espaciales, la dimensión tiempo y otra que las englobaría formando membranas) con un modelo de supersimetría a fin de abarcar unificada y coherentemente todos los conceptos físicos fundamentales. También se hipotetiza la existencia de multiversos y otras ideas hasta ahora sólo especulativas, entre ellas la conjetura holográfica del argentino **Juan Maldacena**.
Mundo viene del latín *mundus* (limpio, ordenado; de dónde lo contrario es *inmundus*) y cosmos del griego *κόσμος* (kósmos, que también significa orden; por lo cual cosmética es ordenar, embellecer).



Esquema de evolución cósmica, fuera de escalas (gráfico de la NASA/WMAP Science Team)

Hasta aquí este brevísimo *racconto* sobre las fuerzas fundamentales que protagonizan el múltiple juego de la física universal, incluyendo naturalmente todo cuanto ocurre en la Tierra y confluyendo a distintas escalas para dar como resultado esas curiosas geometrías bellamente repetidas, los fractales (del latín *frangere*, quebrar, como infringir y refracción). La topología no cambia para los sistemas dinámicos determinísticos ya que incluso en sus expresiones caóticas existe orden dentro del desorden pese a su apariencia aleatoria.
Ahora bien, en lo que a nosotros atañe, la geofísica se las arregla bien jugando con la física clásica y las cuatro fuerzas principales combinando sus tañidos cual campanas disjuntas. De hecho en algunos métodos estudiamos

magnetismo y electricidad como si fueran fenómenos separados (obviando la unicidad descubierta por el escocés **James Maxwell** en 1861) o analizamos las perturbaciones sísmicas de manera apartada de la gravedad, a la cual en última instancia remite, o la radioactividad sin reparar en las fuerzas electromagnética y nuclear débil, y la geotermia sin analizar que en esencia se trata de energía cinética vinculada con los fenómenos electromagnéticos y gravitatorios.
Vivimos en la aldea planetaria del Sol, en un brazo espiral en los arrabales de la Vía Láctea. Ésta, junto a otras galaxias como Andrómeda y las Nubes de Magallanes (así llamadas porque fueron descubiertas durante esa expedición), constituyen la unión gravitacional del Grupo Local. La nebulosa solar hace unos 4.600 millones de años (m.a.) formó un disco en torno al gran astro central y en ella se formaron los núcleos de los planetas. Cuatro grandes gaseosos más afuera (Júpiter, Saturno, Urano, Neptuno) y cuatro pequeños rocosos más adentro (Mercurio, Venus, Tierra, Marte) porque el Sol succionó la mayor parte de la materia cercana y su viento de partículas les impidió retener atmósferas muy espesas. El giro era y es antihorario, salvo Venus y Urano que fueron alterados por duras colisiones en sus primeros tiempos; este último incluso quedó como *spiedo* tumbado. Los modelos indican que se formaron decenas de planetas y, con tanto tráfico, se dieron fuertes piñas. Muchos terminaron desintegrados o expulsados o absorbidos o capturados como satélites, principalmente por los más grandotes, Júpiter y Saturno. Parece que Neptuno y Urano estaban en ese orden y más cerca de los dos mayores, y la resonancia orbital gravitacional con ellos los hizo alejar hace unos 4.000 m.a. En el caso de Neptuno mandándolo más lejos, haciendo enroque con Urano, hasta meter parte de su órbita en el distante cinturón de Kuiper, donde armó tremendo desparramo de cometas. Muchos de esos pequeños astros se precipitaron hacia el sistema Solar interno causando un bombardeo todavía visible: los cráteres de Marte, Mercurio y muchas lunas. En la Tierra fueron borrados por la tectónica de placas y la erosión. En Venus quedan unos 900 bajo su densa atmósfera. Los cuatro grandes planetas, mayormente gaseosos, simplemente engulleron esos cometas, al igual que asteroides y planetas primigenios. Muy lejos, rodeando todo el sistema, quedó la esférica nube de Oort.
La edad de nuestro planeta se estima en 4.540 m.a. Una colisión *grossa* parece tuvo la joven Tierra unos 30 m.a. después de su formación. Se dieron mal con otro pl**a**neta menor que se situaba en la misma órbita. Según esta teoría bastante probada, del impacto surgió el material que formó la Luna, parte fue absorbido por la Tierra y parte se dispersó. A ese planeta destruido se lo llamó Teia porque en la mitología griega es la madre de Selene. Y, en medio de todo ese caos, la vida ya surgía en este mundo. Los genetistas afirman que nuestro antepasado común acelular vivió hace alrededor de 4.200 millones de años y lo bautizaron *LUCA* (*Last Universal Common Ancestor*). *Last* porque se presume que antes hubo otras variantes de ácidos nucleicos libres que no dejaron descendencia, todos derivados de un supuesto *FUCA* (*First Universal Common Ancestor*), cuyos hábitats probables habrían sido charcas vinculadas a fuentes hidrotermales.

En fin, tras este preembarque vayamos al abordaje de la geofísica. Asignatura viene del latín *assignare* (señalar hacia) y nosotros señalaremos hacia nuestro mundo y la búsqueda de sus recursos minerales. La propuesta es navegarlo virtualmente gracias al impulso de favorables fuerzas físicas. Desde el espacio, a través del aire, por el agua y sumergiéndonos en el interior sólido del planeta que habitamos.
Intentaremos no chocar la calesita.

UAV (*Unmanned Aerial Vehicle*), dron geofísico (foto D'Alessandro *et al.*, 2015)

"Lasciate ogne speranza, voi ch'entrate"
["Dejad toda esperanza, vosotros que entráis"]
LA DIVINA COMEDIA, Inferno.
Dante Alighieri (*circa* 1310)

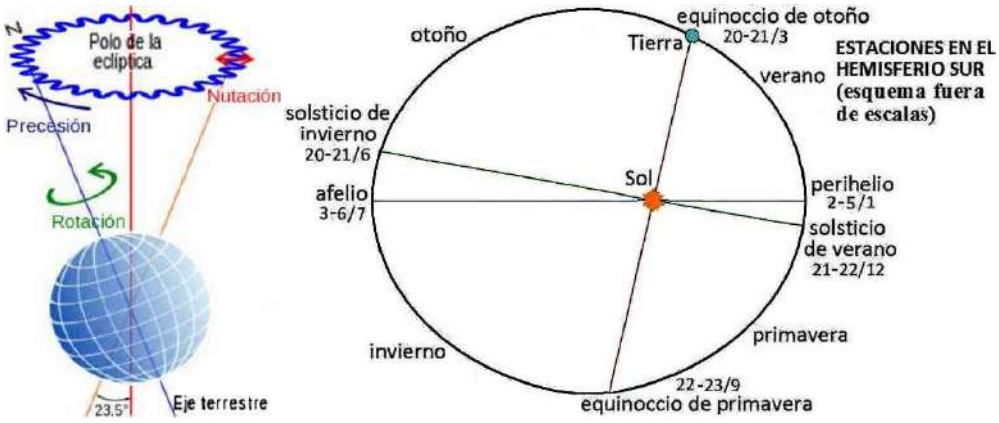
LA CIENCIA GEOFÍSICA

Ciencia viene del latín *scientia*, conocimiento. Geofísica, del griego *γεω* (geo), Tierra, y *φυσικός* (physikos), natural –y natural viene del latín *natura* y ésta de *nasci*, nacer–. La geofísica es la ciencia que estudia los campos físicos vinculados a nuestro planeta (desde el centro hasta el límite exterior de la magnetósfera). Es decir que estudia la Tierra mediante métodos de la física, de investigación indirecta, a fin de conocer su evolución y características actuales (**geofísica pura**), e incluso inferir su futuro, y también como herramienta de prospección de recursos (**geofísica aplicada**). Pueden medirse los campos físicos naturales (gravedad, magnetismo, radiactividad, geotermas, etc.) o generarse campos artificiales por emisión de electricidad, energía sísmica y otros, para así obtener mediciones más efectivas a los fines exploratorios. En estos casos viene en nuestro auxilio la ingeniería, del latín *ingenium*, máquina o engendrar. Gen procede de γένος (génos), parir.

EL LOTE CURVO Y SU VECINDARIO

Sobre un lote curvo las distancias más cortas son curvas y se llaman **geodésicas**. Y el sitio más alejado está bajo nuestros pies y se llama **antípodas** (pies opuestos). Respecto al golfo San Jorge en Mongolia. Y fue el griego **Hiparco de Nicea** hacia el 250 a.C. el primero en proponer meridianos y paralelos.
Ya mencionamos el achatamiento polar de la Tierra –análogo al de otros planetas, lunas y soles– aproximado esferoide oblato (porque prolato sería como pelota de rugby), mejor definido como **elipsoide de revolución** (elipse puesta a girar), aunque tiene suaves abolladuras y eso se aborda en el Tema 02. Su semieje menor (el de rotación) mide 6.356,752 km y el mayor (contenido en el plano ecuatorial) se estira hasta 6.378,137 según el *World Geodetic System* de 1984, refinado periódicamente. También sabemos que el **eje de rotación** está chingado respecto al **plano de la eclíptica** (plano de los eclipses o plano orbital alrededor del Sol) en 23,4°, valor que cambia en un ciclo de 41.000 años desde 21,5 hasta 24,5° por causas astronómicas y es afectado por vibraciones provocadas por los grandes sismos –el terremoto y tsunami de Indonesia en 2004 lo corrió 17,8 cm–. Además el eje cabecea como trompo (**precesión**, debido al momento de fuerza del Sol sobre una Tierra no esférica) en un ciclo de unos 25.800 años. Por añadidura hay otro movimiento precesional menor (la **nutación**, por efecto gravitacional combinado lunisolar) que hace cabecear el eje sólo 9" de arco cada 18,6 años. Y encima un bamboleo muy pequeño (descubierto por el estadounidense **Seth Chandler** en 1891) de 0,7" cada 433 días. O sea que describimos varios rulos superpuestos. Incluyendo, obvio, la rotación diaria.

El mundo da una vuelta completa sobre sí mismo en 23 hs, 56 minutos y 4 segundos (**día sidéreo**), pero como en ese lapso avanza en la órbita, debe girar un toquecito más para dar de nuevo la misma cara al Sol y redondear así las 24 hs (**día solar**). Algo similar pasa con la Luna (que tiene 1/4 del radio terrestre y 1/81 de su masa), ya que rota sobre su eje en 27,3 días y se traslada elípticamente alrededor de la Tierra ¡en justo el mismo tiempo!, mostrándonos por tanto siempre la misma cara a una distancia media de 384.400 km. Pero, considerada respecto a la órbita solar, su rotación demora 29,5 días. Las **fases de la Luna** obedecen a la diferencia de posición diaria resultante del día de 24 hs y la traslación lunar de casi 28 jornadas, motivo por el cual las mareas (debidas principalmente a la atracción gravitatoria lunar) se retrasan unos 50 minutos cada día (24 hs / 28 ≅ 50 minutos). Todos sabemos que las fases son convencionalmente cuatro, dando origen al concepto de semana, del latín *septimana*, conjunto de 7 días utilizado desde tiempos arcanos de la humanidad.
Ahora bien, la forma de la imaginaria elipse terrestre en torno al Sol (con la Luna alrededor) se achata y redondea (variación de la **elipticidad**) en ciclos de unos 100.000 años por efecto de la posición relativa de los demás planetas (siendo Júpiter el más influyente), ciclos que también hacen fluctuar la inclinación de ese plano elíptico. Avanzando 30 km cada segundo, la demora en dar la vuelta al Sol es de 365 días, 5 hs, 48 minutos y 46 segundos y por eso cada cuatro años hay que agregar un día más y se llama bisiesto: de *bis sextum diem ante kalendas martius* (duplicar el sexto día antes del primero de marzo), porque en el antiguo calendario romano se repetía el 24 de febrero, que era un mes que normalmente tenía 29 días y pasaba a tener 30. Pero luego perdió uno que pasó al final de agosto para que el mes en homenaje a Octavio Augusto fuera idéntico al de Julio César, ambos con 31 jornadas, y además en el 153 se pasó de empezar el año el 1° de marzo a iniciarlo el 1° de enero (*januarius*, en honor al dios Jano) y por eso *september* dejó de ser el séptimo mes y así siguiendo.
Las cuatro **estaciones** son otra convención práctica que viene desde las antiguas civilizaciones. Sabemos que el invierno comienza el día más corto del año (y en casi todas las culturas ahí inicia el año, cuando dejan de acortarse y empiezan a alargarse los días, el renacer) y el verano lo contrario; son los dos solsticios (*solstitium*, sol estático). Y el inicio de la primavera y el otoño ocurren cuando el sol está sobre el ecuador, en los llamados equinoccios (*aequinoctium*, igual noche, es decir igual de larga que el día). Además la palabra clima proviene del Griego ***κλίμα*** (klima), inclinación del sol (la misma raíz indoeuropea que clímax, declive, inclinar, clínica, etc.). Y polo de *πόλος* (polos, pivote, de donde también deriva polea; nada que ver con el deporte en el que más se ha destacado Argentina, hípico, cuyo nombre viene del tibetano *pulu*, pelota, y lo trajo el Imperio británico).



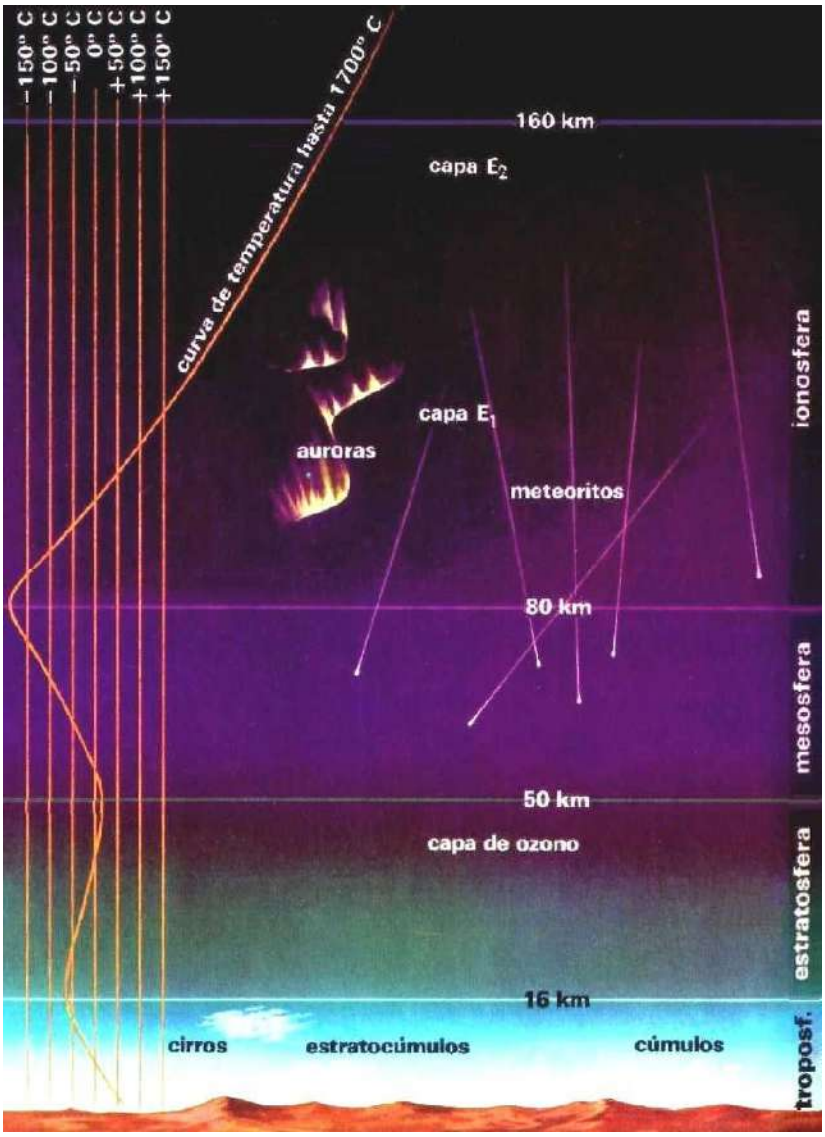
Principales movimientos de la Tierra (gráficos modificados de Caliver)

En fin, pero en tiempos extremadamente remotos las cosas fueron distintas. La Tierra se formó hace unos $4{,}54.10^9$ años tras varios millones de años de agrupamiento –acreción– de materiales orbitales. (En rigor la acreción nunca se detuvo del todo y sigue hoy a razón de 40.000 toneladas anuales de meteoritos que se tiran en picado –la mayoría cayendo en la gran pileta global– y los coleccionistas pagan unos 500 dólares el gramo). La energía cinética de tales cascotazos licuaba las rocas primigenias y mantenía calentísima a la bebé Tierra. En ese contexto, tal lo ya apuntado, la Luna se formó posiblemente a partir de la escombrera orbital que quedó después de chocar la Tierra con un planeta del tamaño de Marte (Teia), o sea un megacascotazo, cuando nuestro mundo sólo contaba unos 30 millones de añitos. Aquel planeta se habría formado simultáneamente en la misma órbita terrestre en uno de los cinco puntos definidos en 1772 por **Giuseppe Lagrange** donde la aceleración gravitatoria de la Tierra y el Sol se anulan mutuamente; parece que andaban como dos corredores distantes en un mismo carril de la pista ovalada, hasta que algo alteró la velocidad de uno de ellos y se embistieron. La Luna, construida con esos escombros, quedó orbitando a menos de 30.000 km de la Tierra, que a su vez había quedado girando sobre sí misma en sólo 4 horas tras el castañazo recibido. Desde entonces nuestro satélite natural se fue alejando y actualmente se nos pianta a razón de 3,8 cm anuales. Y la Tierra bajó un par de cambios.
En verdad la presencia gravitacional de la Luna restringió mucho los movimientos precesionales terrestres y

con ello estabilizó el clima y los océanos. Sin ella el gran bamboleo inicial hubiese durado muchísimo más y la vida hubiese tenido la evolución muy cuesta arriba (y abajo y al costado…), no sería lo que es.
Pero también el Sol se mueve helicoidalmente alrededor de la Vía Láctea (arrastrándonos a nosotros y a todos los demás planetas, lunas, cometas y asteroides) en forma casi ortogonal al plano galáctico principal: cada giro toma 226 millones de años llevándonos a razón de 220 km/s. La última vez que desde acá pudo verse casi la misma parte de nuestra galaxia fue en el Triásico, tiempo de los primeros dinos.

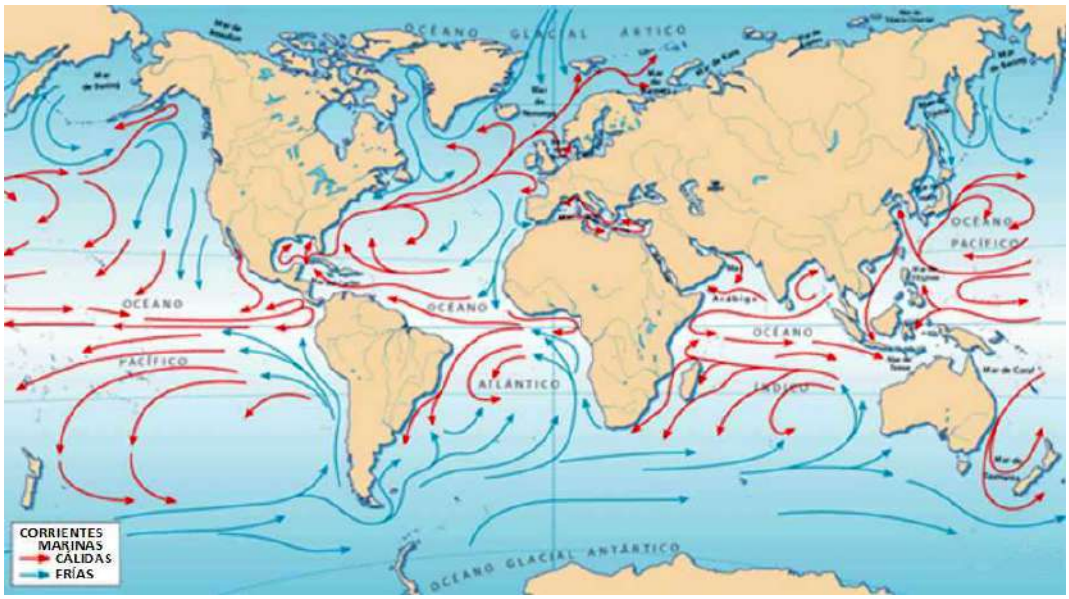
ENVOLTORIOS FLUIDOS

En su conjunto la Tierra tiene 32,1% de hierro, 30,1 de oxígeno, 15,1 de silicio, 13,9 de magnesio, 2,9 de azufre, 1,8 de níquel, 1,5 de calcio, 1,4 de aluminio y 1,2% de otros elementos químicos. Se llama **geósfera** a todo el mundo que pisamos, ***sin sus envoltorios fluidos*** (la **hidrósfera** y la **atmósfera**).
La caída de cometas y la actividad volcánica aportaron mucha agua a la atmósfera, que por enfriamiento se fue acumulando líquida en los mares. Unos 300 millones de años después habrían acaecido los procesos físico-químicos que generaron los primeros seres vivos y otros 700 m.a. más tarde ya había estromatolitos, colonias de cianobacterias que liberaban oxígeno, un subproducto de la fotosíntesis que entre hace unos 1.800 y 2.500 m.a. envenenó a muchísimos organismos anaerobios (la Gran Oxidación) pero sirvió como fuente de energía para los procesos de respiración de criaturas más evolucionadas. Hasta nosotros, que contribuimos creativamente con novedosos y cada vez más letales contaminantes, además de causar una nueva extinción en masa.
Tierra proviene del latín *terra*, que a su vez, como la mayoría del vocabulario romano y griego, procede del idioma indoeuropeo; *ters,* seco: ignoraban que nuestro planeta tiene una superficie no seca en más del 71%. La profundidad oceánica media es de 3,73 km (en leve aumento en tanto nuestro actual sobrecalentamiento global va derritiendo las muy secas Antártida y Groenlandia). El 99% de la masa atmosférica ocupa hasta 50 km de altura, lo que es comparable a la cáscara de una manzana, a pesar de que hay raleadísimas moléculas gaseosas hasta 10.000 km de altura. (Y la cola del campo magnético llega a 100.000 km en dirección contraria al Sol).



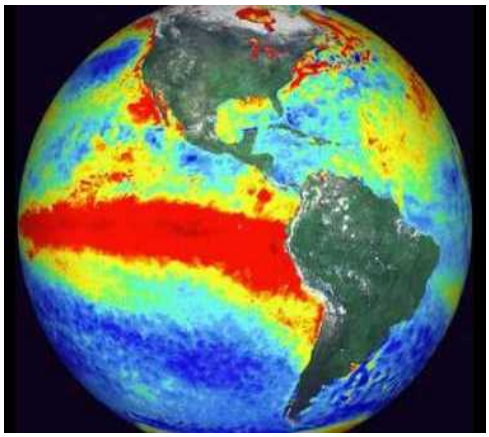
Corte esquemático de la atmósfera terrestre (modificado de Salvat GT)

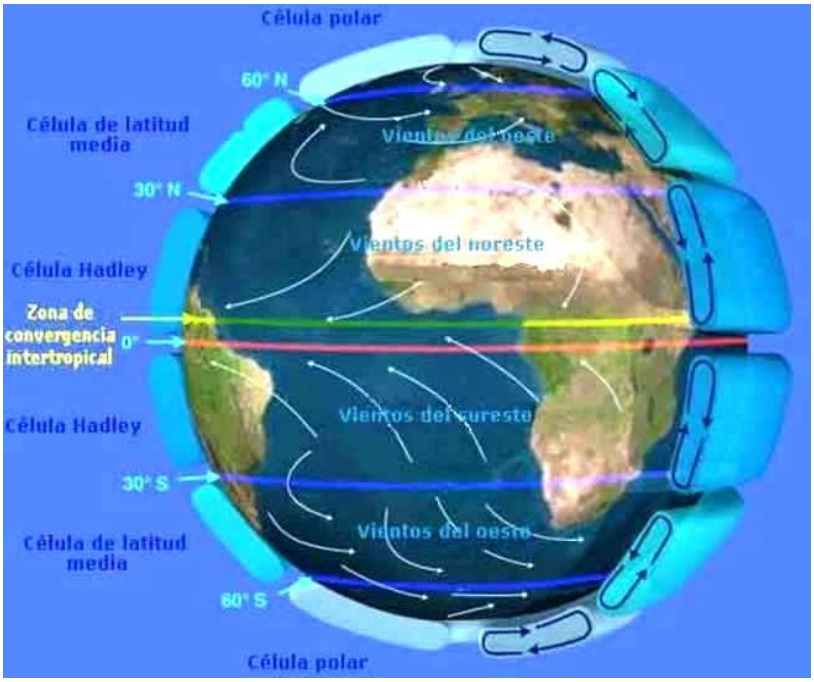
El color predominante del cielo es el ultravioleta que no podemos ver; el hidrógeno y el nitrógeno actúan como ínfimos diapasones ópticos: al llegar la luz solar blanca vibran sintonizando el UV, dispersando azul y violeta. Los grandes átomos de polvo dispersan en rojizo, como vemos al amanecer y al atardecer. Grandes átomos vibran en bajas frecuencias, como grandes campanas dan sonidos graves. Los hidrógenos y oxígenos son como campanillas o como laringes de cuellos cortos cantando con voz aguda de tenor o soprano. Las nubes contienen gotitas de agua de variado tamaño que dispersan en distintos tonos, cuya suma resulta cercana a blanco.
Otro hecho físico notorio es que el giro de la Tierra superficialmente más acelerado cerca del ecuador que de los polos hace que las corrientes marinas y atmosféricas tiendan a girar en sentido



horario en el hemisferio norte y antihorario en el sur. Esto fue desentrañado por **Gustave Coriolis** en la Francia de 1835 y es el efecto que se observa en un sistema de referencia que se halla en rotación cuando un cuerpo sólido o fluido se mueve respecto a dicho sistema.

Derecha, esquema de células convectivas de los vientos globales (gráfico de la NASA)
Arriba, modelo de las corrientes marinas, que tienden a seguir un patrón semejante al de los vientos (mapa de Salvat GT)
Abajo, calentamiento marino superficial durante un evento de El Niño (imagen NASA)





Entre los otros planetas menores del sistema Solar (los más cercanos al Sol), Venus es el que tiene una mayor atmósfera: 96% de anhídrido carbónico, provocando un brutal efecto invernadero, cosa que parece no haber sido así en sus primeros tiempos, ya que pudo tener un océano poco profundo durante 2.000 millones de años.
Al revés, Marte perdió mucha atmósfera, además de todos sus mares primigenios; aunque queda hielo y agua poral y hay ocasionales tormentas de arena de hasta 400 km/hora en su tenue cielo color caramelo. Y Mercurio, por su cercanía al Sol, nunca pudo retener gases ni líquidos sobre su superficie sólida.
Por otro lado, los planetas mayores tienen enormes atmósferas, Júpiter y Saturno casi totalmente de hidrógeno y helio; Urano y Neptuno además tienen metano y moléculas más complejas. Los cuatro tienen vientos fortísimos (pueden superar los 500 km/hora, con el Guinness para Neptuno con hasta 2.000 km/hora) y existen vórtices con una fluidodinámica semejante a la de nuestros huracanes, de los cuales el más notorio es la Gran Mancha Roja de Júpiter que ha durado siglos, donde cabrían más de dos Tierras. Entre los satélites, el saturniano Titán (algo mayor que Mercurio) tiene una gran atmósfera 95% de nitrógeno, más metano y etano, y lagos de hidrocarburos en sus regiones polares; es lo más parecido a la Tierra primordial, aunque mucho más frío. En torno a Júpiter, Ganimedes, la mayor luna del sistema Solar, tiene una sutil atmósfera de oxígeno y es la única con un campo magnético propio. Europa (otro satélite joviano, apenas menor que nuestra Luna) también posee una atmósfera tenue de oxígeno originada por radiólisis (λυσις, lisis, del griego, soltar) sobre un océano global de agua helada.

GESTACIÓN Y NACIMIENTO DE LA GEOFÍSICA

De Grecia provienen los primeros estudios rigurosos sobre la Tierra y el cielo, que maduraron también en otras civilizaciones (china, maya, etc.). **Aristóteles** en el siglo IV a.C. afirmaba la esfericidad terrestre por la sombra circular sobre la Luna en los eclipses y porque viajando hacia el sur las constelaciones cambian de altura, como de los barcos lejanos sólo vemos sus mástiles. Luego llegó **Eratósthenes de Cirene**. Cabe sin embargo apuntar que un siglo y medio después **Poseidonios de Apamea** recalculó la circunferencia terrestre y le resultó el equivalente a 33.100 km, que consideraba un valor más ajustado que el de Eratósthenes: obvio, más que ajustado, apretadísimo, ¡porque la Tierra así tenía varios talles menos…! Otro siglo y medio después **Klaudios Ptolemaios** supo vender ese número, y catorce siglos más tarde Christophorus Columbus lo compró tras haber pasado por muchas manos. ¡Y se lo vendió a la reina Isabel! Y por eso él y los suyos zarparon del puerto de Palos (Andalucía) confiando que las Indias Orientales no estarían tan excesivamente lejos. Por suerte, o por inmensa desgracia, según de qué lado se mire, el 12 de octubre de 1492 tropezaron con la costa de la isla que bautizaron Guanahani (una de las Bahamas), Colón no dudó que veía indios e indias…Y acá estamos.

Tras los mil años del Medioevo –tiempo en que la ciencia árabe salvó la ropa de la inundación de oscurantismo cristiano–, al fin el conocimiento de la Tierra se reinventó en el Renacimiento europeo, cuando surgió el moderno método científico con Kopernik, Galileo, Gilbert, Newton y tantísimos más. Incluso con aplicaciones como las del alemán **Georg Bauer** (Gregorio Agrícola), padre de la mineralogía y pionero en temas de minería y metalurgia, con su gran obra *De re metallica* (Sobre la naturaleza de los metales) de 1556 y otros varios tratados, también abordando matemática, química y medicina. Agrícola estuvo entre quienes comenzaron a vincular teoría y práctica. Teoría viene de *θεωρειν* (teorein), contemplar, pensar en busca de hipótesis (*ὑπόθεσις*), proposiciones. Práctica viene de *πρακτικός* (practicós), concretar.

El término **geofísica** fue empleado inicialmente por **Julius Fröbel** en 1834 y otros autores en años siguientes, pero recién apareció publicado por primera vez en Alemania gracias a **Adolf Mühry** en 1863: *Beitraege zur geophysik und klimatographie* (Tratado sobre geofísica y climatografía), y luego nuevamente en 1887 en el *Handbuch der geophysik* (Manual de geofísica) de **Siegmund Günther**.

Si bien existieron algunas exploraciones geofísicas informales ya desde la alta Edad Media, el primer dispositivo específico para la prospección geofísica data de 1879, el magnetómetro de los suecos **Tobías Thalén** y **Enoch Tiberg**, con el que exitosamente buscaron yacimientos de hierro. Y la primera cátedra de geofísica la debemos a **Emil Wiechert**, en 1898 en Göttingen, Alemania. Eran tiempos en los que hacer ciencia *grossa* exigía saber idioma alemán. Ya no latín ni francés. Ni todavía inglés. No habían comenzado las invasiones y masacres para apoderarse del petróleo ajeno. Pero había otras.

Observatorio Maya en Chichén Itzá, México (foto Bruno Girin) y portada de Mundus subterraneus del alemán Athanasius Kircher, 1664, libro de gran influencia en las primeras teorías sobre el interior de la Tierra (foto Oklahoma University)

Mina de Oro en Kibali, Congo (foto Randgold Ltd.)

En la playa cadáveres alineados de migrantes naufragados que huían de la miseria; en el horizonte buques llevando petróleo de África hacia Europa

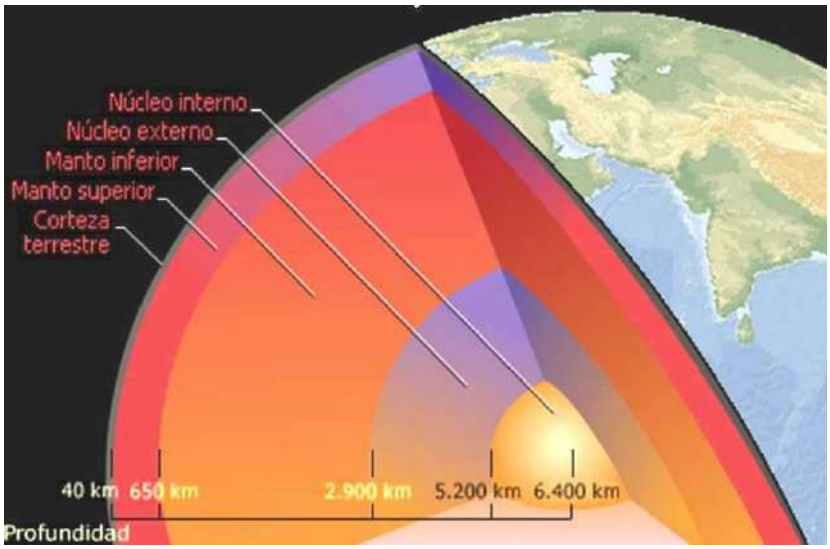
Zawiya, Libia, 21-02-2017, Lucia Goracci (imagen Rai News 24)

CIENCIAS AFINES

La **geografía** describe la Tierra, tanto en sus aspectos naturales como humanos. Pero las ciencias vinculadas más estrechamente con la geofísica son la **geología** y la **física**, que a su vez emplea la **matemática**, del griego *μαθηματικός* (mathematikós), afecto a aprender (¿qué tal?). La geología estudia específicamente los materiales inertes de nuestro planeta (principalmente las rocas) de manera directa y por tanto restringida a las capas más superficiales, complementándose con la geofísica que obtiene información más profunda. En menor grado también es una ciencia afín la **geoquímica** (que hace sus abordajes indirectos a través de la química).
Ahora bien, en su definición en sentido amplio están incluidas en la geofísica disciplinas que a veces son consideradas independientes, tales como **aeronomía**, **meteorología**, **oceanología**, **hidrología** u otras que se relacionan con la geología como **geodinámica** y **tectonofísica**. A su vez la **planetofísica** (que estudia los planetas, y por extensión también lunas, asteroides y cometas) puede considerarse emparentada o hasta de hecho más amplia, inclusiva de la geofísica. Y también hay algunos vínculos con la **astrofísica** (que aborda la física de las estrellas), si bien en entornos físicos muy diferentes. La exploración y monitoreo mediante **fotografías aéreas e imágenes de diverso espectro** (**visible**, **ultravioleta**, **radar**, etc.) también se vinculan con la geofísica, pero suelen ser abordadas separadamente.
En su definición en un sentido más restringido están comprendidas dentro de la geofísica la **gravimetría** (conectada con la **geodesia**, que estudia la forma del planeta en perspectiva astronómica), la **magnetometría** (y sus emparentadas **geomagnetismo** y **paleomagnetismo**), la **geoelectricidad**, la **sismología** y dos subdisciplinas también vinculadas con la geología: la **radiometría** (relacionada con la **geocronología**) y la **geotermia** (conectada con la **vulcanología**). Metría viene del griego *μέτρον* (métron), medición.
En todas estas subdisciplinas existen vertientes puras y prospectivas, las primeras netamente cognoscitivas y las segundas aplicadas al hallazgo de recursos económicos (minerales, agua, hidrocarburos, etc.) o resolución de diversas problemáticas (fundaciones, remediaciones medioambientales y otras). Pero esta diferenciación suele ser de difícil discernimiento, ya que muchas investigaciones puras resultan después en aplicaciones productivas y, a la inversa, muchos trabajos de prospección (en inglés *surveying*) redundan más tarde en conocimientos académicos, realimentándose mutuamente, como ocurre en la ciencia y la tecnología en general.
Las dos vertientes se comparan esquemáticamente a continuación:

Geofísica Pura	Geofísica Aplicada
Gravimetría (con Geodesia)	Prospección Gravimétrica
Magnetometría (con Geo y Paleomagnetismo)	Prospección Magnetométrica
Geoelectricidad	Prospección Geoeléctrica (Corriente Continua o Alterna)
Radiometría (con Geocronología)	Prospección Radiométrica
Geotermia (conVulcanología)	Prospección Geotérmica
Sismología	Prospección Sísmica (Acústica, Refracción y Reflexión)

El Perfilaje de Pozos es una subdisciplina común a cada metodología geofísica, cuando ésta se aplica a la obtención de datos dentro de una perforación, y es reconocido su desarrollo enorme, principalmente a partir de los requerimientos de la exploración y explotación de los hidrocarburos.



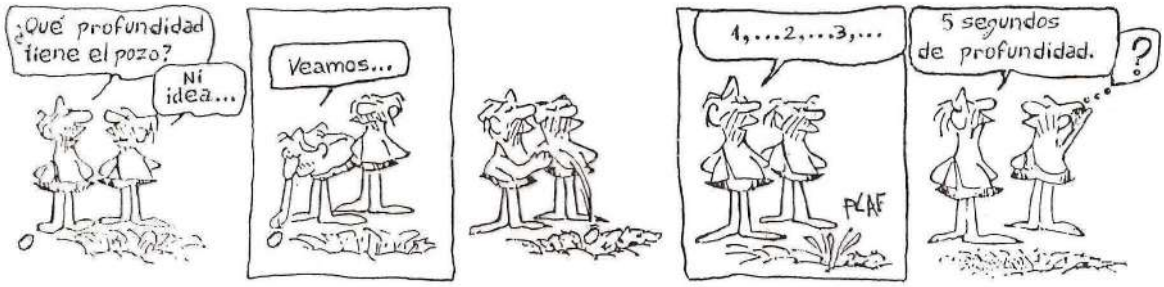
Conformación del interior de nuestro planeta, la geósfera, a la luz de la geofísica (modificado de ingv.it)

LA ANOMALÍA

Es el concepto central de la **geofísica prospectiva** (del latín *prospicere*, examinar). De lo que se trata es de registrar, procesar y graficar la respuesta dada por distintos campos físicos en las áreas de potencial interés exploratorio o de desarrollo de recursos. Y entonces ***buscar los sectores de valores anómalos respecto al fondo regional*** e interpretarlos en términos geológicos a fin de determinar los sitios de

interés. La geofísica, como toda observación humana de cualquier índole, sólo detecta **discontinuidades**, es decir cambios –técnicamente medibles–, de las propiedades físicas a través del espacio o del tiempo. Y también debe tenerse presente que no importan tanto los **valores absolutos** de lo que se mida, sino más bien las diferencias, o sea los **valores relativos**, respecto de zonas o tiempos cercanos. Absoluto es un gradiente geotérmico de 0,039°/m; relativo es que ese valor sea 0,007°/m mayor que el de un área vecina.
La búsqueda de anomalías se hace, antes que nada, ***evaluando información previa de las potenciales áreas a prospectar en función de los objetivos planteados***, para comenzar allí donde las condiciones geológicas y de factibilidad económica sean *a priori* más promisorias. Cuando se ha definido el área, se establece el **mallado de mediciones**, ya sea que tales mediciones se hagan a lo largo de trayectorias predefinidas (paralelas entre sí, o formando una cuadrícula, o cualquier otra figura que se considere oportuna) o bien si son puntos más o menos distantes ubicados según las facilidades y dificultades geográficas de la zona. Usar una malla de muestreo numérico más fina o más gruesa –es decir, hacer mediciones más cercanas o más lejanas entre sí– dependerá indirectamente de la escala del trabajo –por cuestiones prácticas y de costos–, pero fundamentalmente dependerá del ***tamaño mínimo de las anomalías de interés***. En otras palabras, la red es más cerrada o abierta según sea el tamaño de los peces que queremos capturar.
Tras el planeamiento inicial, se entra en la etapa de **registro o adquisición** (de *adquirire*, para buscar) de los datos de campo: posicionamiento y mediciones físicas que se hacen con los correspondientes receptores (equivalentes de la radio, la tele, etc.), para lo cual ***se hacen pruebas de campo previas a fin de optimizar los parámetros.*** Luego se pasa a la segunda etapa, la de ***cálculos correctivos o reducciones que constituyen el*** **procesamiento** (de *processus*, adelante marchar) necesario para homogeneizarlos, es decir hacerlos comparables, y poder entonces graficarlos. Para finalmente hacer la tercera etapa de **interpretación** (de *interpretari*, entre preciar) ***en términos geológicos y eventualmente de recursos potencialmente explotables***. Aquí es fundamental la traducción del lenguaje de la física al lenguaje concretamente aplicado.

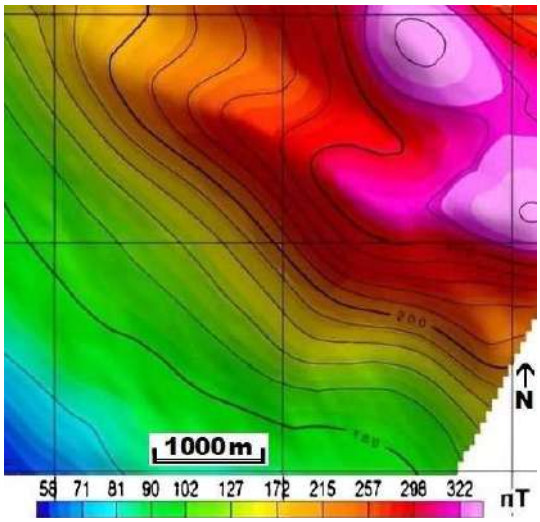
(modificado de A.A.P.G. Explorer)



Debe diferenciarse **señal** (de *signum*), los datos registrados que nos interesan, del **ruido** (de *rugitus*, al igual que rugido), algo fútil que suele interferir y hasta asustar… y que procuraremos evitar en la adquisición, suprimir o al menos reducir al aplicar las reducciones del procesamiento y, de persistir, al menos tenerlos en cuenta durante la interpretación para no caer en conclusiones erróneas.
Los datos pueden presentarse en forma de **perfiles de pozo (**también denominados **diagrafías** o **testificación de pozo** o **sondeo** –en inglés *logs*– que son datos esencialmente unidimensionales en el eje z o 1D, salvo componentes de desviación horizontal del pozo), **perfiles horizontales** (conocidos como **calicatas,** en el eje $\boldsymbol{x}$ o $\boldsymbol{y}$, 1D), **cortes** (también llamados **secciones verticales**, **tomografías** o **transectas**, en este caso bidimensionales en $\boldsymbol{x}, \boldsymbol{z}$, o sea 2D), **mapas** (**planos** o **secciones horizontales**, que también son datos 2D pero llevados a una vista en planta $\boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}$ en lugar de vertical), o **volúmenes** de información (tridimensional o 3D, en $\boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}, \boldsymbol{z}$, también denominados **cubos** aunque su forma poliédrica sea otra). Y también cualquiera de estas configuraciones incorporando la variable de **cambio temporal** (en inglés *time-lapse*), esencialmente allí donde se está explotando un recurso y los registros físicos se modifican en función de la disminución del mismo, por lo cual en todos los casos se agrega la dimensión tiempo: por ejemplo un volumen (3D) pasa a un delta de volumen ($\Delta 3D = 4D$, con $\boldsymbol{x}, \boldsymbol{y}, \boldsymbol{z}, \boldsymbol{t}$).
Las curvas que unen puntos de igual valor de la magnitud física relevada se denominan **isoanómalas**, aunque no necesariamente estemos en presencia de una anomalía significativa. Y los perfiles o cortes o mapas o volúmenes son denominados genéricamente **gráficas de anomalía** gravimétrica, magnética, radiométrica, de velocidades sísmicas, etc. ***El área anómala en el mapa casi siempre resulta mayor que el área interesada por los emplazamientos geológicos profundos que la causan, dada su influencia lateral en la superficie.***
La prospección geofísica suele hacerse sobre la superficie **terrestre**, pero también dentro de **pozos**, o puede ser **marina** (o lacustre o fluvial, desde barcos, lanchas, gomones, etc.), **aérea** (aviones, helicópteros, globos, drones)

e incluso **satelital**, dependiendo de las limitaciones inherentes a las magnitudes físicas a medir –como ejemplos, la radioactividad medida sobre el mar es casi nula y las ondas sísmicas pierden sus propiedades distintivas al entrar al aire– y también según las tecnologías disponibles y sus costos. Las modalidades aéreas, por caso, son más costosas, pero se tornan económicas con drones o cuando se releva un área muy extensa.
El grado de **resolución** (detección de detalle o calidad de enfoque) varía con la escala y la profundidad y debe preverse lo mejor posible. Toda vez que interviene una función de onda (componente residual del campo de gravedad o magnético, ondas electromagnéticas, sísmicas, etc.) ***cuanto mayor es la frecuencia o el número de onda, mayor (o sea, mejor) es la resolución de la geología de pequeña escala***. Pero lamentablemente las ondas de corto período (longitud de onda corta) se atenúan con la distancia y para ver eventos profundos hay que emplear ondas largas (de baja frecuencia y bajo número de onda) y resignarse a perder detalles.
Es muy importante tener en cuenta que ***distintas realidades del subsuelo pueden producir similares anomalías geofísicas*:** no existe correspondencia biunívoca entre anomalías geofísicas y modelos geológicos, es decir, no hay una función biyectiva entre ambos conjuntos, sino que ésta es de tipo sobreyectivo. A cada anomalía geofísica le puede corresponder más de un modelo geológico, usualmente muchos alternativos, lo cual hace indispensable la cuidadosa evaluación de todos los antecedentes geológicos, geoquímicos, de pozos, de otros métodos geofísicos, etc. Y ***recordar que la esencia del método científico es hallar el modelo que mejor ajusta con todos los datos disponibles***, ¡no forzar los datos al modelo que mejor nos pinte!

Prospección aérea
de datos magnetométricos en Australia (foto LCT Airborne Services)



Mapa resultante
de una adquisición magnética (modificado de JOUAV, China)

UTILIZACIÓN DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS

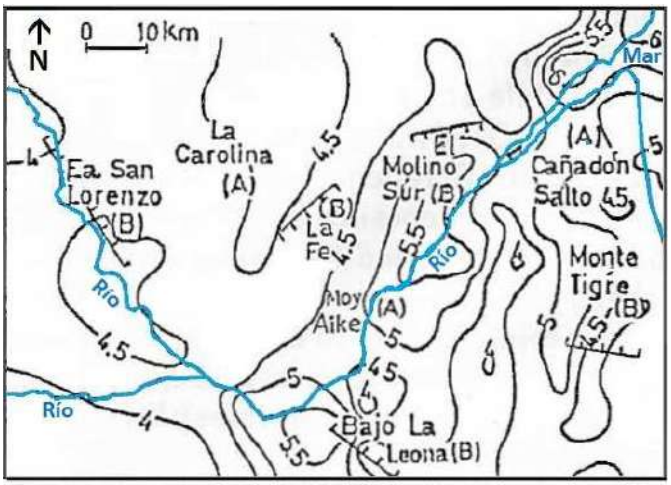
Pensar viene del latín *pendere*, pender, pesar, sopesar. Pensemos entonces en este viaje virtual Tierra adentro.
Para alcanzar los objetivos, además de los medios disponibles, es imperioso basarse en todo el conocimiento conexo previamente adquirido, en la máxima objetividad posible (pero tratando de no contradecir mucho a la jefatura…) y en el trabajo interdisciplinario.
Las condiciones que favorecen o aconsejan el empleo de los métodos geofísicos incluyen, en primer lugar, la ***insuficiente información obtenida por métodos más directos de menor costo*** (como la geología de superficie, la geoquímica, o la información de perforaciones preexistentes, entre otros), insuficiencia que puede deberse a escollos técnicos o a un presupuesto pobre. En segundo lugar, la ***existencia de respuestas físicas medibles*** en función de los prospectos de interés geológico, sean éstos de índole económica o puramente académica. En tercer lugar, la ***factibilidad de resolución técnico-práctica*** en la ejecución de el o los métodos potencialmente útiles (instrumental apropiado, accesibilidad geográfica, etc.). Y naturalmente, en cuarto lugar, las ecuaciones de costos (gastos o inversiones) y los potenciales beneficios**,** o sea una ***buena relación*** **costo/beneficio**, ya sea en etapas de exploración o de explotación.
La interpretación de las anomalías geofísicas puede habilitar estimaciones más o menos confiables sobre las características geológicas, dimensiones y ubicación de los emplazamientos de interés. Son muy importantes para tomar apropiadas decisiones sobre variados temas, por ejemplo definir fundaciones de obras civiles, confirmar ocurrencias mineras, calcular recursos o posibles reservas de yacimientos (del latín *iacere*, yacer), o establecer programas de exploración o explotación. Naturalmente, visto que los sitios con yacimientos son la excepción y no la regla, las prospecciones geofísicas suelen ser negativas, hecho igualmente valorable dado que permite descartar áreas y ahorrarse de aplicar métodos más onerosos, por ejemplo nuevos pozos. En cualquier caso, la geofísica prospectiva del interior terrestre es por excelencia la "ciencia de lo oculto" y suele tener prácticas que a

los profanos pueden parecerles esotéricas –muchas veces no les falta razón– y, como ocurre a los ingenieros petroleros, geólogos y médicos, los errores quedan enterrados…

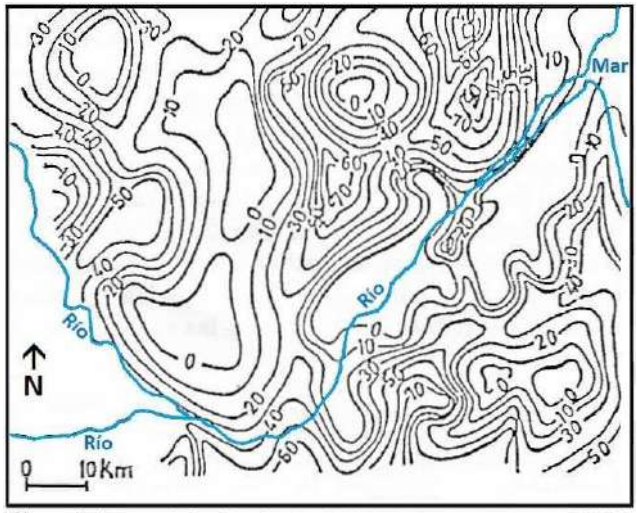
Ahora bien, si la información directa es insuficiente, ***dada la existencia de respuestas físicas para varios métodos con respuestas comparables, serán las posibilidades de abordaje práctico de la problemática a resolver –que incluyen las condiciones de* seguridad laboral *y* resguardo medioambiental*– y las diferentes alternativas de costos versus beneficios las que permitirán tomar la decisión de emplear uno u otro método geofísico, con tal o cual modalidad, o varios de ellos de manera complementaria, o ninguno***. La relación costo/beneficio estará siempre presente, incluso cuando el beneficio no sea netamente económico sino más bien cualitativo en términos de un conocimiento buscado por su importancia científica o el prestigio académico. Gastamos más (recursos técnicos, mano de obra, esfuerzos, tiempo) cuando creemos poder ganar más. Apostamos más cuando el premio es mayor, o bien mayor es la probabilidad de ganarlo.

Explotar viene del francés *exploiter*, sacar provecho (a su vez del latín *ex-plicitare*, desplegar), desarrollar. Pero primero hay que catear (del latín *captare*, captar, en nuestro caso datos; aunque más lindo es catar vinos, o sea captar sus sabores y fragancias). Catear es sinónimo de explorar (*ex-plorare*), para lo cual a veces hay que implorar (*in-plorare*). *Plorare* es el latín de donde viene llorar… O sea… como una borrachera triste.

Los proyectos de exploración y desarrollo siguen etapas de creciente complejidad y por tanto lo mismo sucede con los métodos geofísicos empleados, siempre según los objetivos planteados y el presupuesto disponible. Suele comenzarse con opciones de menor costo (gravimetría, geoeléctrica, geotermia u otras opciones de trabajo de campo con vehículos o a pie), luego vienen las alternativas marinas o aéreas (magnetometría, electro-magnetismo, radiometría) y la sísmica suele ir al final: refracción, reflexión 2D, luego 3D. Siempre con la complementación de las otras disciplinas geocientíficas e ingenieriles que se van sucediendo en paralelo a lo largo de un determinado proyecto. Cada planteo aplicado o puramente científico tiene sus particulares ingredientes y la receta debe ser adaptada para conseguir saborear el mejor resultado final.



Gradiente geotérmico (°C/100m). (A): alto estructural jurásico. (B): bajo estructural jurásico y falla maestra.



Plano isópaco de la Fm Springhill (m). Autor: A.Viera (YPF)

Área del medio y bajo río Coyle, Santa Cruz; cotejo de datos geotérmicos con los de espesores de la principal formación que oficia de reservorio petrolífero en la cuenca Austral; informaciones obtenidas de pozos (modificado de Chelotti, 1992)

Desde que con los métodos geofísicos empezó a hallarse petróleo y gas natural, a partir de 1920, el progreso técnico-científico se aceleró, tanto como resultado de la competencia comercial como por el desafío de hallar y desarrollar depósitos cada vez más complicados, incluyendo las posteriores operaciones de mantenimiento (*pulling*) y de reacondicionamiento (*workover*), con frecuencia para intentar incorporar capas productivas antes descartadas, porque los yacimientos fáciles ya fueron. Y estas consideraciones son también aplicables a los recursos mineros sólidos (metalíferos, carboníferos, radiactivos, rocas de construcción y otros), a hidrogeología, estudios para fundaciones, arqueología, evaluaciones ambientales del subsuelo, etc.

Actualmente más del 95% de la inversión mundial en estudios geofísicos está vinculada con actividades petroleras y cerca del 90% del gasto en geofísica corresponde a prospección sísmica y acústica. Estos porcentajes son atinentes también al ***impacto medioambiental de los distintos métodos geofísicos***, tópico más crítico para la sísmica dado el muy superior despliegue de recursos. Que a su vez son mucho más conspicuos cuando se trata de mares u océanos. (Mar proviene del latín *mare*, océano del griego *Ὠκεανός*, Okeanós, que era

el mayor de los Titanes, la gran extensión de agua que rodeaba el mundo).
Hoy el mundo está envuelto en redes virtuales. Trabajo en remoto, inteligencia artificial y otras realidades nuevas obviamente permean la geofísica.
Por último, una definición de autor anónimo, no pocas veces verídica, publicada por la revista de la *American Association of Petroleum Geologists* (contraparte natural de la *Society of Exploration Geophysicists*, así como de la *Society of Petroleum Engineers*):

"A Geophysicist is a person who passes as an exacting expert on the basis of being able to turn out with prolific fortitude infinite strings of incomprehensible formulae calculated with micrometric precision from vague assumptions which are based upon debatable figures taken from inconclusive experiments carried out with instruments of problematic accuracy by persons of doubtful reliability and questionable mentality for the avowed purpose of annoying and confounding a hopeless group of fanatics known as Geologists who are themselves the lunatic fringe surrounding the hard-working Oil Operator."

Plataforma petrolera en alta mar (foto Facundo Rucci)

Intentaremos no molestar demasiado ni proseguir contribuyendo a la confusión del lector, sea éste cualquiera otra fuese su formación previa.
En el peor de los casos, esperamos al menos ayudar a conciliar el sueño…

(imagen besthdwallpaper.com)

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Cuáles son los campos físicos fundamentales y qué los caracteriza?
- Sintetizar el origen del sistema Solar.
- Dar una definición de geofísica.
- Comentar los movimientos terrestres y lunares y su evolución en el tiempo.

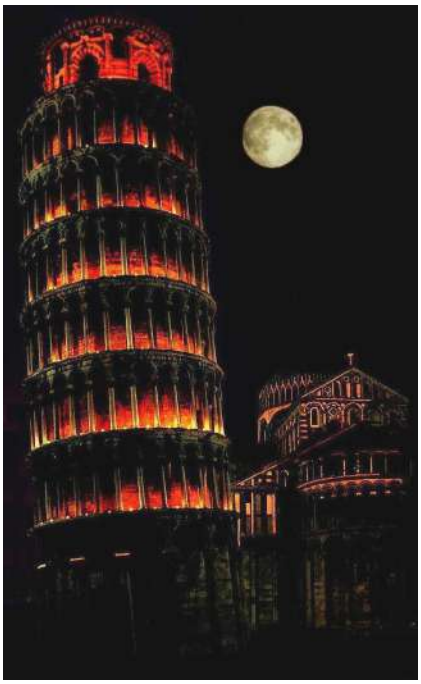
- ¿Qué características básicas tienen las capas fluidas de la Tierra?
- ¿Cuáles ciencias son afines a la geofísica?
- Comentar brevemente los antecedentes históricos.
- ¿En qué se fundamenta la separación en geofísica pura y aplicada?
- Definir anomalía geofísica.
- ¿Qué es el grado de resolución y de qué depende?
- ¿Qué tareas sucesivas básicas se siguen en cada relevamiento geofísico?
- ¿De qué depende la densidad del muestreo de datos?
- ¿Cuáles dimensiones pueden tener los registros geofísicos y desde dónde se pueden obtener?
- ¿Qué condiciones favorecen el empleo de estos métodos?
- ¿En base a qué se decide el orden de aplicación de distintos métodos geofísicos en una misma área?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Barron, E., 1992. Paleoclimatology. En Understanding the Earth (p 485-505); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 1-6). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 23-34). Librería de Ciencia e Industria.
- Chelotti, L., 1992. Rasgos tectónicos del área del medio y bajo río Coyle, cuenca Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina, V.47 N°2 (p 129-134).
- D'Alessandro, A., Bucalo, F., Coltelli, M. & Martorana, R., 2015. Drones: new technology for geophysics? Near Surface Geoscience Conference (p 1-5). 21st European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics.
- Dimri, V., 1998. Fractal behavior and detectability limits of geophysical surveys. Geophysics, V.63 N°6 (p 1943-1946).
- Ferrari, A., 2011. Stelle, galassie e Universo, fondamenti di astrofisica (560 p). Springer-Verlag.
- Forte, S. & Rottoli, L., 2019. Fisica quantistica (368 p). Zanichelli Editore.
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 1-3). Cambridge University Press.
- Francis, P., 1992. Exploration of the Solar System. En Understanding the Earth (p 3-24); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Griffiths, D. & King, R.,1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 13-18). Editorial Paraninfo.
- Howell. B., 1962. Introducción a la geofísica (p 14-18). Ediciones Omega.
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 1-9). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 3-34, 101-107, 144-152, 177-195, 211-222). Cambridge University Press.
- Orellana, E., 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua (p 23-26). Editorial Paraninfo.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 19-35). Editorial Paraninfo.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 1-24). McGraw-Hill.
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 1-13). John Wiley & Sons.
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 1-5). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Taylor, S., 1992. The origin of the Earth. En Understanding the Earth (p 25-43); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D.,1976. Applied geophysics (p 1-6). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 19-35). Alianza Editorial.
- Van Andel, T., 1991. New views on an old planet (p 193-222). Cambridge University Press.

- Wallace, J. & Hobbs, P., 2006. Atmospheric science: an introduction survey (483p). Elsevier Academic Press.
- Yuan, Q., Li, M., Desch, S. *et al.*, 2023. Moon-forming impactor as a source of Earth's basal mantle anomalies. Nature, V.623 (p 95-99).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.



Torre de Pisa.

"Eppur si muove..."
["Y sin embargo se mueve…"]
Galileo Galilei (*circa* 1633)

PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

En 1757 Giusseppe Baretti escribió que, tras abjurar Galileo de la idea copernicana heliocéntrica de una Tierra móvil, por lo bajo murmuró su famosa frase testaruda. Ya sea que lo haya hecho en ese momento o (muy probablemente) después, era evidente que por imposición del fundamentalismo religioso de Roma no iba a renunciar íntimamente a una idea de la que tenía sobradas pruebas. Tener el patrocinio de los Medici, principal familia de Florencia, seguramente influyó para que no terminase como Giordano Bruno y tantos otros, torturados o asesinados en la hoguera por la (¿Santa?) Inquisición que por entonces dirigía el cardenal Roberto Belarmino. (En verdad a Bruno, como a Galileo, se le ofreció abjurar de su concepción de la existencia de otros mundos y demás ideas heterodoxas, demasiado racionales, para así salvar el pellejo, y Bruno se negó).
Galileo convivió con una veneciana con quien tuvo un hijo y dos hijas que devinieron monjas. Su nombre y apellido eran bien cristianos. Galilei significa Galileos, seguramente porque sus ancestros tanos también se llamaron Galileo en la época en que empezaron a usarse los apellidos, pluralizando el repetido nombre de *nonno, padre e figlio*. (Como es sabido, Galilea –hoy norte de Israel– fue la región en la que habría crecido y en parte predicado Jesús, quizá en la aldea de Nazaret). Pero **Galileo Galilei** creía más en las pruebas científicas que en la ceguera mental promovida por el papa Urbano VIII y toda la cúpula del catolicismo.
Galileo llevó profusamente a la práctica el moderno método científico que el inglés **Francis Bacon** había propuesto a partir del 1600: ninguna certeza, así fuese relativa, puede sostenerse sin pruebas concluyentes. Esta eminencia nacida en Pisa hizo cantidad de observaciones con el excelente telescopio que él se fabricó; descubrió los cuatro satélites mayores de Júpiter, los anillos de Saturno –que no pudo explicar–, las montañas de la Luna, las manchas solares, etc. Además estudió el movimiento pendular observando la oscilación de los incensarios en la iglesia, midiendo el tiempo con los latidos de su corazón. También el fenómeno de inercia y la caída libre, al parecer alguna vez tirando balas de cañón de distinto peso desde lo alto de la torre que ya estaba chingada. E hizo varias publicaciones describiendo esos hallazgos impíos y presentando hipótesis opuestas a la "verdad" bíblica resultante de relatos antiguos, a veces contradictorios. Y venía zafando lindo…
Hasta que cayó en desgracia por la publicación en 1632 de su *Dialogo sopra i due massimi sistemi del mondo Tolemaico e Copernicano* donde tres personajes discutían sobre estos temas en Venecia, y lo hacían en florentino (de donde surgió el italiano), no en latín, para que así *tutti quanti* pudieran leerlo. En ese *Dialogo* Sagredo era un tipo abierto que quería saber la verdad aunque contrariase el dogma, era el árbitro. Simplicio, el segundo de los contendientes intelectuales, era simple, defendía el sistema de **Ptolomeo** y **Aristóteles** según el dogma católico. Salviati, el tercer polemista, como que era el propio Galileo, defendía el sistema copernicano con argumentos sólidos y dejaba en ridículo a Simplicio, es decir a la Santa Iglesia Católica Apostólica Romana.
Muchos menos problemas había tenido un siglo antes el polaco-prusiano **Mikolaj Kopernik** (en latín Nicolaus

Copernicus), autor de *De revolutionibum orbium caelestium*. Era sacerdote católico y su obra de seis tomos fue escrita entre 1506 y 1531 –años en que el Papa León X vendía indulgencias: vuelos directos al paraíso, sin escala en el purgatorio, por buena moneda–. Pero recién fue publicada en 1543, semanas después de su muerte ocurrida a la edad de setenta años. Y quien la publicó, Andreas Osiander –devenido luterano– le redactó un muy diplomático prólogo relativizando su contenido y tomó el buen recaudo de dedicar respetuosísimamente la obra a Su Santidad el papa Pablo III.

Con todo, Copérnico había hecho la gran revolución copernicana. Había apartado la Tierra del centro, sustituyéndola por el Sol, a cuyo alrededor puso a girar también a los demás planetas. Y dio al traste con el tremendo lío de epiciclos y demás figuras estrambóticas que había que dibujar en el cielo para explicar el movimiento de los planetas –del griego *πλανήτης* (planétis), errantes– en torno a la Tierra fija.

Igualmente cerca del 500 **Aryabhata** en la India ya había propuesto que era la Tierra la que rotaba –no lo demás alrededor de ella–, además de hacer diversos aportes a la trigonometría y el álgebra. E incluso antes, en 270 a.C., el griego **Aristarco de Samos** había planteado el posible heliocentrismo.

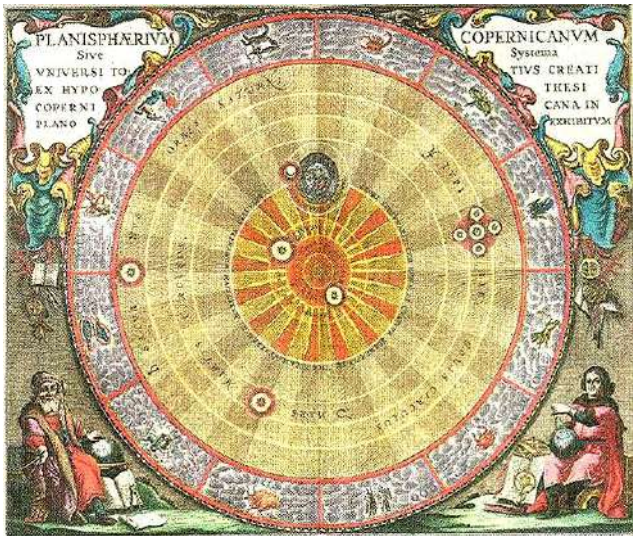


Lámina de "*Harmonia macrocosmica*", atlas de 1660 del matemático y cartógrafo alemán Andreas Cellarius.

CONCEPTOS BÁSICOS

La masa es conferida por los bosones de Higgs (de vida brevísima y carentes de espín, color y carga eléctrica) "obstruyendo" nada, poco o mucho a cada partícula elemental, es decir creando un campo que interactúa de modo diverso según de cuáles fermiones (leptones, quarks) o de cuáles bosones mediadores se trate, siendo por ejemplo la explicación de que los bosones vectoriales W y Z adquieran mucha masa y los fotones nada.

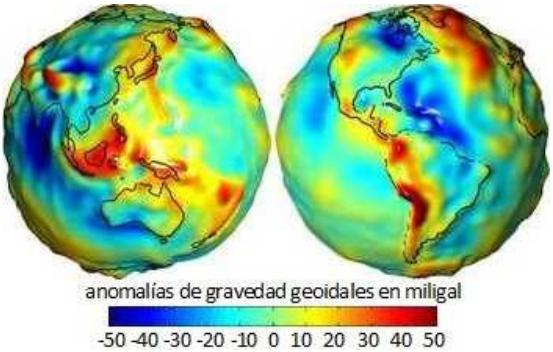
La gravimetría estudia las variaciones del campo de la gravedad (del latín *gravitas,* peso; y peso viene del latín *pendere*, pender, colgar, que es la manera como funcionan las viejas balanzas y los gravímetros clásicos). Estas variaciones obedecen a la desigual distribución de masas en el interior de la Tierra. Un sinónimo que casi no se usa es **barimetría**, del griego *βαρύς* (barys), peso (de donde baricentro, barión, barómetro, baritina e incluso barítono). Peso = **m.a** (masa **m** por aceleración **a**). De lo que se trata es de ***medir, procesar e interpretar las anomalías locales o regionales que las diferencias de la densidad del subsuelo generan sobre el campo gravitatorio terrestre*** (o lunar o marciano u 'oumuamuano).

La **densidad** de los posibles minerales del subsuelo ha de ser tenida en cuenta, pero es sabido que éstos conforman rocas que sólo raramente tienen densidades más o menos homogéneas (el caso de los carbones, con 1,0-1,7, calizas con 2,7-2,8 ó evaporitas con unos 2,1 g/cm^3) mientras que lo más frecuente es que se combinen en litologías heterogéneas. Rocas muy densas (por ejemplo metamórficas e ígneas, éstas últimas con unos 2,7 si son graníticas y cerca de 3,0 g/cm^3 si son basálticas) provocan mayor atracción gravitatoria, y menor las que tienen baja densidad (en general las sedimentarias, que en el caso de las clásticas promedian los 2,2-2,4 g/cm^3 y de 2,0 ó menos si son sedimentos inconsolidados). Además, una misma litología incrementa su densidad con la profundidad de soterramiento y consecuente aumento de la carga litostática.

Es necesario disponer de los ***valores* real *y* teórico *de la aceleración de la gravedad (g) para, por diferencia, establecer las anomalías***. Para obtener el **valor teórico *deben quitarse los efectos geográficamente variables debidos a la forma general del planeta (elipsoide de revolución), así como su fuerza centrífuga de rotación***, lo cual se hace con cálculos teóricos o se obtiene de publicaciones con datos de todo el geoide. En cambio, para el **valor real,** ***además de lo anterior, entran a jugar las variaciones de densidad locales que son el objetivo de la gravimetría prospectiva***, o sea que hay que ir a medirlo realmente al campo.

Ahora bien, ***ese valor real puede ser medido en forma* absoluta**, teniendo en cuenta toda la masa que influye respecto al centro de la Tierra (y por añadidura se lo hace con la mayor precisión posible), lo cual es propio de la geofísica pura, ***o puede medirse en forma* relativa** respecto a una referencia local (x unidades mayor o menor que el valor existente en el punto tomado como referencia), que es lo que normalmente se hace en geofísica aplicada. Para saber si alguien abolló levemente nuestro auto estacionado basta generalmente comparar la parte de la carrocería que parece abollada con la parte de chapa vecina que sigue intacta; no es necesario verificar el presunto bollo con las medidas de fábrica de todo el auto.

Un modelo básico de la Tierra es el **elipsoide de revolución** (una elipse puesta a girar, en este caso alrededor de su eje menor), como ya adelantamos, un esferoide oblato que supone al planeta formado por capas homogéneas concéntricas y sometido a las fuerzas de la gravedad que tienden a hacerla esférica y a la fuerza centrífuga que tiende a ensancharla en el ecuador donde esta fuerza es máxima (siendo nula en los polos), por lo cual el diámetro ecuatorial es 43 km mayor que el polar, que es una diferencia relativamente chiquita, menor a la máxima deformación permitida en las bolas de billar. Pero ***el modelo más ajustado es el*** **geoide** (la forma propia de la Tierra), que es la ***superficie equipotencial correspondiente al nivel medio de los mares*** y su prolongación virtual a través de los continentes, la que adoptaría el agua en cualquier canal imaginario que los cruzase completamente. Se aparta del elipsoide de revolución en más o en menos según las variaciones de densidad de la corteza y el manto a gran escala: un máximo de más de 50 m en el área de Islandia y un mínimo que excede los -90 m al sur de Sri Lanka, antigua Ceilán (norte del océano Indico).



El geoide en perspectivas exageradas (modif. de la NASA)

Corte exagerado de las causas de las ondulaciones geoidales.

Una aproximación intuitiva al concepto de gravedad se lee en la obra del romano **Titus Lucretius Carus** (60 a.C.): *De rerum natura*. Pero fue **Isaac Newton** quien halló la forma matemática de las leyes que la gobiernan. Partió de los hallazgos de Copérnico y Galileo, así como de los estudios del alemán **Johannes Kepler** (sus tres leyes de movimientos planetarios de 1609-1619 en *Epitome astronomiae copernicanae*), del danés **Tycho Brahe** (prolífico y preciso compilador de datos astronómicos) y de otros gigantes, como reconoció Newton cuando erigió su *Principia mathemática* (1687) donde expresó la primera ley: y la segunda:

$$F = G.\mathbf{m_1}.\mathbf{m_2}/\mathbf{r}^2 \qquad F = \mathbf{m_2}.\boldsymbol{a}$$

La fuerza F es asumida actuando instantáneamente a la distancia **r** (medida desde el centro de masa) y las masas gravitatoria $\mathbf{m_1}$ (dada por la cantidad de materia, que se manifiesta por su peso) e inercial $\mathbf{m_2}$ (en función de la resistencia de tal materia al cambio de velocidad) se consideran análogas conceptualmente. G es constante y la aceleración ***a*** es llamada ***g*** cuando se trata de la atracción terrestre.

En 1798 otro inglés, **Henry Cavendish**, inventó la primera balanza de torsión y con ella midió el valor de la constante G (Gravitación Universal): $6{,}67.10^{-11} N\ m^2/kg^2$ (en el Sistema Internacional de medidas)

Además se definió el **potencial gravitacional** terrestre: $U(r) = -G.\mathbf{m_T}/\mathbf{r}$ Es el valor del campo potencial de la gravedad (independiente del camino realizado) cuya referencia es la superficie del geoide (o sea que vale lo mismo en los polos que en el ecuador) y toma valores crecientemente negativos al ir ascendiendo de cota, es decir, al ir creciendo la energía potencial en valor absoluto, en contra de la atracción gravitatoria.

Y también un **potencial gravitatorio** que toma en cuenta el efecto de la fuerza centrífuga:

$-\mathbf{m_T}.\boldsymbol{w}^2.\mathbf{r}.\cos\varphi$ (siendo ***w*** la velocidad angular y **φ** el ángulo de latitud)

La derivada del potencial gravitatorio respecto al radio es la **aceleración de la gravedad:**

$-\partial U/\partial \mathbf{r} = \boldsymbol{g} = G.\mathbf{m_T}/\mathbf{r}^2$ o, escrito con una notación diferente: $\partial U/\partial z = U_z$

Donde en verdad también debemos calcular un valor neto que tome en cuenta la fuerza centrífuga (máxima en el ecuador, nula en los polos). O sea que ***resulta:*** $\boldsymbol{g} = (G.\mathbf{m_T}/\mathbf{r}^2) - \mathbf{m_T}.\boldsymbol{w}^2.\mathbf{r}.\cos\varphi$ (variable con la latitud)

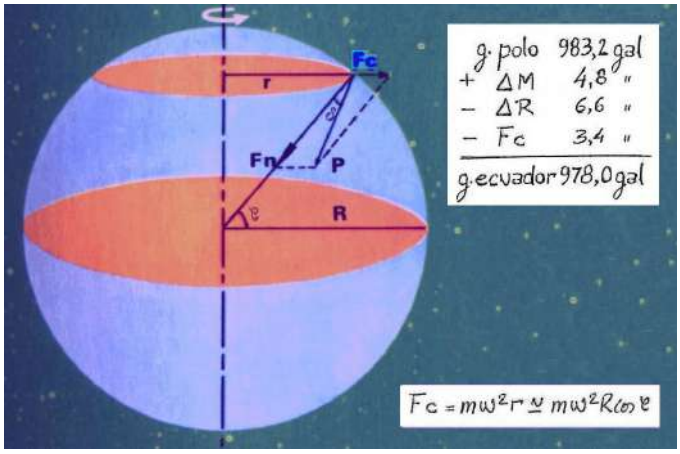
La plomada de un albañil es la dirección de ***g***. El nivel con la burbuja centrada define un plano equipotencial.

Cavendish fue el primero en calcular la densidad media de la Tierra (δ_T), dado que: $\delta_T = \mathbf{m_T}/\mathrm{Volumen_T}$

y: $\mathbf{m_T} = \dfrac{\boldsymbol{g}}{(G/\mathbf{r}^2) - \boldsymbol{w}^2.\mathbf{r}.\cos\varphi}$ que para el caso particular de medirse desde un polo da: $\mathbf{m_T} = \boldsymbol{g}.\mathbf{r}^2/G$

El resultado ($5{,}51\ g/cm^3$) sólo puede explicarse asumiendo que en el interior de la Tierra hay materiales de muy alta densidad, dado que, como hemos referido, las rocas superficiales tienen densidades de entre 2 y 3 g/cm^3.

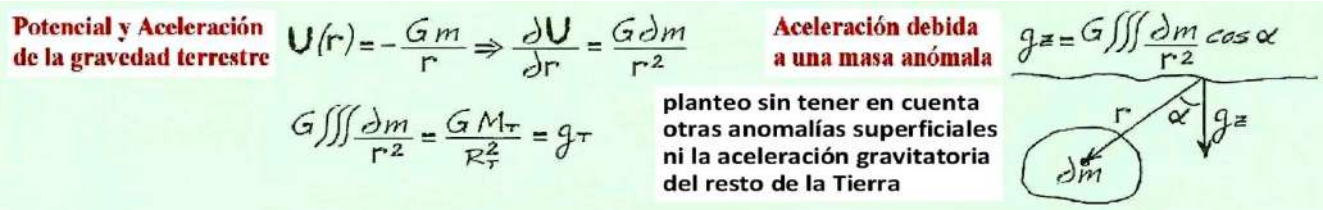
Pero no alcanza contemplar el progresivo aumento de densidad que estos materiales sufren hacia el interior terrestre por el incremento gradual de la carga litostática. Ni tampoco irlos sustituyendo por rocas con menos sílice (hasta ultrabásicas), como se observa en las extrusiones de materiales volcánicos surgidos de grandes profundidades del manto (muy por debajo de la corteza). Hace falta poner un núcleo de algo aún más denso. Y el elemento pesado más abundante en el universo es el hierro. Que está en los sideritos, meteoritos metálicos que provienen de ese planeta que no se pudo formar entre Marte y Júpiter. El hierro se coció en los hornos termonucleares de estrellas viejas y se dispersó con su explosión como supernovas.



Diferencia de gravedad entre el ecuador y los polos.

Las fórmulas antes escritas están simplificadas, ya que en rigor deberíamos incorporar el término del irlandés **James Mac Cullagh** (1839) que sustrae el pequeño efecto causado por los momentos de inercia axial y ecuatorial del planeta, cosa que no hacemos por ser despreciable en la prospección.

El valor de ***g*,** que es la magnitud física utilizada para medir la gravedad, se expresa en **gal** o **galio** (cm/s^2). La gravedad media de la Tierra (9,81 m/s^2) corresponde a 981 gal. En la figura de la izquierda se indican los valores en los polos y el ecuador, así como la razón de sus diferencias, que se explican en pág.37. Las unidades más empleadas son el **miligal** (10^{-3}gal; con ella la media terrestre resulta de 981.000 mgal), la unidad gravimétrica (**u.g.**, o **g.u.** del inglés *gravity unit*, una décima de miligal (o sea10^{-4} gal), y el **microgal**, 1 µgal = 10^{-6} gal.

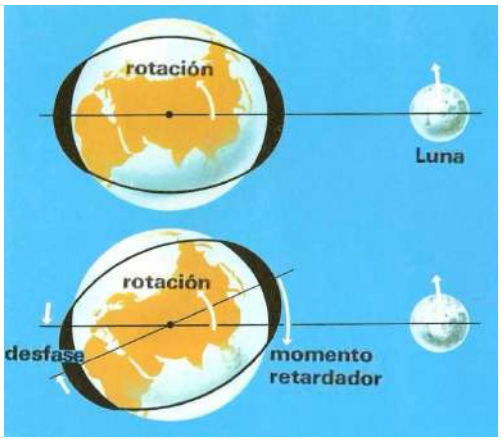


Otra magnitud medible es el **gradiente** de ***g***, esto es, la derivada de la aceleración en las direcciones ***x***, ***y*** o ***z***, valores que se miden en **eötvös** (mgal/km), en razón de que el pionero en este planteamiento fue el húngaro **Loránd Eötvös** a fines del siglo XIX.

Analíticamente, tenemos entonces: $\frac{\partial g}{\partial z} = \frac{\partial U_z}{\partial z} = U_{zz}$; $\frac{\partial U_z}{\partial x} = U_{zx}$; $\frac{\partial U_z}{\partial y} = U_{zy}$

MAREAS TERRESTRES

La fuerza de marea es inversa al cubo de la distancia a un astro. La atracción gravitatoria combinada de la Luna y el Sol (efecto lunisolar) genera estiramientos opuestos del geoide (máximo de unos 75 cm), como una pelota con deformaciones que se desplazan (figura abajo). O como si esas prominencias estuviesen casi quietas y la superficie terrestre girara a través de ellas, estirándose a su paso y aflojando luego. Son opuestas porque la parte que mira a la Luna es la más como succionada y la opuesta la que queda más retrasada (menos atraída). Y las deformaciones se corren de lugar un poco cada día, hasta dar la vuelta completa en un mes lunar: 4 semanas. Estas mareas sólidas igual le suceden a la Luna. Se llaman así porque la causa es la misma que en las mareas del mar, registrándose pleas y bajas cada 6 horas y ocurriendo unos 50 minutos más tarde al día siguiente, intervalo que no es constante, como tampoco lo es la magnitud mareal, porque la distancia a la Luna varía y también juega la atracción solar (45% menor). Las deformaciones mareales, al no ser idealmente elásticas, provocan un retraso infinitesimal en la rotación terrestre que actualmente se alarga a razón de 1,8.10^{-5} segundos/año (el día duraba unas 4 hs hace 4,5.10^9 años, como se citó en el Tema 01), habiéndose también retardado la rotación lunar hasta quedar sincronizada con



Esquema de las mareas (modific. de Salvat GT)

su tiempo de circunvalación a la Tierra (27,3 días; para así ver siempre el mismo hemisferio de la Luna y nunca su otra cara). Y se aleja 3,8 cm/año por efecto de transferencia de momento angular. Esto le pasa también a otras lunas síncronas. Como un bailarín que gira rápido con los brazos cerrados y al abrirlos crece la distancia del cuerpo a sus manos y disminuye la velocidad de giro. Para un momento de inercia **I** y velocidad angular ***w***:

$\mathbf{I} = \sum m_i r_i^2$ y $\mathbf{I}_1\omega_1 = \mathbf{I}_2\omega_2$ (*m* y *r* son las masas y radios)

Ya hemos referido que la Luna estaba en sus orígenes a una distancia menor a 30.000 km de la Tierra y hoy dista unos 384.000 km. Los océanos de hace 4.000 millones de años debieron tener mareas de cientos de metros –pero después de que la Tierra se llevase puesto a un planeta como Marte, eso era lo de menos–.
Las fuertes mareas sólidas de la luna Io (¡de hasta 90 metros!) provocan vulcanismo criogénico. La causa son los fuertes tirones gravitacionales combinados de Júpiter y sus otras lunas Europa, Ganimedes y Calisto.

CUESTIÓN DE PESO

Entre nuestros vecinos, Venus es el más parecido por masa, densidad, diámetro y aceleración superficial, apenas inferiores a la terrestre, aunque su día dura 243 de los nuestros (¡más que su año!) y gira al revés que todos los otros planetas, excepto Urano. En cambio Marte tiene un día casi igual al de acá, pero su masa es un décimo de la terrestre, su densidad es de 3,9 g/cm^3, el diámetro es la mitad del terrestre y la atracción gravitatoria es en su superficie de 3,7 m/s^2. O sea que ahí pesaríamos menos de la mitad que aquí, aunque más que en la Luna, donde la aceleración es de sólo 1,6 m/s^2 (masa 1/81 de la terrestre, densidad 3,3 g/cm^3 y diámetro de 3.470 km, poco más de un cuarto respecto de su planeta de pertenencia). Mercurio, el menor planeta, tiene 1/18 de la masa terrestre, densidad media casi igual a la Tierra, gravedad superficial igual a la marciana y su día dura 58 de los nuestros (ahí del almanaque deshojan sólo un día y medio por año).
Entre los gigantes, tres tienen densidades de 1 a 2 g/cm^3, porque retuvieron grandes espesores de elementos ligeros (más del 80% de hidrógeno y más del 10% de helio sobre sus interiores de roca y núcleos de hierro) y Saturno registra sólo 0.7 g/cm^3 (más H y menos He). Todos tienen días más cortos que la Tierra (el de Urano por rotación inversa y con el eje acostado en el plano de la órbita). Neptuno, el más lejano, tiene 49.530 km de diámetro (casi 4 veces el terrestre), masa igual a 17 Tierras y aceleración superficial casi igual a la que soportamos por estos pagos. Urano registra guarismos muy parecidos. Saturno tiene una gravedad similar en su superficie, pero su diámetro es de 120.530 km (12 Tierras) y reúne unas 93 masas terrestres. Júpiter, el mayor dios mitológico, tiene una aceleración superficial 2,6 veces la terrestre, un diámetro de 142.980 km y una masa equivalente a la de 318 Tierras que, de hecho, es mayor que la de todos los demás planetas sumados.
Los dos mayores satélites naturales (Ganimedes, de Júpiter, y Titán, de Saturno) superan a Mercurio en diámetro (5.260 y 5.160 km, respectivamente) pero registran aproximadamente la mitad de su masa, mientras que el tercero (Calisto, de Júpiter) acredita un diámetro algo menor (4.820 km) y su masa es 1/3 respecto a la de Mercurio. Numerosos satélites son muy chiquititos, como los dos que orbitan Marte, probables asteroides gravitacionalmente capturados. Lo mismo sucede con la mayoría de las lunas de los planetas mayores, cuyo total contabilizado hasta ahora es de: 16 Neptuno, 28 Urano, ¡92 Júpiter y 146 Saturno! Los cuatro además poseen anillos que serían relictos de lunas desintegradas.
Entre los planetas enanos está Ceres, el mayor del cinturón asteroidal entre Marte y Júpiter, con 952 km, densidad de 2 g/cm^3 y masa menor a 2/10.000 de la terrestre.

El Sistema Solar, distancias fuera de escala (gráfico de Jacopin / BSIP)

Plutón (el dios de los infiernos, que los astrónomos mandaron a la parte más helada del sistema Solar y al que encima en 2006 degradaron de planeta a planeta enano) tiene 2.370 km de diámetro y una masa que es 2/1.000 de la terrestre. Eris, que está al doble de distancia que Plutón, tiene casi el mismo diámetro y una masa algo mayor. Y entre ellos hay muchos cientos de otros enanitos que integran la tribu suburbana de los plutoides, emplazados en el cinturón de Kuiper –caso del siamés Arrokoth, visitado por la sonda *New Horizons*– que incluye cuerpos de exigua masa de hielos, polvo y rocas poco densas. Son parecidos a los que conforman la 100 veces más lejana nube de Oort que, a diferencia de todo lo demás, no se dispone en forma *grosso modo* planar sino esférica en torno al sol. (**Gerard Kuiper** y **Jan Oort** fueron astrónomos holandeses pioneros en el estudio de estos confines de nuestro sistema planetario). Estos cuerpitos pueden padecer perturbaciones gravitacionales

que los llevan a tirarse de cabeza hacia el Sol en forma de cometas, para ser luego relanzados hacia afuera de manera parabólica, hiperbólica o, si tienen suerte, elíptica muy alargada que evitará su exilio.
En el cinturón de Kuiper se encontraría el noveno planeta, con una masa entre 5 y 10 veces la terrestre, a una distancia al sol equivalente a entre 7 y 39 veces la de Neptuno debido a su órbita alevosamente elíptica.
Y, claro, está el Sol, nuestra estrella (tipo G, una entre tantas, ni de las más grandes ni de las más chicas), que rota sobre sí mismo en 28 días, mide 1.392.000 km de diámetro (109 Tierras), registra una densidad media de 1,4 g/cm^3, tiene una masa equivalente a la de 332.946 Tierras (¡el 99,86% de la masa de todo el sistema Solar!), un volumen de 1.303.600 mundos y acusa una gravedad superficial de ¡274 m/s^2!

GRAVEDAD Y RELATIVIDAD

La teoría de gravitación universal emplea un espacio euclídeo ideal y asume un tiempo continuo absoluto. Su indubitabilidad terminó como consecuencia del desarrollo de otra enorme teoría, el electromagnetismo, según las fórmulas reunidas por el escocés **James Maxwell** (Tema 08 pág.172), un sistema de ecuaciones en derivadas parciales lineales que describen el campo electromagnético. Y Maxwell dedujo que la luz era un ejemplo de las ondas descriptas por el sistema, con una constante física a medir: la velocidad de onda. El francés **Hippolyte Fizeau** en 1849 había logrado una aproximación. Pero el polaco **Albert Michelson** y el estadounidense **Edward Morley** midieron en 1887 los casi 300.000 km/s de la luz en el aire, además de comprobar que no cambiaba con el movimiento de la fuente y descartar la existencia del hipotético éter, sostenida sin pruebas durante siglos.
Con veintiséis años de edad y estando empleado de la oficina de patentes de Zurich (Suiza) el alemán **Albert Einstein** se planteó experimentos mentales (*gedankenexperimente*) con rayos de luz, metros y relojes –en paralelo con el francés **Henri Poincaré**–. Transcurría 1905 y en Argentina el radical Hipólito Yrigoyen dirigía una fracasada sublevación cívico-militar contra el gobierno de Manuel Quintana (fraudulento, como fueron todos los gobiernos conservadores de ese tiempo), que sin embargo desencadenó una movida política que fructificaría en la ley Sáenz Peña de 1912 de voto libre y secreto (sólo masculino). En Rusia una revolución obrera no lograría derrocar al zar Nikolai II pero conseguiría tibios avances democráticos y sería un precedente para la exitosa revolución bolchevique de 1917 (*большевик*, bolshevik, uno de la mayoría). Pero Einstein estaba en una revolución del conocimiento que no causaba muertos (todavía).
Dedujo que viajando más rápido su reloj iría más lento y a la velocidad de la luz (**c**) se detendría. Postuló que **c** es una ***constante universal*** (invariante en cada medio), y la relación entre masa y energía: $E = m.\mathbf{c}^2$
Y acabó con la independencia del espacio y el tiempo al plantear que para dos observadores que se mueven relativamente con una velocidad uniforme (movimientos inerciales) los intervalos temporales y las longitudes espaciales no son iguales sino relativas: no existe un sistema de referencia inercial absoluto, hay sistemas particulares en cada entorno donde las leyes físicas tienen igual forma –***covariancia***–. Y como la teoría era válida sólo para sistemas inerciales (a velocidad constante, no acelerados uno respecto al otro) se lo llamó **relatividad especial**. Esto dejó obsoleta, a escala cósmica, la geometría de sólo tres dimensiones y el modelo de Newton. Que, empero, siguió vigente en casa y el vecindario próximo porque por acá las cosas transcurren con bajas aceleraciones (aunque más de un zarpado se pare sobre el acelerador).
Un tiempo después Einstein se preguntó de dónde surge la misteriosa fuerza de gravedad y por qué la masa inercial es igual a la masa gravitatoria, y se dio cuenta de que una persona en caída libre no siente su propio peso. Un astronauta en la ingravidez está en caída libre igual que un paracaidista antes de abrir el paracaídas, sólo que el primero no cae como bolsa de papas hacia la Tierra porque tiene una componente de velocidad tangencial –inercial– que sumada vectorialmente a la gravedad da por resultado el giro en órbita. Otro modo de verlo es que se mantiene siempre a la misma distancia porque el piso es curvo, no plano.
Con los pelos cada vez más revueltos Albert recurrió a la geometría de su compatriota **Georg Bernhard Riemann**, a la geometría diferencial en general, al análisis tensorial de los italianos **Gregorio Ricci-Curbastro** y **Tullio Levi-Civita** y a los conceptos de covarianza generalizada. El francés **Pierre de Fermat** hacia 1630 había descubierto que un rayo de luz que atraviesa un medio heterogéneo sigue una trayectoria que minimiza el tiempo transcurrido en unir dos puntos dados. Es como si los rayos de luz describiesen geodésicas. Análogamente, si los rayos de luz se curvan por acción de la gravedad, debe abandonarse la geometría euclídea donde las geodésicas son rectas, para recurrir a la ***geometría riemanniana*** donde aquellas devienen curvas. El resultado son las ecuaciones del campo de Einstein cuya fórmula general es: $R_{ij} - \frac{1}{2}R.g_{ij} + \Lambda.g_{ji} = (8\pi.G/c^4).T_{ij}$

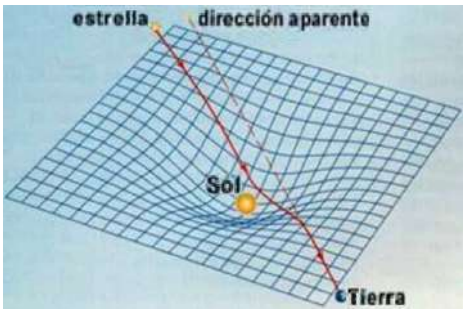
(R_{ij} es el tensor de curvatura de Ricci-Curbastro, R es la correspondiente contracción del tensor, Λ es la constante cosmológica, g_{ij} es el tensor pseudométrico que determina la geometría del espaciotiempo, T_{ij} es el tensor de energía-momento que describe la distribución de materia y energía y G es la constante de gravitación; dado que los índices i,j van de 1 a 4 y los tensores son simétricos, se trata de un sistema de 10 ecuaciones en derivadas parciales no lineales)

En la **teoría de la relatividad general** (1915) Einstein generalizó el ***principio de covariancia para sistemas acelerados***: si viajásemos a velocidades v cercanas a **c** nuestro reloj t iría más lento –pero nos parecería que los sucesos exteriores transcurren más rápido–, nuestra propia masa aumentaría (resistencia crecientemente cuadrática a la aceleración, por lo cual **c** es inalcanzable) y el espacio x se nos acortaría respecto al resto (x=v.t; si t decrece, x también). Siempre **c** es la suma de la velocidad en los 3 ejes espaciales más la velocidad temporal: *ergo*, mientras sigamos viajando lentamente dentro de esta ínfima burbuja del Universo, el tiempo se nos seguirá yendo como agua entre la manos…

Luego, partiendo de la comprobación de Galileo de que todo cae con la misma aceleración (en un mismo lugar), Albert postuló el ***principio de equivalencia***: aceleración y gravedad son diferentes aspectos de una única realidad física, porque los efectos de un campo gravitatorio uniforme son idénticos a los de una aceleración uniforme del sistema de coordenadas. De ahí la noción de curvatura del espacio-tiempo: el campo gravitatorio creado por una masa resulta descripto como una deformación del tejido espaciotemporal. En consecuencia caemos u orbitamos porque seguimos la curvatura espacio-tiempo creada por la masa de la Tierra. Aunque estemos quietos, la curvatura temporal causada por la masa terrestre nos hará caer. De donde predijo que los rayos de luz se curvarían al pasar cerca de un astro masivo como una estrella. Y además resulta que si cayésemos hacia un cuerpo de exagerada gravedad (como en la película *Interstellar*) el tiempo ralentizaría.

En 1919 el inglés **Arthur Eddington** observó la lejana luz estelar pasando cerca del Sol en un eclipse, calculó su desviación anómala y así probó que la teoría relativista era correcta. También lo demuestra la elipticidad no del todo newtoniana de la órbita de Mercurio, la más cercana a la gran masa solar.

Eclipse solar de 1919 (imagen ESO.org)



Esquema de la curvatura gravitacional de la luz.

El espaciotiempo se estira, contrae o retuerce según la distribución de masas y energías. Y una manifestación son las ondas gravitacionales detectadas en 2015 por LIGO y de nuevo en 2017 por su símil Virgo en Pisa –¿dónde si no?– por la colisión de estrellas de neutrones. Ondas que mueven todos los objetos a su paso, cual boyas en el vastísimo océano cósmico.

ADQUISICIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Basta de vagar por el espacio. Aterricemos. Unos mates y a laburar. La metodología de trabajo es la siguiente:

▪ Ubicación del área a partir de la ***evaluación de toda la información previa*** y de la ***definición de los objetivos del relevamiento***, sean éstos puramente científicos o de prospección de recursos.

▪ Determinación y estaqueo de los puntos tomados como **bases** (donde las lecturas gravimétricas se harán dos o tres veces) y de las **estaciones** en torno a esas bases (donde las mediciones se harán una sola vez). La ubicación de estos puntos ha de conformar una malla lo más regular posible, más factible en trabajos de escala chica e improbable en relevamientos regionales donde cerros, lagunas y otros rasgos geográficos pueden obligar a desplazar u omitir puntos del mallado ideal de datos. Puede hacerse un análisis fractal para su optimización.

También puede trabajarse siguiendo **líneas de perfil** (en sección o corte), llamadas transectas si son regionales.

En **trabajos aéreos o marinos** (o lacustres o fluviales) se definirán las líneas de navegación y el intervalo de muestreo a lo largo de ellas, además de los puntos de atadura entre líneas donde las lecturas habrán de repetirse para tener los puntos base. Podrá haber restricciones: islas, sectores vedados a la navegación, etc.

▪ Relevamiento topográfico, durante el cual se realiza la ***determinación de cotas y distancias entre las estaciones***. Los errores de cierre de los polígonos (altimétricos y planimétricos) deben ser bien controlados y distribuidos. Su precisión estará ajustada con la precisión de las lecturas gravimétricas propia del aparato.

- Planimetría, para ubicar las estaciones. Debe considerarse el margen de error en las mediciones para así calcular a su vez el ***error probable de g*** en las correcciones por latitud. Generalmente basta la precisión dada por un aparato de *GPS* (*Global Positioning System*; red que corrige por relatividad: los satélites se nos adelantan 38 microsegundos diarios, que de no hacerse llevarían a unos 10 km de error acumulativo cada día).

- Altimetría, para la ubicación en z. También se calcula el ***rango de error probable*** en las mediciones que se traducirá en errores de ***g*** en las correcciones vinculadas con la altitud. Puede ser suficiente la precisión de un *GPS* para trabajos regionales, pero es necesaria una nivelación de alta precisión para trabajos de carácter más local, sea que se efectúe con teodolitos convencionales o electrónicos.

▪ Relevamiento gravimétrico, que consiste en la ***adquisición de los valores de g***, ya sea la componente vertical z de la gravedad, obtenida con gravímetros (en esencia balanzas de resorte, aunque los hay de otro tipo) o más raramente de valores de gradiente de la gravedad en x, y, z (con aparatos llamados gradiómetros).

Si cerca hay alguna base de una red de gravedad absoluta, existe la posibilidad de colgar el trabajo de ese valor de precisión geodésica. En Argentina en 1968 fue medida la red BaCaRA (Base de Calibración de la República Argentina) con 5 puntos de máxima precisión (orden cero) y 86 de primer orden, la cual fue reemplazada entre 2014 y 2015 por los 36 puntos de la RAGA (Red Argentina de Gravedad Absoluta) y en los años siguientes por nuevas redes de primero y segundo orden, todo en función de las nuevas tecnologías y estándares. Existe asimismo la *IGSN* (*International Gravity Standard Net*). Sin embargo las mediciones absolutas no son necesarias en los trabajos netamente prospectivos, en los que bastan mediciones relativas. Tampoco es condición *sine qua non* que la base de arranque sea un punto no anómalo, ya que igual la condición de anomalía de gravedad relativa quedará en evidencia al completar la serie de correcciones de los datos adquiridos.
Ha de tenerse presente que las vibraciones por ***microsismos naturales o artificiales afectan las mediciones***.

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

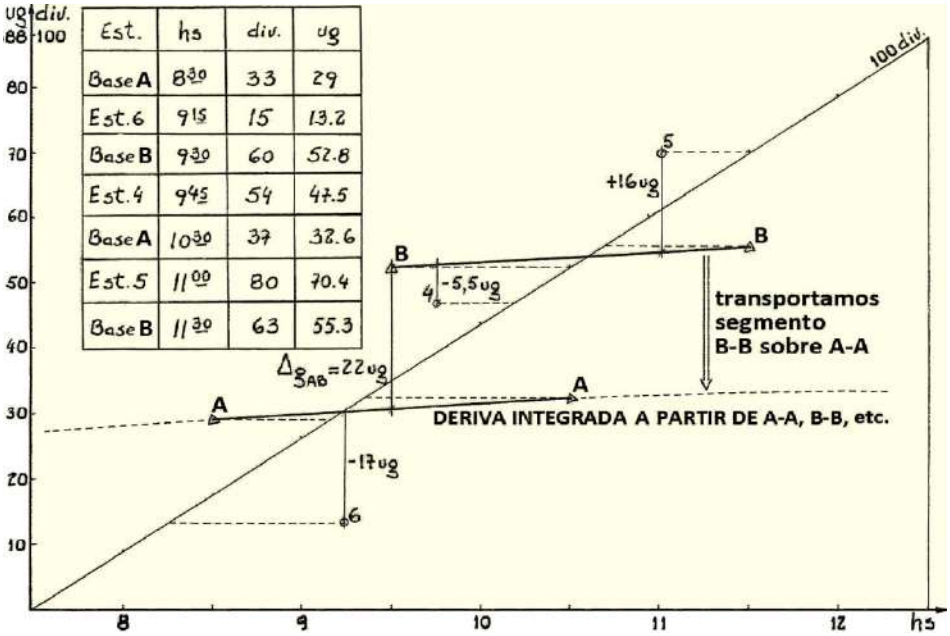
Es el conjunto de las **correcciones a aplicar** (también llamadas **reducciones**) que permitirán homogeneizar los datos y hacerlos comparables para su correcta graficación, con el fin de poder interpretarlos geológicamente. Hablamos de datos muy finos, incluso hasta en una prospección regional. Es como pesar a un chabón y de ahí deducir si su camisa tiene un botón en más o en menos. Se efectúan según el siguiente ordenamiento.

Correcciones temporales

El objetivo es tener valores corregidos que se aproximen a los que se hubieran obtenido si todas las estaciones hubiesen sido medidas simultáneamente (y con el mismo instrumento). Las causas de que las mediciones de g cambien con el tiempo son dos, a saber:

▪ Mareas terrestres (*earth tides*): el geoide se deforma hasta unos 75 cm, con dos pleas y dos bajas al día (gráfico pag.32), resultando como máximo 0.5 u.g./h, o sea unas 3 u.g. en seis horas, cuyos valores diarios pueden obtenerse de ***tablas publicadas*** para cada lugar del planeta.

▪ Deriva instrumental (*instrumental drift*): es el cambio en la lectura de los gravímetros tradicionales debido a la fatiga del resorte –lo que provoca un comportamiento parcialmente plástico, no completamente elástico, de largo período (*long-term*)– y la eventual influencia adicional de la temperatura ambiente en su respuesta. Varía desde menos de 0,1 hasta 10 u.g. por hora según sea la prestación del aparato que se emplee.

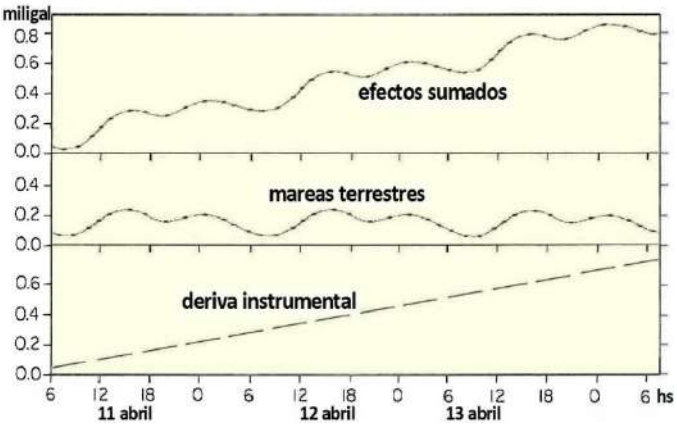


Est.	hs	div.	ug
Base A	8³⁰	33	29
Est. 6	9¹⁵	15	13.2
Base B	9³⁰	60	52.8
Est. 4	9⁴⁵	54	47.5
Base A	10³⁰	37	32.6
Est. 5	11⁰⁰	80	70.4
Base B	11³⁰	63	55.3

Cálculo de deriva temporal con datos de campo (modif. de Geofísica Explorac. Y.P.F.)

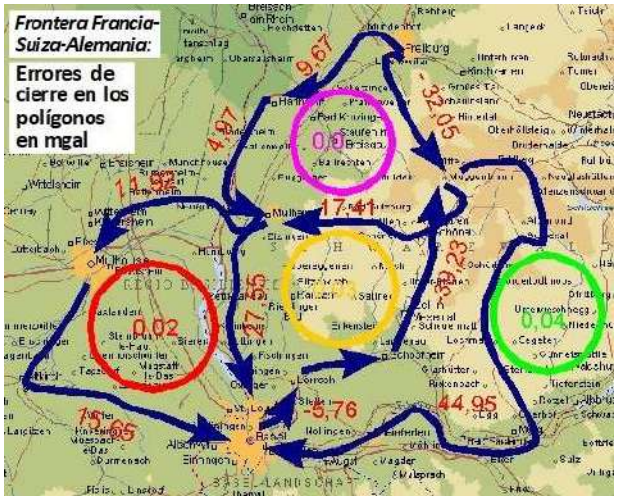
Para hacer la **corrección temporal de modo práctico** se construye una gráfica con los datos crudos de campo (figura adyacente) con el tiempo (horas) en abscisas y g en ordenadas (divisiones leídas con el tornillo del aparato y las equivalentes u.g. que surgen de la relación u.g./div, o sea la constante de calibración del mismo). Después hay que trazar segmentos a fin de conectar los datos correspondientes a las lecturas de un mismo punto base, que se han leído dos o tres veces (en distintos horarios), para luego proyectar sobre cada segmento los datos de las estaciones leídas en los horarios intermedios en torno a cada base de referencia (A, B, etc.). A su vez el Δg entre bases se obtiene calculando la diferencia entre cada segmento y el siguiente. La curva de deriva se construye transportando los

sucesivos segmentos sobre una ***trayectoria integrada única***, como se indica. En ella ***ya están contempladas tanto la deriva instrumental como las mareas***. Con los datos de muchas bases también puede recurrirse a una aproximación por mínimos cuadrados, que los gravímetros modernos calculan automáticamente.
Otra opción sería construir la curva de variación de los dos efectos sumados en forma teórica, adicionando el efecto de marea (obtenido de tablas) al de deriva instrumental, cuyo comportamiento casi lineal puede saberse antes de ir al campo (repitiendo mediciones en un punto y descontando el efecto de mareas).



Variaciones temporales (modif. de Robinson & Coruh, 1988)

Compensación por el método de los polígonos:
Si, tras corregir por deriva los valores de cada estación, el cálculo del error de cierre no resultase cero, habrá que compensar ese error en todas las estaciones, tal que coincida al llegar a la primera (figura contigua). Se dividirá el error por el total de estaciones.

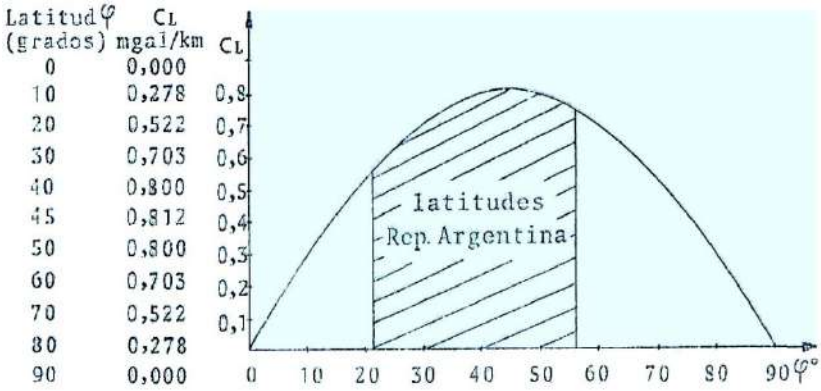


Compensación de estaciones (relevamiento de 1989)

Correcciones espaciales

En este caso el objetivo es tener valores en los que se busca cancelar los efectos latitudinal y altimétrico sobre las lecturas registradas en cada estación. Veamos puntualmente las causas y su corrección.

▪ Latitud: se define el valor de gravedad teórico según el modelo del elipsoide de revolución –usualmente no se requiere la precisión de un modelo geoidal– debido sobre todo al efecto combinado de la fuerza centrífuga (que no es gravitatoria pero la contrarresta, tendiendo a minimizar el valor de ***g*** en el ecuador) y del achatamiento terrestre axial y su ensanchamiento ecuatorial (originado por la fuerza centrífuga) que provoca en los polos una menor distancia y una menor masa interpuesta entre la superficie y el centro de la Tierra (y lo contrario en el ecuador). Donde menor sea el radio terrestre mayor será el valor de ***g***, pero también donde menor masa interpuesta haya menor será ese valor. En el balance, el efecto de menor radio es más significativo que el de menor masa interpuesta (como lo indica la fórmula de Newton, donde el radio está al cuadrado), o sea que ***g*** resulta mayor en los polos y esto se magnifica todavía más porque en los polos no hay fuerza centrífuga que contrarreste el valor de ***g***, resultando en unos 983,2 gal contra 978,0 en el ecuador (figura en pág.32). De modo que ***la diferencia total es de sólo unas 5 milésimas*** ¡y esa es la mayor diferencia relativa posible! A escala local las diferencias medibles serán muchísimo menores, razón por la cual tendremos que ser muy precisos con nuestros datos.
La siguiente es la fórmula que da la **gravedad teórica** para una latitud φ en base al elipsoide de revolución que mejor ajusta el geoide: g (gal) = 978,0327 (1 + 0,0053024sen^{2}φ - 0,0000058sen^{2}2φ)



Corrección por latitud CL en Argentina (modif. de Geof. Exploración Y.P.F.)

Al corregir por latitud recuérdese que ***la gravedad en ambos hemisferios crece a medida que nos acercamos a los polos*** y consecuentemente existe siempre una diferencia previsible de gravedad entre las estaciones y la base debido a las diferencias de latitud entre ellas. En el hemisferio sur la corrección por latitud (CL) resultará positiva para todas las estaciones que estén al norte de la base y será negativa para las que están al sur.
En prospección casi siempre basta con la siguiente aproximación grosera de la

corrección por latitud: CL (mgal) = Δh (km) **.** 0,8122 (mgal/km) sen2φ (º)
El **error planimétrico máximo** si se requiere obtener, por ejemplo, una precisión de 0,1 u.g. es:

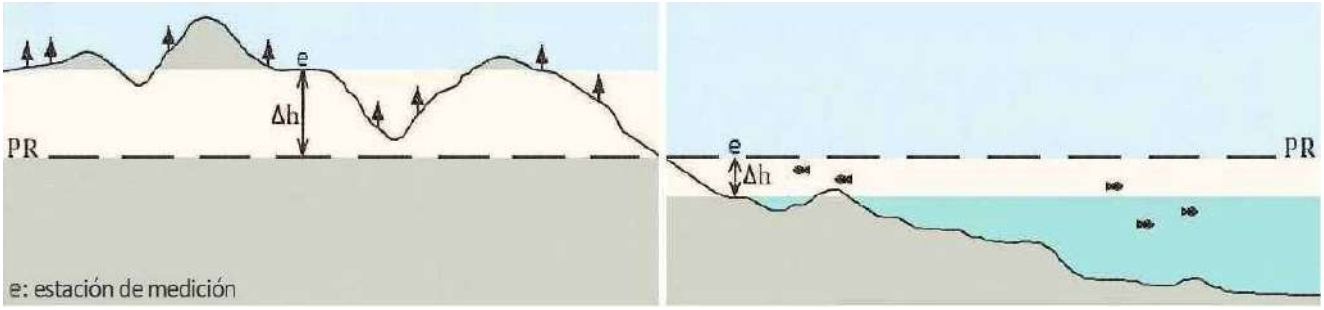
E***x*** ≤ 0,1ug / 8,122ug/km => ≤ 0,012 km = 12 m (norte-sur) (alcanzable con un común *GPS*)

Efecto Eötvös: es una consecuencia singular de la fuerza centrífuga, que puede manifestarse cuando se prospecta en dirección este-oeste (o casi) desde embarcaciones o en forma aérea. El movimiento hace que el efecto de la fuerza centrífuga se vea contribuido positivamente yendo hacia el este y negativamente hacia el oeste. La magnitud de corrección máxima (en el ecuador) es de unos 200 mgal (en más al este, en menos al oeste) para una velocidad de unos 50 km/h, lo que da una diferencia de 400 mgal entre uno y otro sentido de viaje. Cuanto más velocidad, mayor corrección.

▪ Altitud: se modifica el valor de gravedad teórico a nivel local según la altimetría, lo cual se manifiesta con dos efectos opuestos, denominados de **Aire Libre y Bouguer**, más un efecto fino vinculado al segundo (por irregularidades topográficas). Tenemos entonces:

- Corrección de Aire Libre (*free-air correction*) **o de Faye**, en honor al francés **Hervé Faye**, *circa* 1870. Toma en cuenta la altura o cota respecto a un plano de referencia establecido, sea el nivel medio del mar (superficie del geoide o nivel equipotencial cero) o cualquier otra altitud de referencia elegida para uniformar las magnitudes medidas dentro del área de trabajo. El objetivo es corregir la diferencia entre lo que se midió desde la superficie del terreno y lo que se hubiera medido parado sobre el nivel de referencia. Si el plano elegido está por debajo del punto de medición, lo que se midió es de menos (porque se leyó más alejado del centro de la Tierra, con menor aceleración gravitatoria) y entonces la corrección se suma (Δh es mayor que cero en la fórmula). Si el plano de referencia está por encima, se le resta la corrección por aire libre (CAL). Se demuestra que la fórmula aproximada es: CAL (mgal) = Δh.2***g*** **/ r** = Δh (m) **.** 0,3086 (mgal/m)

- Corrección de Bouguer (CB), concebida por el francés **Pierre Bouguer**, hacia 1740, tras un viaje científico a Ecuador en el que halló una inesperada desviación de la vertical de ***g*** en el Chimborazo (6.268 msnm, punto de la superficie más alejado del centro de la Tierra; el Everest no está en el ecuador) e infirió el faltante de masa debido a la entonces desconocida fosa oceánica. Esta corrección apunta al efecto de la masa interpuesta entre el lugar de medición y el plano de referencia y asume para el cálculo una losa horizontal infinita de espesor Δh igual a la diferencia de cota que hay entre dicho plano y la cota a la que estuvo el gravímetro para esa medición de la aceleración ***g***. Debe conocerse la densidad rocosa media (**δ**, que más adelante veremos cómo obtener) de la losa virtual (sector marfil de cada mitad de la siguiente figura), porque la fórmula aplicada se demuestra que es:
CB (mgal) = Δh.2π.G.**δ** = Δh (m) **.** 0,0419 (mgal/m) **.** **δ** (en gr/cm^3 pero expresada adimensionalmente, como **gravedad específica**, o sea su valor relativo al agua)

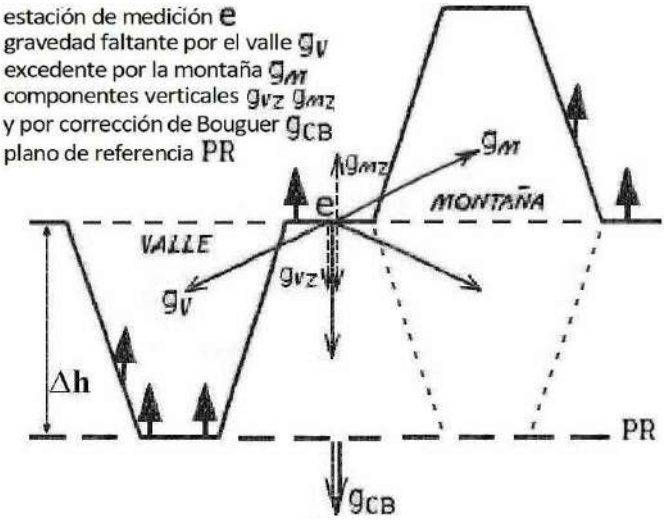


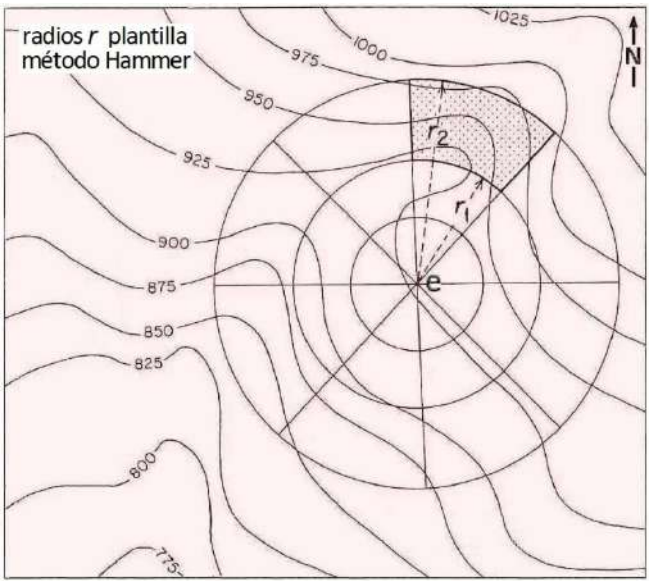
Corrección de Bouguer: losa imaginaria infinita de espesor Δh en tierra firme y mar para un plano de referencia (PR).

Observando la mitad izquierda de la figura superior, vemos que se calcula la aceleración de gravedad extra que habría producido esa virtual losa horizontal infinita (extendida en todas direcciones), cosa que se asume porque el gravímetro, por más que sólo mide el tirón en la dirección *z*, también registra la componente *z* de los tirones oblicuos provocados por las masas presentes en el entorno topográfico y obviamente no registra las masas ausentes (valles o depresiones), pero ***la corrección de Bouguer es una primera aproximación simplista que para cada estación e supone que está localizada sobre una meseta de extensión infinita cuya cota es la de esa misma estación e***. La aceleración en más registrada respecto a si se hubiera estado parado midiendo sobre el mismo plano de referencia PR, debe restarse del valor de ***g*** medido en un caso como éste, en el que la estación **e** está situada por encima de PR (elegido arbitrariamente coincidente con el nivel medio del mar, lo cual no tiene que ser necesariamente así).
Si en cambio observamos ahora el ejemplo de la mitad derecha de la figura precedente, estamos ante un caso en

el que PR también está a nivel del mar, pero ahora por encima de la topografía subácuea, y entonces para una dada estación **e** debe sumarse la masa faltante, que en este caso será la diferencia entre la masa que existiría si todo el espacio en color marfil estuviese lleno con roca (de la misma densidad media que las rocas del lecho marino o lacustre o fluvial) y la masa que efectivamente existe (agua, de densidad cercana a 1,00 g/cm^3 si es dulce o del orden de 1,03 g/cm^3 si es un mar abierto).
Si este último fuera un caso en tierra firme (con PR en el aire, por encima del nivel del mar y por encima de la topografía subaérea), directamente se sumaría la masa rocosa faltante –siempre suponiendo una losa horizontal infinita–, ya que sería ocioso restar la ínfima masa de aire (cuya densidad es del orden de 0,001g/cm^3).
Y ***si la estación e estuviese situada en el fondo del mar*** y PR fuera el nivel del mar, habría que sumarle el efecto gravitacional de la masa ácuea (que se hubiese tenido en caso de haber medido en la superficie) y además volverle a sumar eso mismo porque el agua quedó por encima del gravímetro, tiró para arriba y le hizo medir menos que si hubiese aire. Es decir, ***¡la corrección de Bouguer es doble!***
Téngase presente que el signo de la CB ***siempre es opuesto al de la*** CAL.
Se denomina **Corrección Altimétrica** (CAlt) a la suma (con su signo) de la corrección de Bouguer y la de Aire Libre. Siempre que elijamos un plano de referencia por debajo del punto estación, la corrección altimétrica será positiva. CAlt (u.g.) = CAL – CB = Δh (m) **.** (3,086 – 0,419**.δ**)
El **error altimétrico máximo** para una precisión de 0,1 u.g. y una losa de densidad 1,8 gr/cm^3 es:
E*z* ≤ 0,1u.g. / (3,086 – 0,419 **.** 1,8) u.g./m => ≤ 0,04 m = 4 cm (sólo posible con teodolito o *GPS* geodésico)

- Corrección Topográfica –del griego *τόπος* (topos), lugar; *γραφια* (grafía), graficación o escritura– que es un ***ajuste o sintonía fina de la corrección de Bouguer***. Se debe a la influencia lateral de las elevaciones y depresiones topográficas respecto del punto de medición –ya que antes se había supuesto todo lateralmente homogéneo–. Los cambios laterales ocurrirán en función de los excesos o deficiencias de masa dados por las irregularidades del relieve local, lo cual también requiere considerar la influencia de la densidad media (el mismo valor empleado para la CB y ya calculado con alguno de los métodos recién vistos).





Concepto de la corrección topográfica en corte (izquierda) y mapa (derecha, modificado de Robinson & Coruh, 1988)

El corte esquemático acá arriba muestra que, para un plano de referencia PR elegido, al obtener la gravedad corregida por Bouguer (**g**CB) se restó en una dada estación **e** (sobre la superficie topográfica) el efecto de la losa horizontal infinita de espesor Δh y al hacerlo se asumió que ésta generaba un efecto total resultante de la sumatoria de los diferenciales de gravedad vertical generados por los infinitos prismas de base infinitesimal y altura Δh que la conforman. En todos ellos es su componente vertical *z* la que contribuye a la integral o sumatoria que constituye la losa infinita. ***De tales prismas, los inmediatos a la estación son los que mayor aceleración habrían hecho registrar al gravímetro*** y el efecto habría sido cada vez menor a medida que fuera aumentando la distancia horizontal hasta **e**. A los fines didácticos pensemos de modo simplificadísimo en un tirón generado por la masa situada directamente debajo de **e**, otros dos tirones laterales oblicuos (debidos a las masas que se supone emplazadas hacia izquierda y derecha). Y naturalmente ***habrá otros hacia adelante y atrás del corte, y habrá tirones menores de prismas más alejados***, que obviaremos.

Ahora bien, en caso de existir una masa lateral por encima del punto corregido, la componente vertical (z) del tirón lateral oblicuamente ascendente g_M hacia el centro de masa de esa elevación (montaña, etc.) no había sido considerada en la corrección de Bouguer (losa horizontal infinita). ***En el campo su presencia motivó que la medición del gravímetro fuera menor*** a la que se hubiese tenido si esa elevación no hubiera existido, pero ***al aplicar*** CB ***esa medición real en menos fue ignorada y entonces ahora debe corregirse eso que quedó pendiente, cosa que ha de efectuarse sumando*** una magnitud de corrección g_{Mz} para tener el valor que hubiese resultado si tal elevación lateral no hubiera existido.

A la inversa, cuando existe una depresión lateral (valle, etc.), al proceder a la corrección de Bouguer se ha asumido que allí había masa –depresión rellena–, es decir que, como parte del efecto de la losa horizontal infinita, ***ha sido restada la componente vertical*** (z) ***de ese tirón lateral descendente*** g_V ***que podría haber registrado el gravímetro en caso de haber ocurrido***. Pero tal tirón no existía porque allí no hay masa –en rigor hay una masa pequeñísima, despreciable, causada por la presencia de aire–, o sea que ***la*** CB ***fue implícitamente sobredimensionada, por lo cual se ha restado de más y ahora tiene que ser devuelta la diferencia, o sea sumarse*** una magnitud de corrección g_{Vz} volviendo las cosas a como fueron medidas.

Todos estos razonamientos se invierten si el plano de referencia se elige por encima de la máxima cota, algo que sólo ocurre en casos muy especiales en los que se buscan anomalías muy someras en un área extensa o, como vimos antes, en un mar, lago o río. Pero, en cualquier caso, ***la corrección topográfica resulta siempre positiva***. Para calcularla se recurre a plantillas como la pergeñada por **Sigmund Hammer** (1939; gráfica de la página anterior), tomando la cota promedio de cada compartimiento entre radios r1 y r2, calculando el Δh respecto a la estación **e** central (que se corresponde con un dato gravimétrico) y aplicando la siguiente fórmula de ajuste o alternativamente resolviendo mediante el uso de los llamados ábacos o nomogramas (que permiten la obtención gráfica de resultados). El efecto gravitatorio de un sector aislado puede calcularse mediante:

$$CT(gal) = G.\delta.\phi\ [(r2-r1) + (r1^2 + \Delta h^2)^{1/2} - (r2^2 + \Delta h^2)^{1/2}]$$

(ϕ es el ángulo de cada sector en radianes, Δh y r en cm, δ en g/cm^3 y G también en sistema CGS)

- Obtención de la densidad media: hemos apuntado que para calcular las correcciones de Bouguer y Topográfica ***se debe conocer la densidad promedio de la roca entre cada punto estación y el plano de referencia*** (en inglés *datum*). Ésta se puede obtener a través de métodos directos o indirectos.

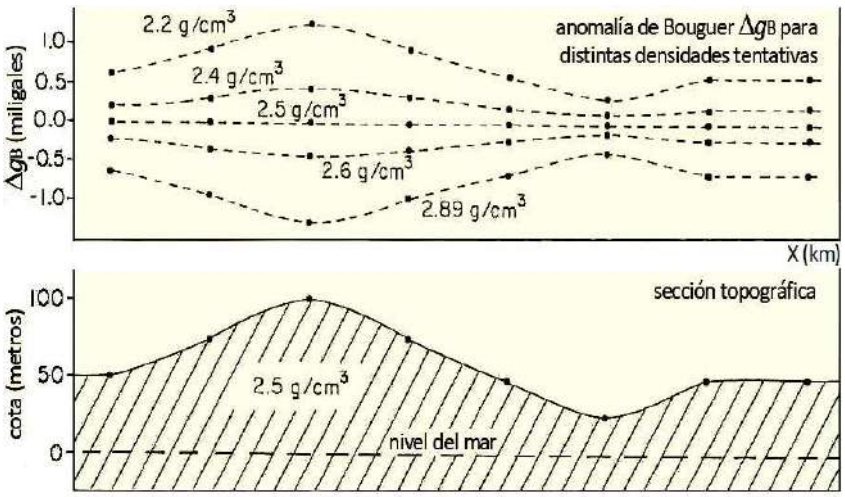
métodos directos

*Midiendo el peso de muestras de material no consolidado colocado en un cilindro de volumen conocido.

*Pesando en el aire y en el agua la muestra, recubierta con parafina o polietileno, aplicando la fórmula:

δ = Peso en el aire / Empuje (peso del fluido desplazado) Dada por el principio hallado por **Arquímedes de Siracusa**, Sicilia (parte de la Magna Grecia) hacia el 250 a.C., quien dicen que de la bañera salió a la calle, como Zeus lo trajo al mundo, gritando *εὕρηκα*! (¡Eureka!), ¡lo he descubierto!

Las muestras pueden ser de afloramientos o pozos, pero dan valores algo menores que los de roca virgen soterrada y además puede haber cambios laterales ignorados, por lo cual suelen no ser representativos de la densidad media en el conjunto de roca considerado. ***Raramente se emplean estos métodos directos en gravimetría; más bien se recurre a ellos como complemento para cotejar con los métodos indirectos***.



Bosquejo del método de Nettleton (modific. de Robinson & Coruh, 1988)

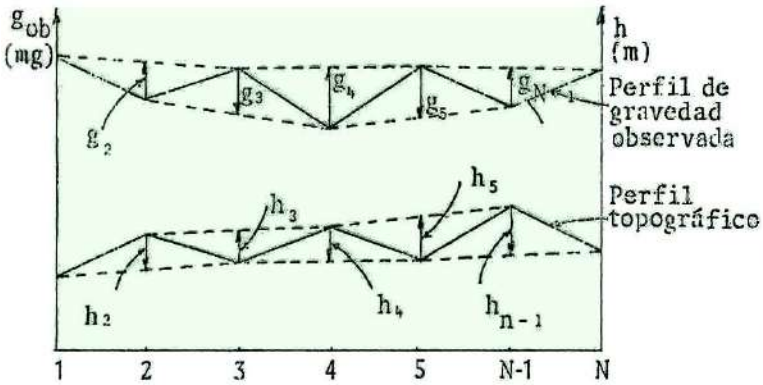
métodos indirectos

*El más utilizado es el método concebido por el estadounidense **Lewis Nettleton** (1939). Consiste en seleccionar en la zona de trabajo un área que involucre un sector alto y uno bajo. Se miden valores de **g** en cada uno de los puntos y se los corrige altimétricamente asignándole diferentes valores tentativos de la densidad –habiendo previamente corregido por deriva y latitud–. Con valores bajos de densidad la corrección resulta insuficiente y entonces el perfil de anomalía de Bouguer acompaña la forma de la topografía; el efecto de la cota es dominante y el de la masa se minimiza.

En cambio, si la densidad elegida es alta, la corrección resulta excesiva, la ***g*** está más influenciada por la masa interpuesta que por la cota y se invierte el perfil de Bouguer. Para un valor próximo al real (en la figura 2,5 g/cm^3) desaparece el efecto del relieve. En conclusión, para las correcciones de aire libre y topográfica se utilizará el valor de densidad que tiende a hacer relativamente lineal la anomalía gravimétrica.

*Un método alternativo es el de **Arnold Siegert** (1942), con relieve ondulado, que se resuelve por aplicación de mínimos cuadrados entre diferencias de cotas y de gravedades observadas, como se indica:

Bosquejo del método de Siegert (modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)



$$g_i = (3{,}086 - 0{,}419\,\delta)\,h_i$$

$$g_i = -k\,h_i$$

$$\sum_{i=2}^{N-1} (g_i + k\,h_i)^2 = \text{mínimo}$$

derivando respecto a k: $\sum_{i=2}^{N-1} (2 g_i h_i + k h_i^2) = 0$

$$k = \frac{\sum g_i h_i}{\sum h_i^2} \qquad k = 3{,}086 - 0{,}419\,\delta$$

*Y otro método menos usado es el de **J. A. Legge** (1939), también mediante mínimos cuadrados.

Determinación de la g corregida y de los valores de la anomalía de Bouguer

La gravedad observada y corregida de todas las estaciones es el resultado de la suma de las correcciones aplicadas, también denominada reducción de la gravedad al elipsoide. Podrá ser un valor de gravedad absoluto o alternativamente relativo a una referencia de trabajo local:

$$g_c = g_{ob} \pm \text{Deriva} \pm \text{CL} \pm \text{CAL} \pm \text{CB} + \text{CT}$$

Si se ha trabajado con valores de gravedad absoluta, la anomalía será la diferencia entre la ***g*** observada (y corregida, o sea g_c) y la ***g*** teórica que se obtiene de la fórmula que hemos visto para un elipsoide de referencia (pág.37). Es el objetivo de los estudios geodésicos y su origen se encuentra en las variaciones de densidad de la corteza terrestre, sobre todo en su porción más superficial. $\Delta g = g_c - g_T$

Pero también llamamos anomalía de Bouguer a los Δg de gravedad relativa respecto de alguna referencia local que sea considerada normal o de fondo, situación típica en la inmensa mayoría de los trabajos de prospección, donde no se han medido valores absolutos de ***g***.

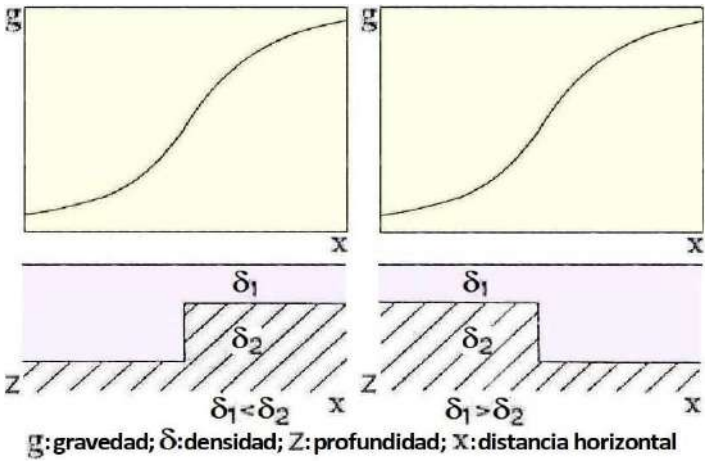
Confección del mapa de isoanómalas o de anomalía de Bouguer

Graficación de curvas que unen puntos interpolados de iguales valores de anomalía de Bouguer: **curvas isoanómalas** –en griego ἴσος (isos), igual– con una dada equidistancia (diferencia de magnitud entre cada dos de ellas), que permite visualizar arealmente las anomalías encontradas durante la prospección. También pueden construirse **perfiles de anomalía de Bouguer** a partir de datos ya mapeados o desde datos que son registrados directamente a lo largo de **cortes** o **transectas** individuales.

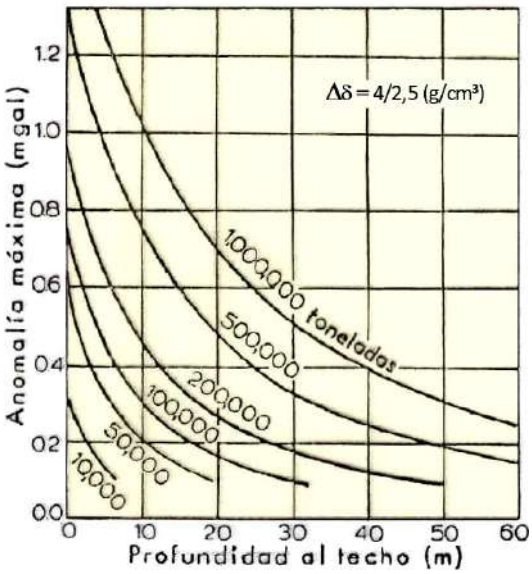
INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

Se trata de poner los datos ya graficados en términos de significado geológico –y eventualmente económico–. Es como interpretar una canción para dar pleno sentido a ese cúmulo de palabras y notas musicales.

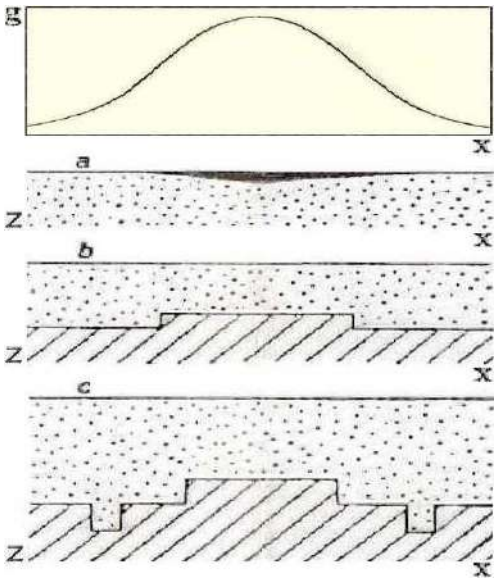
Debe tenerse presente la fortísima dependencia de la distancia vertical y lateral entre el punto de medición y la masa anómala, y también que hay infinitos diferentes modelos del subsuelo capaces de producir respuestas gravimétricas similares, tal como se ilustra a la derecha y en la próxima página.



Interpretaciones alternativas a partir del mismo perfil de gravedad (modificado de Parasnis, 1971)



Efecto de masas esféricas a profundidad variable (modificado del modelo de Yüngul, 1956)

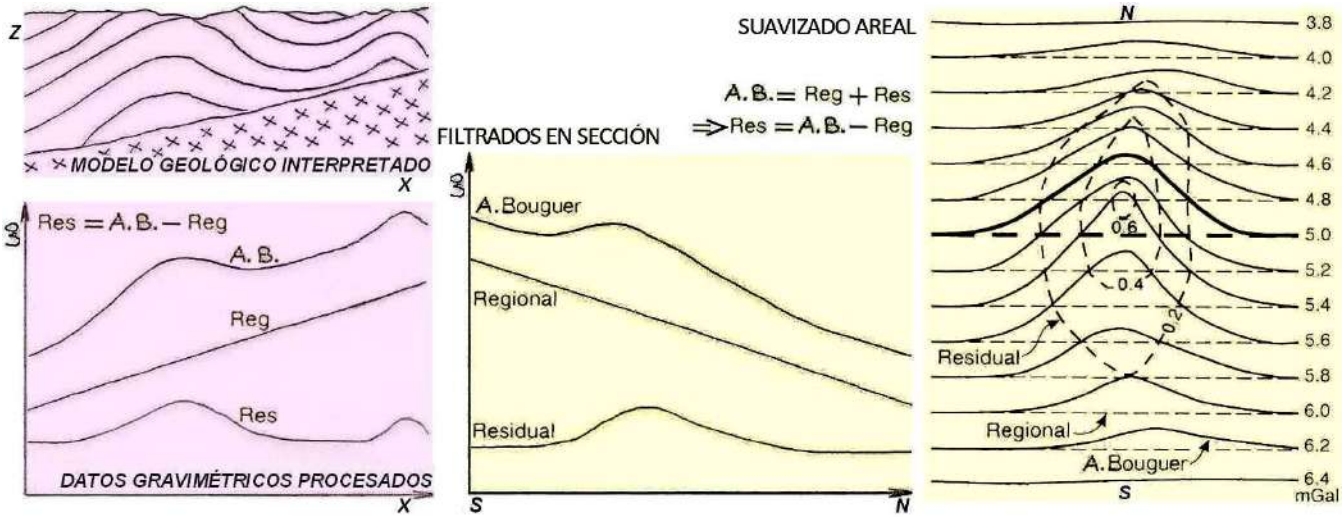


Interpretación de un perfil gravimétrico: las secciones a, b y c son algunas de las n opciones que sólo otros datos permitirán discernir (modificado de Jung, 1961)

Por esto es fundamental la evaluación de toda la información geológica conexa, así como la proveniente de pozos, de otros métodos geofísicos, etc. Y pueden considerarse dos encuadres:
- Interpretación Cualitativa: descripción de anomalías, relación con estructuras y procesos geológicos.
- Interpretación Cuantitativa: volumen, profundidad, masa.

Filtrado y separación de las componentes residuales y regionales de gravedad

Las anomalías observadas son la suma de los potenciales físicos de anomalías someras (locales o residuales), intermedias y profundas (regionales). La interpretación debe iniciar separando, es decir filtrando, los diferentes componentes de ese resultado final: lo que se tiene registrado y corregido. El procedimiento de separación de anomalías consiste en definir primero el efecto regional (más suave, es decir, de más baja frecuencia) para luego restarlo al mapa o perfil de Bouguer y así obtener un mapa o perfil resultante llamado residual (más detallado, o sea de más alta frecuencia). El alcance de estos conceptos (regional, residual y, si cabe, algo intermedio) son función del objetivo de la prospección. Regional puede ser la base de la corteza terrestre, el basamento de una cuenca sedimentaria, las rocas impermeables sobre las que se halla la napa freática, etc. A su vez, residual puede ser toda una cuenca, un diapiro salino dentro de ella, un acuífero, etc., según sea la escala de trabajo.



Izquierda, respuesta gravimétrica para una dada geología; derecha, mapa y sección de éste en posición central S-N.

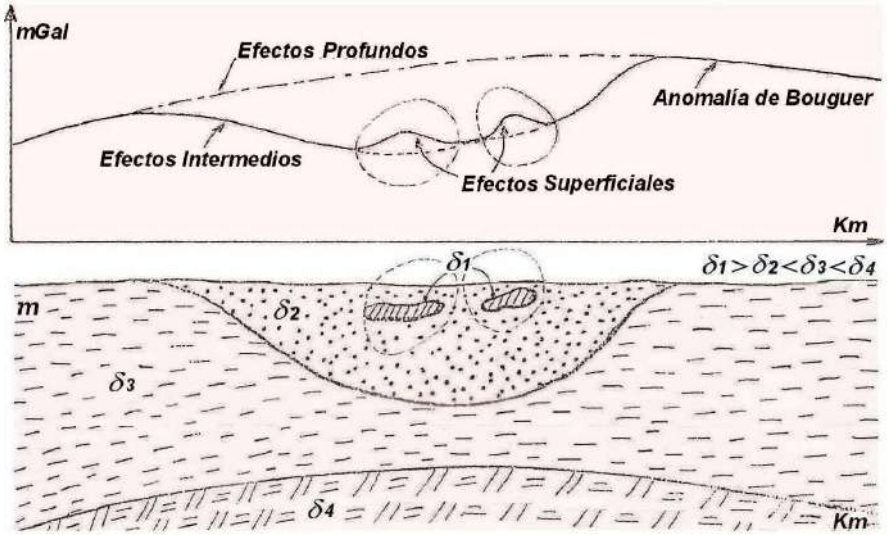
La separación de anomalías responde a: ***g*Residual = *g*Bouguer – *g*Regional** y puede hacerse por:

- **<u>Métodos gráficos</u>:** que se basan en el conocimiento de las anomalías locales y de la geología regional por parte del intérprete. Una forma es el método de suavizado areal de curvas en el que se asume un cierto regional (derecha acá arriba, con un mapa regional simple de líneas rectas paralelas) que se resta del mapa de Bouguer (en cada punto de cruce de líneas) para producir el residual interpolado –a su izquierda se observa un perfil N-S

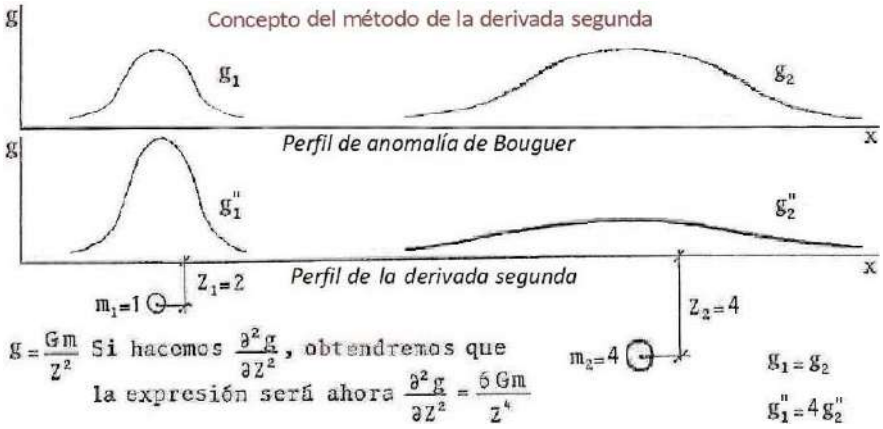
ilustrativo–. Como alternativa se trabaja sobre cortes o perfiles de gravedad (véase a la izquierda del anterior), restando un regional para tener el residual y así interpretar la geología. Y acá la derecha un caso genérico, interpretado, implicando efectos profundos (regionales), intermedios y superficiales (locales o residuales) donde cada unidad geológica tiene una determinada densidad δ que influye en las componentes de la gravedad.

- **<u>Métodos analíticos</u>:** en éstos el efecto regional es eliminado por análisis de la derivada segunda, continuación analítica, polinomios de tendencia, transformada de Fourier, método de Griffin y otros. Los vemos brevemente.

<u>Método de la derivada segunda</u>: a través de la aplicación de la segunda derivada de la gravedad sobre los datos mapeados o en perfil se consigue resaltar todo aquello que sea de origen somero o residual con respecto a los efectos regionales o profundos, como se bosqueja en el adyacente ejemplo teórico deliberadamente exagerado.



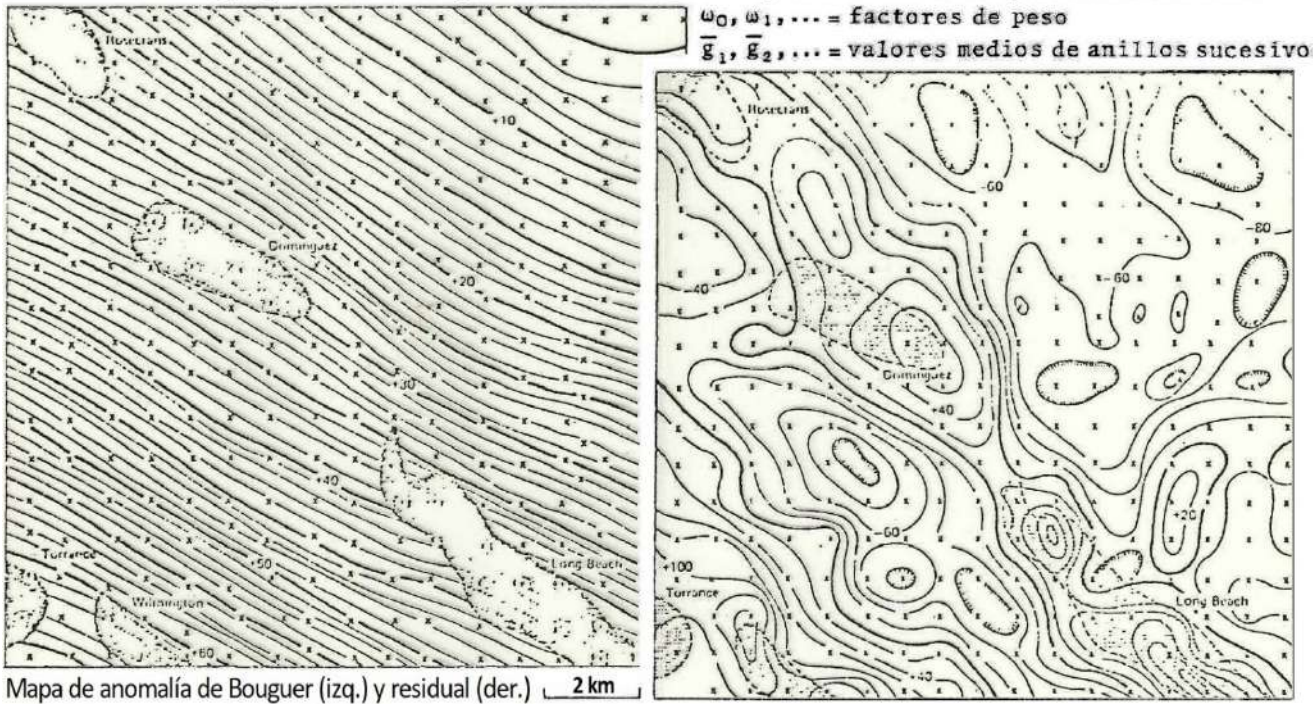
Arriba perfil de *g* resultante de la suma de efectos someros, medios y profundos, y una posible interpretación geológica abajo (modif. de Geofísica Explorac. Y.P.F.)



Sudoeste de la cuenca Los Ángeles (modificado de Elkins, 1951)

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{c}{S^2}\left(\omega_0 g_0 + \omega_1 \bar{g}_1 + \omega_2 \bar{g}_2 + \ldots + \omega_n \bar{g}_n\right)$$

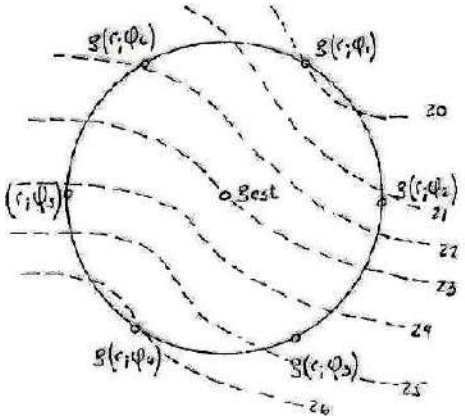
donde: C = constante para cada sistema en particular
g_0 = gravedad en el punto de cálculo
S = espaciamiento entre puntos muestreados
$\omega_0, \omega_1, \ldots$ = factores de peso
$\bar{g}_1, \bar{g}_2, \ldots$ = valores medios de anillos sucesivos



Mapa de anomalía de Bouguer (izq.) y residual (der.) 2 km

La anomalía provocada por la esfera es más ancha cuando se encuentra más profunda. La amplitud en ese caso es igual que para la esfera somera porque la masa compensa el efecto de la mayor profundidad. La derivada segunda magnifica la anomalía superficial y minimiza la de mayor soterramiento. Abajo en la página anterior hay una aplicación concreta y se expresa el algoritmo empleado a través de un programa informático.

Método de Griffin: desarrollado por el estadounidense **Carroll Griffin** en 1949, parte de tomar en un mapa de anomalía de Bouguer un punto del que naturalmente se conoce el valor de la ***g*** de Bouguer (es decir la ***g*** observada con todas las correcciones ya vistas). Se traza un círculo con centro en dicho punto y se considera que el regional es el promedio de los valores de la gravedad en el entorno de la estación. Una vez obtenido éste, el residual es la diferencia entre la gravedad de Bouguer y la gravedad regional. El tamaño del círculo ha de ser función de lo que se interpreta por regional y residual. Un círculo demasiado pequeño dará una ***g*** regional casi igual a la ***g*** de Bouguer que ya se tiene y por lo tanto la ***g*** residual será prácticamente nula. Un círculo excesivamente grande producirá una ***g*** regional casi nula y en consecuencia la ***g*** residual será semejante a lo que muestra el mapa de anomalía de Bouguer que se disponía ya al inicio.



método de Griffin

- Profundidad del basamento – El radio no debe ser mayor que la mitad de la profundidad del basamento.
- Extensión de la anomalía – Sacada del perfil gravimétrico. Si R es pequeño se acentuarán detalles que pueden no tener importancia y el residual resultará nulo. Si R es grande podrán introducirse efectos ajenos.

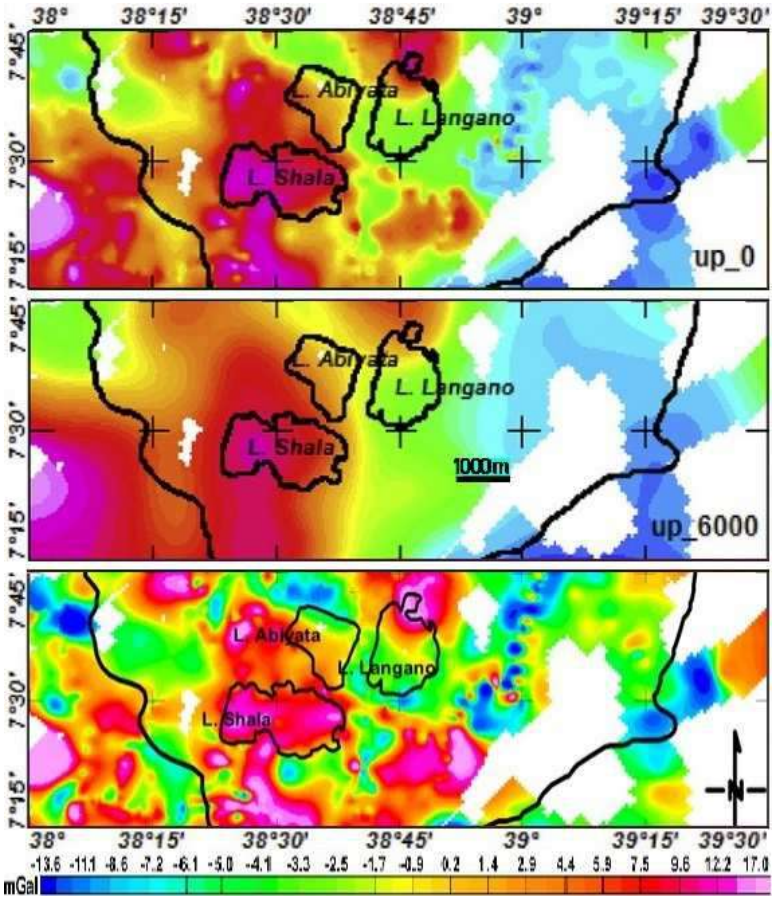
$$g_{reg} = 1/2\pi \int_0^{2\pi} g(r;\varphi)\,d\varphi$$

$$g_{reg} = \frac{g(r;\varphi_1)+g(r;\varphi_2)+\ldots+g(r;\varphi_n)}{n}$$

$$g_{res} = g_{est} - g_{reg}$$

(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)

Método de continuación analítica: se basa en calcular cuáles serían los valores del campo gravitatorio de un área dada si se la hubiera medido desde un plano a mayor altura (continuación o prolongación ascendente, como desde avión), o bien desde un nivel más abajo (continuación descendente, opción poco usada y sólo válida con el plano de referencia por encima de las masas anómalas). El resultado es en el primer caso un mapa de anomalías más suaves (como si fueran más profundas) y más agudas en el segundo caso (como las muy someras), asimilables a componentes regionales o residuales respectivamente. Es muy buen método para incrementar la resolución de las anomalías de Bouguer resultantes de la intersección de los efectos de dos masas rocosas del subsuelo. La figura contigua muestra la aplicación de continuación ascendente para tener un mapa regional que luego, restado del mapa de Bouguer, da como resultado un mapa residual.

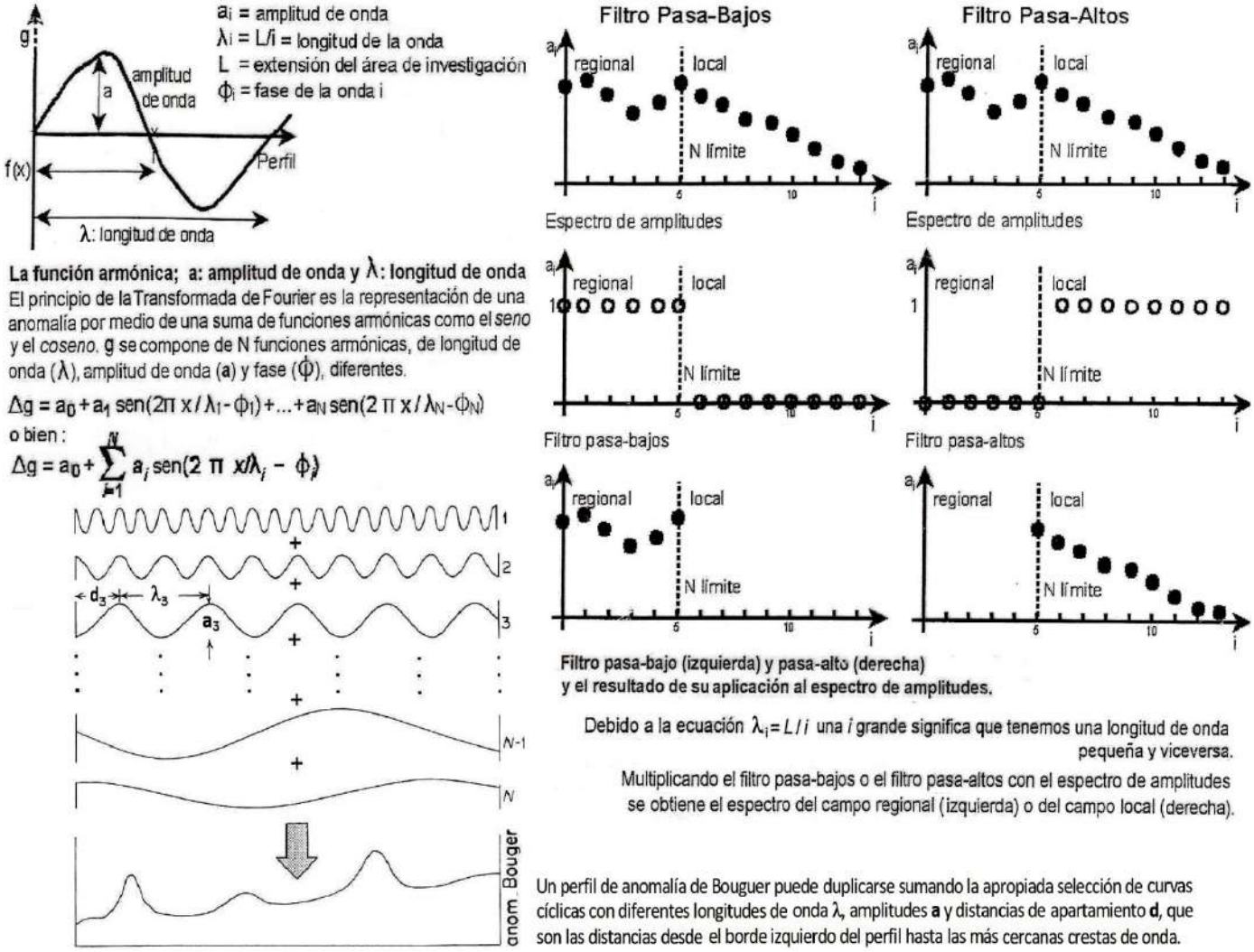


Arriba mapa de anomalía de Bouguer, al centro regional ascendente a 6000 m y abajo el residual, Etiopía central (modif. de Kebede *et al.*, 2020)

Método de las superficies polinómicas de tendencia: guarda cierta semejanza con el filtrado anterior. Se pueden seleccionar superficies de distinto grado (elipsoide,

paraboloide, hiperboloide, etc.) que serán utilizadas como aproximaciones del mapa regional, restarla en cada caso al mapa de Bouguer e ir cotejando cada residual resultante hasta hallar la solución más satisfactoria en función del conocimiento previo y la finalidad exploratoria.

Método de la transformada de Fourier: recurre al instrumento matemático concebido por **Joseph Fourier** (1822) en la Francia postnapoleónica. Mediante su aplicación se aproxima el perfil o mapa de anomalías empleando una serie de funciones armónicas (seno, coseno) de distintas longitudes de onda y distinta amplitud cada una, transfiriendo así la información al dominio de los espectros de amplitudes. Allí se separa con algún criterio práctico las que van a considerarse componentes regionales o profundas (de larga longitud de onda o pequeño número de onda) de las residuales, someras o locales (de corta longitud de onda o gran número de onda), para finalmente volver al dominio original –haciendo la antitransformada de Fourier– representando grupos de datos separados (ya sea regionales o residuales) en mapas o cortes según los criterios aplicados, como se esquematiza.



Filtrado mediante la transformada de Fourier (modif. de Susanne Griem-Klee, Univ. de Atacama, y Robinson & Coruh, 1988)

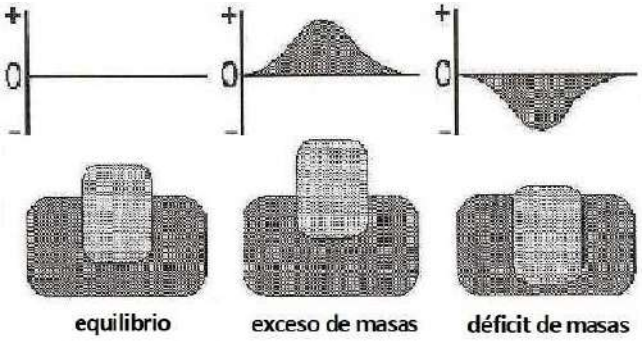
Anomalía isostática

Es un cálculo especial, sólo ***aplicado en casos de estudios regionales de la gravedad***, ***donde el conjunto de la corteza terrestre queda involucrado en un objetivo de investigación profunda***. Se ***compara la gravedad medida (con todas las correcciones previas aplicadas) con la que correspondería a una situación de corteza en equilibrio isostático*** según un modelo elaborado *ad hoc* (basado en el esquema del inglés **George Airy** de 1855, refinado por el finlandés **Weikko Heiskanen** en 1933). La diferencia entre ambos conjuntos de datos es la corrección isostática, o sea el grado de desequilibrio isostático (flotacional) de la región en el sentido conceptual del estadounidense **Clarence Dutton** de 1889. Análogamente a un témpano en el mar.

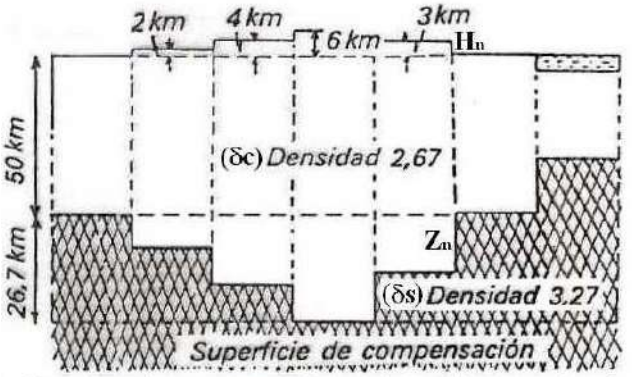
La gráfica de anomalía isostática se asemeja en parte a la de anomalía de aire libre (producto de aplicar todas las correcciones hasta la de cota, pero no la de Bouguer). Si esta última se aplica a escala cortical se desequilibra

el cálculo, al quitar las antirraíces (el relieve sobre el nivel del mar) que tiende a equilibrarse isostáticamente con las raíces profundas de la corteza, la cual flota sobre el manto subyacente.
Las causas del desequilibrio isostático en la naturaleza pueden ser muy diversas: sobrecargas corticales aún no compensadas por las raíces (como, por ejemplo, en grandes acumulaciones deltaicas o en estructuras volcánicas recientes como los puntos calientes o *hot spots* surgidos desde el manto profundo), también cortezas descargadas rápidamente –en términos geológicos– por fenómenos erosivos o por deglaciación, tal el caso de la Patagonia, actualmente en ascenso isostático, o incluso delaminación (descuelgue de raíces orogénicas muy densas y el consecuente rebote isostático). Se presenta algún ejemplo en el Tema 03.
La fórmula general de Airy es: $Z_n(\delta s - \delta c) = H_n . \delta c$

(Z_n es la altura de la porción profunda de cada bloque, H_n la cota sobre el nivel del mar, δc la densidad media de la corteza terrestre y δs la densidad subcortical)



Modelo simple de la sumersión de un complejo cortical (con menor densidad: gris claro) en el manto terrestre (con mayor densidad: gris oscuro) y su efecto en la Anomalía Isostática.



Esquema de compensaciones isostáticas según Airy.

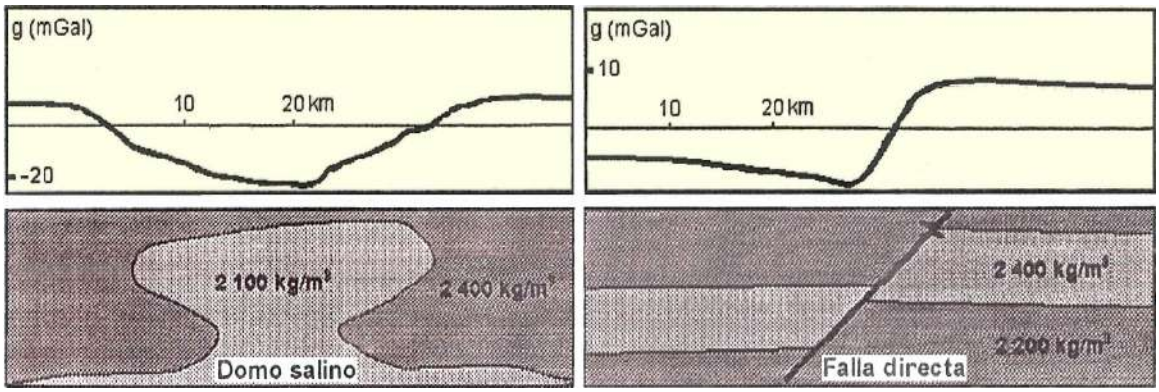
(modificado de Heiskanen, 1938)

Valores típicos de densidad y espesores de la corteza en las regiones oceánica, de escudo y orogénica. Curvas esquemáticas de las distintas anomalías de la gravedad: aire-libre, Bouguer e isostática para dichas estructuras.

(modificado de Udías & Mezcua, 1997)

Interpretación de las anomalías observadas y comparación con formas sencillas

Algunos de los criterios de interpretación son la intensidad, agudeza, resolución y forma de las anomalías. La **intensidad** está dada por el contraste de densidades con las rocas del entorno, así como por el tamaño y la profundidad de la masa anómala. La **agudeza** suele vincularse a la profundidad del rasgo geológico, tanto más agudo el mapa o perfil cuanto más somero es el emplazamiento anómalo. La **resolución** refiere a la capacidad de la información graficada para definir la separación en subsuelo entre dos anomalías parcialmente superpuestas en mapas o cortes: como cuando una fotografia de alta definición nos permite ver que una mancha rosa elíptica sobre un fondo verde son dos flores muy juntas (efectos locales) sobre el césped (efecto regional). Y la **forma** nos brinda información sobre la configuración geológica de las anomalías, como el caso de pliegues o diques alargados, chimeneas volcánicas, diapiros más o menos circulares, montículos arrecifales, etc.
El objetivo es la determinación de las dimensiones, forma y profundidad de aquellos emplazamientos gravimétricamente anómalos. Una estimación sencilla, aunque no precisa, de la profundidad Z del techo de la masa de densidad anómala se basa en medir el ancho medio ***a*** (el ancho medido en la mitad del Δg anómalo) y multiplicarlo por 0,7. Es decir, $Z \approx 0{,}7\boldsymbol{a}$
A veces los valores altos de ***g*** están vinculados con los núcleos de los anticlinales o bloques elevados (pilares).



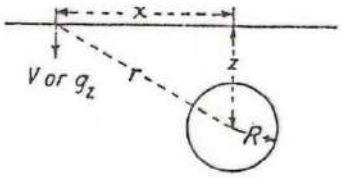
Arriba, secciones gravimétricas; abajo, modelos geológicos causantes (modificado de Susanne Griem-Klee, Universidad de Atacama)

Esas alternativas representan un avecinamiento de rocas densas a la superficie. En otros casos los valores altos están relacionados con la presencia de cuerpos intrusivos ígneos (que pueden tener distintas mineralizaciones) o de coladas sepultadas en el subsuelo. Las zonas con gradientes fuertes responden al contacto entre rocas con distinta densidad, como ocurre en los planos de falla (figura derecha).También ocurren anomalías negativas debidas a la presencia de rocas poco densas, como los núcleos de los sinclinales, diapiros tecto o halocinéticos (figura izquierda) u otras conformaciones geológicas. El conocimiento de la geología regional y la estructura del área contribuye a desechar alternativas que podrían dar una solución equivocada a la respuesta gravimétrica obtenida.

Por otro lado, si se sabe que la anomalía se debe a un cuerpo que, por ejemplo, sea más o menos cilíndrico en la vertical y se conoce el contraste de densidades con las rocas que lo circundan, será posible el cálculo de la profundidad y del radio y longitud de esa masa que se podrá asimilar a una chimenea volcánica u otras formas geológicas. Es lo que se denomina **inversión** o **modelado** del método.

Igual procedimiento se aplica a otras geometrías simples (esferas, prismas y demás, como puede verse acá a la izquierda), donde igualmente se expresan las fórmulas de intensidad del campo magnético a emplearse cuando tales volúmenes manifiesten un contraste en la respuesta de ese otro campo potencial.

1. Esfera



$$g_z = 8.52\,\frac{\sigma R^3}{z^2}\left[1+\left(\frac{x}{z}\right)^2\right]^{-\frac{3}{2}}$$

$$V = 8.38\times 10^5\,\frac{R^3 I}{z^3}\,\frac{1-\frac{x^2}{2z^2}}{\left(1+\frac{x^2}{z^2}\right)^{\frac{5}{2}}}$$

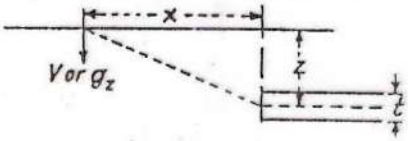
2. Cilindro horizontal

(El mismo diagrama que para la esfera pero el centro del círculo representa ahora el eje de un cilindro indefinidamente largo, perpendicular al papel)

$$g_z = 12.77\,\frac{\sigma R^2}{z}\left[1+\left(\frac{x}{z}\right)^2\right]^{-1}$$

$$V = 6.28\times 10^5\,\frac{R^2 I}{z^2}\,\frac{1-\frac{x^2}{z^2}}{1+\frac{x^2}{z^2}}$$

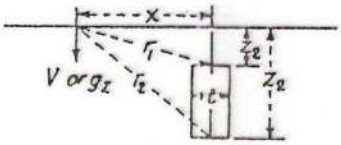
3. Falla vertical *(tercera dimensión indefinida)* *en las proximidades de una lámina horizontal*



$$g_z = 12.77\,\sigma t\left[\frac{1}{2}+\frac{1}{\pi}\tan^{-1}\frac{x}{z}\right]$$

$$V = 2\times 10^5\,\frac{It}{z}\,\frac{x}{z}\,\frac{1}{1+\frac{x^2}{z^2}}$$

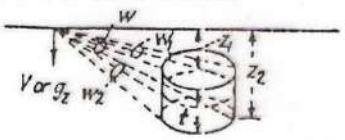
4. Lámina vertical *(tercera dimensión indefinida)*



$$g_z = 4.68\,\sigma t\left[\log\left(1+\frac{z_2^2}{x^2}\right)\Big/\left(1+\frac{z_1^2}{x^2}\right)\right]$$

$$V = 2\times 10^5\,It\left[\frac{1}{z_1\left(1+\frac{x^2}{z_1^2}\right)}-\frac{1}{z_2\left(1+\frac{x^2}{z_2^2}\right)}\right]$$

5. Cilindro circular vertical



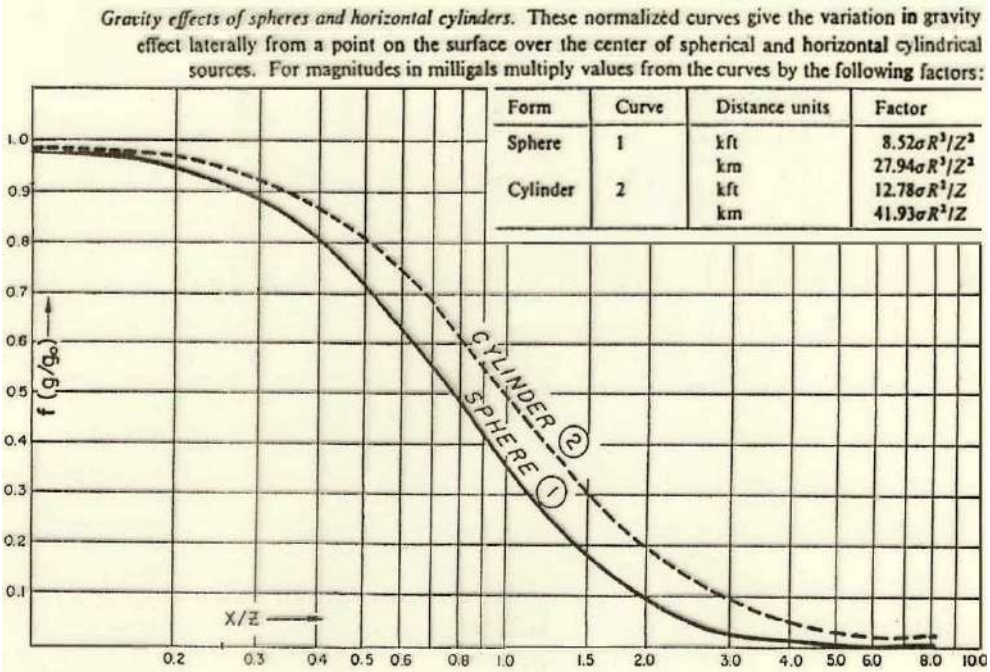
$$g_z = 2.03\,\sigma t\,w$$

$$V = I\times 10^5\,(w_1 - w_2)$$

σ = Densidad g_z = Componente vertical de la gravedad en miligal
I = Intensidad de la magnetización (supuesta vertical) en unidades cgs.
V = Componente vertical de la intensidad magnética en gammas
w; w_1, w_2 = Angulos sólidos como se representa en 5
Dimensiones lineales arbitrarias para las fórmulas magnéticas; en kilopies para las fórmulas gravitatorias

Sumario de fórmulas para los componentes verticales de campos gravitatorios y magnéticos de cuerpos enterrados que tienen formas sencillas

(modific. de Nettleton, 1942)



Ábaco del efecto de masas cilíndricas y esféricas en el valor g (modific. de Nettleton, 1976)

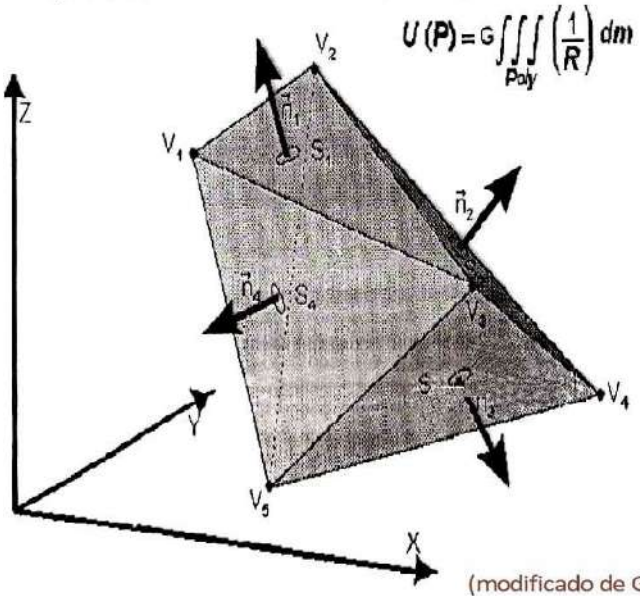
Algunas formas sencillas pueden resolverse por medio de ábacos (como en la figura adyacente), cosa que era lo habitual en décadas pasadas en las que no se disponía de computadoras u otros dispositivos de cálculo automatizado.

Otras veces es preferible emplear geometrías más complejas, recurriendo a métodos de integración de volúmenes con la utilización de formas poliédricas elaboradas, tal como se detalla en la ilustración siguiente.

aproximación de un cuerpo tridimensional con poliedros

El cálculo de la atracción gravitatoria de un poliedro homogéneo en un punto P del espacio libre, se basa en el cálculo de su potencial gravitacional U en P

$$U(P) = G \iiint_{Poly} \left(\frac{1}{R}\right) dm$$



donde R = la distancia del punto P al elemento de masa dm

$dm = \rho\, dV = \rho\, dx\, dy\, dz$

G = la constante gravitacional

Derivando el potencial respecto de la dirección z, pues nos interesa la componente z de la gravedad que es lo que se mide con el gravímetro, obtenemos la atracción gravitatoria o aceleración de la gravedad $g_z(P)$

$$\frac{\partial U(P)}{\partial z} = g_z(P) = G\rho \iiint_{Poly} \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{1}{R}\right) dV$$

Considerando el teorema de Gauss del análisis vectorial se obtiene

$$g_z(P) = G\rho \iint_{S\,Poly} \cos(\vec{n}, z) \left(\frac{1}{R}\right) dS$$

donde la integral doble se calcula sobre toda la superficie del poliedro y el término cos (n, z) representa la dirección del elemento de superficie dS respecto del sistema de coordenadas cartesianas. Dado que para cada superficie Sj (j =1,2,...m, con m el número de superficies) del poliedro vale que el cos(n,z) es constante, puede expresarse la atracción gravitatoria del poliedro a través de la superposición de los efectos gravitatorios de las diferentes superficies que lo componen

$$g_z(P) = G\rho \sum_{j=1}^{m} \left\{ \cos(\vec{n}_j, z) \iint_{S_j} \left(\frac{1}{R}\right) dS_j \right\}$$

(modificado de Götze & Lahmeyer, 1988)

Deconvolución: es un método de inversión avanzado que se fundamenta sobre la serie de operaciones matemáticas empleadas en restauración de señales, para recuperar datos que han sido alterados por un cierto proceso físico. Ese proceso es llamado **convolución**, que en nuestro caso sucede en función de una cierta configuración del subsuelo: la modificación de los valores de gravedad por la presencia de masas rocosas anómalas. De modo que el campo gravitatorio representa al portador de la información del subsuelo que se convolucionó con las sucesivas densidades de cada formación geológica (filtro lineal).

Con el proceso matemático de deconvolución –operación inversa a la convolución– se intenta reconstruir el modelo a partir de una integración (de diferenciales dh) de las formaciones F(z) –con sus particulares estructuras– que se convolucionaron (operador ✱) con la gravedad G(z) para dar la anomalía de Bouguer que ha sido medida y graficada B(z). Es decir:

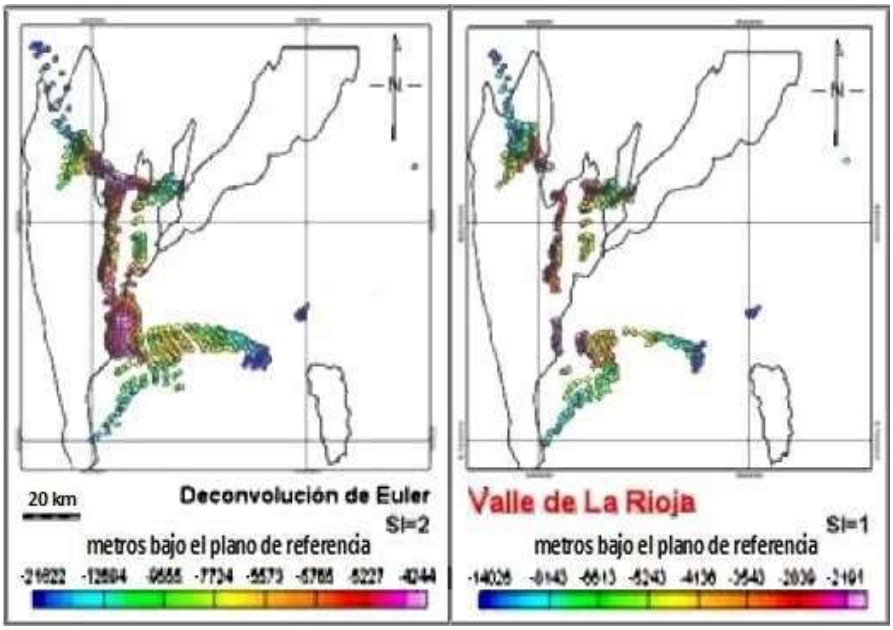
$$F(z) * G(z) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(h)\, G(h-z)\, dh = B(z)$$

Este es el planteo unidimensional.

Para modelos en dos dimensiones (secciones ***x***, ***z*** o mapas ***x***, ***y***) se plantea una integración doble, y para tres dimensiones (***x***, ***y***, ***z***) una integral triple que dé cuenta de las particularidades de cada modelo. Además, cualquiera sea la dimensionalidad, habrán de plantearse límites prácticos, empleando integrales definidas.
Pero llegar al modelo el proceso de inversión por deconvolución supone despejar F(*z*). En los programas de modelado digital dicho despeje se expresa mediante algoritmos que incluyen derivadas y ciertas constantes propias de cada tipo de modelo elegido (según la geometría, tamaño y densidad de cada masa anómala).
La **deconvolución de Euler** propuesta en Estados Unidos por **D. T. Thomson** en 1982 (basada en conceptos matematicos del suizo **Leonhard Euler** de 1748), calcula gradientes en ***x, y, z*** e índices estructurales (*Structural Indexes*, *SI* o N, ver más abajo) para entonces hacer una inversión por mínimos cuadrados dividida en ventanas posicionales en el subsuelo. Existe una ***versión estándar que emplea la señal analítica*** del rumano **Misac Nabighian** (1972) como gradiente y un índice estructural que es función de las geometrías geológicas esperables, y otra ***versión ampliada que emplea la transformada*** del matemático alemán **David Hilbert** para formular 2 o 3 ecuaciones que evitan que el usuario deba establecer apriorísticamente el citado índice.

Modelo Geológico	Número de dimensiones	Magnetismo N(SI)	Gravedad N(SI)
Esfera	0	3	2
Chimenea	1 (z)	2	1
Cilindro horizontal	1 (x - y)	2	1
Dique	2 (z, x-y)	1	0
Filón capa	2 (x, y)	1	0
Contacto	3 (x, y, z)	1	NA

Referencias para la aplicación de la deconvolución de Euler en gravimetría y magnetometría.



Ejemplo gravimétrico regional con dos valores alternativos del índice estructural (modificado de Giménez *et al.*, 2008)

También puede recurrirse a análisis estadísticos y graficarlos mediante **variogramas** (véase Maus, 1999).
Suele registrarse gravimetría junto con magnetometría (ejemplo Reeves, 1985) u otros métodos geofísicos que contribuyan a una interpretación más segura. En cualquier caso, es siempre difícil prever cómo se desarrollará el juego. Pero, obvio, con el diario del lunes todos somos DT.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué tipos de roca son más densas, cuáles intermedias y cuáles lo son menos?, ¿influye la profundidad?
- ¿En qué se diferencian campo y potencial gravitatorio?
- ¿Qué es la gravedad teórica y qué la real?, ¿qué es la gravedad absoluta y qué la relativa?
- Fundamentar las diferencias entre la gravedad en el ecuador y en los polos del planeta.
- Explicar las mareas terrestres y su efecto sobre las mediciones en prospección.
- ¿Qué es y cómo se corrige la deriva instrumental?
- Explicar la causa de los signos opuestos de las correcciones de aire libre y Bouguer.
- ¿Puede la corrección topográfica ser positiva o negativa?, ¿por qué?
- ¿Cómo se aplica el método de Nettleton?
- ¿Qué métodos separan gravedad regional de local?
- Explicar por qué las anomalías residuales son las más agudas.
- ¿Qué es la anomalía isostática?
- ¿Cuál es la utilidad de los modelos gravimétricos?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 317-388). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 35-100). Librería de Ciencia e Industria.
- Dapor, M., 2008. Teoria della relatività (216 p). Zanichelli Editore.
- Dimri, V., 1998. Fractal behavior and detectability limits of geophysical surveys. Geophysics, V.63 N°6 (p 1943-1946).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 357-475). McGraw-Hill.
- Elkins, T., 1951. The second vertical derivative method of gravity interpretation. Geophysics, V.16 (p 39-56).
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 169-189). Cambridge University Press.
- Francis, P., 1992. Exploration of the Solar System. En Understanding the Earth (p 3-24); Brown, G., Hawkes-worth, C.& Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Giménez, M., Martínez, P. & Introcaso, A., 2008. Lineamientos regionales del basamento cristalino a partir de un análisis gravimétrico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, V.63 Nº2 (p 288-296).
- Götze, H. & Lahmeyer, B., 1988. Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. Geophysics, V.53 N°8 (p 1096-1108).
- Griffiths, D. & King,R.,1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 148-179). Editorial Paraninfo.
- Heiskanen, W., 1938. Investigations of the gravity formula. Annales Academiæ Scientiarum Fennicæ, N°51 (6 p).
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 214-264). Ediciones Omega.
- Introcaso, A., Ghidella, M., Ruiz, F., Crovetto, C., Introcaso, B. & Paterlini, C., 2008. Métodos gravimagneto-métricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental argentina. Geoacta, V.33 (p 1-20).
- Jung, K., 1961. Schwerkraftverfahren in der angewandten geophysik (348 p). Geest und Portig K.G.
- Kebede, H., Alemu A. & Fisseha, S., 2020. Upward continuation and polynomial trend analysis as a gravity data decomposition, case study at Ziway-Shara basin, central Main Ethiopian rift. Elsevier, Heliyon 6 (11 p).
- Lauría, E., 2017. Medición y cálculo de la red gravimétrica nacional: Red Argentina de Gravedad Absoluta (266 p). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario.
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 29-81). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 108-120).Cambridge University Press.
- Mateo, J., 1968. El potencial terrestre (120 p). Serie General N°1. Observatorio astronómico de la U.N.L.P.
- Maus, S., 1999. Variogram analysis of magnetic and gravity data. Geophysics, V.64 N°3 (p 776-784).
- Nettleton, L., 1942. Gravity and magnetic calculations. Geophysics, V.7 (p 293-310).
- Nettleton, L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting (p 1-304). McGraw-Hill.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 227 -281). Editorial Paraninfo.
- Reeves, C., 1985. The Kalahari Desert, central southern Africa: a case history of regional gravity and magnetic exploration. En The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps (p 144-153), Hinze, W. & associate Eds. Society of Exploration Geophysicists.
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 221-331). John Wiley & Sons.
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 87-146). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Smith, P., 1975. Temas de geofísica (p 54-102). Editorial Reverté.
-Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 7-104). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 37-139). Alianza Editorial.
-Yüngül, S., 1956. Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in Eastern Turkey. Geophysics, V.21 N°2 (p 433-454).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"Egyszerű, mint Hamlet fuvolája (…) és miként abból a zenész gyönyörködtető változásokat tud kicsalni, úgy ebből a fizikus, a maga nem kisebb gyönyörűségére, kiolvashatja a nehézségnek legfinomabb változásait."

["Es simple, como la flauta de Hamlet (…) e igual que el músico que puede deleitarnos con espléndidas variaciones, el físico puede, con esta balanza, con no menos deleite determinar las más finas variaciones de la gravedad."]

Loránd Eötvös de Vásárosnamény (1890)

Prospección gravimétrica de Eötvös en el cerro Ság, Hungría (foto Jurátus ELTE)

INSTRUMENTAL Y APLICACIONES GRAVIMÉTRICAS

Loránd nació en 1848 en Buda (la parte de Budapest al oeste del Danubio), hijo de Ágnes y József, un poeta y político que integró el gabinete ministerial en ésa que era una de las dos capitales del Imperio austrohúngaro. Loránd llevó el título nobiliario de Barón, como su noble padre (del latín *nobilis*, conocido, a su vez de *gnoscere*, conocer), y había empezado abogacía, pero largó cuando le cayó la ficha de que la física le cuadraba más. Entonces se fue a estudiar sucesivamente a dos universidades del Reino de Prusia, la de Heilderberg (hoy parte de Alemania) y la de Königsberg (la rusa Kaliningrado tras la invasión soviética de 1945 que provocó matanzas, violaciones y expulsión masiva de la población alemana en venganza por las atrocidades del régimen nazi).

Loránd Eötvös volvió a Budapest con el doctorado, se casó (del latín *casa*; rito arcaico que ya muy pocos practican…), fue padre de tres niñas, inició una carrera científica brillante e incluso llegó a ser ministro de Educación y fundó numerosas escuelas. Realizó descubrimientos sobre capilaridad y tensión superficial, hizo investigaciones sobre el principio de equivalencia entre gravedad y masa inercial –que fueron fundamentales para la teoría general de la relatividad de **Albert Einstein**–, y definió los ya citados gradientes de la gravedad y el efecto de la fuerza centrífuga que lleva su nombre. El principio de equivalencia y las mediciones de gradientes fueron posibles merced a un modelo de péndulo por él diseñado y gracias a la balanza de torsión que inventó en 1890 a partir de la balanza de laboratorio que había pergeñado **Henry Cavendish** en 1798 (para hallar la constante de gravitación y luego obtener el primer cálculo de la densidad promedio de la Tierra, de 5,5 g/cm^3). Y esa balanza de Eötvös (un gradiómetro) fue el primer instrumento diseñado específicamente para prospección gravimétrica, que él decía que disfrutaba tanto como la música y le permitió empezar a observar a profundidades que ningún pozo podía alcanzar.

Con ese gradiómetro, fabricado en buen número, se llevaron a cabo las primeras exploraciones del método gravimétrico en Europa y América del Norte. Esas balanzas de torsión permitieron descubrir los primeros domos salinos (diapiros halocinéticos) en la parte continental del golfo de México. Tenían una muy alta precisión y además daban mediciones muy completas, ya que permitían medir los gradientes o derivadas de la fuerza de gravedad en cualquier dirección. Pero…

He aquí que en la década de 1930 salieron al mercado los primeros gravímetros de resorte, aparatos que sólo miden la gravedad en el eje *z*, pero que son más pequeños, livianos y permiten lecturas mucho menos lentas. Y como *"time is money"* y los datos de estos gravímetros igual permitían la identificación de estructuras hidrocarburíferas del subsuelo, las balanzas fueron quedando en desuso, al menos en la actividad petrolera. Para entonces **Eötvös** ya había fallecido, en 1919, a los setenta y uno, pocos meses después del fin de la Primera Guerra Mundial que conllevó la desintegración del derrotado Imperio austrohúngaro.

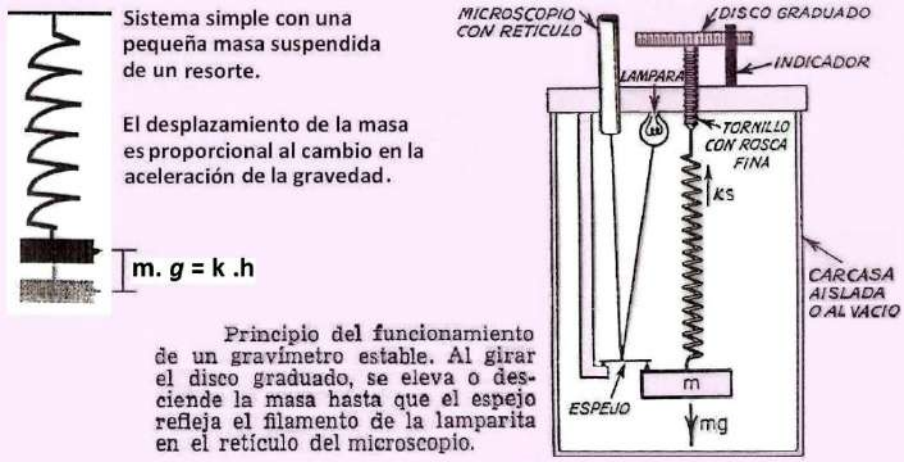
MEDICIONES DE GRAVEDAD RELATIVA

Como hemos apuntado, los trabajos pioneros de prospección gravimétrica fueron realizados con **balanzas de torsión**, que medían el gradiente de la gravedad y por ello fueron los primeros **gradiómetros** (también llamados **variómetros**). Aunque asimismo en esos tiempos se utilizaron **péndulos**, que eran y siguen siendo de operación lenta –y proveen lecturas mucho más apropiadas para mediciones absolutas–, de los cuales el más empleado fue el diseñado por el inglés **Henry Katter** en 1817.

Bueno, pero ya dijimos que desde1930 se han utilizado los **gravímetros de resorte,** que miden directamente pequeñas variaciones de la componente vertical (z) de la gravedad relativa, respecto a una referencia o base principal. De modo que la mayor prestación de las balanzas de torsión no impidió su gradual extinción ni que su nicho ecológico (sobre todo exploración de hidrocarburos) fuese ocupado por esa nueva especie de menos lentos y más oportunistas gravímetros. Darwinismo geocapitalista puro.

Gravímetros estables

Basándose en la concepción del dinamómetro de **Isaac Newton**, fue el inglés **John Herschel** quien en 1833 ideó un gravímetro estable, pero recién desde 1930 empezaron a emplearse versiones perfeccionadas. Éstos fueron los primeros que se utilizaron en el campo, fabricados con un muelle o resorte único sobre el cual se accionaba el tornillo de ajuste entre mediciones. El cambio de la longitud del muelle se medía directamente por medio de una amplificación (óptica, mecánica o eléctrica). Ejemplos fueron el Hartley, con amplificación mecánico-óptica, y el Gulf, sólo óptica. Estos aparatos dejaron de usarse porque para obtener mayor precisión había que fabricarlos demasiado altos y por lo tanto muy engorrosamente operables y transportables.



(modificado de Chapin, 1998, y Howell, 1962)

En todos los gravímetros la relación física que fundamenta su uso práctico es: **m.*g* = k.h**

(**k** es la constante del resorte en kg/s^2 y **h** el desplazamiento vertical en m)

Los aparatos tienen dos niveles de burbuja ortogonales en la parte superior y tres tornillos de apoyo basal para ***asegurar la horizontalidad de las mediciones*.**

En el **trabajo de rutina con cualquier gravímetro** (los antiguos estables y los posteriores inestables) el procedimiento es partir desde el primer punto base con un **cero de referencia relativa** (por el ocular se ve el retículo en el centro con el espejito horizontal, como muestra arriba la figura) y luego el operador se encamina al siguiente punto estación (cercano a esa base) donde si, como es probabilísimo, la aceleración ***g*** cambió, el retículo aparecerá corrido del centro debido a la inclinación del espejito causado por el desplazamiento de la masa. Entonces debe girarse el disco superior para que el tornillo haga subir o bajar el resorte, la masa se corra, el espejito vuelva a quedar horizontal y el retículo se centralice. Y luego debe observarse cuántas divisiones ha sido girado el disco y, sabiendo la constante de calibración o lectura del aparato (n u.g./división), podrá saberse cuántas u.g. o mGal en más o en menos (según la dirección de giro del disco) varió la aceleración ***g*** entre el primero y el segundo punto registrados.

La **constante de calibración o lectura del aparato** viene dada de fábrica pero podría variar con el tiempo. Una ***forma de verificarla*** es medir ***g*** en un punto (en el piso) e inmediatamente hacer una medición un metro más arriba (con un trípode). Dado que la diferencia por la corrección de aire libre debe ser de 3,086 u.g./m, sólo es cuestión de ver cuánto debió ser girado el disco para tener el retículo siempre en el centro. Así se conocerá cuántas u.g. corresponde leer por cada división del disco.

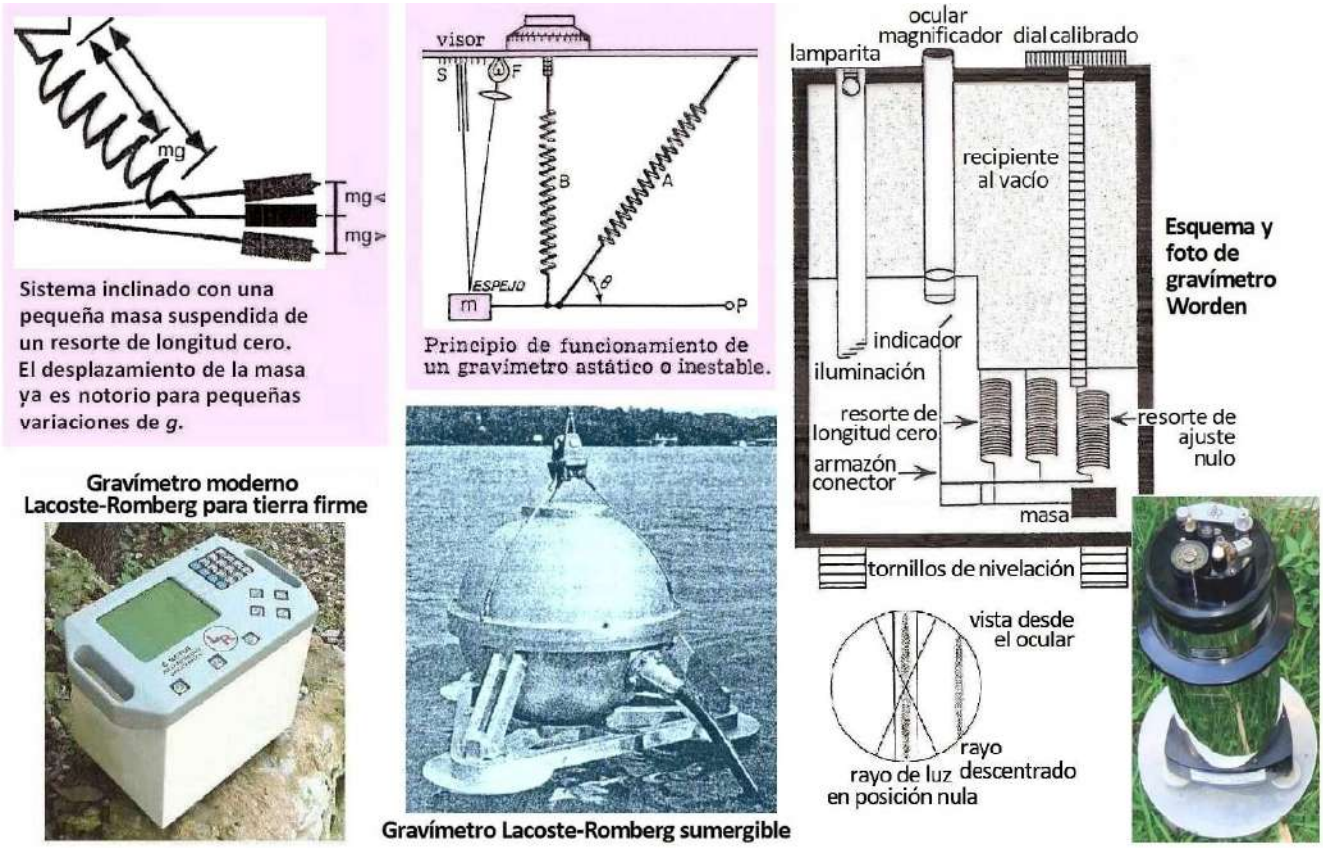
Los gravímetros siempre deben manipularse delicadamente evitando aceleraciones para no descalibrar los resortes. Por la misma razón, en cualquier medio de transporte deben llevarse sobre una base amortiguada.

El material de los muelles (inicialmente sólo metálicos, hoy mayormente de cuarzo) genera una **deriva** (en inglés, *drift*) que es necesario determinar. Esta variación que experimentan las lecturas respecto al tiempo se deben a las deformaciones no perfectamente elásticas del sistema (llamada ***fatiga***; no imputable al operador en

este caso…) inevitablemente variante respecto al resorte ideal, más otras perturbaciones que eventualmente sufre un instrumento durante su trabajo. El efecto de la temperatura sobre la dilatación del muelle se minimiza con la aislación térmica que los gravímetros traen de fábrica, aunque igual hay que evitar horarios de mucho cambio térmico, pero también hay aparatos con termostato para trabajos de mayor precisión. ***Estas consideraciones valen tanto para gravímetros inestables como para los antiguos estables en desuso.***

Gravímetros inestables o astáticos

Desarrollados en Estados Unidos entre 1932 y 1934 por **Lucien LaCoste** y su profesor **Arnold Romberg** (pero comercializados en escala recién después de la Segunda Guerra Mundial) constan de una masa suspendida inestablemente a través de un brazo de palanca, tal que para determinado valor de ***g*** la masa se encuentra en equilibrio. Basta un cambio chico de ***g*** para que se abandone el equilibrio y esto se traduzca en desplazamientos relativamente grandes. Posee dos muelles o resortes principales (y alguno más que puede ser complementario): uno para los ajustes de las mediciones, como en los gravímetros estables (con las divisiones en el disco superior) y otro para suspender el sistema llamado **resorte de longitud cero** (*zero length spring*) porque se comporta como si su longitud inicial fuese nula para aumentar la sensibilidad. Éste se apoya en un sistema tipo palanca de modo tal que la fuerza ejercida es proporcional a la longitud, en lugar de la distancia que se comprime, y así, al menos durante parte de su recorrido, no se ajusta a la ley del inglés **Robert Hooke**. Así el arreglo, que ***también tiene su constante de calibración***, hace que el resorte se estire o contraiga en el orden de un micrón por miligal y permite mediciones mucho más finas. Hay muchas marcas comerciales, cada una con varios modelos.



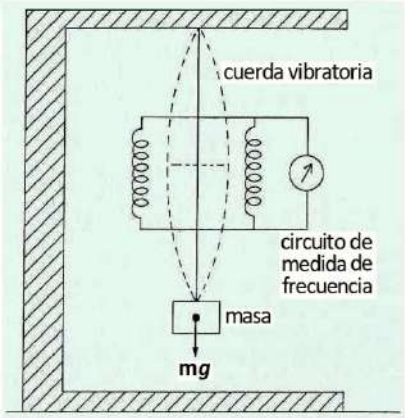
Esquema conceptual y diversas ilustraciones clásicas de gravímetros astáticos (modificado de Chapin, 1998; Howell, 1962; Burger, 1992; microglacoste.com, y Robinson & Coruh, 1988)

Existen diseños de gravímetros adaptados para ser bajados a **fondos marinos:** Graf, 1938, y luego LaCoste, 1952, con mando remoto (importante no sólo por practicidad sino porque permitió evitar muertes de buzos, cosa que ocurrió a operadores subácueos en las primeras épocas). Otra opción es trabajar desde la cubierta de **barcos** e incluso es posible hacerlo en mares profundos con un gravímetro sumergido 10 o 20 metros sobre el fondo desplazándolo por tracción a 2 o 3 km/h (Zumberge *et al*., 1997). Tambien desde **aviones** (ya desde la década de1960), o para **pozos petroleros**, que vemos en la pág.64, todos construidos según el principio astático. Hay asimismo versiones avanzadas para **mediciones satelitales**, y hasta fue enviado a la Luna un diseño especial de LaCoste, con la misión *Apollo XVII* en 1972 cuando un geólogo integró la última tripulación que alunizó.

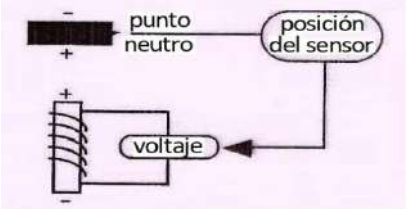
Gravímetros más modernos

Hace algunas décadas se idearon gravímetros **de resorte vibratorio** (con un sistema electromagnético de registro): al cambiar la gravedad de una a otra estación, cambia proporcionalmente la frecuencia de vibración de la cuerda de fibra que soporta la masa, como se ilustra a la derecha. Han sido poco empleados porque tienen mucha deriva.

Otros gravímetros pueden funcionar **por levitación magnética** de un imán sobre un campo inducido por medio de una bobina (segunda figura a la derecha), base de desarrollos en curso para registrar en mar o vuelo. Se parte de un cero de referencia y el imán bajará en caso de ir a un punto con menor ***g***; por lo cual la magnitud que haga falta aumentar el voltaje para recentrar el imán será proporcional al Δ***g***.



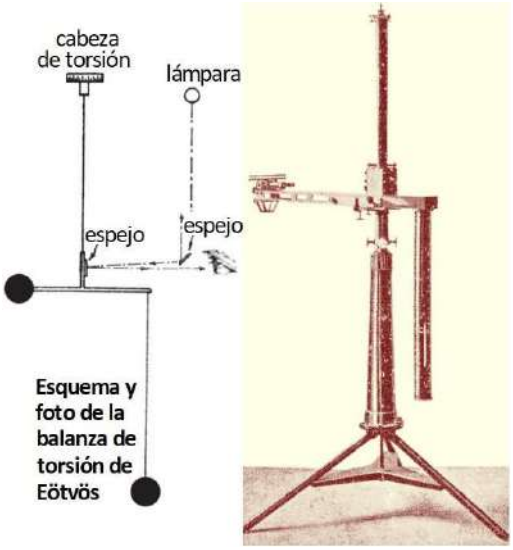
Esquema de un gravímetro de cuerda vibratoria.
(modific. de Robinson & Coruh, 1988)



Diseño de resorte virtual con sistema de retroalimentación de voltaje versus ***g***.
(modificado de Chapin, 1998)

Gradiómetros o variómetros antiguos

Utilizados también para hacer mediciones de gravedad relativa. Los más antiguos, desde fines del siglo XIX, fueron las **Balanzas de torsión**, modificadas de la balanza de **Henry Cavendish** por el húngaro **Lorand Eötvös** tal lo ya apuntado. Miden directamente la variación horizontal, pendiente o gradiente de la gravedad y constan de dos masas iguales suspendidas de brazos a distintas alturas y con posibilidad de rotar en conjunto para situarse en la dirección de máximo gradiente horizontal de la aceleración gravitatoria (véase ilustración acá abajo).



(modificado de Jurátus ELTE)

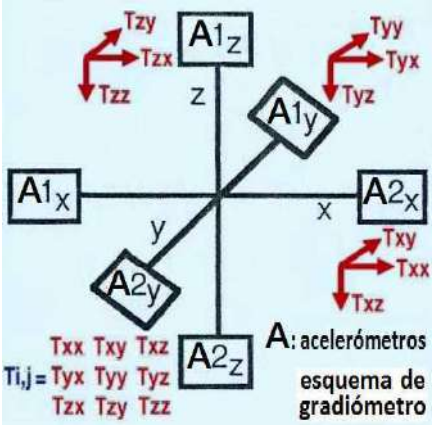
Vistas externa e interna de un gradiómetro Bell 3D FTG del tamaño de un lavarropa y peso de 220 kg.
(modificado de Pajot-Métivier, 2007)

Gradiómetros o variómetros modernos

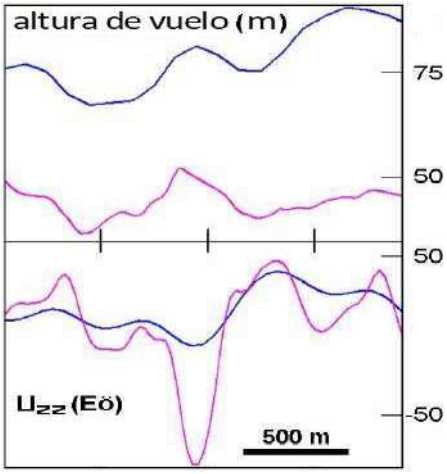
Empleados desde la década de 1970, van montados sobre una plataforma girocontrolada y ***constan de 3 pares de acelerómetros*** ensamblados en los ejes ***x***, ***y***, ***z*** –algunos visibles en la imagen inmediata de la derecha– que dan mediciones del gradiente de gravedad en las tres direcciones del espacio. Se los denomina *FTG* (*Full Tensor Gradiometer*). Fueron inicialmente usados para navegación submarina, dado que registran el relieve, reemplazando al sonar durante la Guerra Fría, asegurando así una navegación silenciosa y por tanto indetectable. En 1993, tras la desintegración de la Unión Soviética, salieron del secreto militar y sus fabricantes pasaron a ganar más dólares por su nuevo uso para ***prospección marina*** (sobre todo petrolera) ya que, si bien muy costosos, ***dan respuestas no influenciadas por el movimiento de la nave (porque las lecturas a cotejar son todas simultáneas*** y cualquier aceleración motriz o marina las afecta por igual) y son datos más completos que los de gravímetros que sólo miden ***g*** en *z*. Recuérdese que: $-\partial U/\partial z = U_z = g$ y $\partial U_z/\partial z = \partial g/\partial z = U_{zz}$

Nabla (*ναβλα*) es la palabra griega, derivada del hebreo, que designa el arpa y sabemos que ∇ (nabla) es el operador gradiente, tal que en gravimetría: $\nabla = \vec{g} = -\left(\frac{\partial U}{\partial x}, \frac{\partial U}{\partial y}, \frac{\partial U}{\partial z}\right)$

El tensor de gradiente gravitatorio Tij tiene 9 componentes correspondientes a las 3 direcciones espaciales y las 3 componentes del vector aceleración, pero es simétrico (***g*** es escalar y obedece a la ecuación de Laplace en el espacio libre, con las diagonales dando suma cero) por lo cual sólo 5 componentes son independientes y, para el



Barco de prospección geofísica marina en Noruega (foto PGS ASA)

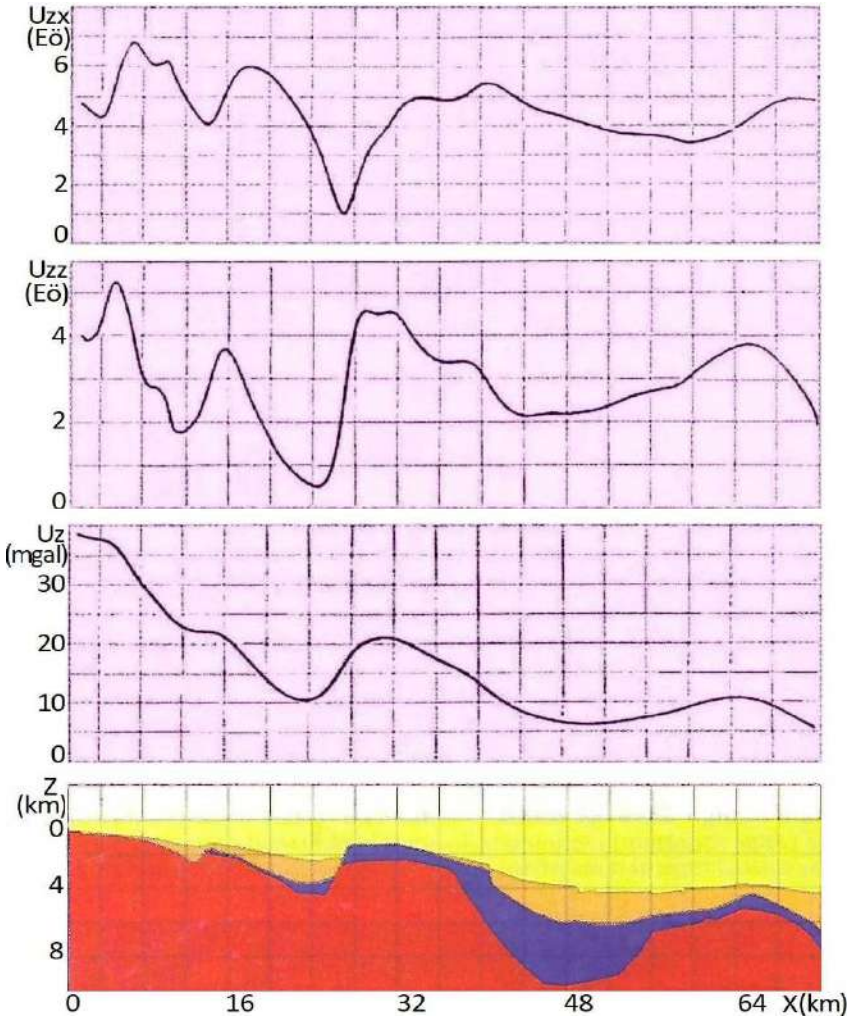


Efecto de volar más bajo y lento –lila– respecto a hacerlo más alto y veloz –azul–; hay una chimenea de kimberlita en el centro del perfil registrado con gradiómetro en el NO de Canadá (modificado de Dransfield, 2007)

gradiómetro con orientación fija Norte, Este y Abajo, son: T*zz* (o **U***zz*, gradiente vertical), T*xz* y T*yz* (**U***xz* y **U***yz*, gradientes horizontales) más los gradientes de curvatura diferencial **U***xy* y (**U***xx*-**U***yy*)/2, este último con azimut oblicuo.

Son igualmente empleados desde aviones y helicópteros (evitando turbulencias bruscas de navegación). Un helicóptero puede volar a menos de 40 m de altura a unos 80 km/h, un avión a no menos de 80 m y 160 km/h, factores que pueden importar para ganar detalle (figura abajo). Otra ***opción en clima estable es un globo dirigible*** (20 m y 40 km/h). Las correcciones altimétricas son por la variación de cota y masa del relieve bajo la altura de vuelo establecida.

Se los utiliza para el cateo diamantífero (kimberlitas), de cobre y paragenéticos, carbón, diapiros halocinéticos (que entrampan hidrocarburos en los reservorios de sus flancos), etc. A continuación se ilustra su ventaja al registrar sobre un perfil geológico.



Modelado de repuestas de gradiómetro (Uzx, Uzz) de mayor detalle que las de un gravímetro (Uz) sobre el perfil que atraviesa una cuenca sedimentaria con δ decrecientes hacia arriba, sobre un basamento aún más denso –en rojo– (modificado de Pawlowski, 1998)

MEDICIONES DE GRAVEDAD ABSOLUTA

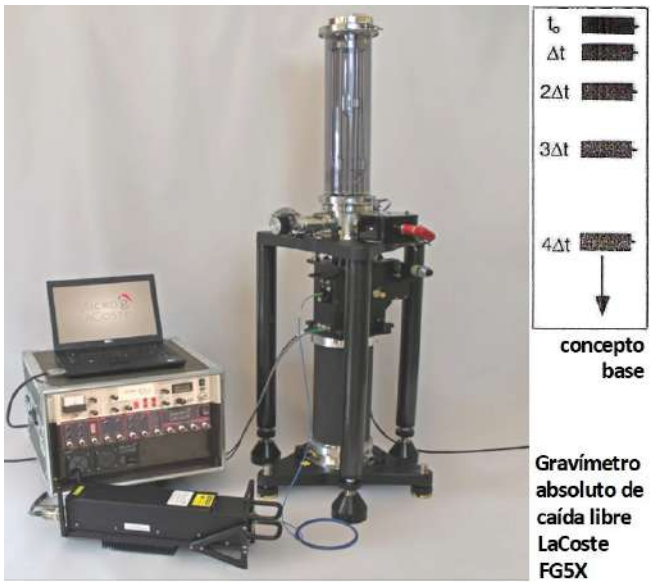
Péndulos

Basados en el sincronismo de su período, descubierto por Galileo**,** fueron los primeros instrumentos usados y aún se los emplea.

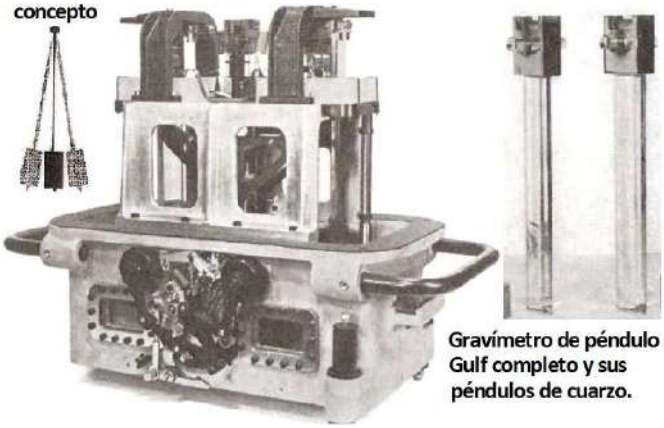
El período es: $\mathbf{T = 2\,\pi\sqrt{L/g}}$ (**L** es la longitud del péndulo ideal, casi igual a **k**, constante del sistema real)

De donde: $\boldsymbol{g = 4\,\pi^2\,L/T^2}$

Como se mencionó, algunos péndulos también fueron usados hace más de un siglo para prospección.



(imagen de microglacoste.com)



(imágenes de Howell, 1962)

Aparatos de caída libre

Desarrollados en las últimas dos décadas, dan valores absolutos de ***g*** y existen modelos portátiles. Miden la gravedad en función de la caída de un cuerpo en un receptáculo en vacío (otra idea original de Galileo), haciendo las determinaciones repetidas veces a través de instrumental electrónico de muy alta precisión y recordando que la distancia vertical recorrida es: $\mathbf{h=(1/2)}\boldsymbol{g}\mathbf{.t^2}$ (siendo **t** el tiempo de caída)

Gravímetros superconductores o criogénicos

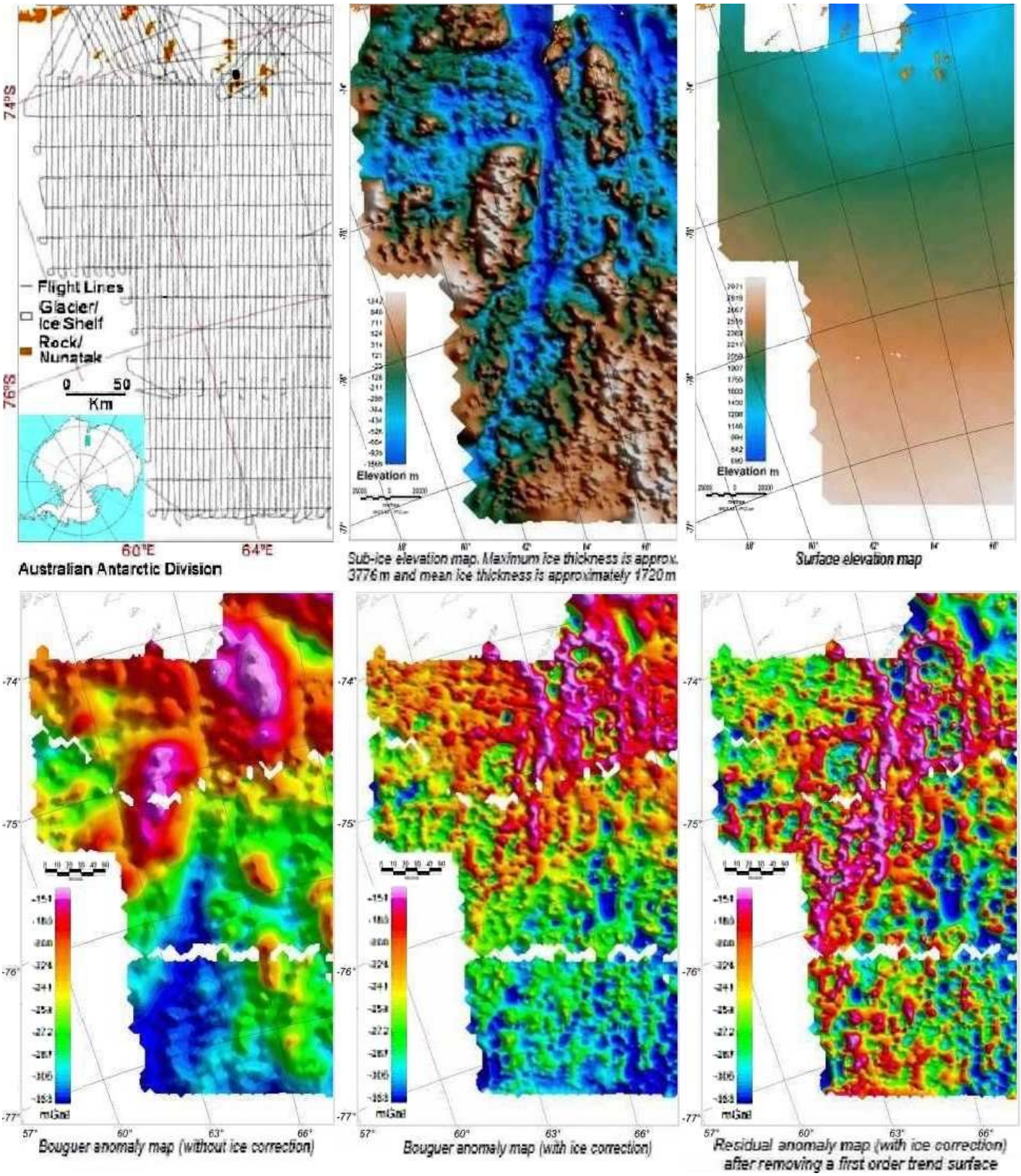
De desarrollo reciente, consisten en una esfera hueca suspendida en un campo magnético generado por un toroide superconductor enfriado por un compresor de helio. Son utilizados para mediciones de gravedad absolutas y monitoreo fino de mareas y sismos. Vemos un ejemplo en la fotografía siguiente a la derecha.
Ya existen también versiones transportables, si bien de considerable tamaño (foto izquierda),que en estos casos dan mediciones relativas y acusan una ínfima deriva, del orden de 0,5 μgal/mes. Son emplazados en lugares fijos por cierto tiempo para medir parámetros relativos a vulcanismo, sismicidad y respuesta gravimétrica ante la extracción de fluidos de reservorios geotérmicos, hidrocarburíferos o acuíferos.

(imagen de gwrinstruments.com)

Gravímetro superconductor (Mt Stromio, Australian National Univ.)
(imagen de anu.edu.au)

APLICACIONES GRAVIMÉTRICAS

Como ya fue en parte mencionado, hay ***anomalías de Bouguer negativas*** –siempre en magnitud relativa respecto a una referencia zonal– allí donde existen ***sinclinales, bloques bajos de falla, domos evaporíticos, etc***. O sótanos ignotos… (¿con tubos de vidrio bien encorchados?)… Los ***altos gravitacionales***, en cambio, pueden presentarse si hay ***rocas ígneas intruyendo una secuencia sedimentaria, sobre bloques altos o bien donde existen anticlinales*** –porque en su núcleo las rocas más antiguas, generalmente más densas, se aproximan a la superficie– y en otras diversas conformaciones geológicas. Los objetivos pueden vincularse con el estudio de la geología regional con variados fines prospectivos, como el siguiente ejemplo en el este del continente antártico.



Antártida Oriental: líneas de vuelo sobre la calota, topografía subyacente, cota del campo de hielo (espesor desde 0 m en cada asomo de *nunatak* –pico aislado en lengua inuit– ¡hasta la friolera de 3.776 m!), luego el mapa de anomalía de Bouguer, el mismo mapa descontando el efecto del hielo sobrepuesto, y el plano residual (modificado de McLean *et al*., 2004)

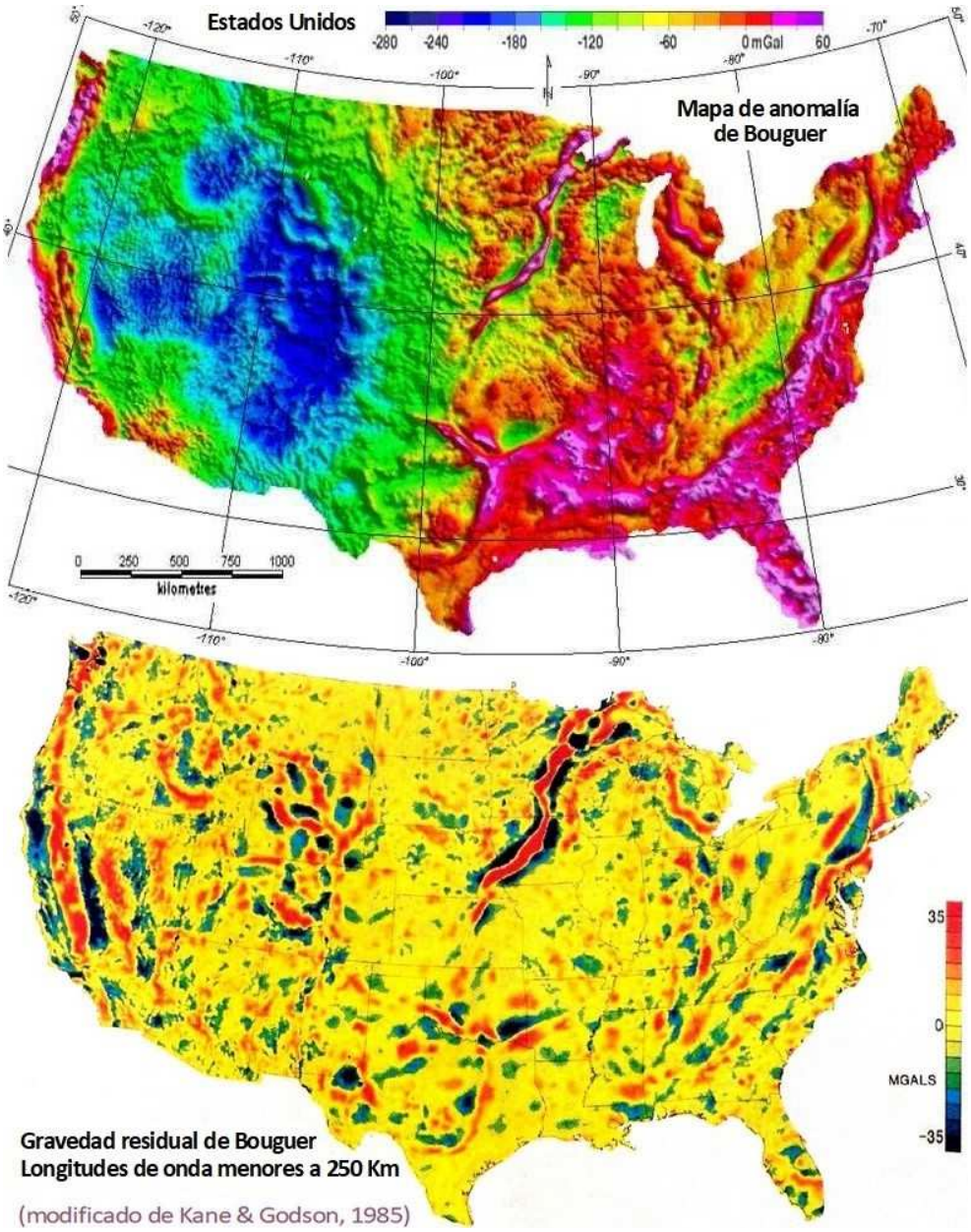
En algunos casos la adquisición de los datos es un ***mallado terrestre de gran escala***, ***o bien transectas generalmente perpendiculares a los principales rasgos tectónicos***. Hemos dicho que la gravedad puede ser medida tanto desde barcos como en vuelo, si bien con alguna merma en su precisión pero útil igual con fines

regionales o de escala intermedia, en ocasiones con gravímetros y otras veces con gradiómetros, mucho más costosos pero cuyos registros acreditan mucho menos ruido. ***Son preferibles líneas de navegación rectas, paralelas entre sí y, como en otras modalidades, más o menos ortogonales a las estructuras, con algunas líneas de atadura en sentido perpendicular al antedicho, a velocidad constante evitando aceleraciones que generen ruidos en las lecturas***. Desde el aire se trata de ***seguir líneas de vuelo de altitud constante***.

Finalmente, como también se refirió, existen ***registros satelitales con fines fundamentalmente geodésicos***.

Muchos proyectos persiguen investigaciones corticales profundas, sea con adquisición desde altura o a pata.

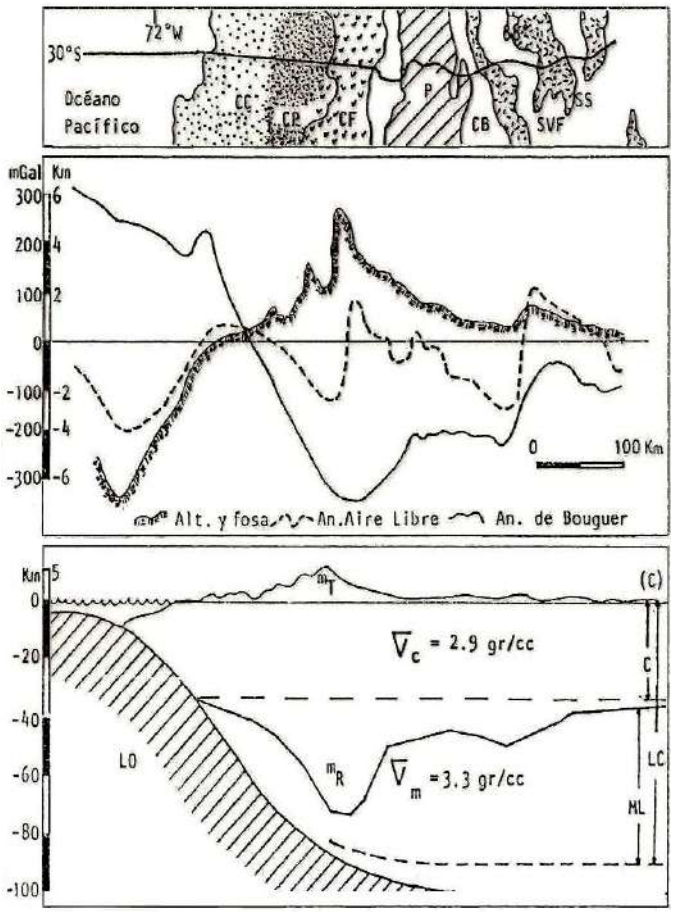
Aquí mostramos el mapa de anomalía de Bouguer de los Estados Unidos (exceptuando Alaska, Hawái y demás dependencias). Se lo ha producido a partir de armar un ***rompecabezas de relevamientos hechos individualmente, previa homogeneización de los intervalos de muestreo, planos de referencia, etc.*** Se pueden apreciar los ***valores negativos sobre el orógeno que se halla actualmente activo***: las *Rocky Mountains*, en el centro-oeste, cuyas raíces tienen densidad más baja que otras rocas corticales igual de profundas. Y hay ***valores positivos en las raíces exhumadas de un orógeno muy antiguo***: los Apalaches, al este, con densidades someras más altas que las de rocas sedimentarias modernas.



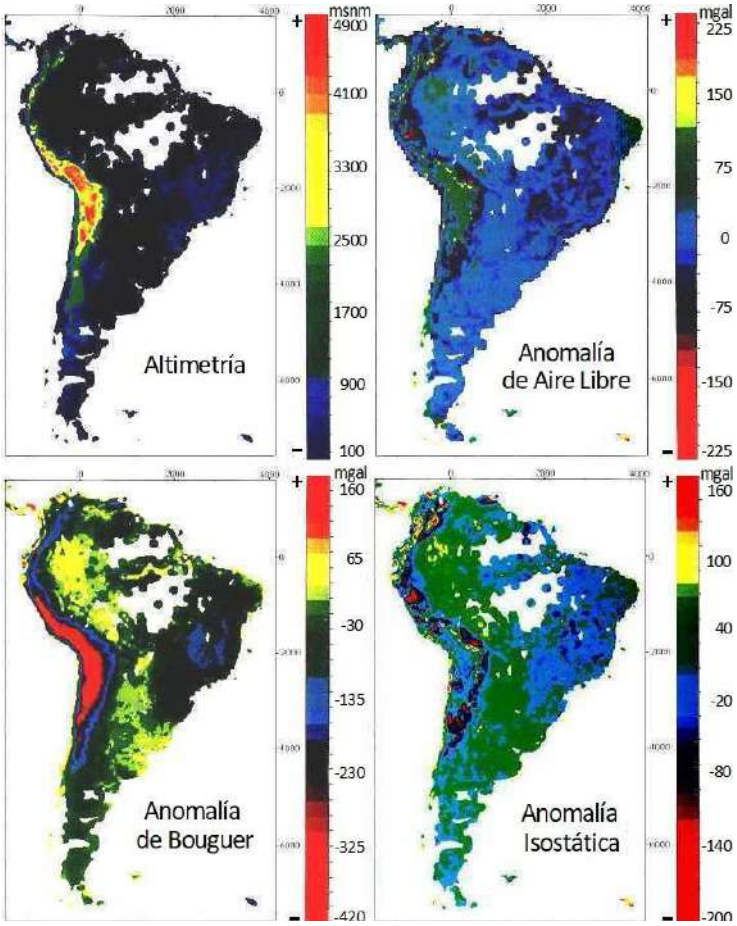
El mapa residual se procesó con la técnica de Fourier, empleando una longitud de onda de 250 km como límite máximo para lo que se considera somero. ***Una cuenca del tamaño de la del Golfo San Jorge a esta escala continental ¡se toma con carácter de residual o local; no como regional!***

La serie de tres figuras a la izquierda en la página que sigue son el mapa, el larguísimo perfil con los datos de gravedad procesados y el corte geológico interpretado. Corresponden a una transecta a escala cortical, desde las sierras Pampeanas de la región de cuyo, Argentina, hasta el Pacífico en Chile. La corteza continental granítica es bastante menos densa que el manto infrayacente y ***la anomalía de Bouguer está descompensada por la ya citada eliminación metodológica de las antirraíces (el relieve). La anomalía de aire libre –sin supresión de la masa interpuesta que configura las antirraíces– da, en cambio, un resultado más semejante al de la anomalía isostática***, de manera que se la puede tomar como una primera aproximación antes de que se tenga la oportunidad de calcular el desbalance isostático con suficientes datos para armar el modelo. Los mapas a la derecha muestran, justamente, la ***relativa similitud entre***

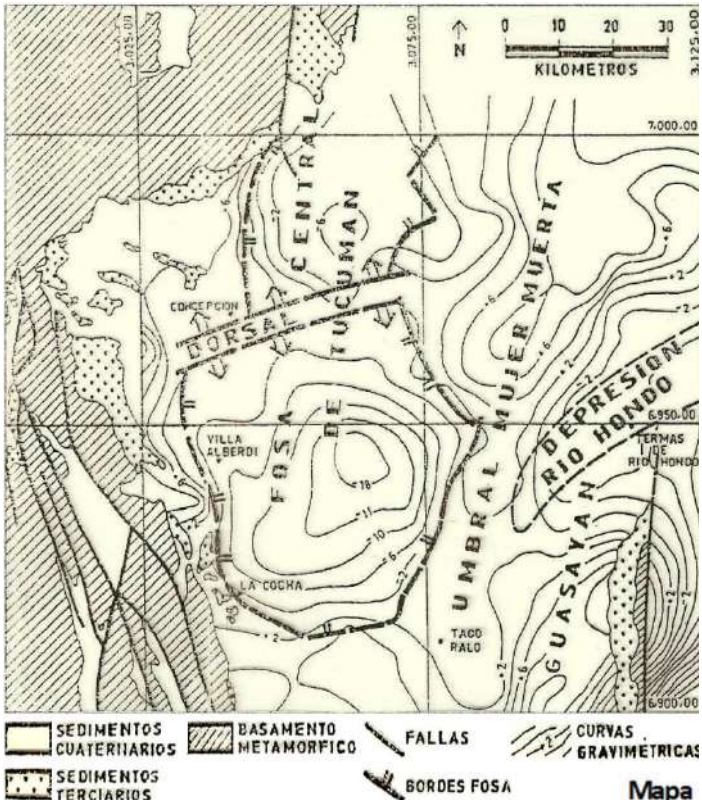
la anomalía de aire libre y la anomalía isostática modelada a escala continental, y los valores fuertemente negativos de Bouguer sobre el orógeno andino, como en las montañas Rocosas, Alpes, Himalaya, etc.



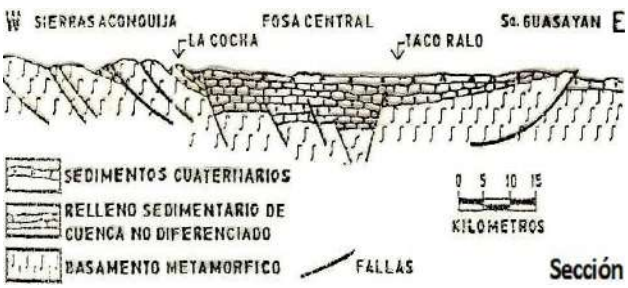
(modificado de Introcaso *et al.*, 1990)



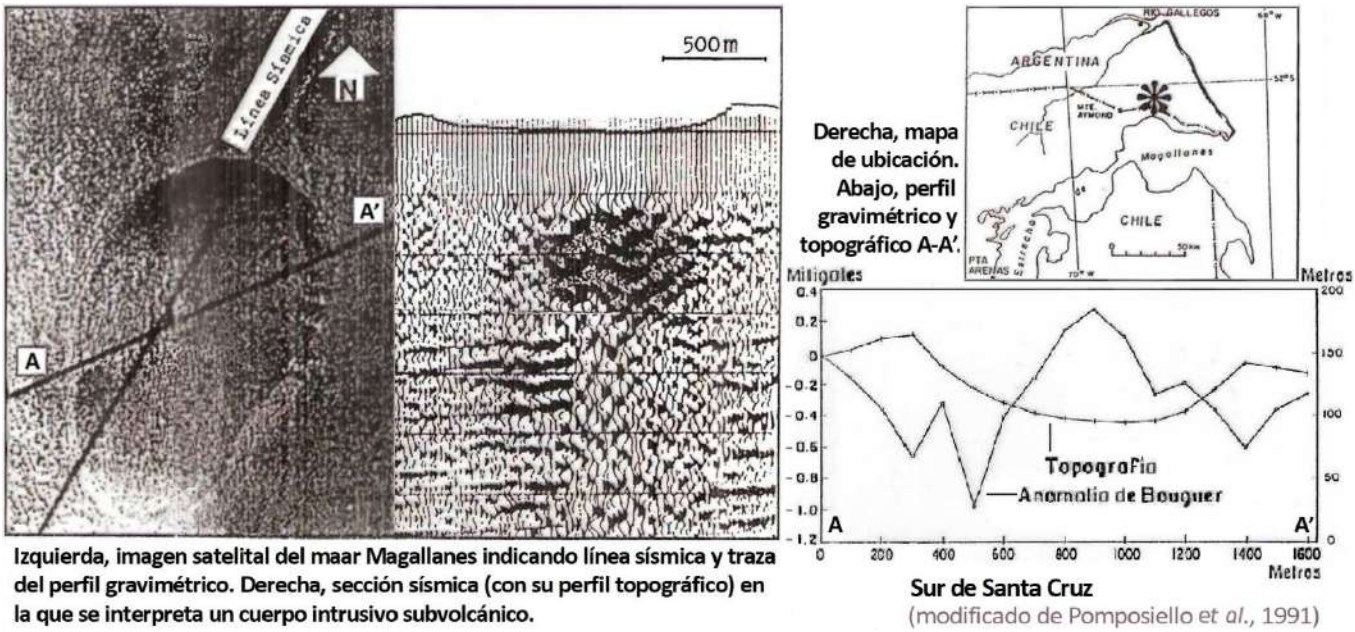
(modificado de Chapin, 1996)



El que sigue es un ejemplo de un relevamiento típico en una cuenca sedimentaria, en este caso un depocentro o fosa relativamente chica del noroeste argentino, entre las sierras Pampeanas de Aconquija y Guasayán. El mapa permite discriminar dos subcuencas (N y S) separadas por una dorsal (alto estructural). Pueden verse los ***valores negativos de anomalía de Bouguer, más marcados en las áreas donde hubo mayor depositación de rocas de baja densidad (sedimentarias)***. Abajo el corte oeste-este muestra la interpretación realizada. Este tipo de cateo tiene bajo costo y es ***muy útil en una etapa inicial de exploración petrolera para estimar espesores y estructura.***



Cuenca de Tucumán (modificado de Mon *et al.*, 1990)



Izquierda, imagen satelital del maar Magallanes indicando línea sísmica y traza del perfil gravimétrico. Derecha, sección sísmica (con su perfil topográfico) en la que se interpreta un cuerpo intrusivo subvolcánico.

Pero además existen otras diversas aplicaciones de la gravimetría a menores escalas, como el ejemplo de la figura acá arriba, en la cuenca Austral: un *maar* (voz germánica para cráter freatomagmático) con una ***intrusión ígnea subvolcánica visible en la sísmica de reflexión y en el perfil de detalle de la anomalía de Bouguer***, generada por el contraste de densidades. Es cómo podría visualizarse una masa rocosa densa de interés minero.

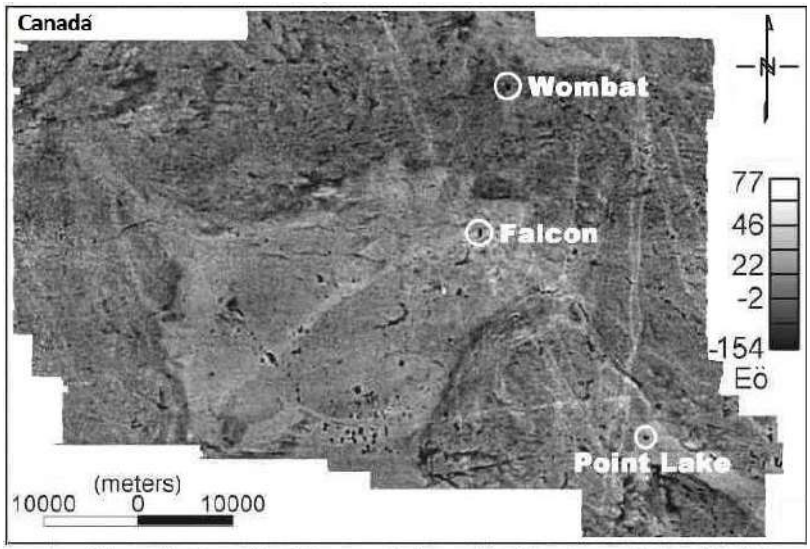
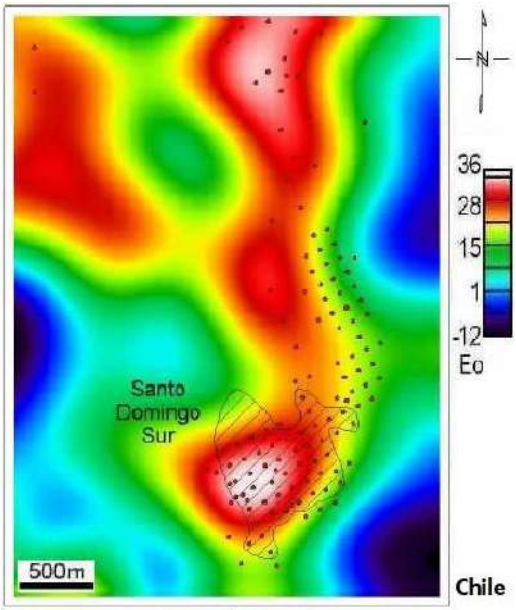


Imagen del gradiente vertical de gravedad a partir del cateo en Falcon Ekati. Los rasgos visibles en oscuro son bajos gravimétricos aislados, algunos de los cuales se deben a chimeneas de kimberlita, mientras que los rasgos claros alargados y sinuosos son debidos a diques intrusivos. Además hay una amplia variación en el sombreado en función de la geología donde se emplazan.

(figuras modificadas de Dransfield, 2007)

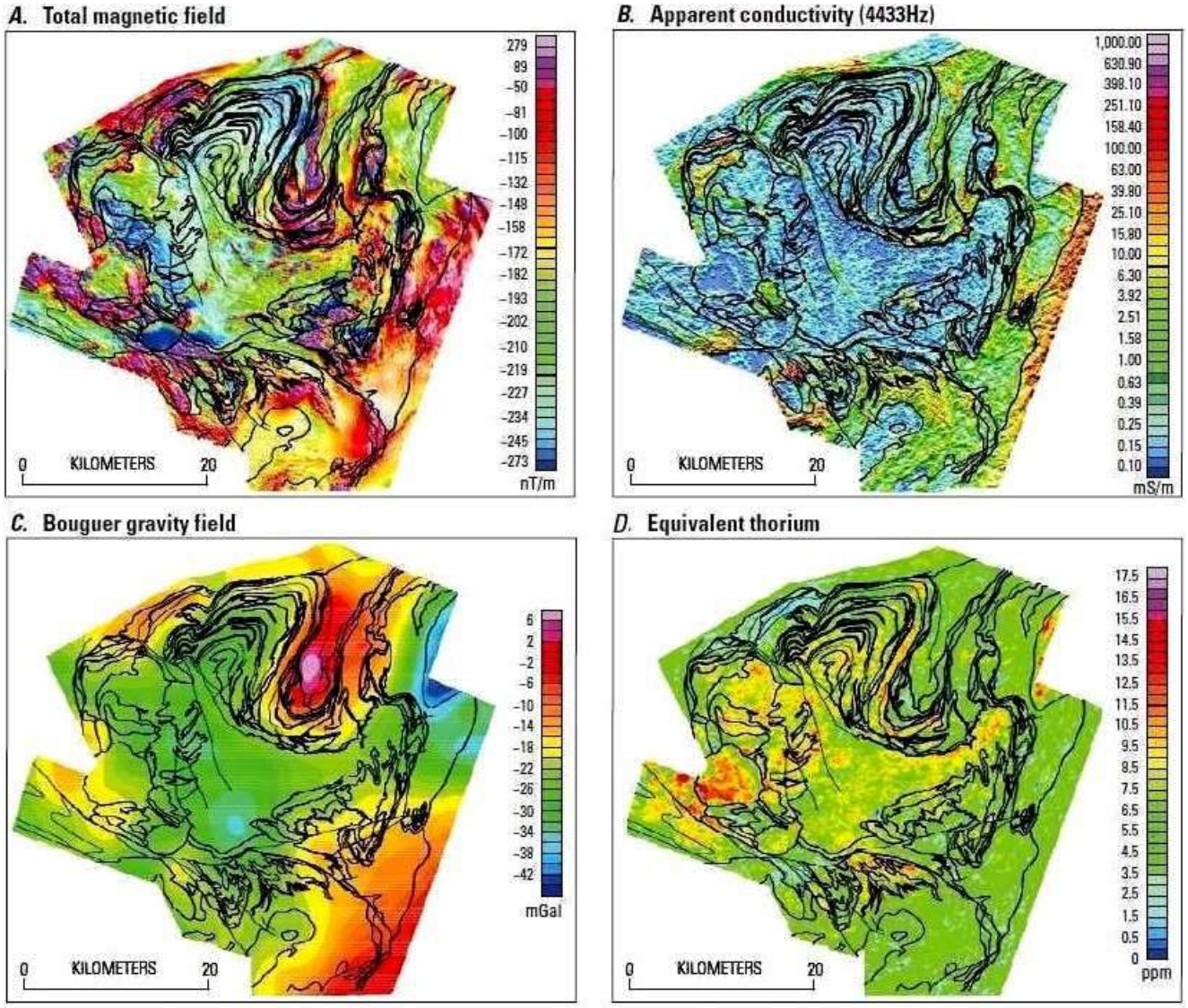


Mina de oro, cobre y óxido de hierro. La imagen muestra cómo coteja la respuesta gravimétrica con la mineralización que se mapeó a partir de datos de perforación.

Inmediatamente arriba vemos dos mapas de la derivada vertical de la gravedad (gradientes en eötvos, o sea mgal/km) en zonas de yacimientos minerales. A la izquierda de diamantes en kimberlitas del noroeste de Canadá y a la derecha de cobre y asociados en el centro-norte chileno. El empleo de gradiómetro en líneas de vuelo ha permitido conseguir una mejor definición de las anomalías densas de interés.

Puede determinarse si existe una depositación de minerales hidrotermales por su contraste de densidad respecto a las rocas del entorno del yacimiento. Según sea la interacción química en la zona alterada, puede haber hidratación, hidrólisis, metasomatismo, silicificación, oxidorreducción y/o sulfuración, con disolución o precipitación de minerales, reemplazos, intercambios iónicos y/o crecimientos cristalinos. Y en cada caso específico la porosidad y densidad pueden ser diferentes en el halo o sector anómalo.

El siguiente ejemplo aquí presentado corresponde a un ***yacimiento minero de sulfuros masivos*** del sudeste de Canadá. Manifiesta una zona de altos valores de ***g*** en el mapa de anomalía de Bouguer en razón de la presencia de una masa ígnea de interés económico. Pueden apreciarse en forma conjunta las respuestas dadas por otros campos físicos (que son abordados en temas sucesivos), todos acá registrados simultáneamente en forma aérea. La utilización de diferentes métodos naturalmente coadyuva a determinar con mucha mayor probabilidad de acierto el tipo de modelo geológico del subsuelo causante de tales anomalías.



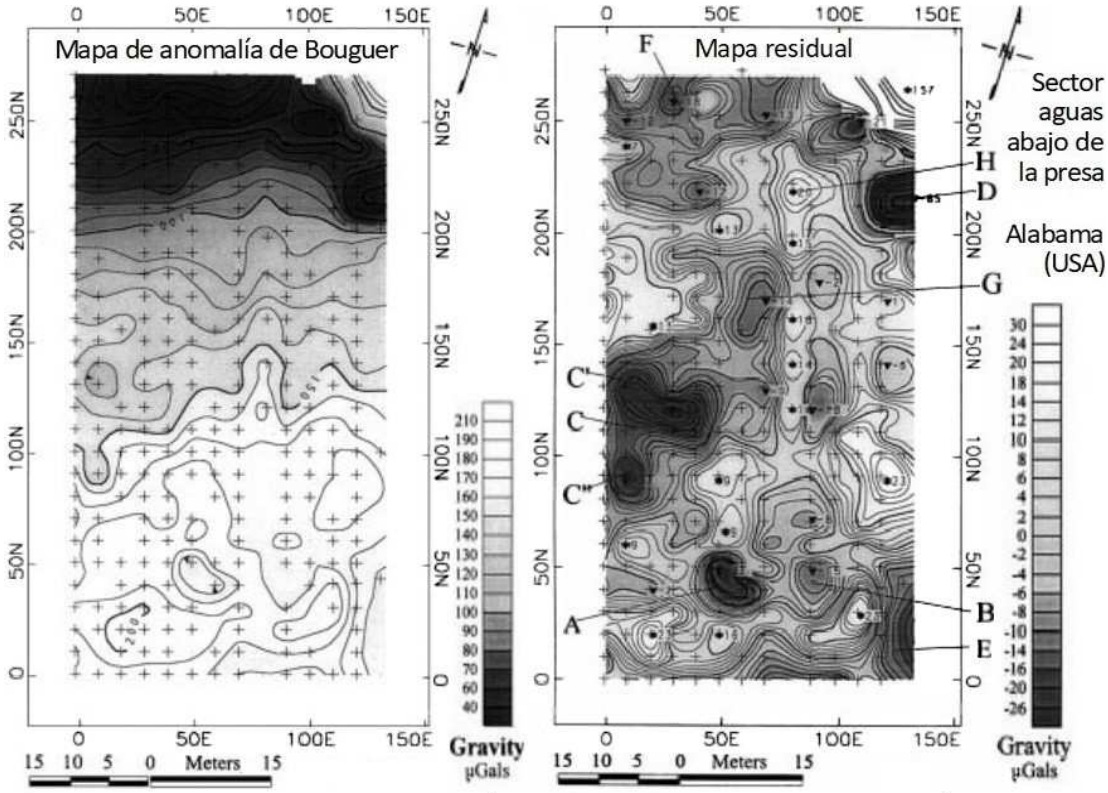
Registros geofísicos aéreos sobre el área minera Bathurst (New Brunswick, Canadá).
A, mapa de intensidad magnética total; colores cálidos representan zonas de valores altos y colores fríos zonas de valores bajos; los sectores de color rojizo y amarillo correlacionan con basaltos portadores de magnetita. B, mapa de conductividad aparente medida con alta frecuencia; zonas en rojo y amarillo representan lutitas negras bastante conductivas conteniendo sulfuros.C, mapa de anomalía de Bouguer. D, mapa de equivalente torio que sirve para identificar fácilmente rocas con altas concentraciones de torio (indicadas en rojo y amarillo) tales como granitos y rocas volcánicas félsicas.

(modificado de Morgan, 2012)

Una distinta aplicación obvia es la ***detección de cavernas*** (por ejemplo por disolución cárstica) ***y de túneles***, incluyendo, si fuera de interés, los tubos de lava en el interior de coladas terrestres y de la Luna; estos últimos son considerados como posibles emplazamientos para futuras bases selenitas. Otras ***aplicaciones a una menor escala son las hidrogeológicas*** (basamentos de acuíferos, etc.), las ***medioambientales*** (como la detección de piletas de petróleo o basurales tapados), también las referidas a trabajos de ***exploración arqueológica*** (por ejemplo construcciones con bloques densos yaciendo bajo sedimentos ligeros) o para ***fundaciones en ingeniería civil*** (rocas de base para diques, puentes u otras obras).

Mediciones microgravimétricas

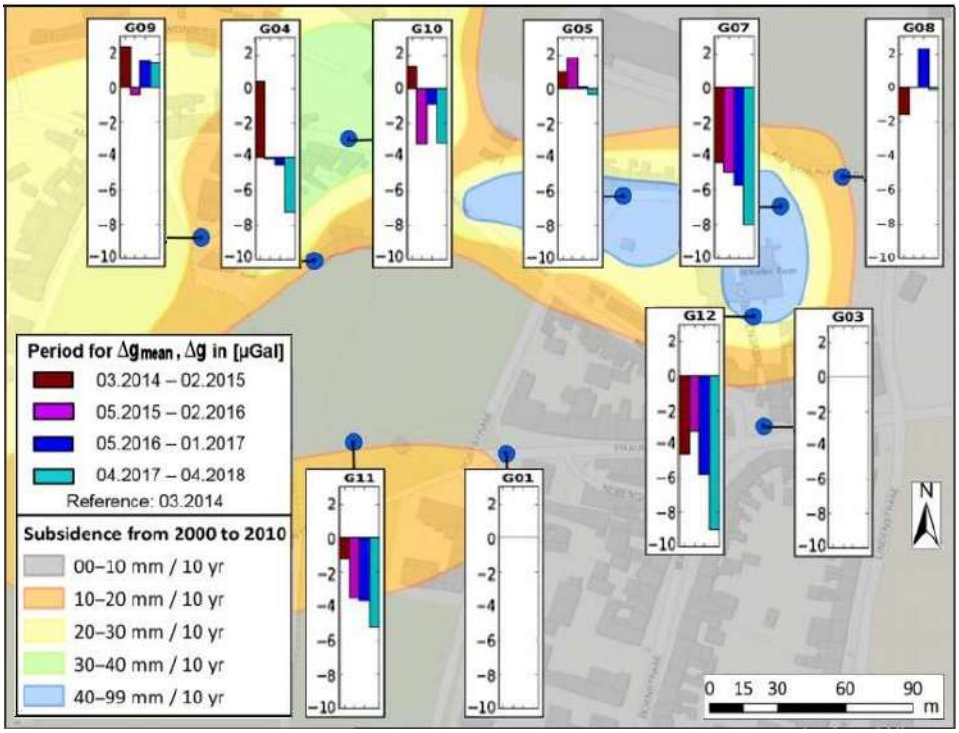
Se trata de mediciones hechas con gravímetros de altísima precisión, generalmente en áreas muy acotadas, con diversas finalidades para las cuales las mediciones convencionales no ofrecen resolución suficiente, como en este ejemplo en el que se evaluó la solidez del terreno en el entorno de un dique a fin de decidir si era necesario sellar eventuales vías subterráneas de fuga del agua embalsada para evitar futuros colapsos.



Mapas de microgravedad. Las letras mayúsculas indican los principales lugares anómalos.

Microgravedad (mapa de Bouguer y su residual) adyacente a una represa; las letras mayúsculas indican los lugares más anómalos (modificado de Yule *et al.*, 1998)

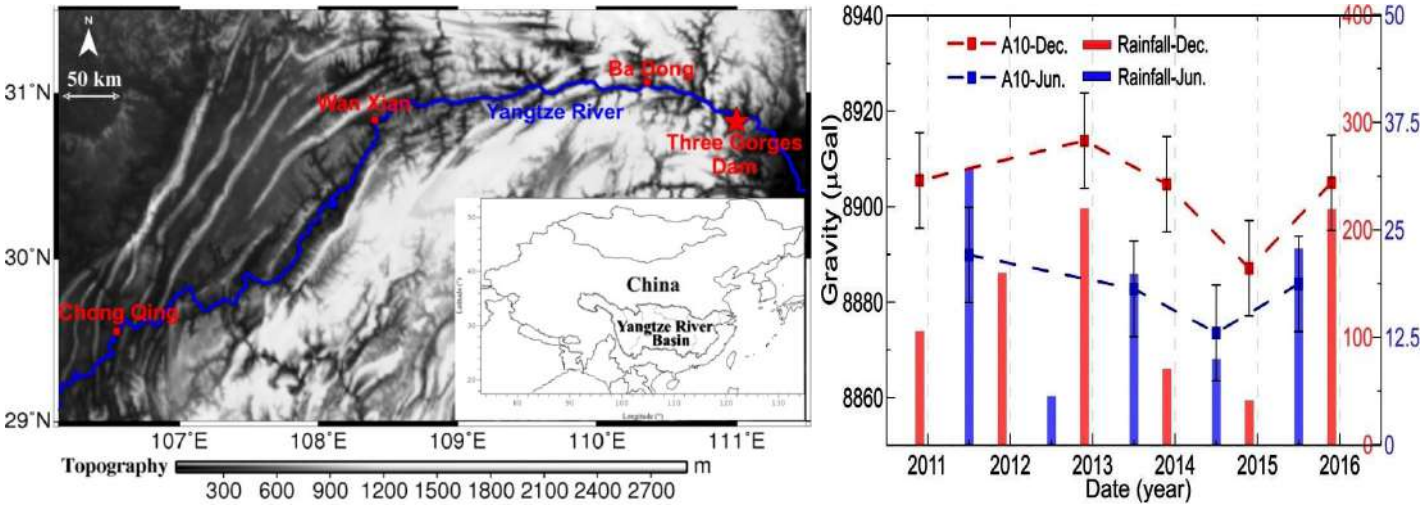
Véase la pequeñez del área que se estudió, si bien ésta es sólo una de las dos mitades (la otra es aguas arriba) y obsérvese lo precisísimo de las mediciones realizadas, en más de 600 estaciones, la mitad a cada lado de la presa.



Alemania, subsidencia monitoreada mediante registros de microgravedad reiterados durante varios años (modificado de Kobe *et al.*, 2019)

En la figura a la izquierda se presenta el resultado de otro relevamiento a través de microgravedad, en este caso en Alemania, repitiendo los **registros** de cada estación **a intervalos de tiempo**; la modalidad que se denomina ***time-lapse***. En cada punto se representa la variación de ***g*** (de +2 a -10 µg) en cuatro períodos sucesivos cuyas fechas se indican. Y vemos el mapa de la subsidencia del terreno en mm (obtenida de finas nivelaciones entre los años 2000 y 2010), cuya causa fue la suberosión por disolución produciendo el crecimiento de cavidades en el subsuelo que hacen ceder el suelo y podrían incluso causar colapsos bruscos (caso de los cenotes mayas).

El siguiente ejemplo refiere a la variación temporal de la gravedad inducida por el cambiante volumen del reservorio superficial de agua en el área del mayor embalse mundial, el de la represa Tres Gargantas (三峡, Sänxiá) sobre el río Yangtsé o Largo (长江, Cháng). Se basa en relevamientos de gravedad terrestre y satelital mediante la misión GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) con el complemento del *Water GAP Global Hydrology Model*, datos meteorológicos de precipitaciones locales y un modelo de infiltración del agua del embalse hacia los acuíferos conexos, lo cual también contribuye a alterar las mediciones gravimétricas. Se observa una evidente estacionalidad que además fluctúa de año en año en función de las naturales oscilaciones climáticas, con repercusiones en la disponibilidad de agua para riego, consumo humano y generación eléctrica.



Izquierda, ubicación del dique (★) en la cuenca del río Yangtsé en China; derecha, variación anual de la gravedad absoluta A, medida los días 10 de junio y 10 de diciembre versus las precipitaciones pluviales de esos mismos meses, que incrementan el volumen total de agua embalsada e infiltrada en las rocas permeables del subsuelo (modificado de Wang *et al*., 2019)

Gravimetría aplicada a la prospección de hidrocarburos

La prospección gravimétrica ha sido muy utilizada en las primeras etapas exploratorias de las cuencas sedimentarias, visto que, además por su bajo coso relativo, ***produce buenas imágenes de la forma cuencal, sus variaciones de espesor y la conformación de sus principales estructuras***, que pueden eventualmente configurar trampas de hidrocarburos, tal como vimos en el ejemplo de la fosa de Tucumán. La mayor proximidad a la superficie del basamento –o de rocas densas en general– se expresa en aumentos de la aceleración de la gravedad y por tanto de la anomalía de Bouguer observada en mapas y cortes. A la inversa, con mayor profundidad del basamento –o rocas someras de baja densidad– habrá anomalías de Bouguer negativas respecto al cero de referencia regional.

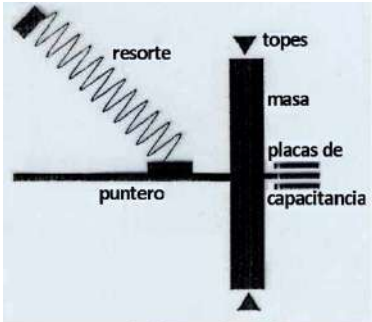
Adquisición gravimétrica en Yemen (fotos S.E.G.)

En cuencas exploratoriamente maduras, sean continentales o marinas, ***la gravimetría puede ayudar a resolver modelos del subsuelo donde la sísmica de reflexión u otros métodos geofísicos no dan buena respuesta, por ejemplo bajo domos salinos relativamente complejos o bajo intrusiones ígneas o coladas lávicas de gran potencia***. También puede ser de ayuda ***si existen sobrecorrimientos de rocas densas sobre otras más modernas y hay altos buzamientos que dificultan la iluminación de la sísmica***. Y asimismo en ***lugares donde no se ha podido registrar sísmica, por ejemplo áreas pobladas o zonas de reserva***, ya sea mediante adquisición terrestre como aérea. O mediciones en tierra pero con facilidades de transporte por helicóptero, tal como se ilustra para el caso de Yemen (sur de la península Arábiga, desde 2014 en atroz guerra civil fogoneada desde el exterior).

A escala local, con mediciones de precisión, también se pueden obtener resultados afinados que resultan muy útiles en temas hidrocarburíferos si se los interpreta mediante modelos apropiados, recurriendo siempre a la separación de componentes someras, profundas y eventualmente intermedias de la gravedad, conceptos relativos según la escala como ya mencionamos. La ***componente profunda de un estudio de impacto ambiental*** (ejemplo piletas de petróleo mal tapadas) puede ser la más somera posible si se la refiere a nivel de estudio de cuenca.

Perfilaje de g en pozos

Como adelantamos, la gravedad puede medirse directamente a través de un perfilaje en un sondeo petrolero, como también minero o para otros fines. Existen varios sistemas de medición; en la figura se bosqueja un ***gravímetro inestable***, se ve fuera del pozo la herramienta de uno con tecnología miniaturizada *MEMS* (*Micro ElectroMechanical System*) así como un ***acelerómetro*** (***van tres: en x, y, z***) y el ***giróscopo siempre necesario*** para saber la orientación dentro del pozo ya que el cable hace girar la herramienta de manera aleatoria. En el camión de perfilaje, situado junto a la boca de pozo, el programa computacional atinente va calculando diferencias de ***g*** entre puntos sucesivos y de allí después surgen los cálculos de densidad que resultan para cada intervalo atravesado y medido.



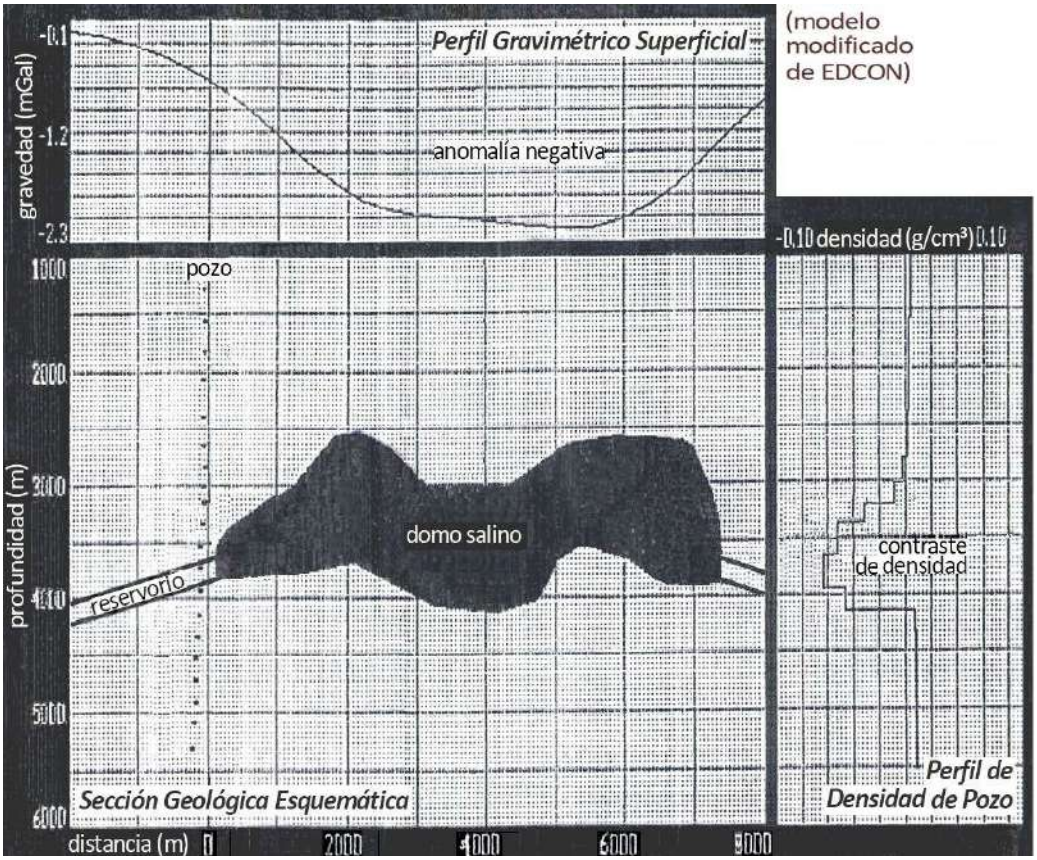
Esquema de sistema de registro de gravímetro inestable de pozo

Uno de los 3 acelerómetros y el giróscopo del microgravímetro de pozo MEMS KaiTuo

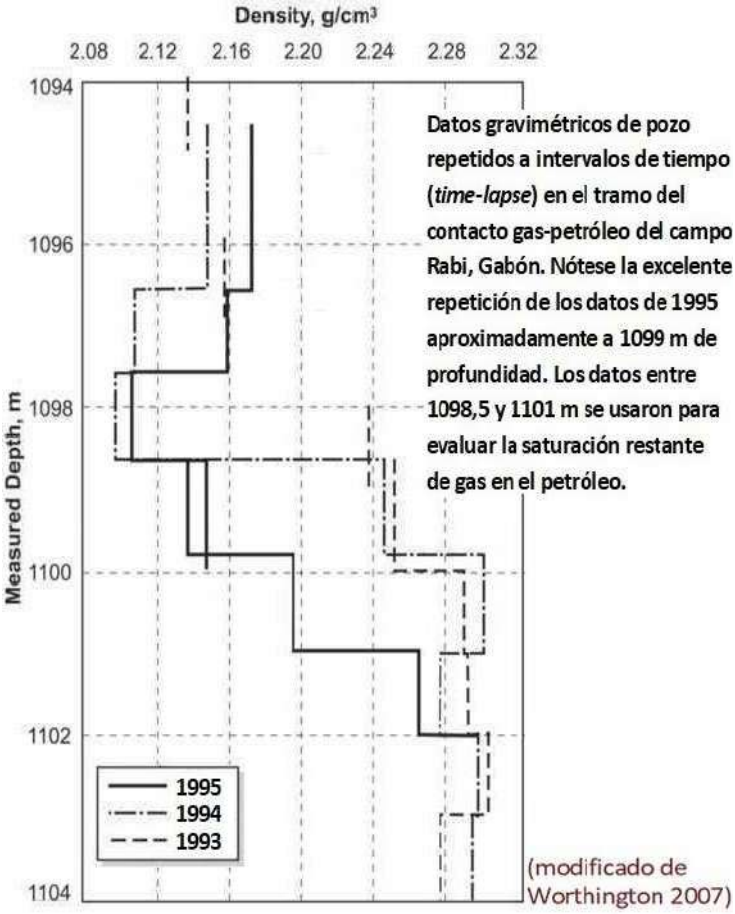
Herramienta de pozo que contiene el gravímetro MEMS Silicon MicroGravity

(imágenes modificadas de edcon-prj.com; silicong.com, y en.ktjmyq.com)

Los gravímetros de pozo pueden proveer información de interés ya sea para explorar o desarrollar yacimientos. Pueden emplearse en pozos dirigidos, incluso horizontales, y ***son de gran utilidad en las cuencas con presencia de rocas de densidades muy contrastantes, las cuales pueden ser detectadas a gran distancia lateral de la pared del pozo, algo que no puede lograr el clásico perfil radiactivo de densidad*** (en el Tema 09). O sea que su registro es sensible a rocas de diferente densidad cercanas al pozo aunque éste no las haya atravesado, algo útil, por ejemplo, para estimar la distancia lateral hasta la roca sello de una trampa, ***caso típico de los domos salinos que tienen una baja densidad relativa). O también cuando hay intrusiones ígneas (alta δ)*** capaces de oficiar como sello o bien como reservorio, según si han sido fisuradas o no por la tectónica posterior a su emplazamiento y enfriamiento.



A la izquierda se presenta un modelo comparativo de un perfil de gravimetría superficial con el perfil de densidad resultante de un registro obtenido de un sondeo perforado cerca del diapiro, que se esquematiza en oscuro, contra el cual termina el reservorio de interés.

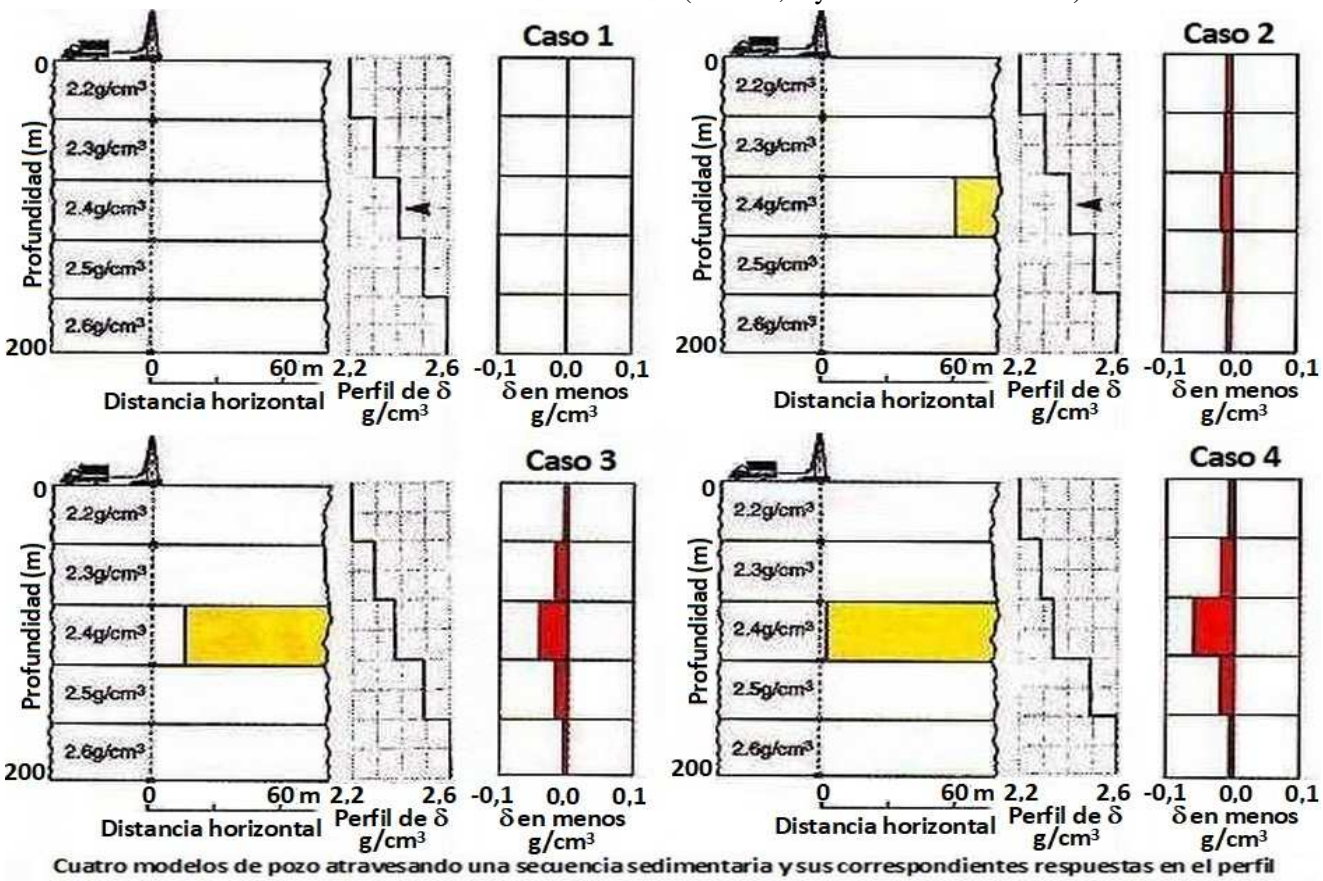


Datos gravimétricos de pozo repetidos a intervalos de tiempo (*time-lapse*) en el tramo del contacto gas-petróleo del campo Rabi, Gabón. Nótese la excelente repetición de los datos de 1995 aproximadamente a 1099 m de profundidad. Los datos entre 1098,5 y 1101 m se usaron para evaluar la saturación restante de gas en el petróleo.

A la izquierda, cotejo de tres registros hechos en años sucesivos (*time-lapse*, **a intervalos de tiempo**) en un pozo de Gabón (sur del golfo de Guinea). En este caso la ***variación de densidades se debe al descenso del contacto gas/petróleo y la disminución de petróleo residual causada por la explotación del reservorio***.

Con datos muy finos también puede repetirse el mapeo desde la superficie para identificar aquellos sectores ya drenados a partir de la observación de este tipo de cambio de g, pero en este caso se tendrán respuestas apreciables sólo si el reservorio está a poca profundidad, es potente y tiene alta porosidad efectiva. Por ejemplo, en un modelado de inyección de CO_2 (secuestrado de la atmósfera con finalidades ambientales y eventualmente industriales) en un reservorio de agua salada de 20 m de espesor a 1900 m de profundidad, un frente de 30% de saturación de CO_2 y 70% de agua genera una anomalía de -10 µGal (muy sutil) en la superficie respecto a la que puede ser medida antes de la inyección (Gasperikova & Hoversten, 2008).

La gráfica desplegada abajo muestra los registros gravitatorios modelados de la caída de densidad en perfil, que ocurre en respuesta a la presencia de un emplazamiento lateral evaporítico inexistente (caso1) y existente a diferentes distancias de la pared del pozo (casos 2, 3 y 4 en orden creciente).

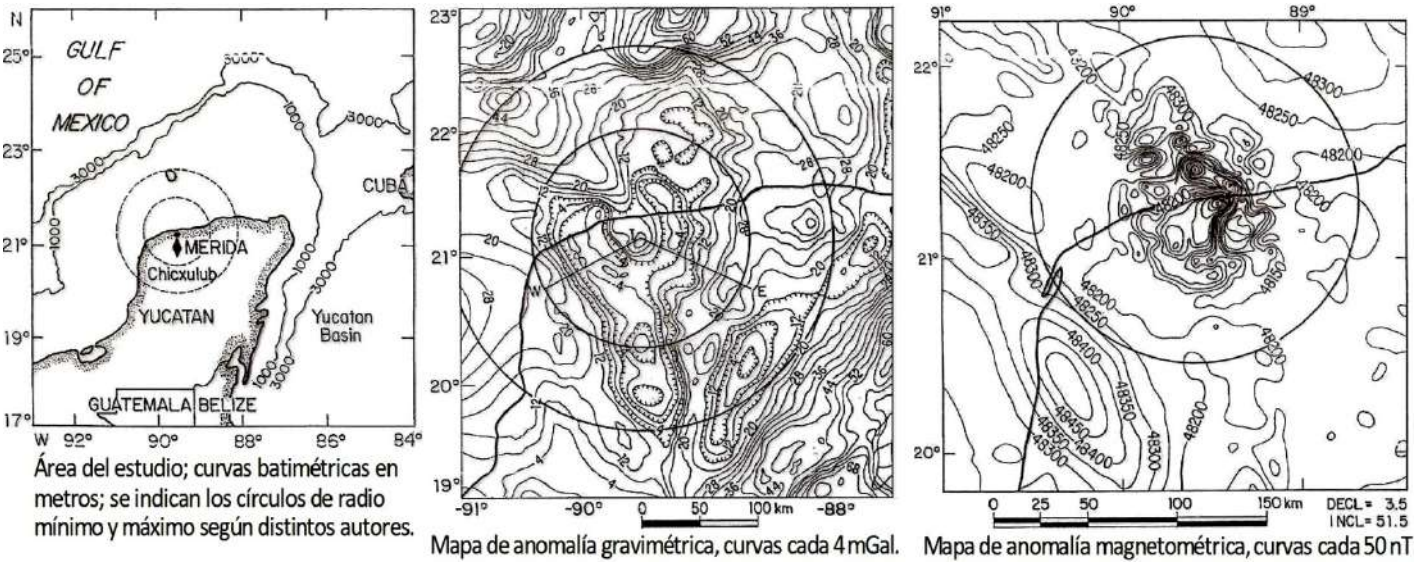


Cuatro modelos de pozo atravesando una secuencia sedimentaria y sus correspondientes respuestas en el perfil de densidad obtenido con gravímetro de pozo, así como el Δδ en rojo. En amarillo intrusión salina (2,15 g/cm³).

(gráficos modificados de David Chapin & Marc Anders)

Bonus

Como yapa, una investigación surgida a partir de la interpretación de datos de exploración petrolera en la zona de Chicxulub (en maya, pulga del diablo), poblado de la costa yucateca del golfo de México.



Área del estudio; curvas batimétricas en metros; se indican los círculos de radio mínimo y máximo según distintos autores.

Mapa de anomalía gravimétrica, curvas cada 4 mGal.

Mapa de anomalía magnetométrica, curvas cada 50 nT

(modificado de Campos-Henríquez *et al.*, 1998)

Podemos ver a continuación en el centro tres modelos alternativos propuestos para explicar la anomalía de unos 180 km de diámetro (representada en los mapas precedentes) detectable con gravimetría, magnetometría y otros métodos, descubierta inicialmente por **Antonio Camargo** y **Glen Penfield** de Pemex.

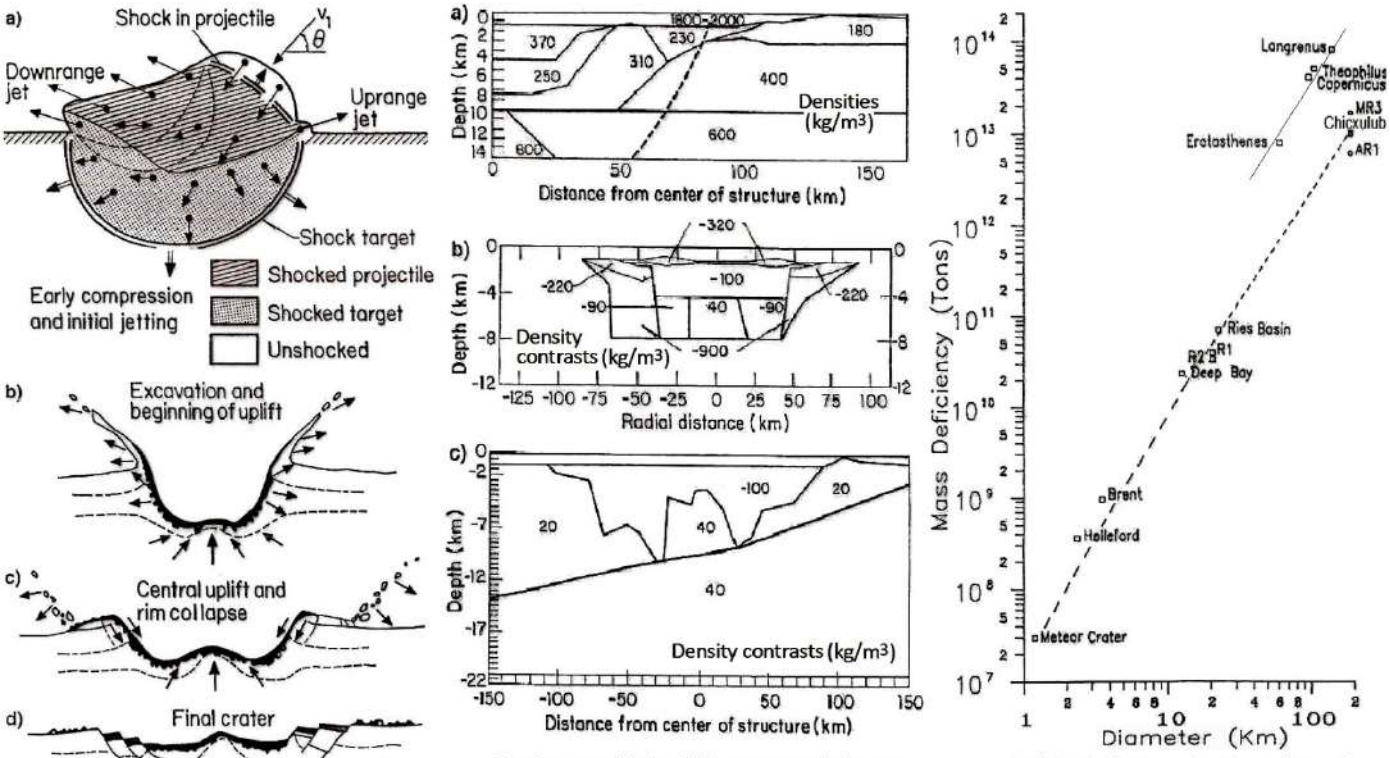


Ilustración esquemática de la formación de un cráter complejo con una prominencia central.

Secciones modeladas de la estructura de impacto según Sharpton et al., 1993 (a), Pilkington et al., 1994 (b) y Espindola et al., 1995 (c).

Deficiencia de masa de varios cráteres de impacto terrestres y lunares (recta arriba desplazada).

(modificado de Campos-Henríquez *et al.*, 1998)

Todos interpretan un cráter provocado por el impacto de un asteroide de unos 10 km de diámetro en aguas marinas someras, que desprendió una gigantesca nube de polvo, cenizas y vapor. En el centro a la derecha se grafica la cantidad estimada de material arrancado, que se coteja con otros cráteres terrestres y cuatro de la Luna

(estos últimos dan un alineamiento desplazado hacia arriba porque la densidad media selenita es de 3,3 g/cm^3, la aceleración de la gravedad allí es de sólo 1,62 m/s^2 y la polvareda resulta mucho mayor).
Se sabe que habría sido este suceso la causa de que en afloramientos de todo el mundo exista una delgada capa con alta concentración de iridio (metal raro en la Tierra pero frecuente en los meteoritos) hallada por primera vez en 1979 en la garganta del Bottaccione (Umbría, Italia). También habría provocado incendios, lluvia ácida, efecto invernadero, una pantalla de polvo que afectó la fotosíntesis global y uno o varios megatsunamis por la onda sísmica de choque haciendo retumbar el planeta. Más dantesco que el infierno del Dante.
La edad: el límite Cretácico-Terciario, hace unos 66 millones de años.
La consecuencia (según el estadounidense **Walter Álvarez** y otros): una masiva extinción de fauna y flora que liquidó a los dinosaurios (muchos ya con plumas), salvo sus versiones voladoras que llamamos aves, y permitió así que unos pequeños mamíferos supervivientes del apocalipsis, de golpe se encontraran con bocha de campo libre y aceleraran la diversificación evolutiva que, entre tantísimas otras familias, dio lugar a los simios. Y entre éstos, a su vez, una especie ultradepredadora que, tras extinguir los demás integrantes de su propio género y buena parte de la megafauna pleistocénica, hoy ya ha destruido más de un tercio de la biodiversidad y sigue avanzando hacia una nueva extinción en masa. Por egoísta voluntad de tantos poderosos cuyos interesados políticos son votados por mayorías miopes.

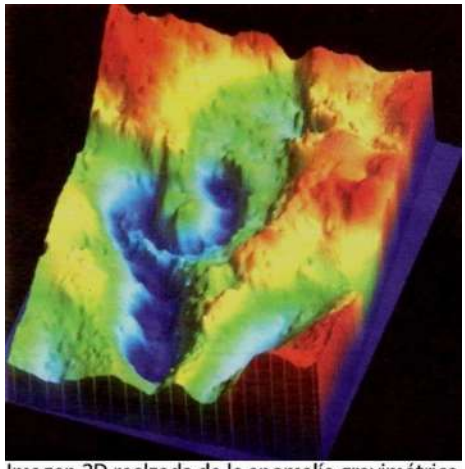


Imagen 3D realzada de la anomalía gravimétrica.
(modific. del Geological Survey de Canadá)

CUESTIONARIO BÁSICO

- Señalar instrumental antiguo y principalmente moderno usado para mediciones absolutas.
- ¿Qué tipos de gravímetros de resorte existen y en qué ámbitos se los puede utilizar?
- ¿Qué es la constante de un gravímetro de muelle y cómo se procede al medir?
- ¿Cuáles son las ventajas y desventajas de los gradiómetros?
- ¿Qué opciones existen para registrar en vuelo y cómo influyen la altura, velocidad y clima?
- ¿Qué tipo de información brindan los gravímetros de pozo?
- Dar ejemplos de aplicaciones de la gravimetría, a escalas cortical, cuencal y local.
- ¿Qué utilidad pueden tener las mediciones microgravimétricas?
- ¿Qué informaciones provee la gravimetría en la prospección petrolera?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 317-388). Prentice-Hall.
- Campos-Henríquez, J., Morales-Rodríguez, H., Domínguez-Méndez, F. & Birch, F., 1998. Gauss theorem, mass deficiency at Chicxulub crater (Yucatán, México) and the extinction of dinosaurs. Geophysics, V.63 Nº5 (p 1585-1594).
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 35-100). Librería de Ciencia e Industria.
- Chapin, D., 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals; a case study from South America. Geophysics, V.61 Nº4 (p 1022-1033).
- Chapin, D., 1998. Gravity instruments: past, present, future. The Leading Edge, V.17 N°1 (p 100-112).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 357-475). McGraw-Hill.
- Dransfield, M., 2007. Airborne gravity gradiometry in the search for mineral deposits. Proceedings of Exploration 07: 5th Decennial International Conference on Mineral Exploration (p341-354). B. Milkereit.
- Gasperikova, E. & Hoversten, G., 2008. Gravity monitoring of CO_2 movement during sequestration: model studies. Geophysics, V.73 N°6 (p 105-112).
- Griffiths, D.& King, R.,1972.Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p148-179). Editorial Paraninfo.

- Howarth, R., 2007. Gravity surveying in early geophysics. Earth Sciences History, V.26 N°2 (Part I p 201-228; part II p229-261).
- Introcaso, A., Pacino, M. & Fraga, H., 1990. Gravedad, isostasia y acortamiento cortical andino entre las latitudes 30ºS y 35ºS. XI Congreso Geológico Argentino, Actas I (p 251-254).
- Kane, M. & Godson R., 1985. Features of a pair of long-wavelength (>250 km) and short-wavelength (<250 km) Bouguer anomaly maps of the United States. En The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps (p 45-61), Hinze, W. & associate Eds. Society of Exploration Geophysicists.
- Howell. B., 1962. Introducción a la geofísica (p 214-264). Ediciones Omega.
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 29-81). Cambridge University Press.
-McLean, M., Damaske, D., Damm, V. & Reitmayr, G., 2004. Airborne gravity data acquisition and processing: a case study in the Prince Charles Mountains, East Antarctica. ASEG-PESA, Abstracts18 (p 99-110).
- Mon, R., Pomposiello, M. & Díaz, T., 1990. Estructura de la cuenca de Tucumán de acuerdo a investigaciones gravimétricas. XI Congreso Geológico Argentino, Actas I (p 247-250).
-Morgan, L., 2012. Geophysical characteristics of volcanogenic massive sulfide deposits in massive sulfide occurrence model. U.S.Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-C, chap.7 (16 p).
- Nettleton, L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting (p 1-304). McGraw-Hill.
- Pajot-Métivier, G., 2007. Caractérisation, analyse et interpretation des données de gradiométrie en gravimétrie (181 p). Géophysique, Institut de physique di globe de Paris.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 227 -281). Editorial Paraninfo.
- Pawlowski, B., 1998. Gravity gradiometry in resource exploration. The Leading Edge, V.17 N°1 (p 51-52).
- Pomposiello, C., Corbella, H., Alonso, S., Chelotti, L. & Trinchero, E., 1991: Gravimetric and seismic studies, Magallanes Maar, Extrandean Patagonia, Argentina. Congreso Brasileiro de Geofísica, Actas (p 413-417).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 221-331). John Wiley & Sons.
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 146-157). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R.,1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
-Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 7-104, 803). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p37-139). Alianza Editorial.
- Vasilevskiy, A. & Dashevsky, Y., 2015. Gravity monitoring at oil and gas fields: data inversion and errors. Russian Geology and Geophysics, V.56 Nº5 (p 762-772).
- Wang, L., Kaban, M., Thomas, M., Chen, C. & Ma, X., 2019. The challenge of spatial resolutions for GRACE-based estimates volume changes of larger man-made lake: the case of China's Three Gorges Reservoir in the Yangtze River. Remote Sensing, V.11 N°99 (19 p).
- Worthington, P., 2007. Specialized well logging topics. En Petroleum Engineering Handbook, V 5 (p 379-420). Society of Petroleum Engineers.
- Yule, D., Sharp, S. & Butler, D., 1998. Microgravity investigation of foundation conditions. Geophysics, V.63 Nº1 (p 95-103).
- Zumberge, M., Ridgway, J. & Hildebrand, J., 1997. A towed marine gravity meter for near-bottom surveys. Geophysics, V.62 N°5 (p 1386-1393).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"…quo nihil terribilius mortalium timori est, incendium ad terras cadens inde (…) atque ego haec statis temporibus naturae vi, ut cetera, arbitror existere, non, ut plerique, variis de causis, quas ingeniorum acumen excogitat…"

["…de lo que más atemoriza a los mortales, un incendio que (del cielo) cae a la Tierra (…) Creo que estos eventos suceden a tiempos establecidos por fuerzas naturales, como todo lo demás, no como muchos imaginan por una variedad de causas inventadas aguzando el ingenio…"]

Gaius Plinius Secundus [Plinio el Viejo] (77)

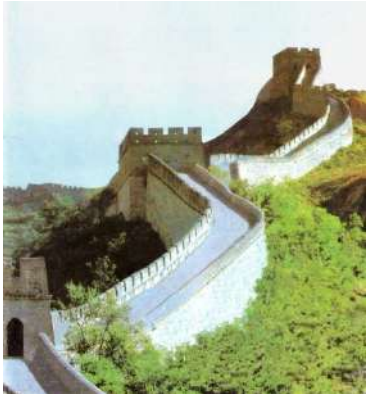
Aurora boreal (foto Martin Eklund)

PROSPECCIÓN MAGNETOMÉTRICA

Plinio, nacido en *Comum* (hoy Como, junto al lago al que da nombre al pie de los Alpes), supo ser militar, geógrafo, naturalista, escritor y amigo del emperador Vespasiano –que accedió al trono tras el suicidio de Nerón y la muerte de otros tres sucesivos emperadores durante el año 69, dos asesinados, uno suicidado–. Estuvo en Hispania, Galia y Germania y, entre otras obras, publicó su *Naturalis historiae*, unos 160 libros (del latín *liber*, corteza) enrollables, muchos siglos después pasados a 37 *codices* (libros de los nuestros) que abarcan desde matemática hasta horticultura, donde enciclopédicamente documentó gran parte del saber de aquella época –aunque mandándole un poco de fruta a varios temas, no sólo a la horticultura–. Ahí aparece la cita sobre las auroras polares –conocidas desde siempre–, como un incendio que cae del cielo. Y también una referencia a *Magnes pastoris* (Magnes, el pastor), personaje legendario que habría descubierto la magnetita.

El 24 de octubre del año 79 hizo erupción el Somma (monte antecesor y mayor del actual Vesuvio), sepultando trágicamente Pompeya y Herculano. Plinio (luego llamado el Viejo –no se usaba el eufemismo de "adulto mayor"– para distinguirlo de su sobrino, el Joven) quiso socorrer unos amigos y a la vez observar de cerca esta otra clase de incendio. Se embarcó en una galera y atravesó la Bahía. Y ahí quedó, probablemente asfixiado por los gases volcánicos, a los cincuenta y seis años (*quinquaginta sex annos… Requiescat In Pace*).

Para entonces la magnetita o piedra imán (Fe_3O_4, negra, cristalización cúbica) llevaba mucho tiempo conocida, especialmente en China (desde 2,6 milenios antes de nuestra era) y también en Egipto. Los griegos la habían llamado piedra magnesia (*μαγνήτης λίθος*, magnitis lithos) por ser común en la región de helénica de Magnesia.



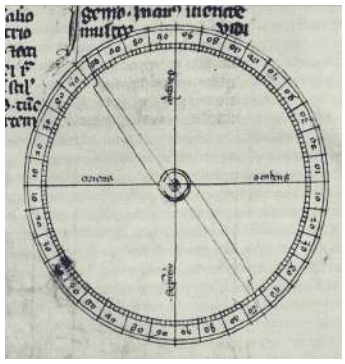
Gran muralla china (foto Salvat GT)

Tales de Mileto parece haber sido el primero en estudiarla (cerca del 600 a.C.) y descubrió que el hierro se imanta al frotarlo con magnetita. Tales hacía hipótesis y deducciones, por lo que fue precursor del método científico. (Y uno de sus discípulos, **Anaxímenes de Mileto**, interpretó, antes que Plinio, que las auroras eran vapores ardientes que caían del cielo). Dos siglos después en China fue escrito el Libro del maestro del valle del diablo (鬼谷子, Guiguzi), obra referida a estrategia militar en la que **Wang Li** describió sus atinadas observaciones sobre el magnetismo.

Por otra parte, hay alguna evidencia de que los Olmecas construyeron en el actual México un dispositivo semejante a una brújula en torno al 1000 a.C., que luego se cree olvidado en las posteriores culturas mesoamericanas.

También habría existido un prototipo de brújula en China cerca del año 100, pero su invención es segura recién en torno al 1000 y la describió **Shen Kuo**

en 1088, quien también documentó la declinación magnética en su obra Conjunto de relatos (夢溪筆談, Mengxi bitan). Los chinos le dieron uso para navegación, con la aguja apuntando al sur, y en el 1200 árabes, persas y europeos ya la conocían. (**Claudius Ptolemaeus** hacia el 130 en Alejandría había colocado el norte arriba en sus mapas y en 1569 el holandés **Gerhard Kremer** o Mercator, el de la proyección cartográfica, lo volvió a poner ahí donde al final quedó).


Brújula dibujada en 1269 en la *Epistola de magnete*.

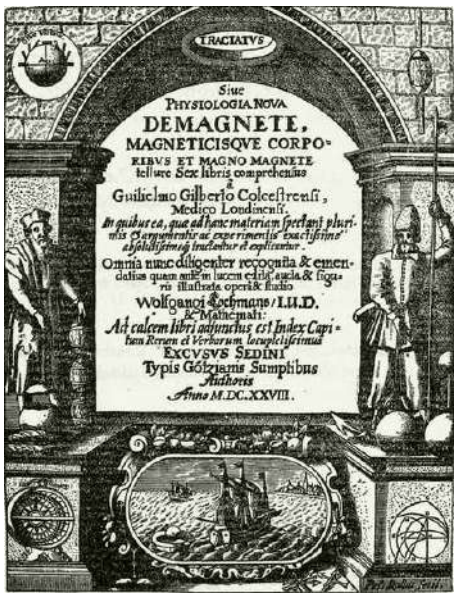
Entonces entró en la historia un ingeniero militar nacido al sur del canal de la Mancha, en la francesa región de Picardía. **Pierre de Maricourt**, alias el Peregrino, que se cree fue partícipe de la octava cruzada y anduvo en 1269 por el sur de Italia a las órdenes del rey Carlos de Anjou durante el sitio de Lucera. Fue allí que, con una brújula y tiempo disponible, hizo una serie de estudios que compiló en una extensa carta que envió a su amigo Sygerus: la *Epistola de magnete*. En ella le explicaba el funcionamiento de una brújula flotante y otra de pivote y refería sus experiencias en torno a una masa geológica con mineral de magnetita, que lo habían llevado a descubrir sus polos magnéticos, que así los llamó por la semejanza que observó entre las líneas de fuerza magnética y los meridianos terrestres, a partir del modelo de una mini-Tierra o *terrella*.

Como ya sabemos, la brújula jugó un papel relevante en los grandes viajes de descubrimiento, colonización, esclavización, masacres y saqueo que portugueses y españoles iniciaron desde finales del siglo XV y que luego imitaron ingleses, franceses, holandeses, belgas, alemanes, italianos…

Es interesante referir que ya Colón detectó el cambio en la declinación al viajar hacia el oeste en busca de Catay (China) y la insular Cipango (Japón) que habría de confundir con Cuba a partir de la lectura del texto que Rustichello da Pisa había escrito en 1298 oyendo el relato de viajes del veneciano Marco Polo, y además porque Colón no distinguía el idioma nipón del taíno…Un cambio menor de declinación (1°) ya se conocía entre Andalucía y las islas Canarias, pero un cambio mucho mayor fue verificado cuando se cruzó el Atlántico (y el meridiano magnético 0 de esa época), cosa que Colón erróneamente atribuyó al movimiento aparente de la estrella Polar alrededor del polo norte (del mismo modo que las demás estrellas giran sobre nuestras cabezas cada día) que entendió no detectable desde un área restringida como Europa.

En fin, el abordaje científico llegó dieciocho años después que el abordaje a la Santa María, la Niña y la Pinta. Fue cuando el fabricante de aparatos y matemático alemán **Georg Hartmann** en1510 documentó la variación en la declinación magnética con la longitud geográfica, comparando datos de Nuremberg y Roma –donde había ido para hacer el seminario que lo convertiría en cura–. Y él mismo en 1544 descubrió la inclinación de la aguja de la brújula en un plano vertical, variante según la latitud. (Brújula viene del italiano *bussola*, cajuela, a su vez del latín *buxis*, caja; en inglés *compass* deriva del latín *con passus*, pasos o puntas).

La visión naturalista de Plinio fue más rigurosamente retomada un milenio y medio después por el inglés **William Gilbert** –graduado en Cambridge un siglo antes que Newton–, quien definió el campo magnético como un imán orientado con el eje terrestre. Gilbert desaprobaba las conjeturas antojadizas que seguían de moda –y lo siguen aún hoy, muchas veces disfrazadas de ciencia–. En el prefacio de su obra fundacional del año1600, *De magnete, magneticisique corporibus et de magno magnete tellure* (Sobre imanes, cuerpos magnéticos y el gran imán terrestre) enfatizaba la imprescindible aplicación del método científico como único sendero válido hacia la comprensión de los fenómenos naturales. Además de filósofo naturalista, era médico (también de la reina Isabel I) y falleció solterón en 1603, a los cincuenta y nueve, probablemente por peste bubónica. Parte del sendero científico que eligió ya había sido transitado más de tres siglos antes por Pierre de Maricourt, Shen Kuo y otros. Y fue seguido por un tano veinte años menor, **Galileo Galilei**, quien en 1620 bautizó las raras cortinas luminosas con el nombre de la diosa romana del amanecer (Aurora) y el gentilicio del dios griego del viento norte (Boreas, de donde *borealis*).

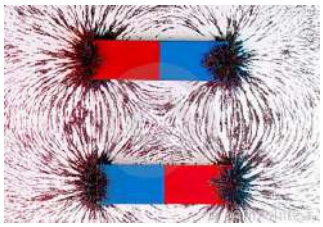


Portada de la gran obra de Gilbert, 1600.

Y ese sendero fue continuado también del lado norte del canal de la Mancha por el inglés **Henry Gellibrand** cuando en 1635 constató que el campo magnético terrestre cambia con el transcurso de los años,

comparando con mediciones previas del sacerdote y astrónomo **Edmund Gunter**.
La primera balanza para medir fuerzas magnéticas fue pergeñada por el geólogo y también sacerdote inglés **John Mitchell** en 1750, quien observó la variación de la fuerza con la inversa del cuadrado de la distancia. Y consecuentemente el francés **Charles Coulomb**, que venía estudiando fuerzas eléctricas, aplicó la misma ecuación general para el campo magnético.

ATRACCIÓN Y REPULSIÓN


Imanes con limaduras de hierro.

La ley de Coulomb de 1784 expresa en magnetismo que: $\mathbf{F = \mu.p_1.p_2/r^2}$

(en el S.I. la magnitud de los polos se indica en A.m, la distancia **r** en metros y la constante μ, permeabilidad magnética, es en el vacío $\mu_0 = 4\pi .10^{-7}$ N/A^2)

La expresión matemática es similar a la primera ley de Newton dado que también es éste un campo potencial, pero acá, como en la electricidad, la fuerza puede ser tanto atractiva como repulsiva, lo cual hace que no sea tan simple.

Otros conceptos básicos, análogos a los de gravimetría, son el **potencial magnético** $\mathbf{V = \mu.p_1/r}$ y su derivada, el **campo magnético** $\mathbf{H = F/p_2 = \mu.p_1/r^2}$

El danés **Hans Oersted** documentó en 1819 la desviación de una aguja magnética por una corriente eléctrica. Y el inglés **Michael Faraday** observó en 1831 (al igual que el alemán **Heinrich Lenz**) que el movimiento de un imán cerca de un cable induce una corriente eléctrica. (Eso fue dos años antes de que otros ingleses usurparan las islas Malvinas en nombre de *Her Majesty Queen Victoria*, expulsando la escasa población argentina).
En Alemania **Karl Gauss** llegó en 1838 a la acertada conclusión de que el campo principal definido por Gilbert tiene su origen en el interior de la Tierra.
La unificación conceptual de los campos magnético y eléctrico fue obra del escocés **James Maxwell** en 1861, con cuatro ecuaciones que incluyen las leyes de **Gauss, Ampère y Faraday** (véanse en el Tema 06, pag.124).

Desde hace un siglo y medio se sabe que la magnetita es el principal mineral magnético y explica la mayor parte de las anomalías de campo locales y regionales (por ejemplo, a escala de cuencas). Pero a escala global el origen del campo magnético reside en el núcleo de la Tierra (en su parte externa, fluida). Además es modificado por cambiantes componentes exteriores a la masa sólida del planeta, como consecuencia de la interacción del campo geomagnético interno con el viento solar. Pero también a esa escala grande debe computarse la pequeña componente de la corteza terrestre, justamente debida a la presencia de magnetita (y en menor medida de otros minerales magnéticos) que suele ser significativa a nivel zonal.
La prospección magnetométrica se basa en ***evaluar esa desigual distribución de fuerzas magnéticas dentro de la corteza terrestre***. El contenido alto en minerales de hierro produce anomalías positivas y su defecto anomalías negativas. Las anomalías detectadas a través de estudios magnéticos en el terreno se explican por variaciones en las propiedades físicas de las rocas, como su **susceptibilidad magnética** y/o su **imantación remanente**. Estas propiedades sólo existen a valores térmicos por debajo de la **temperatura de Curie**, como veremos. En consecuencia los emplazamientos generadores de las anomalías magnéticas pueden hallarse hasta una profundidad máxima de 30 a 40 km, dependiendo del gradiente geotérmico, esto es, dentro de la corteza y principalmente en su mitad superior.

Unidades de la intensidad magnética

Se mide la intensidad de magnetización. La unidad de campo magnético en el S.I. es el Tesla (***T***), siendo ***T*** = Wb/m^2, en honor a **Nikola Tesla**, físico serbio que hace un siglo desarrolló en Estados Unidos los sistemas de corriente alterna. Pero en prospección se utiliza el nanotesla, $\boldsymbol{nT} = 10^{-9}\boldsymbol{T}$
En el sistema CGS la unidad fundamental de medida es el Oersted (***Oe***), también denominado Gauss (***G***), siendo ***Oe*** = Maxwell/cm^2. La unidad empleada en prospección es el gamma, $\gamma = 10^{-5}\boldsymbol{Oe}$
El γ y el ***nT*** valen lo mismo: $1\gamma = 1\boldsymbol{nT}$
En geofísica se distingue la **intensidad del campo geomagnético principal** H (habiendo suprimido la influencia del campo externo, variable con el tiempo) de la **inducción o densidad del flujo** B, que es el ***campo resultante efectivamente medido con un magnetómetro***.
Estas dos magnitudes están relacionadas como sigue: $B = \mu.H$ en medios isótropos
También puede expresarse que: $B = H + H'$ (siendo H el campo geomagnético principal y H' el campo cortical inducido en los minerales magnéticos del subsuelo)
H', a veces llamado ΔH, ***representa a las anomalías prospectadas*** y, al igual que H, ***es una cantidad vectorial***,

pudiéndose indicar su cantidad escalar en la dirección **horizontal** (resultante de x, y), o bien en la **vertical** (z), o en la resultante de x, y, z llamada **campo total** o F.

COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO DE LA MATERIA

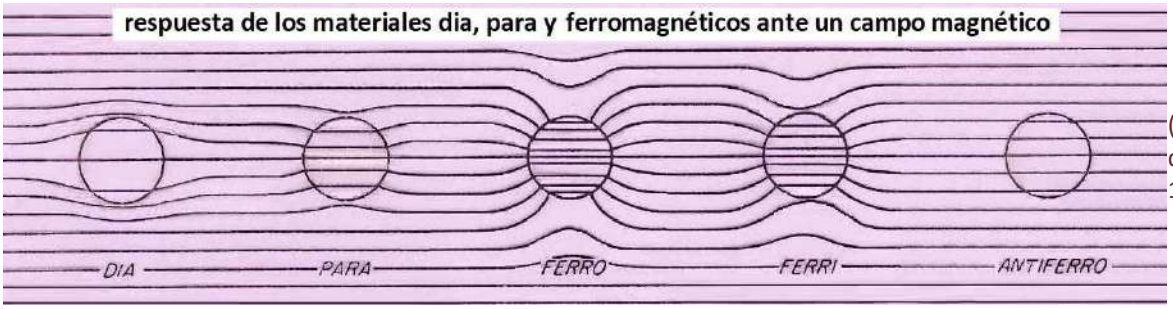
Susceptibilidad magnética k

La magnetita no es magnética por sí solita. Al someter una sustancia (natural o artificial, magnetita u otra) a un campo magnético H, ésta se magnetiza. Adquiere una intensidad de **imantación** o **magnetización** M que resulta proporcional al campo exterior aplicado (que vale cero en el vacío y en el aire).
Se tiene entonces: M = ***k***.H (la constante de proporcionalidad ***k*** es la susceptibilidad magnética)
y además: M = ***m***/*volumen* = **p** / *área* (donde ***m*** es el **momento magnético** = **p.***longitud*)

La medición de k se realiza en laboratorio mediante un puente de inductancia o una balanza magnética, o bien multiplicando el porcentaje de magnetita u otros minerales magnéticos presentes en la roca por la susceptibilidad de éstos, obtenida de tablas. En el vacío o aire su valor es cero (y por eso M da cero).
La utilidad práctica de su medición radica en la diferenciación de sectores donde las rocas poseen variable respuesta magnética a partir de sus diferencias mineralógicas, por ejemplo para distinguir a las ***rocas sedimentarias (k generalmente baja)*** de las ***ígneas y metamórficas del basamento (k alta)***.

Clasificación según la respuesta magnética de los materiales

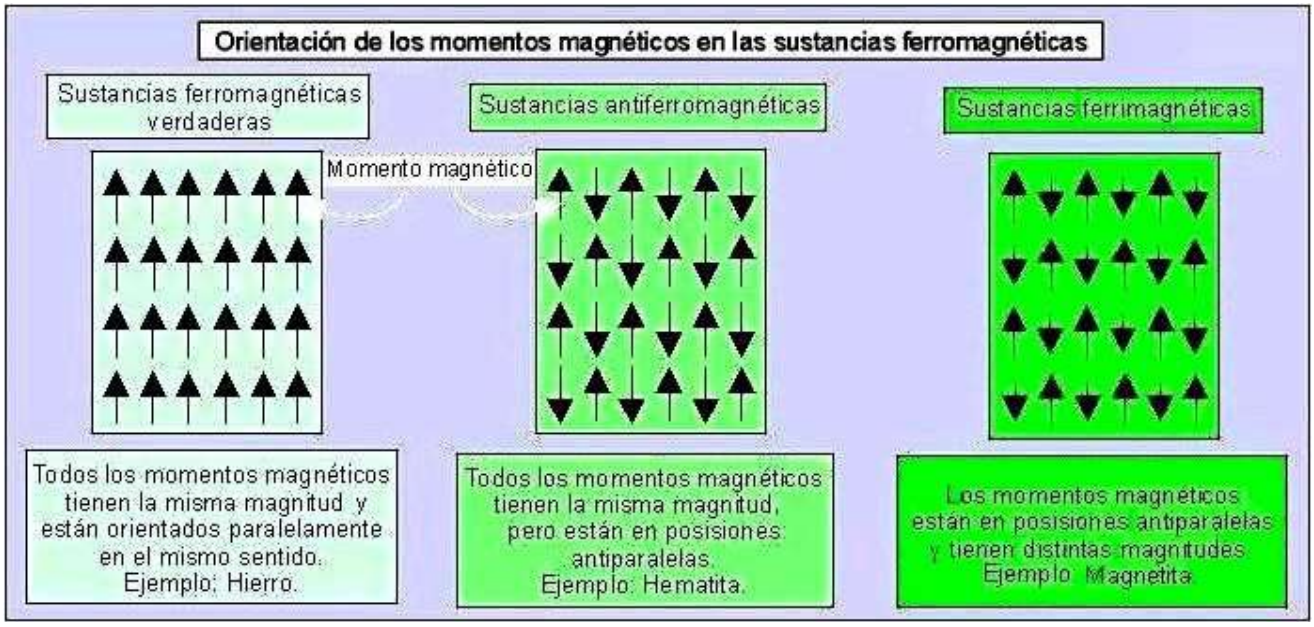
La materia está formada por cargas eléctricas en movimiento. Sometida a un campo magnético puede producir:
- Diamagnetismo: consiste en la variación del momento magnético de los átomos para oponerse levemente a un campo magnético exterior. Se produce debido a la simetría de los átomos causada por la alineación de los momentos magnéticos asociados a electrones orbitales pares en presencia de un campo magnético externo, la cual determina que el momento magnético del átomo sea pequeño y negativo. Este fenómeno es independiente de la temperatura. El valor que adopta ***k*** **es levemente negativo**. Ejemplos de este comportamiento ocurren en: grafito, anhidrita, halita, cuarzo, feldespato, petróleos, agua, Ag, Au, Cu, Bi, Sb y otros.
- Paramagnetismo: en los elementos que tienen un número impar de electrones en las capas electrónicas externas, debido a la simetría deficiente de los orbitales se genera un momento magnético no nulo del átomo y en presencia de un campo exterior este momento tiende a alinearse, de manera que refuerza su acción. El campo actúa de forma independiente sobre cada momento magnético, sin interacción entre ellos. Esta alineación se contrarresta con la tendencia que tienen los momentos a orientarse aleatoriamente por el movimiento térmico, creciente con la temperatura. El valor de ***k*** **es levemente positivo**. Ejemplos de esto son: aire, blenda, galena, pirita, limonita, olivino, granate, piroxenos, anfíboles, biotita, Pt, Al, Ti, W, Ir, etc.



(modificado de Howell, 1962)

- Ferromagnetismo: se presenta sólo en el estado sólido; las fuerzas interatómicas producen un paralelismo de los momentos de los átomos próximos, los dominios o **recintos de Weiss** separados por **paredes de Bloch.** (El francés **Pierre Weiss** desarrolló la teoría del ferromagnetismo y el suizo **Félix Bloch** definió estas paredes en las que ocurre un giro dipolar transicional de un recinto a otro adyacente). En presencia de un campo exterior se ordenan de forma parecida al paramagnetismo, pero con mucha mayor intensidad debido al crecimiento de los recintos de orientación coincidente hasta dar un monodominio (figura pag.73). El valor de ***k es muy altamente positivo, cercano a 1***. Es el caso de los metales nativos como Fe, Ni y Co, presentes en los sideritos (meteoritos metálicos). La respuesta magnética disminuye con el crecimiento de la temperatura hasta hacerse mínima a la denominada **temperatura o ley de Curie** –descubierta por el francés **Pierre Curie** y publicada en 1895– que, como ejemplos, es de 770ºC para el hierro puro o de 360ºC para el níquel, valores térmicos a partir de los cuales éstos se comportan sólo de una manera paramagnética, o sea muy débil (gráfica a la derecha en pág.74).
- Ferrimagnetismo: caso en el que un campo magnético produce dos series de momentos atómicos, paralelos y

antiparalelos, pero los primeros resultan de una magnitud bastante mayor. Se da en minerales relativamente abundantes como magnetita, pirrotina, ilmenita, titanomagnetita, cromita, etc. (fotografías más abajo). Estos materiales también responden a la temperatura de Curie, límite que resulta de 578ºC en el caso de la magnetita. Además ***el valor de k es altamente positivo.*** Por ejemplo, tomando $k.10^6$ en unidades cgs, es de entre 300.000 y 700.000 para la magnetita, de cerca de 130.000 para la ilmenita y la pirrotina, y mucho menor para otros minerales (por ejemplo 10.000 la cromita), variando según el valor del campo H normal de cada zona.



(modificado de Susanne Griem-Klee, Universidad de Atacama)

- Antiferromagnetismo: de existir un campo externo muy intenso la respuesta es como en el caso del ferromagnetismo, pero al decaer el campo la mitad de los momentos magnéticos cambian en sentido opuesto dando dos series de momentos intercalados, paralelos y antiparalelos, que son del mismo orden y se cancelan mutuamente, dando respuesta global prácticamente nula. ***El valor de k es cero***. Ejemplos son: hematita (rojiza, del griego *αἷματος*, haimatos: de sangre; foto abajo), goethita, óxidos de manganeso, cobalto, níquel, etc. La temperatura equivalente a la de Curie en estos materiales se llama **temperatura de Néel** –por el francés **Louis Néel**, descubridor del antiferromagnetismo en la década de 1930– y por ejemplo para la hematita es de 675ºC.

Cuatro minerales ***ferrimagnéticos*** y un ***antiferromagnético*** (fotos granadanatural.com)

Magnetita(Fe3O4) ***Pirrotina(FeS)*** ***Cromita(FeCr2O4)*** ***Ilmenita(FeTiO3)*** ***Hematita(Fe2O3)***

Permeabilidad magnética μ

Puede imaginarse como la facilidad que ofrece un cuerpo al paso del flujo magnético. Usualmente se toma adimensionalmente, como la relación entre el flujo magnético inducido en un material respecto del que circula por el aire. Se relaciona con ***k*** de la siguiente manera: $\mu = \mu_0 (1+k)$

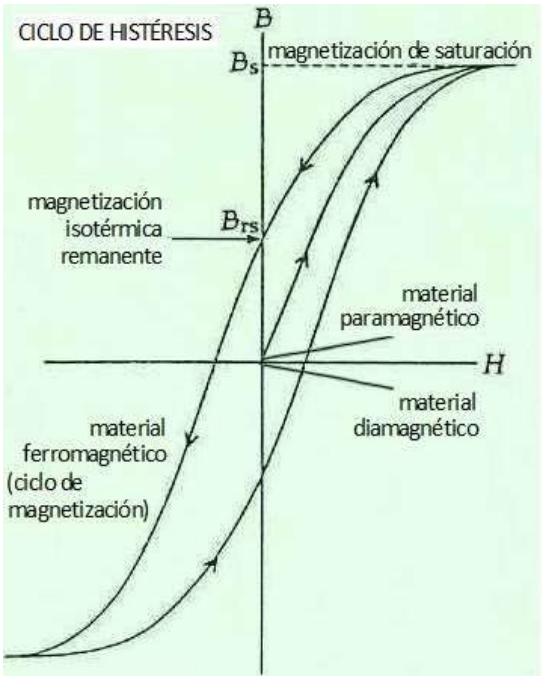
Su valor es ***un poco inferior a 1 en diamagnéticos, 1 en antiferromagnéticos, algo superior a 1 en paramagnéticos*** *y* ***muy superior a 1 en ferro y ferrimagnéticos***.

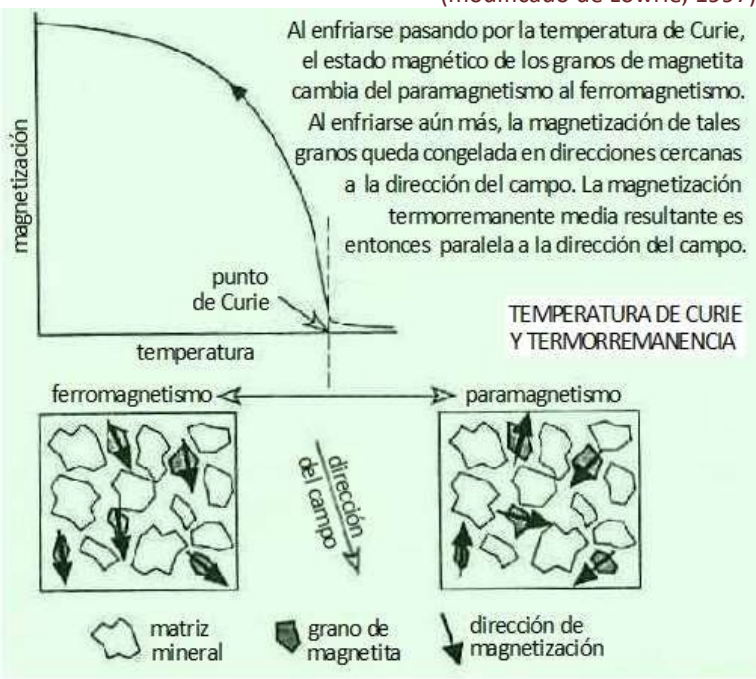
Ciclo de histéresis y remanencia magnética

Este ciclo muestra la variación de respuesta verdadera de una sustancia magnética que experimenta magnetizaciones y desmagnetizaciones cíclicas. Se produce en los materiales ferro o ferrimagnéticos, cuyo comportamiento se aleja de la simple relación lineal B = μ.H, llegándose a un máximo de respuesta B del material ferromagnético cuando se lo somete a un creciente campo magnético H: es el nivel de saturación. Y se

desmagnetiza al ir reduciendo el campo aplicado, más gradualmente que cuando se magnetizó, para quedar al final un valor remanente de respuesta magnética del material (izquierda de la siguiente figura). De modo tal que hay un nivel de inducción magnética persistente o de remanencia magnética.

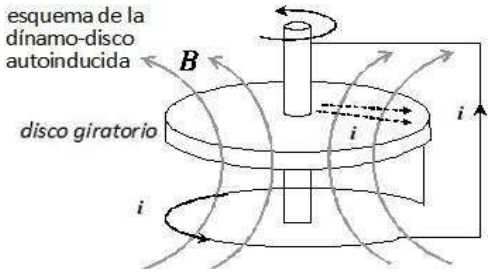
(modificado de Lowrie, 1997)





Es el mecanismo por el cual queda grabada la información en el disco rígido de una computadora. Y es la base de los estudios paleo y arqueomagnéticos o de **magnetismo remanente**, donde el campo inductor es el campo geomagnético de la Tierra y los cristales de minerales magnéticos retienen parte de esa inducción, documentando así la orientación del campo terrestre al momento en que se formó la roca. Ésta ya será una propiedad fija, invariante en esos minerales aunque se invierta el campo geomagnético de nuestro planeta.

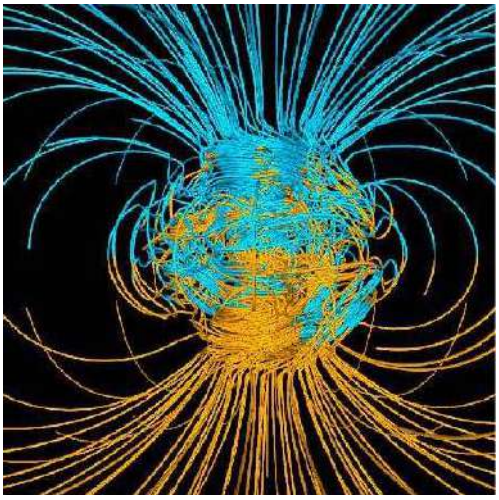
COMPONENTES DEL CAMPO MAGNÉTICO



Como se adelantó, el campo terrestre total se compone de un campo interno más otro externo, a saber:

Campo interno (97% del total), a su vez con dos componentes.

Campo geomagnético principal: Originado como consecuencia de la rotación del núcleo externo de nuestro planeta, de composición metálica, con potentes cargas eléctricas y comportamiento fluido, donde residen corrientes convectivas que transportan el calor hacia el manto terrestre. El inglés Sir **Joseph Larmor** en 1919 recurrió al modelo electromagnético de la dínamo-disco de **Michael Faraday** autoinducida. En el bosquejo acá arriba puede observarse cómo la corriente (***i***) que fluye por el circuito, genera un campo magnético inducido (B). Éste decrece con el tiempo, lo mismo que la corriente, debido a la resistencia del conductor. No obstante, el campo magnético variable que atraviesa el disco giratorio induce una corriente en el mismo. La corriente inducida refuerza la corriente inicial y por tanto refuerza al campo B y el proceso se repite siguiendo un ciclo continuo, dando así origen a la dínamo autoinducida. Ese primer modelo general fue ajustado por el estadounidense **Walter Elsasser**, el ruso **Yakov Frenkel** y otros desde 1940 para dar cuenta de la complejidad convectiva que tiene lugar en el núcleo externo, como se ve a la izquierda, incluyendo componentes poloidales, radiales y toroidales (con forma de superficie de roscón). La ***fuerza de*** (**Gaspard**) **Coriolis** (quien la



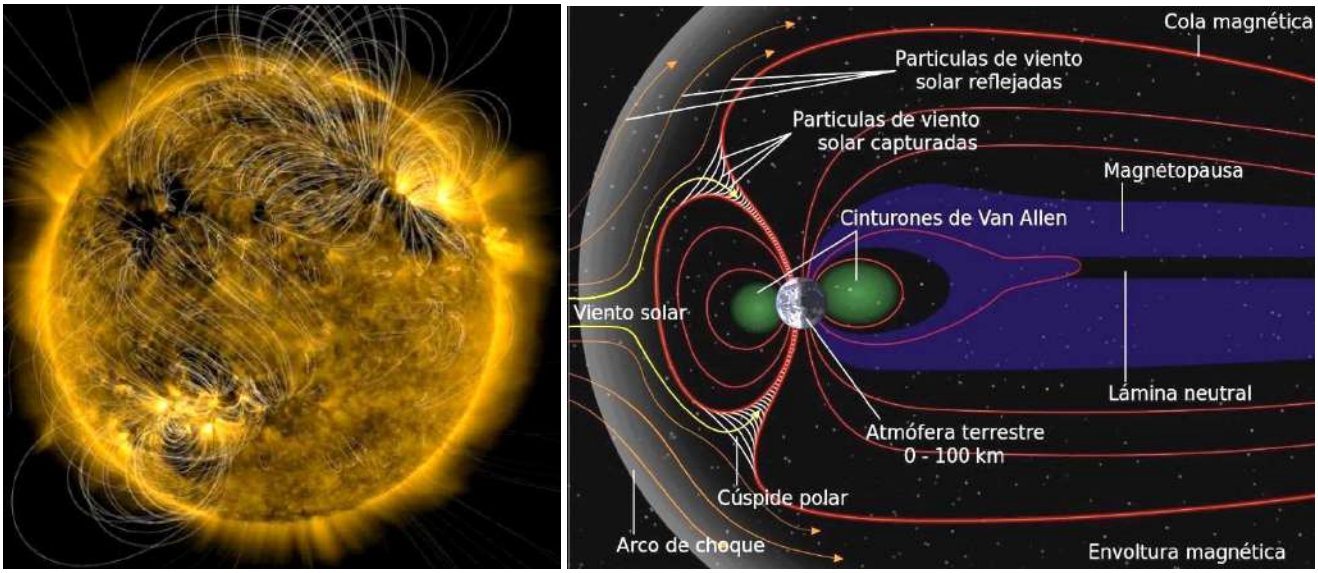
Líneas del campo terrestre; el ovillo enredado central es en el núcleo (simulación de la NASA)

descubrió en Francia en 1835) tiende a enrollar los bucles en dirección N-S.

Campo cortical: Sólo perceptible a nivel local o regional, pero no a escala continental o global. ***Ocurre donde por anomalías relativamente circunscriptas puede tener una magnitud comparable al campo principal. Pero a escala de la Tierra es prácticamente despreciable*** **(<1%)**. Es causado por la inducción de los minerales magnéticos de la corteza terrestre y las anomalías que presenta nos permiten inferir la desigual distribución de los materiales. Es de mucho menor magnitud que el anterior, aunque detectable en función de su proximidad a la superficie, y ***es el objetivo concreto de la prospección magnetométrica***.

Campo externo (2-3% del total, hasta 4% durante las tormentas solares)

Está ocasionado por corrientes inducidas en la ionósfera por la actividad del Sol, al desplazarse éstas respecto del campo terrestre. El desplazamiento se debe a movimientos convectivos (***calentamiento diurno solar y mareas atmosféricas por influencia principalmente lunar***) además del movimiento orbital terrestre, la ***rotación del Sol sobre su eje*** en unos 27 días (más rápido en el ecuador que en los polos), mostrándonos alternativamente regiones con mayor o menor cantidad de manchas fotosféricas y las variaciones temporales de la actividad magnética de la estrella (con ***ciclos mayores de unos 11 años***).

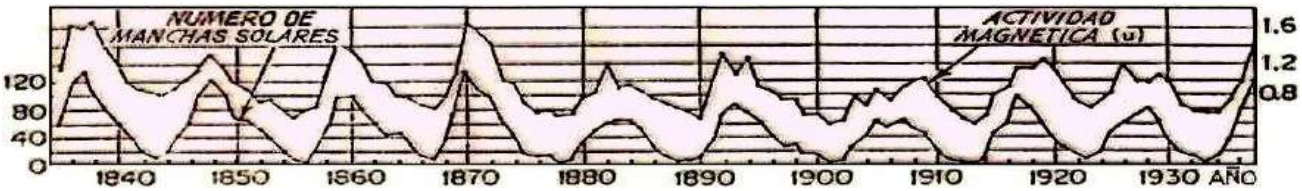


Izquierda, manchas y líneas de campo de la superficie solar; derecha, partes de la magnetósfera terrestre (imágenes NASA)

Las **manchas solares** casi siempre surgen de a pares y suelen agruparse con otros pares. Son depresiones individuales con diámetros de hasta 12.000 km (como toda la Tierra) en las que se ve la capa inferior de la fotosfera, menos caliente (4.000 contra 6.000 °K), que constituyen vórtices magnéticos giratorios con polaridad opuesta las que forman cada par (imagen de la izquierda) que emiten partículas al espacio (principalmente protones y electrones). Se modifican con el paso de las semanas y desaparecen en no más de dos meses, surgiendo entonces otras manchas. La fotosfera está envuelta por la cromosfera y ésta a su vez por la corona. Permanentemente hay emisión de partículas desde la corona generando viento solar (emisión de protones, electrones, trazas de núcleos de He y otras viajando a 800 km/s). Pero la mayor presencia de manchas es indicativa de una actividad más intensa que suele culminar con fulguraciones (grandes emisiones electro-magnéticas) en la cromosfera, las que a su vez son precursoras del calentamiento de plasma a millones de grados Kelvin y de inmensas eyecciones de masa coronal. Esto sucede debido a reconexiones magnéticas (reordenamientos de líneas magnéticas cuando campos opuestos se acercan bajo la fotosfera) produciendo una liberación brusca de energía. Y entonces podremos esperar una tormenta magnética que dentro de 52 horas caerá sobre la antena satelital del rancho, ojalá que no justo en el horario del partido...

En la figura de la derecha se ve cómo el campo externo terrestre es asimétrico por la presión del viento solar, con una cola en dirección opuesta al sol y dejando dos superpuestas regiones anulares (de superficie toroidal). Son los **cinturones de radiación de** (**James**) **Van Allen** (estadounidense que los descubrió en 1959) a distancias de unos 1.000 a 5.000 km el primero y de 25.000 a 50.000 km el segundo de tales cinturones. Son más anchos frente a la zona magnética ecuatorial y se adelgazan hacia las regiones polares. Están cargados de partículas atrapadas (y también de algunas antipartículas, como los antiprotones). Los satélites deben evitar orbitar en esas zonas porque de hacerlo verían afectado su funcionamiento.

Las manchas solares, y por ende las tormentas magnéticas (gráfico siguiente), son más frecuentes cuando cada 11 años (ciclos undecenales) se invierte la polaridad magnética de la estrella –a los 22 años vuelve a la que era–. Aunque hubo un período, llamado Mínimo de (**Edward**) **Maunder** (astrónomo inglés), de 1645 a 1715, en el que por motivos desconocidos de la dinámica solar no se registraron los máximos undecenales.
Se puede establecer una probabilidad de ocurrencia de tormentas magnéticas, pero cada evento es impredecible, pudiendo durar de uno a varios días y afectar los sistemas de comunicación, sobre todo los satelitales. Las regiones más afectadas sobre el terreno son naturalmente las de latitud superior a los 60°, pero también en áreas ecuatoriales se registran perturbaciones de enorme intensidad (hasta 1.000 γ).



Cotejo de la actividad geomagnética con la cantidad de manchas solares anuales (modificado de Howell, 1962)

El viento solar conforma una suerte de gigantesca burbuja llamada **heliosfera** que abarca hasta cerca de los confines del sistema planetario (incluidos los enanitos del cinturón de Kuiper) donde interactúa con los vientos cósmicos de muchos otros astros –la nube de Oort queda más allá de la llamada **heliopausa**–. El campo magnético terrestre es un obstáculo en el viaje del viento solar, por lo que a unos 70.000 km este viento se separa formando un arco de choque que comprime el campo magnético terrestre por el lado del Sol, y en el lado opuesto genera una cola que se estira a más de 6.000.000 de km, definiendo así la ***asimétrica forma de la magnetosfera, cuyo borde es la magnetopausa*** (figura de la página anterior). La astrofísica estadounidense **Joan Feynman** y otros dilucidaron la forma de la magnetosfera a partir de mediciones tomadas por una nave lanzada en la década de 1960 para monitorear el cumplimiento del tratado de prohibición de ensayos nucleares.
Durante las tormentas se produce una alta concentración de partículas ionizadas a causa de la convergencia de líneas de campo magnético sobre la ionosfera circumpolar (100 ó más km de altura). Los haces de electrones y otras partículas del viento solar chocan contra los átomos de la atmósfera transformando su energía cinética en eléctrica y generando los fantasmagóricos fenómenos de las **auroras polares** (del orden de 1 TW, ¡como la que producen unas mil centrales nucleares!). En el mundo anglosajón son también llamadas *northern lights* (si son boreales). Ocurren típicamente en una orla de entre 10 y 20° en torno a los polos magnéticos (en parte por las partículas que buscan salir de los cinturones de Van Allen) y llegan a latitudes menores cuando hay grandes tormentas solares. En 1741 el sueco **Anders Celsius** –quien propuso la escala térmica centígrada– registró en Upsala perturbaciones magnéticas en presencia de una aurora polar, corroborando su conexión mutua.
Existen corrientes alineadas con el campo magnético cuya existencia fue craneada por el físico noruego **Kristian Birkeland** en 1908 (que viajó al Ártico). Ocurren en dos pares de cortinas alineadas desde el lado del mediodía hasta el lado de medianoche. El proceso es complejo y conduce a la aparición de un flujo de corrientes secundarias por efecto Hall (nombre que alude al estadounidense **Edwin Hall** que lo descubrió en laboratorio en 1879). Las luces se generan cuando los haces de electrones, fuertemente acelerados por los campos electromagnéticos, impactan con átomos de la atmósfera. Al chocar, las partículas les transmiten parte de su energía cinética, excitándolos o ionizándolos. Al volver a su estado fundamental, el exceso de energía se convierte en radiación electromagnética que va del infrarrojo al ultravioleta lejano (nuestros ojos sólo ven una parte). Las partículas siguen cayendo en picada y la atmósfera más densa hacia abajo aumenta la frecuencia de colisiones, haciéndose entonces más lentas hasta perder su energía cinética.
Los colores de las auroras dependen de los átomos o moléculas que son mayoritariamente excitados; difiere si una zona tiene niveles altos o bajos de oxígeno (que da verde-amarillo), mientras que el nitrógeno produce luz azulada y el helio coloración rojiza. (El proceso es similar al que sucede en los tubos de neón de los anuncios o en los tubos de rayos cátodicos de los televisores antiguos, donde la pantalla contiene moléculas fosforescentes).

Auroras polares sobre Júpiter –izquierda– y la Tierra (imágenes NASA)

Si no existiera un campo geomagnético interno las partículas del viento solar aniquilarían toda forma de vida sobre la superficie terrestre. Tampoco se hubiera podido formar la pantalla de ozono (de 15 a 45 km de altitud) que nos protege de la radiación ultravioleta. Es más, la propia atmósfera habría sido erosionada hasta casi desaparecer y lo mismo habría sucedido con la hidrósfera, como le ha sucedido a Marte y quizá a los pobres microbios marcianitos –si es que los hubo– al perder su gran magneto protector, ése sí que esencial para la salud. (Mientras la magnetoterapia, todavía sin base científica, hace bien a quien le cree, como la religión o los curanderos, por el efecto de la psiquis sobre las glándulas endocrinas y por tanto sobre el sistema inmunitario).

MAGNETOS PLANETARIOS

Hemos hecho breve referencia a los procesos magnéticos del Sol y la Tierra y una mención a Marte. El planeta rojo sólo tiene un flojísimo campo residual cortical (2/1.000 del terrestre) y su campo principal se desvaneció hace $3{,}7.10^9$ años al enfriarse su núcleo de hierro, níquel, sulfuros, etc. –que sin embargo todavía es un fluido viscoso–, campo que parece haber tenido cambios de polaridad en aquel remoto tiempo. Pero en el sistema Solar hay otros descomunales magnetos, sugestivos por sus bellos eventos aurorales, que se despliegan en otros planetas con campo magnético propio, como el caso de Júpiter (imagen precedente).

A pesar de sus reducidas dimensiones y su lenta rotación, Mercurio tiene un campo magnético estable dipolar (con el eje a 5° del eje de rotación) cuya intensidad equivale a 1% del terrestre, probablemente en parte residual como Marte, pero sobre todo por el efecto dínamo de su núcleo de hierro que sigue líquido porque los tirones de marea del Sol le generan el calor interno suficiente.

Venus rota con aún más pachorra que Mercurio y por ende su campo magnético es casi nulo. Por eso el viento solar golpea fuerte y produce un continuo escape de He, H y O e impide que haya agua, que igualmente no podría haberla en estado líquido por el infernal efecto invernadero producido por el CO_2 emitido por sus volcanes, que las partículas provenientes del Sol no limpian.

Al revés que Venus, el campo magnético joviano tiene una intensidad 19.000 veces mayor que el terrestre y sus auroras una potencia de100 veces las nuestras. La causa reside en el inmenso volumen de hidrógeno sometido a fortísima presión por encima de su núcleo de roca y hierro, el cual adopta un comportamiento metálico. Su magnetosfera constituye la segunda mayor estructura del sistema Solar (tras la heliosfera), 1.200 veces mayor que la nuestra, con su arco de choque 26 millones de km hacia el Sol y su cola a más de 700 millones de km en dirección contraria, incluso superando la órbita de Saturno.

Para los romanos Saturno (o Cronos para los griegos) era el dios del tiempo que devoraba a sus hijos para que no lo destronaran –porque el tiempo devora todo lo que engendra– hasta que uno de ellos, Júpiter (o Zeus), consiguió esquivar ese destino y lo derrocó. Quizá sea por eso que Saturno quedó con menos masa y su magnetosfera (también causada por hidrógeno metálico) es la tercera parte que la de Júpiter, lo cual no es para despreciar. El viento solar, más sus satélites y anillos, proveen las partículas que son atrapadas en los cinturones de radiación y el plasma rota a la par del planeta, algo que también sucede en el caso de Júpiter.

El eje magnético de Urano está a 59° de su acostado eje de rotación y es también atípico en tanto no se encuentra en el centro geométrico del planeta sino desplazado hacia el sur 1/3 del radio planetario, lo cual deviene en una magnetosfera muy asimétrica con una cola en tirabuzón. La intensidad del campo es casi 50 veces mayor que la terrestre y 2 veces superior a la de Neptuno. Este último, aunque tiene normal su eje de rotación, también posee el eje magnético muy ladeado, en este caso 47°, y la hipótesis es que los campos magnéticos de estos dos gigantes de hielo son generados por movimientos de cargas eléctricas en zonas relativamente poco profundas de sus océanos de agua-amoniaco, produciendo una compleja geometría con contribuciones bastante intensas de las componentes no dipolares (principalmente cuadripolares).

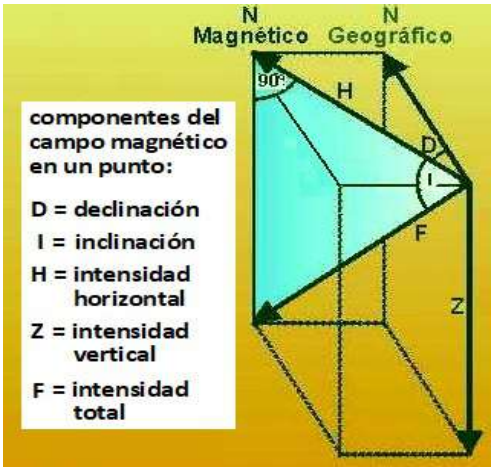
Ganimedes es la mayor luna y además la única con campo magnético propio, aunque débil, que se cree producido por su núcleo de hierro fundido. También posee un océano interno y una corteza dividida en algunas placas tectónicas que habrían perdido su movilidad hace largo tiempo. Su magnetismo se ve como una perturbación local de las líneas de campo de Júpiter en torno del cual orbita.

EL DIPOLO GEOMAGNÉTICO TERRESTRE

Volvamos a casa. Nuestro campo geomagnético, como primera aproximación, es un dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra, cuyo eje actualmente está inclinado unos 11,5º respecto al eje de rotación planetario, número que con el tiempo fluctúa. Y sabemos que este último inclina 23,5º respecto a la perpendicular al plano de la órbita o eclíptica. (También el eje magnético solar está chingado en relación a su eje de rotación, como ocurre con otros planetas y estrellas, y se mueve como trompo respecto a éste, análogamente al caso terrestre).

El dipolo terrestre está dirigido al sur y se lo conviene negativo en el hemisferio norte y positivo en el sur. El

polo norte magnético se sitúa a unos 600 km del polo norte geográfico, en el mar glacial Ártico, en tanto que el ***polo sur magnético está a unos 2.900 km del polo sur geográfico***, en el mar glacial Antártico (en el sector australiano) en 2025. Pero en unos años serán datos caducos. Porque en los últimos cuatro siglos ***los polos magnéticos se han estado moviendo*** hacia el oeste; el norte magnético, sobre el Ártico, ahora con tendencia a alejarse del norte canadiense y aproximarse a Siberia y el sur saliéndose del continente antártico hacia el sureste del océano Índico; la movida venía a razón de unos 10 km/año en ambas regiones polares, pero en estas últimas décadas el norte magnético pisó el acelerador y ahora está viajando ¡a más de 40 km/año!



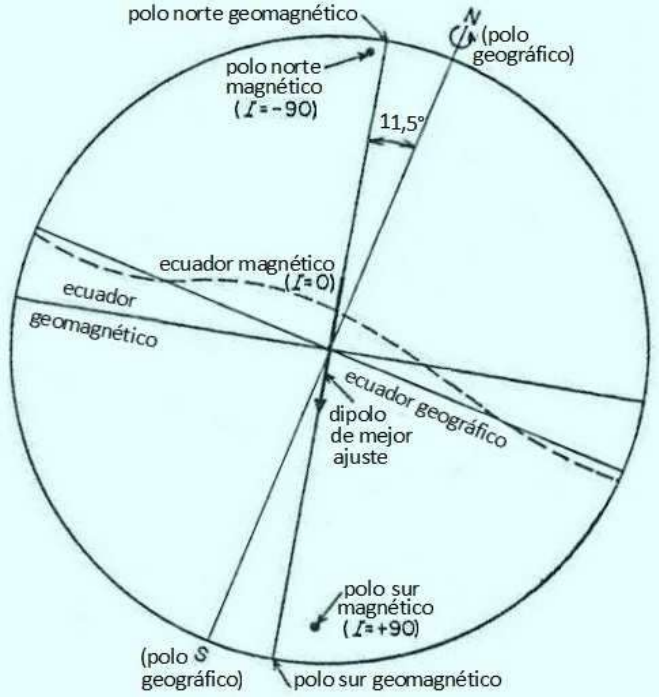
Sabemos que entre los nortes geográfico y magnético hay un ángulo llamado **declinación**, que resulta de la proyección a la horizontal del vector de **inclinación** magnética, que sigue las líneas de fuerza del campo. Además es medible la **intensidad** de este campo, sea la total F o sus componentes H (horizontal) y Z (vertical), como se ilustra.

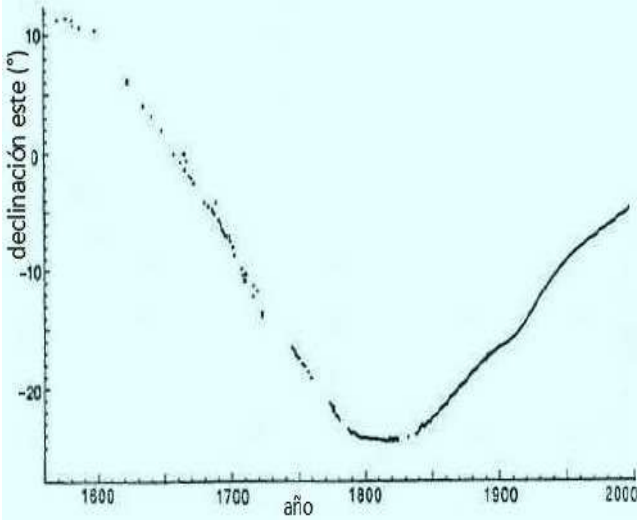
El **momento dipolar magnético** $\vec{m}$ en un dado circuito ***C*** surge de:

$$\vec{m} = \frac{1}{2} I \oint_C \vec{r} \times d\vec{r}$$

(***I*** es la intensidad total del circuito de radio $\vec{r}$)

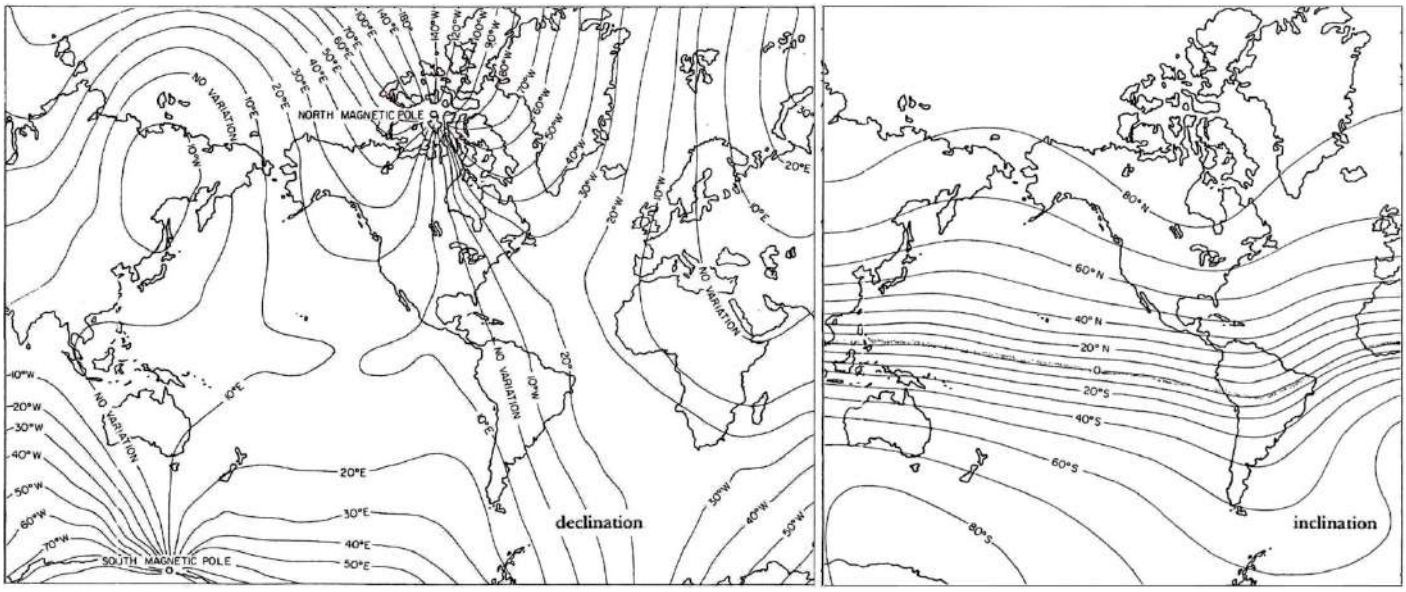
$\vec{m}$ es una magnitud vectorial que para la Tierra resulta del orden de $8.10^{22} Am^2$.



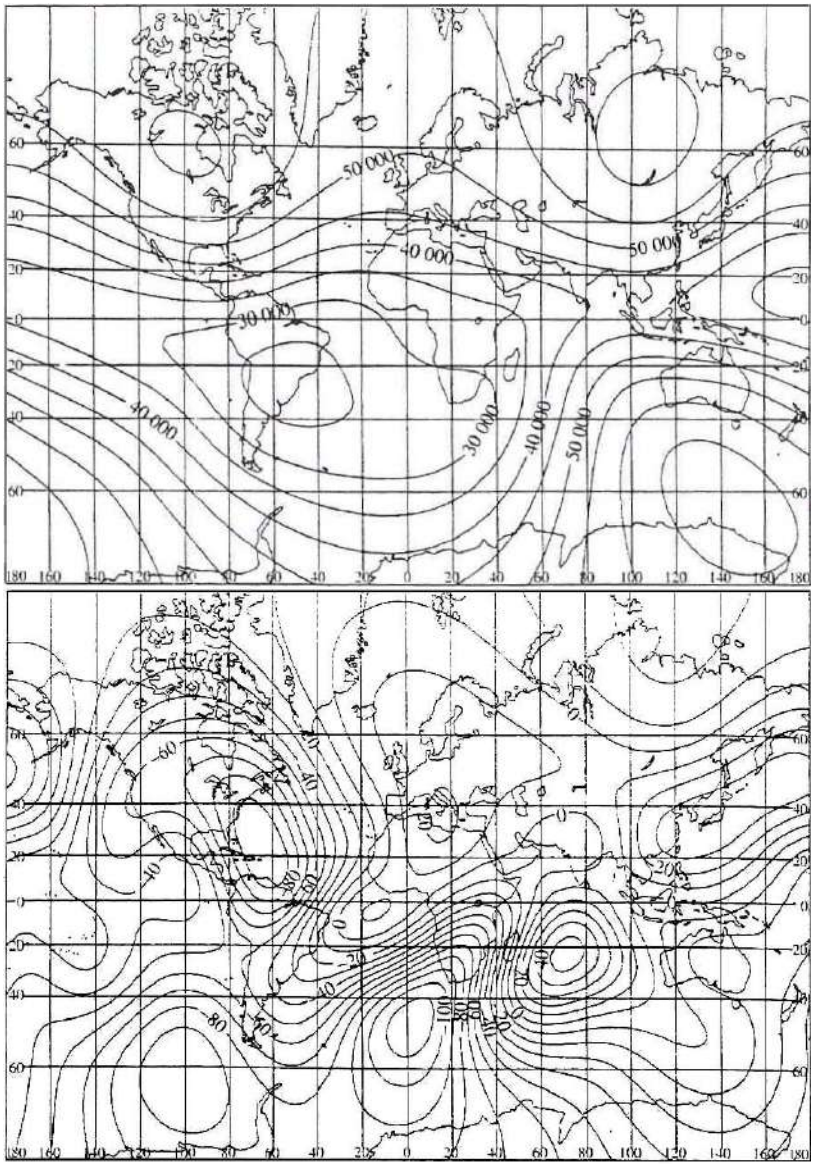


Arriba, variación secular de la declinación magnética registrada en Londres.
Izquierda, gráfico del dipolo principal , los ecuadores y los polos magnéticos de la Tierra.
(figuras modificadas de Fowler, 1990)

También se definen dos **polos geomagnéticos**, que resultan de la proyección del eje del dipolo principal hacia la superficie, pero ***los verdaderos polos magnéticos difieren en su ubicación***, como se ve en la figura. Esto se debe a que el campo geomagnético principal es complejo; puede aproximarse con un único dipolo pero, de hecho, es la sumatoria de innumerables dipolos de distinta magnitud, resultante de la muy compleja dinámica convectiva del núcleo externo, como ya se comentó e ilustró. Debido a esto pueden separarse, por un lado, las componentes geomagnéticas de ese **dipolo centrado o principal**, que podría ser considerado como un campo regional global. Y, por otro, las llamadas **componentes no-dipolares o multi-dipolares** (en referencia al dipolo dominante) que generan una suerte de campo residual global (que comporta un 20% del campo geomagnético principal) por la presencia de esos otros dipolos no conocidos con precisión, que matemáticamente se procura aproximar con modelos turbulentos. En particular bajo África y el Pacífico anómalas rocas de baja velocidad en la base del manto (¿restos de Teia?) alteran la conducción del calor y distorsionan el campo geomagnético.
Además, como se dijo antes, existen cambios temporales, aunque no lineales, tal como evidencia la figura previa de variación de la declinación en una localidad en particular, en este caso la capital del Reino Unido.



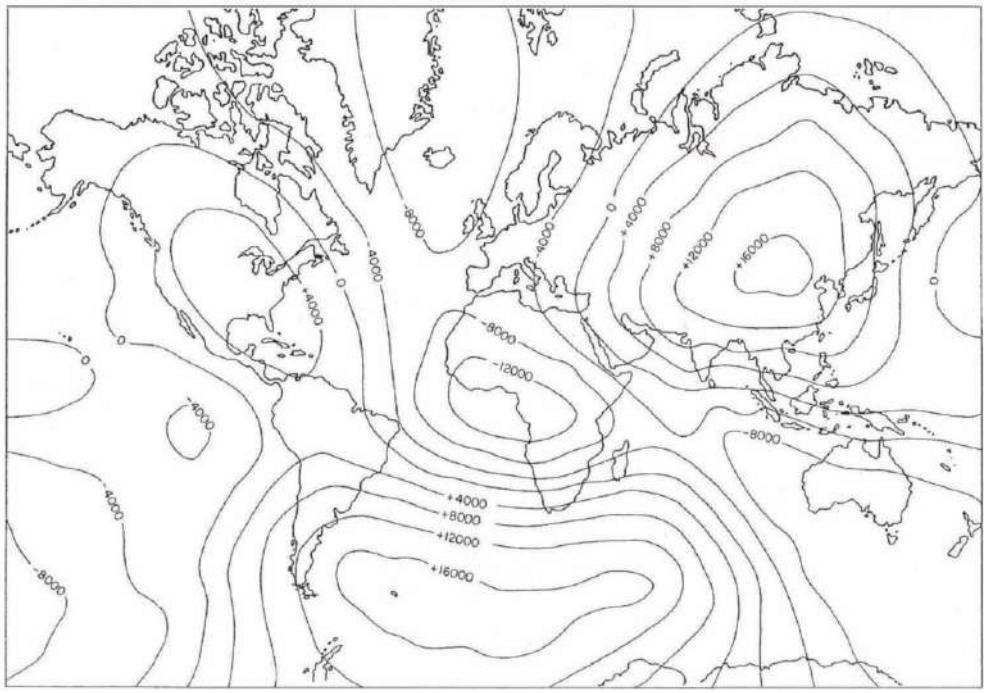
Mapas de declinación e inclinación del campo magnético principal sobre la superficie terrestre, expresadas en grados (modificados de Epoch 1975 charts, publicado por la Defense Mapping Agency, Hydrographic Center, U.S.A.)



Acá arriba pueden verse los mapamundi de declinación (expresado en **isógonas**, ***curvas que unen puntos de igual declinación magnética***) y de ***inclinación*** (curvas **isóclinas**) para el año 1975. Y abajo los mapas de ***intensidad total del campo*** (**isodínamas**) y de ***variación anual de la intensidad magnética*** (**isodeltas**) del año 1995. En el mapa de variación anual se destaca un área de fuertes valores menguantes sobre el Atlántico Sur como consecuencia de la desviación del dipolo principal. Esto ocasiona un descenso de los cinturones de Van Allen, lo que a su vez obliga a tomar especiales recaudos en la navegación satelital, un blindaje extra para la Estación Espacial Internacional y un área ciega para telescopios como el Hubble.

Arriba, atlas de intensidad total del campo geomagnético en nT; abajo, variación anual de la intensidad total del campo en superficie (mapas modificados del Intenational Geomagnetic Reference Field, 1995)

En la próxima página se reproduce el planisferio de la intensidad de la componente no-dipolar del campo geomagnético.
Cada mapa resulta de un modelo del campo magnético de la Tierra calculado para un año específico a partir de datos de observatorios de todo el mundo, así como informaciones satelitales, modelo que constituye el *IGRF*: *International Geomagnetic Reference Field*.
La intensidad total se calcula que es unas 50 veces mayor justo encima del núcleo externo



Intensidad de la componente no-dipolar del campo geomagnético principal (modificado de Bullard *et al.*, 1950)

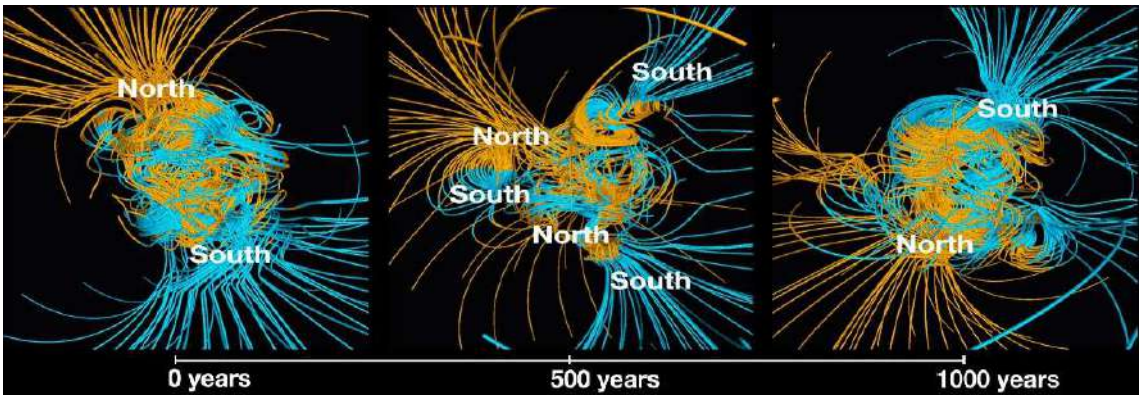
terrestre. Ahora bien, con cuatro siglos de registros se ha podido caracterizar las llamadas **variaciones seculares**, como las ya referidas migraciones de los polos. Así fue posible verificar una migración hacia el oeste del campo geomagnético dipolar o principal del orden de 0,14º longitud/año hasta principios del siglo XIX y de 0,05º longitud/año en las dos últimas centurias, aunque los datos arqueomagnéticos denuncian que hubo una migración hacia el este entre los años 1000 y 1400. También ocurre esto respecto al campo no-dipolar, aceptablemente bien medido sólo para el siglo XX, cuando promedió los 0,18º longitud/año de desplazamiento hacia el oeste, con algunas regiones de valores bastante divergentes, diferencias que muy probablemente obedecen a la complejidad de los procesos del núcleo externo. Pero además la intensidad del campo dipolar disminuyó una media de 0,03%/año hasta principios del siglo XX y de casi 0,06 %/año desde ese entonces. Por su parte el campo no-dipolar acredita algunas regiones del planeta con descenso y otras con aumento de la intensidad. Esta media descendente (desde los actuales ***65.000 γ en los polos y 30.000 γ en el ecuador***) prácticamente llevaría a la anulación del campo geomagnético en un período del orden de 2.000 años, algo sobre lo que no hay certezas en razón de que tal tendencia podría enlentecer mucho o incluso revertirse.

ARQUEO Y PALEOMAGNETISMO

Teniendo en cuenta las variaciones seculares puede hacerse una extrapolación hacia el pasado de la historia y prehistoria humanas a partir de la medición del campo magnético terrestre preservado en los materiales ferromagnéticos que han sido capaces de experimentar el proceso de histéresis, generando en consecuencia la llamada remanencia magnética. En esto consiste el **arqueomagnetismo**. Su correlación con otras herramientas de datación (información histórica, biológica, geocronológica, etc.) han permitido crear un valioso instrumento para datar eventos arqueológicos con razonable precisión (por ejemplo del orden de los veinte años para hechos que han acontecido hace dos milenios). Fondos de hogares y hornos de ceramistas de la antigüedad y la pre-historia son típicos testimonios arqueomagnéticos en todo el mundo.

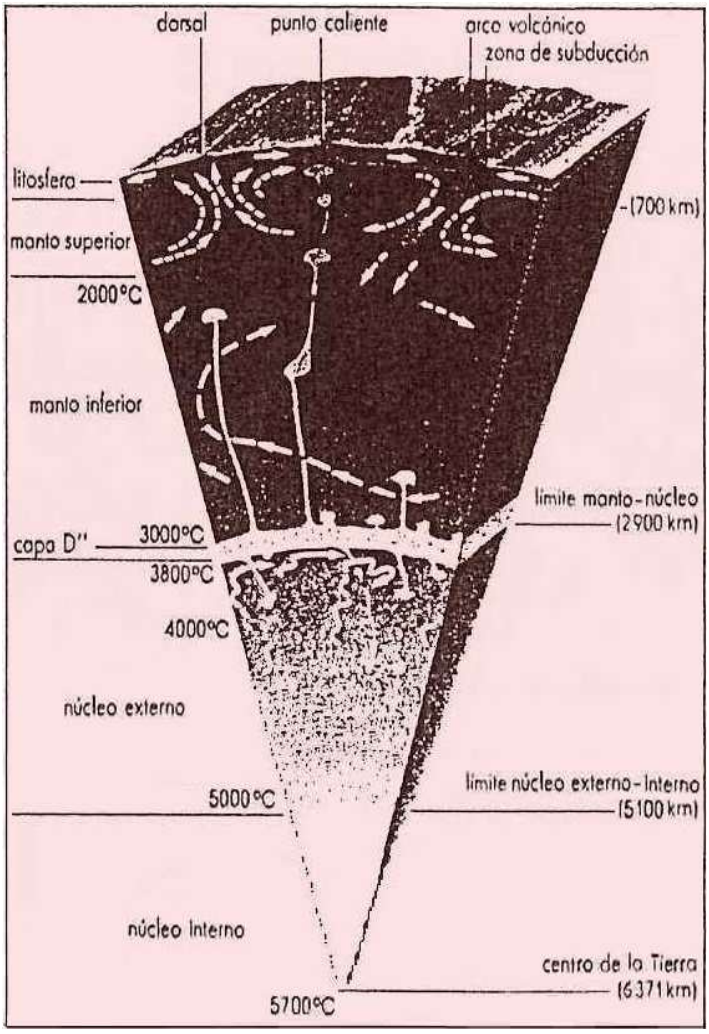
Ahora bien, sabemos que más atrás en el tiempo ha habido reversiones de polaridad del campo geomagnético en períodos del orden de las decenas o cientos de miles de años. El italiano **Macedonio Melloni** observó en 1850 la cambiante magnetización de las coladas del Vesuvio y dejó el primer registro escrito sobre la idea del magnetismo remanente. Después los trabajos de **Bernard Brunhes** desde 1905 en Francia, **Motonori Matuyama** hacia 1929 en Japón y otros investigadores permitieron acopiar información sobre imanaciones antiguas, opuestas a la actual, a la que se sumó el estudio de los fondos oceánicos como consecuencia de la Guerra Fría, para que en 1963 **Lawrence Morley**, **Drummond Matthews** y **Frederick Vine** en Estados Unidos le dieran forma al concepto de **paleomagnetismo** y polaridades paleomagnéticas.

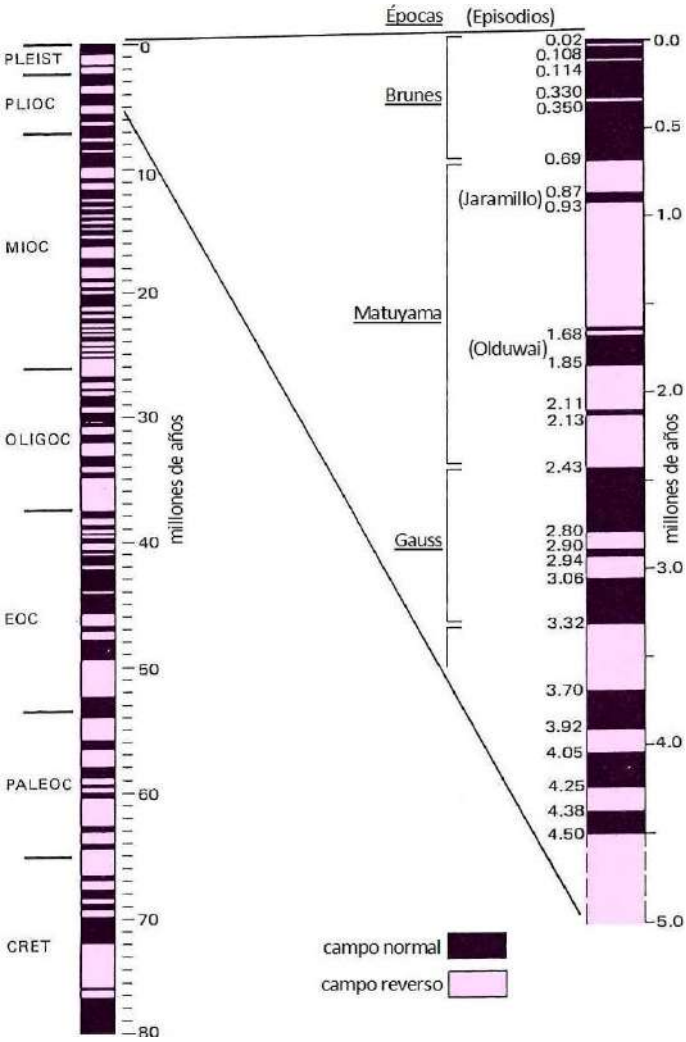
El modelo computarizado de geodínamo del estadounidense **Gary Glatzmaier** y el galés **Paul Roberts** indica posibles procesos de disminución del estadio de dipolo muy dominante a causa de la gradual mutación de los bucles convectivos del núcleo externo. Y la consecuente aparición de geometrías tetrapolares, octopolares u otras, con varios dipolos de magnitudes comparables durante un período de entre 1.000 y 10.000 años, hasta reconfigurar un patrón dipolar principal de polaridad opuesta a la original, según se visualiza a continuación.



Simulación computarizada de una reversión del campo geomagnético (modelo de Glatzmaier-Roberts, 1995)

Seguidamente se ve un corte de la Tierra y la gráfica de **reversiones de polaridad geomagnética** del Cretácico cuspidal y del Terciario, con un detalle de los últimos 5 millones de años, señalándose **épocas** (del orden del millón de años, con una polaridad dominante pero no exclusivamente positiva o negativa) y dentro de las épocas los nombres de reversiones breves (de decenas de miles de años) que reciben la denominación de **episodios**.



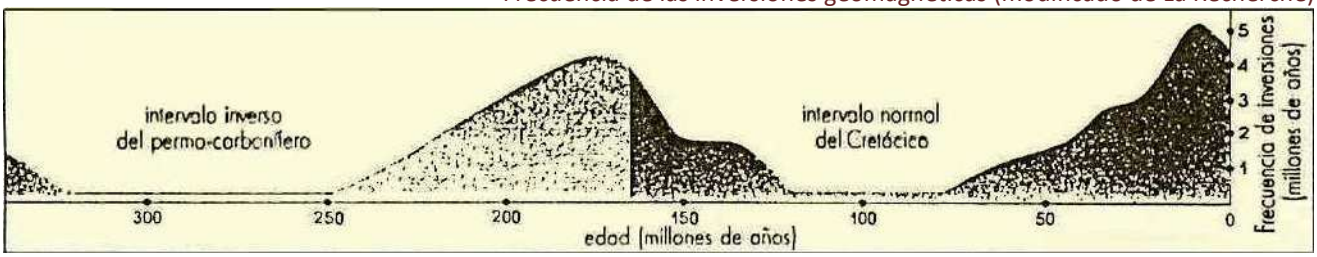


Capas internas del globo y temperaturas (modif. de La Recherche) Reversiones geomagnéticas (modif. de Heirtzeler *et al.*, 1968)

La porción reciente de la historia del campo magnético terrestre puede ser leída en las capas de hielo antártico; allí en una gran meseta se llegó a extraer una zanahoria de hielo de 3.233 metros de largo que abarca los 9 ciclos de glaciación del último millón de años. Los radionucleidos cosmogénicos del berilio ($_4Be^{10}$) y del carbono ($_6C^{14}$), así como los nitratos, aumentan su concentración al debilitarse el campo magnético terrestre (intervalos de inversión de polaridad) y por tanto ser más débil el escudo magnetosférico permitiendo la llegada

de mayor cantidad de radiación cósmica (solar y otras) hasta la superficie del planeta. Estos registros en núcleos de hielo también aumentan en momentos puntuales con la radiación proveniente de los estallidos de supernovas aunque el campo magnético de nuestro planeta no acuse un debilitamiento.
La figura siguiente representa la frecuencia de las inversiones geomagnéticas desde el Paleozoico Superior hasta el presente. Tiempos de mayor estabilidad magnética (hasta de 60 millones de años) se corresponden con máxima deriva continental, sugiriendo una conexión entre la dinámica convectiva del núcleo externo, a su vez térmicamente reflejada en la heterogeneidad de la capa D, donde *grosso modo* pueden identificarse ***criptoplacas*** (por su muy vaga semejanza con la de las placas corticales), región desde donde provendrían las plumas mantélicas que originan los puntos calientes (*hot spots*) que generan los alineamientos volcánicos resultantes de la deriva cortical sobre ellos.

Frecuencia de las inversiones geomagnéticas (modificado de La Recherche)



Los registros paleomagnéticos más completos están en los fondos de los océanos, aunque sólo para los últimos 180 millones de años –edad máxima de la corteza oceánica–. La **magnetización termorremanente** de las lavas ofrece siempre las imágenes instantáneas con mejor definición, sea en el mar como en tierra firme. También pueden tenerse registros de **magnetización deposirremanente** a partir de la sedimentación en fondos de aguas tranquilas donde los minerales magnéticos detríticos se orientan dando por resultado algo así como una película borrosa, en forma no muy precisa pero continua en el tiempo, siguiendo los cambios del campo geomagnético. Un ejemplo paradigmático son las areniscas rojas del Permo-Triásico de Europa y Norteamérica (*New Red Sanstones*). Una tercera opción es la **magnetización quimiorremanente** producida durante modificaciones diagenéticas, oxidación, formación de minerales autigénicos –a veces por acción bacteriana–, etc. Las mediciones más ajustadas se realizan con muestras llevadas a laboratorio –con la ubicación original claramente referenciada–, un proceso que es lento y un poco complejo. En prospección la magnetización remanente produce ruido que se debe tratar de identificar y separar de los datos de interés.
Una aplicación importante del paleomagnetismo surge del seguimiento de las **migraciones de los polos** norte y sur. En primer lugar volvemos a recordar que los polos migran actualmente en un movimiento precesional en torno a los polos de rotación y parece ser que lo han hecho durante toda la historia geológica. En segundo lugar, los primeros siempre han estado relativamente cerca de los segundos. Y tercero, cuando se intenta ubicar los polos de algún tiempo geológico en particular, se encuentra que desde distintas masas continentales la ubicación difiere. Pero la diferencia se anula en cuanto se consigue situar los continentes en las posiciones relativas que guardaban en ese tiempo geológico. *Ergo*, se dispone de una herramienta eficaz para hacer el seguimiento de la deriva relativa entre distintas placas corticales.

ADQUISICIÓN DE DATOS EN PROSPECCIÓN

Pueden medirse las **componentes vertical, horizontal o total** (suma vectorial de las anteriores) del campo magnético si la prospección lo amerita o los aparatos nos brindan la información en forma directa.
Se utilizan instrumentos apropiados –hay distintos tipos de magnetómetros– y se desarrolla un ***trabajo de campo a lo largo de una malla con criterios parecidos a los de gravimetría***, es decir que se mide en intervalos regulares o tan regulares como sea posible en función de las dificultades del terreno. En la exploración magnética ***a escala regional generalmente se registra a lo largo de un perfil o varios de ellos paralelos*** con un espaciamiento preferentemente constante.
Las mediciones realizadas, usualmente relativas respecto a una referencia local, ***pueden ser terrestres, aéreas*** –lo más habitual–, ***marinas y hasta satelitales*** –para objetivos académicos– y son influenciadas por diversos factores que deberán ser tenidos en cuenta:

-Efecto de las componentes horizontal y vertical de la intensidad.
-Influencia de la inclinación del campo geomagnético.
-Efecto de inclinación y forma de las masas emplazadas causantes de la anomalía.
-Eventual magnetización oblicua a los cuerpos.
-Posible magnetización remanente.

-Ruidos, debidos a objetos metálicos superficiales o enterrados, alambrados, ductos, líneas de alta tensión, plantas generadoras, etc., según sea la modalidad y escala de registro.

Para abordajes científicos –y eventualmente como información útil de base para algún trabajo aplicado– pueden tomarse los datos de la red mundial *Intermagnet* (*International Real-time Magnetic Observatory Network*) de la cual observatorios de Argentina forman parte.

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

A continuación, la secuencia de correcciones o reducciones que se debe aplicar a los datos de campo.

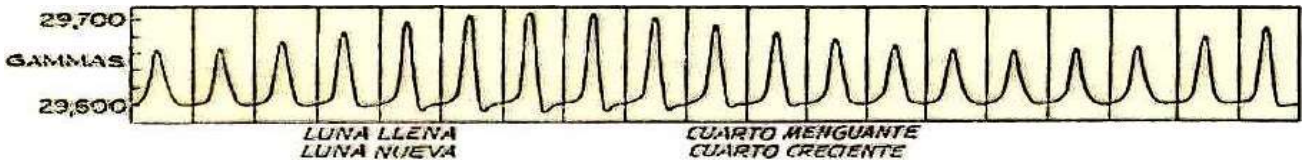
Correcciones temporales

Variación secular (de *seculum*, siglo): son alteraciones del campo magnético terrestre que ocurren lenta y progresivamente año tras año. Se manifiestan mediante la ***deriva hacia el oeste de los valores de declinación e inclinación***, así como por ***una disminución anual de intensidad*** de unos 20 γ, aunque es regionalmente muy variable. Involucra componentes dipolares y no-dipolares del campo geomagnético. Las variaciones seculares cambian entonces cada año los valores de referencia para cada latitud y longitud y deben tenerse presentes cuando se comparan datos de una misma área –o áreas adyacentes– si fueron registrados en distintos años.

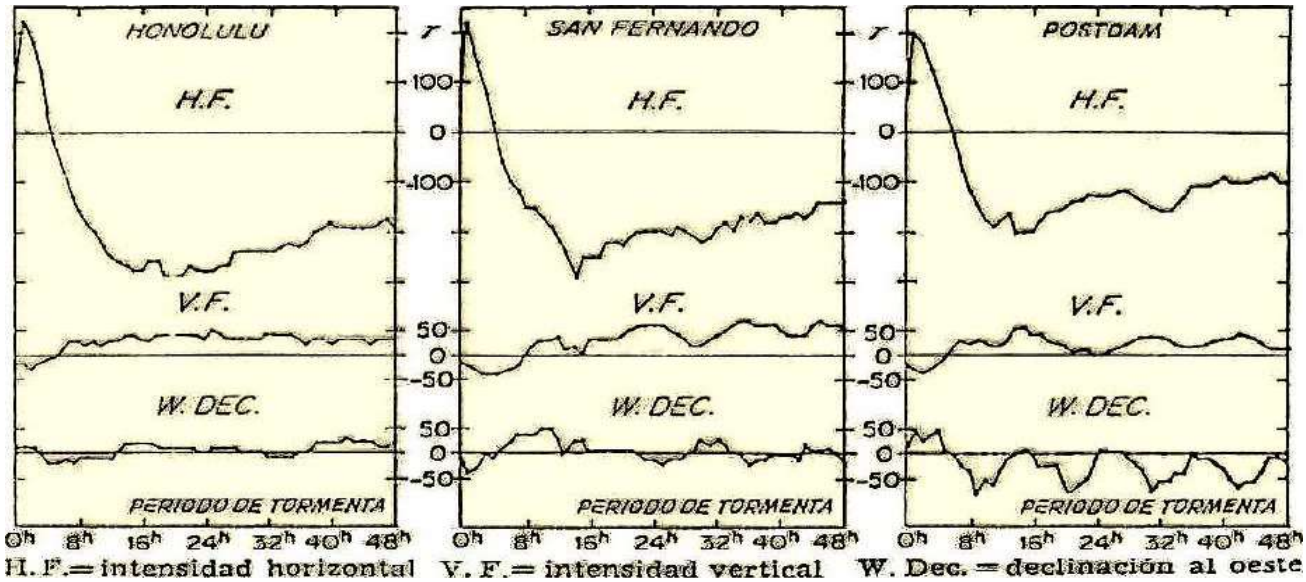
Variaciones diurnas: en una base elegida ***deben registrarse mediciones repetidas cada una hora como máximo***, dada su fuerte variabilidad, ***y es necesario construir una curva de deriva magnética*** horaria. Conocida la magnitud magnética y la hora de observación de cada estación del área, se corrige la diferencia a partir de la curva obtenida para la base, como en gravimetría. Sus componentes son:

-*Variación Solar*: tiene una ***regularidad de24 horas***, por desplazamiento de la ionósfera que es función de la latitud geográfica y del tiempo, al existir una correlación con el período de rotación terrestre. Tiene una intensidad del orden de 25 a 100 γ, con una ***variación adicional en ciclos de 27 días*** según la rotación solar (por la heterogénea distribución de manchas de la fotosfera), y ***crece durante el verano*** en cada hemisferio en razón de la inclinación del eje de rotación de la Tierra. ***Durante cada jornada el máximo ocurre en torno al mediodía***, cuando el viento solar llega más vertical hacia la superficie terrestre.

-*Variación Lunar*: tiene una ***periodicidad de casi 25 horas*** con una amplitud de 2 ó 3 γ. Está vinculada con la rotación de la Tierra respecto a la Luna, lo que genera mareas atmosféricas en las que el Sol tiene una influencia menos marcada. ***Varía a lo largo del mes lunar*** (29,5 días) según la traslación del satélite en torno a la Tierra, como se aprecia en el gráfico siguiente.



Arriba, variación geomagnética diaria por efecto solar más lunar registrada en Huancayo, Perú; abajo, variaciones del campo geomagnético durante una tormenta en localidades de tres continentes (figuras modificadas de Howell, 1962)

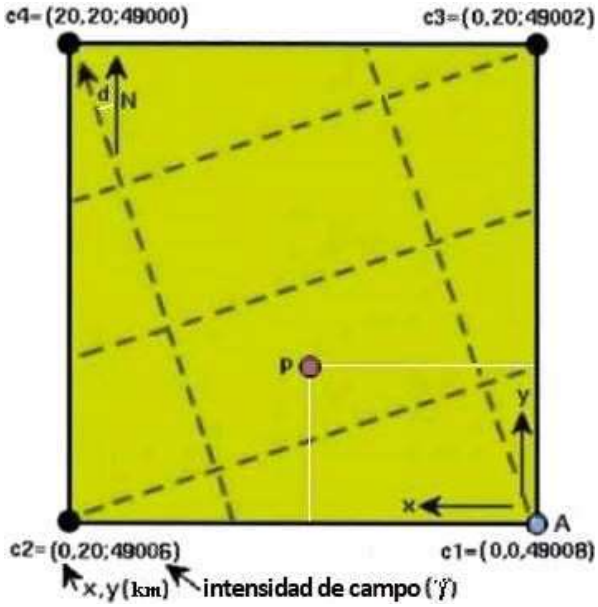


-*Tormentas Magnéticas*: como fue ya comentado, son bruscos disturbios con errática variabilidad. Entre el ecuador y los 60º de latitud llegan a 1.000 γ y alcanzan valores aún más altos en las regiones polares, haciendo imposible construir una curva de corrección precisa. ***Debe suspenderse la adquisición de datos***.

Correcciones espaciales

Latitud-longitud: a diferencia de la gravedad, ***el campo geomagnético varía arealmente no sólo con la latitud sino también, aunque en menor medida, con la longitud***. Tiene una forma un tanto irregular y de hecho el ecuador magnético y el geográfico se cruzan. También hay una notabilísima diferencia en la dispersión de los valores medidos: el campo gravitacional es sólo 5/1000 mayor en los polos que en el ecuador, mientras que el campo magnético lo es en el orden de 2200/1000, o sea más del doble.
La corrección es entonces: **CL: Δγy+Δγx**

Altitud: existe una disminución de los valores medidos a una mayor altitud, del orden de los 0,03 γ/m, que ***puede despreciarse por no dar significativo error, salvo que se trabaje en un área de mucho relieve***. Sólo en este último caso la corrección es imprescindible.



Esquema de corrección latitud-longitud para el hemisferio sur: las líneas de trazos indican tres paralelos y dos meridianos geomagnéticos, **d** es el ángulo de declinación, **A** es la base de referencia y **P** un punto de estación al que, para corregir, deben sumársele 2 γ por el cambio de latitud y 1 γ por el cambio de longitud, es decir 3 γ en total.

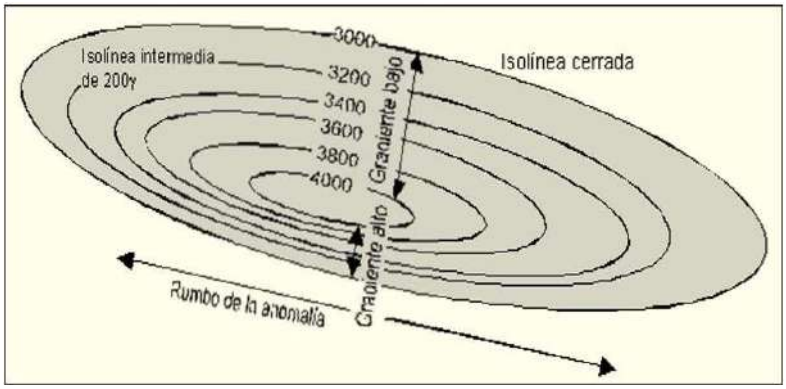
Influencia del vehículo aéreo

Varía según el campo magnético normal de la zona y según el ángulo de colocación del medio de transporte aéreo involucrado. El efecto de la máquina es significativo en naves voluminosas (avión, helicóptero) a causa del magnetismo debido al metal y el motor, y es menor en el caso de un dron. La operación de contrarrestarlo se realiza mediante recorridos de prueba en una zona llana sin anomalías. En la prospección se vuela en líneas rectas y altura y velocidad constantes. Se debe tener un segundo magnetómetro para conocer la deriva diurna, o bien volver a pasar por uno o más puntos-base cada una hora o menos, a no ser que se disponga de datos de algún observatorio en la zona. El uso de aviones ha sido históricamente la modalidad más empleada para cubrir áreas vastas. En los últimos años los drones están siendo una alternativa a la que se recurre cada vez más.

INTERPRETACION MAGNÉTICA

Presentación de los datos

-*Confección de mapas isoanómalos*:
A partir de una adquisición areal de datos de campo y una vez completado el proceso de corrección de las lecturas, dicha información se vuelca sobre un mapa para luego trazar la **curvas isógammas** con una cierta equidistancia acorde a la escala, objetivo y gradiente medio.



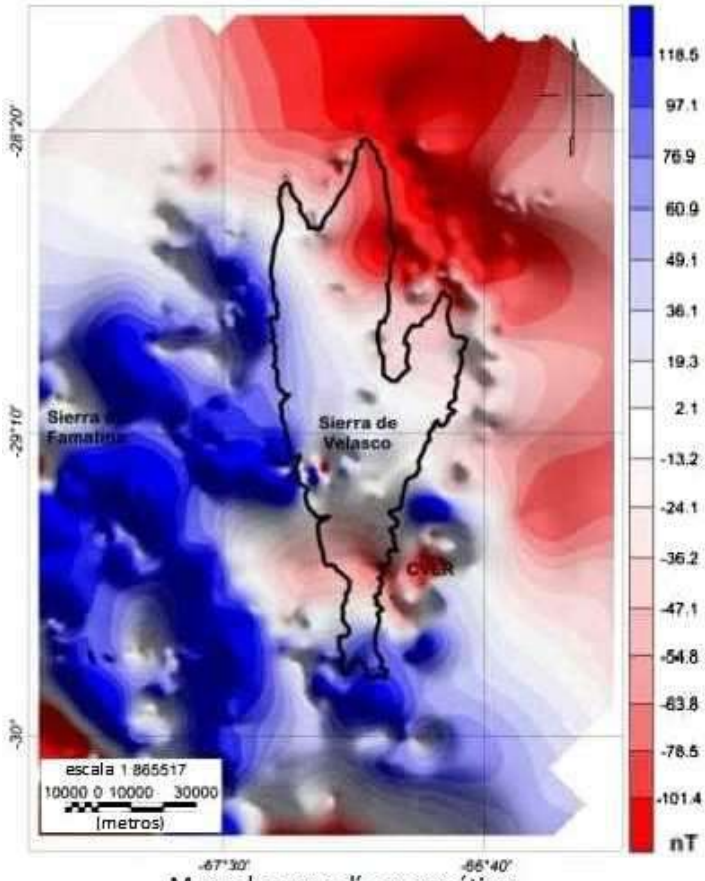
Bosquejo de gradientes y rumbo de una anomalía magnética positiva (modificado de Susanne Griem-Klee, Universidad de Atacama)

Como en otros mapeos geofísicos, geológicos, de ingeniería de reservorios, etc., cada isolínea de un mapa del campo magnético une puntos con la misma magnitud en planta y el espaciamiento entre las isógammas contiguas es una medida del gradiente (pendiente o derivada en ***x***, ***y***). Isolíneas muy cercanas o apretadas expresan un gradiente alto; isolíneas con amplia separación evidencian un gradiente bajo. Isógammas cerradas ilustran zonas de valores altos o bajos, que podrían ser de interés.

-*Trazado de perfiles*: Pueden construirse a partir de los datos registrados a lo largo de transectas o bien trazando los perfiles más representativos sobre un mapa, los cuales ***serán definidos en su mayoría perpendiculares al rumbo de las anomalías*** y unos pocos paralelos a éste.

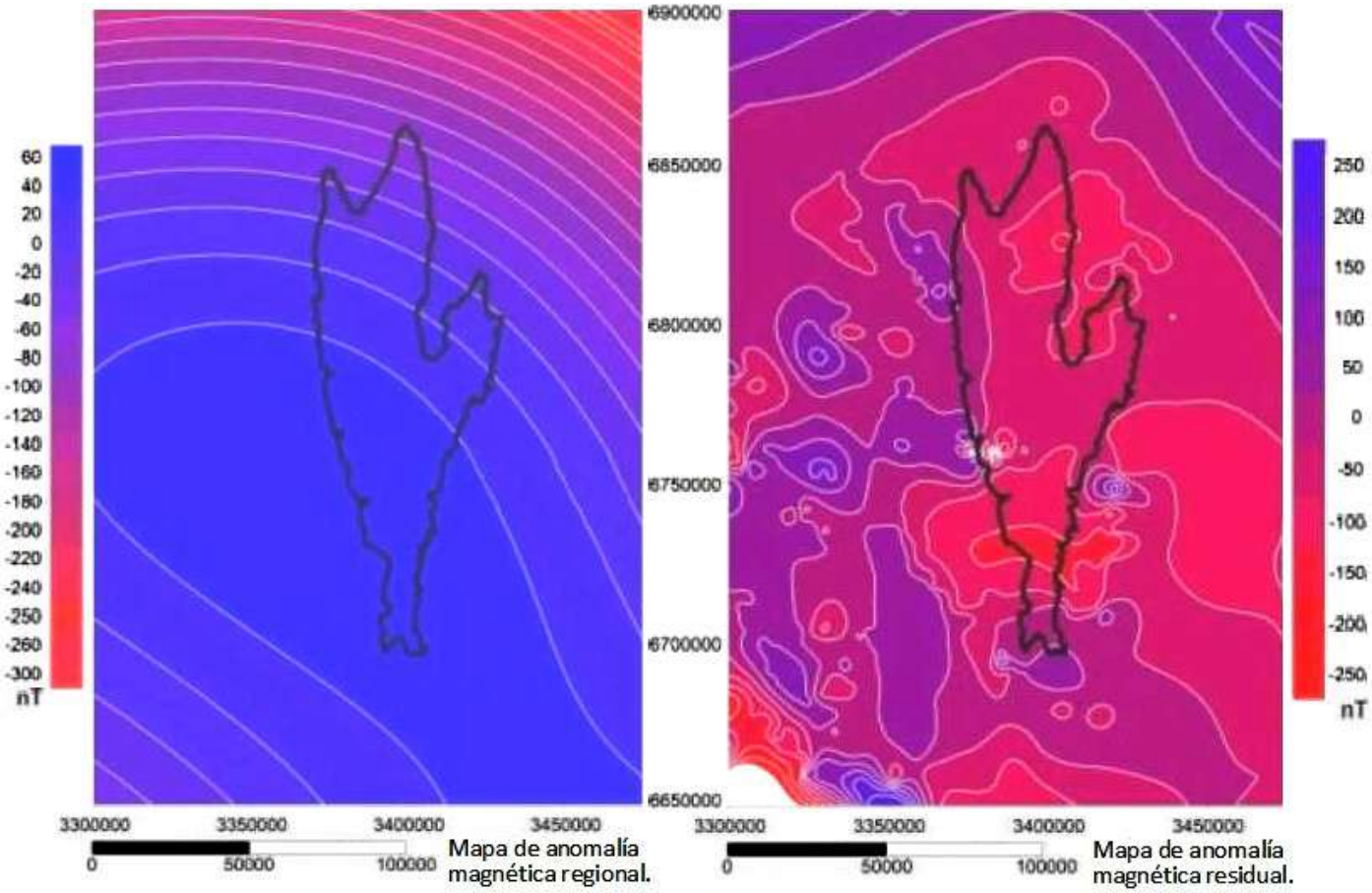
-Suavizado de anomalías (filtrado): Los métodos utilizados ***son los mismos que se aplican en gravimetría para separar la componente regional*** (profunda) ***de la residual*** (somera o local), ya sea en mapas o sobre perfiles, mediante metodologías gráficas, derivada segunda, método de Griffin, continuación analítica, transformada de Fourier u otros.

Una opción sólo citada en el Tema 02 y que puede usarse en interpretación de datos gravimétricos, magnetométricos u otros es el **método de las superficies de tendencia**. Se basa en que el mapa regional asumido –que luego será restado al mapa de anomalía de Bouguer o de isógammas, para así obtener el residual– sea una superficie polinómica lo más semejante posible a la forma del campo potencial en el particular subsuelo profundo que se interpreta. Una superficie de primer grado representará un mapa regional plano (con cierta inclinación), una superficie de segundo grado corresponderá a (una porción de) un elipsoide, paraboloide o hiperboloide y con mayor grado polinómico aumentará el grado de complejidad del regional propuesto.



Mapa de anomalías magnéticas.

Magnetometría en el área de la sierra Pampeana de Velasco, La Rioja (modificado de Sánchez, *et al.*, 2011)



Mapa de anomalía magnética regional. Mapa de anomalía magnética residual.

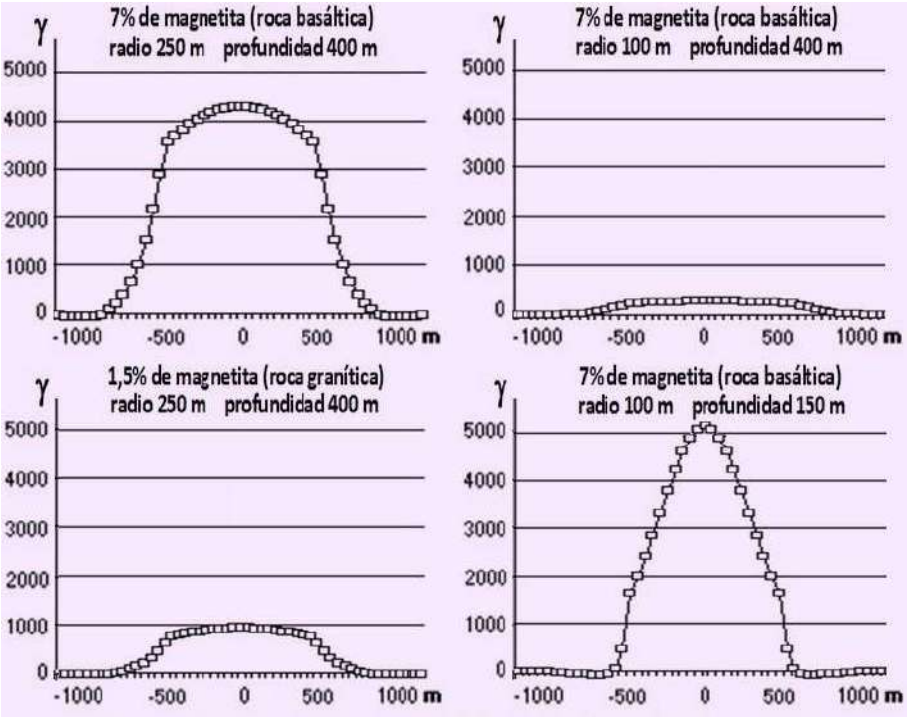
Método de superficies de tendencia. Superficie polinomial de grado 3 (Hiperboloide).

Efecto magnético vertical sobre cuerpos de modelo polarizados verticalmente

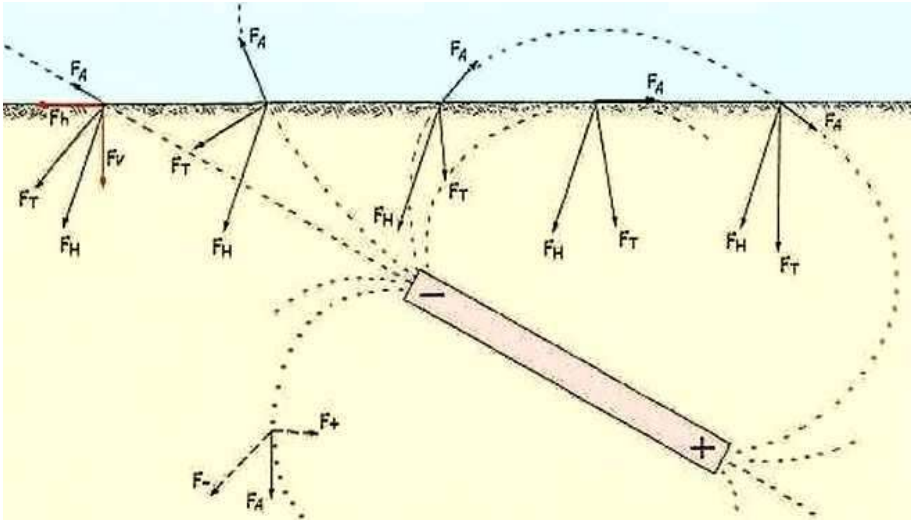
A través de algunas fórmulas relativamente sencillas (véanse en el Tema 02, pág.47) se puede describir el efecto magnético vertical de cuerpos de modelo emplazados en el subsuelo y verticalmente polarizados. Si los cuerpos tienen diferentes contenidos en minerales magnéticos (por ejemplo un basalto del orden de un 5% de magnetita y un granito alrededor del 1%), o si tienen diferentes dimensiones o si están situados en distintas profundidades, las curvas isógammas resultantes serán diferentes. ***Muchas veces en perfil tienen forma de campana de Gauss, pero pueden diferir en intensidad, ancho o en la asimetría si existe buzamiento***.

El estadounidense **Louis Slichter** en 1955 obtuvo los siguientes valores típicos de respuesta:

Tipo de roca	% de magnetita	k .10^6 en cgs	% de magnetita	k .10^6 en cgs
Basalto	2,3	6.900	8,6	26.000
Granito	0,2	600	1,9	5.700



Modelos que muestran el variable efecto causado por un cuerpo rocoso quasiesférico magnetizado, según cómo varíen su profundidad, tamaño y porcentual de magnetita; obsérvese la gran influencia de la profundidad de emplazamiento.

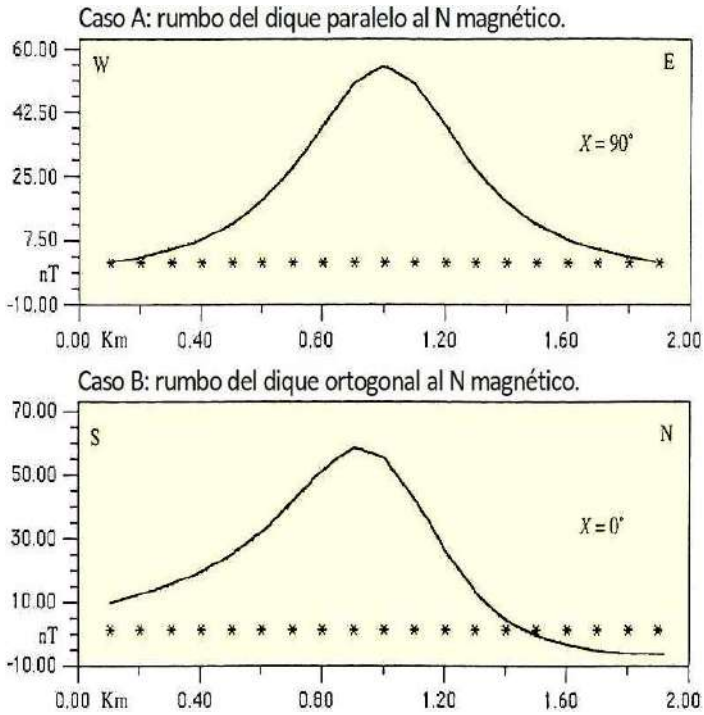


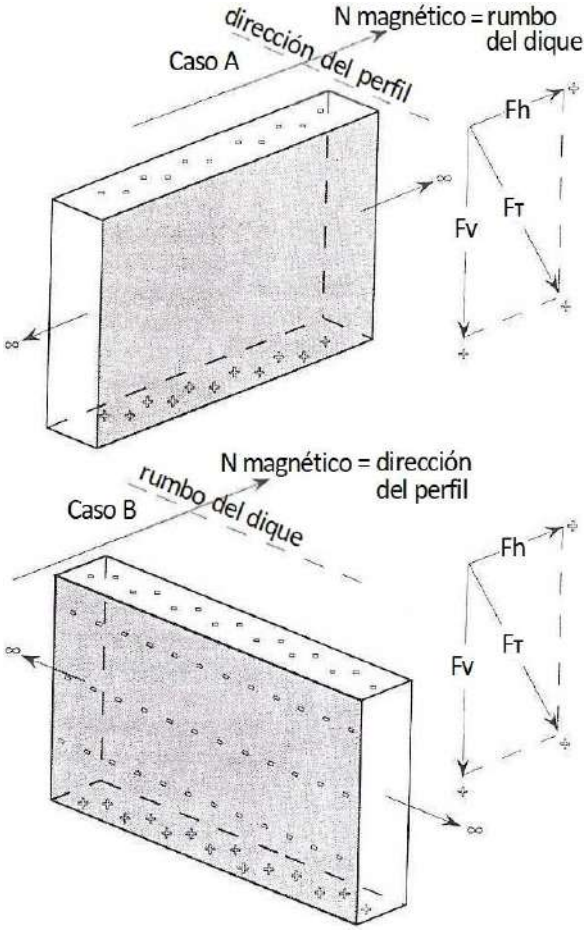
Corte esquemático mostrando las componentes de fuerza del campo para un cuerpo magnetizado en subsuelo: FH es el campo geomagnético; FA el campo anómalo resultante de F+ y F-; FT la resultante de FH y FA y pueden medirse su componente horizontal Fh o vertical Fv (modificado de Robinson & Coruh, 1988)

Efecto magnético total en cuerpos de roca del subsuelo

En prospección se suele medir la componente total del campo magnético (FT), aunque a veces pueden medirse su componente vertical u horizontal (que resultan de la proyección de la componente total hacia el plano horizontal Fh o el vertical Fv, respectivamente, indicadas en color rojo sólo para uno de los casos en la figura adyacente). Si existe un cuerpo de roca con alta susceptibilidad magnética emplazado en el subsuelo (como el caso esquematizado, supongamos que se tratase de una intrusión ígnea buzante cuyo porcentaje de magnetita fuese sensiblemente mayor al de las rocas encajantes, por ejemplo capas sedimentarias), ***la componente total resulta de la suma vectorial de las magnitudes correspondientes al campo geomagnético*** **H** (ó FH) ***y al campo magnético anómalo*** **H'** (ó FA) ***generado por el cuerpo***. Repárese en el hecho de que FA (**H'**) ***resulta de la suma vectorial de las***

fuerzas magnéticas dadas por los polos positivo (F+*) y **negativo*** (F-) en cualquier punto del espacio y resulta tangente a la correspondiente línea de campo magnético (en trazos). El efecto magnético total mensurable en la superficie F_T depende entonces de la dirección e intensidad del campo geomagnético en el lugar (H ó F_H) y de la imantación inducida por el campo geomagnético sobre las rocas con alta susceptibilidad magnética (H' ó F_A, en nuestro caso la intrusión ígnea). Además podemos suponer que en el ejemplo se trata de un corte o sección relevado a lo largo del meridiano magnético y que por tanto F_H representa el verdadero valor del campo magnético en ese lugar de nuestro planeta. Pero si el corte o sección se hubiera registrado con otro azimut, entonces F_H sería algo menor, y si hubiese sido hecho en la dirección del paralelo magnético, F_H sería nula. De lo cual deducimos que con este último azimut (es decir, ***perpendicular al meridiano magnético***) ***todo perfil tendrá valores de*** F_T ***de magnitud igual que*** F_A (***independientes del campo H***).





A la derecha modelo de cuerpos prismáticos elongados con alto contraste magnético, uno en la dirección del meridiano –caso A– y otro en la del paralelo geomagnético –caso B–; la fuerza total F_T se descompone en Fh y Fv; los perfiles resultantes se presentan acá arriba –ambos son perpendiculares al cuerpo–, simétrico para el caso A y asimétrico para el B (modificado de Burger, 1992)

En general las formaciones geológicas tienden a magnetizarse en la dirección de su mayor elongación, pero es muy importante el condicionamiento dado por el vector **H** (ó F_H) del lugar en que se hallan, ya que es éste el que por inducción genera la magnetización H' (ó F_A). ***La orientación arriba-abajo de los polos positivo y negativo responde a la orientación del dipolo principal terrestre***: por ejemplo, dado que en el hemisferio sur el polo (residente en el núcleo externo) por convención se asume de signo positivo, las formaciones geológicas susceptibles se magnetizan con el polo negativo en el sector más profundo y el positivo consecuentemente en el sector más somero del emplazamiento rocoso.

Interpretación cualitativa

Puede hacerse directamente sobre las secciones registradas, procesadas y graficadas, o bien analizando el mapa de isoanómalas si se tratase de una adquisición areal, eventualmente trazando perfiles sobre dichos mapas (en base a la componente total o, si fuese el caso, la vertical o la horizontal).Por ejemplo, líneas concéntricas indicarán la posible existencia de un cuerpo de planta pseudoesférica, o líneas positivas y negativas pueden indicar un cuerpo buzante (polo positivo o norte en la parte más superficial si se trabaja en el hemisferio sur). La forma alargada de las curvas podrá dar indicios del rumbo u otros aspectos geométricos. Adicionales datos geofísicos, geológicos y/o de pozo podrían coadyuvar en la interpretación de los datos magnéticos.

Los perfiles podrán indicar, en el caso de ***asimetría de las alas***, la presencia de un ***cuerpo buzante***, en cuya ala de menor pendiente estará el polo más profundo de polaridad opuesta, siempre que se haya descartado el efecto propio de la ***inclinación magnética del campo*** **H** en la zona en estudio. Y también estando atentos a la magnetización transversal, como se grafica en la próxima página. La **imantación transversal** suele aparecer con frecuencia en los cuerpos cuyo mayor alargamiento se aproxima al azimut del correspondiente paralelo magnético, aunque también por una muy heterogénea distribución de minerales magnéticos o **magnetismo remanente,** que se suele presentar como ruido de difícil definición.

Interpretación cuantitativa

El objetivo final de cualquier estudio geofísico es la deducción de la geometría de los cuerpos causantes de una anomalía estudiada (***forma, tamaño, profundidad***). Para las anomalías magnéticas, como ya vimos para las de densidad (gravimetría), existe una infinidad de modelos que pueden explicar los valores del campo registrados en la superficie, incluso si éste fuese medido y corregido con precisión en cada punto de la misma. Consecuentemente entonces las anomalías magnéticas por sí solas son insuficientes para determinar sin ambigüedades los cuerpos o estructuras que los generan, igual que sucede en los demás métodos geofísicos. Por lo tanto la interpretación se debe encarar en forma indirecta, por **inversión**, suponiendo un cuerpo de forma geométrica conocida, calculando la anomalía que éste causaría y comparándola con la observada. Se trata de un proceso iterativo en el cual ***se van variando parámetros tales como profundidad, radio, espesor, buzamiento, etc.***, hasta dar con un modelo que represente el caso observado. ***Las geometrías a elegir dependen mucho del conocimiento geológico de la zona explorada y, si se cuenta con registros con distintos métodos geofísicos, se reducirá el número de modelos que puedan satisfacer a todos ellos.***
La interpretación cuantitativa en el método magnetométrico resulta abordable a partir de que en la práctica los yacimientos y otros emplazamientos pueden clasificarse geométricamente como placas delgadas o gruesas, o cuerpos de forma groseramente cilíndrica, semiesférica, etc. ***Para las estimaciones dimensionales debe definirse un nivel cero relativo***, que corresponde a las lecturas del magnetómetro en los puntos cercanos a la zona estudiada donde no existan perturbaciones significativas debidas a cuerpos subterráneos. Este **nivel de fondo o base** (*background*) también puede buscarse en los flancos de la anomalía, ya que éstos tienden asintóticamente al nivel de referencia buscado, para lo cual es necesario que la longitud de los perfiles sea significativamente mayor a la extensión de la anomalía.

Técnicas de modelado o inversión:

- La aproximación más sencilla es la de sustituir la parte superior e inferior del cuerpo rocoso por **polos magnéticos aislados,** separados una distancia acorde a la longitud del mismo, y con éstos calcular el efecto que producen en el campo magnético medible en la superficie del terreno. El buzamiento se simula desplazando lateralmente un polo con respecto al otro. La teoría de los polos puede suministrar datos como profundidad del techo o centro de cuerpo, longitud, posición y buzamiento.

Si un cuerpo tiene un gran desarrollo vertical, puede despreciarse la acción del polo más profundo y hacer la **reducción al polo** más somero, un planteo que resulta pseudogravimétrico.

- El **método de**l estadounidense **Leo Peters**, que data de 1949, ha sido uno de los más empleados y ***plantea cuerpos soterrados de geometrías simples que se encuentran magnetizados verticalmente*** (las ya citadas fórmulas en el Tema 02, pág.47) lo cual permite deducir parámetros como los referidos a su extensión y la profundidad de su límite superior. Por ejemplo:

-En el caso de una placa o manto de extensión horizontal relativamente importante, el ancho medio de la curva correspondiente a su efecto magnético vertical indica la extensión horizontal del manto en la dirección del perfil que se ha adquirido.

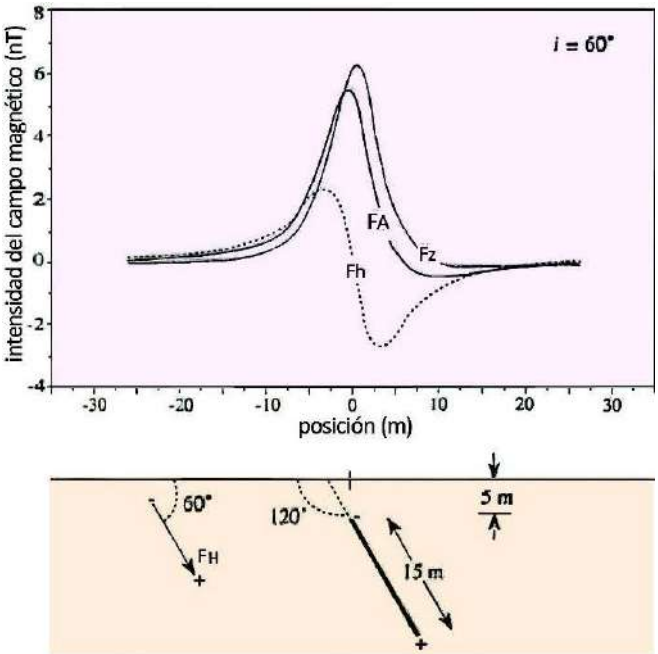
-En el caso de un dique, el ancho medio de la curva correspondiente a su efecto magnético vertical medido a lo largo del rumbo permite obtener su longitud. Y medido en cambio según un perfil perpendicular permite calcular la profundidad Z del límite superior según la siguiente relación aproximada: $Z \cong 0{,}7\ \mathbf{a}$

(donde **a** es el ancho medio, como en gravimetría)

-Para un cuerpo esférico o cilíndrico vertical vale para todos los rumbos la misma relación recién referida.

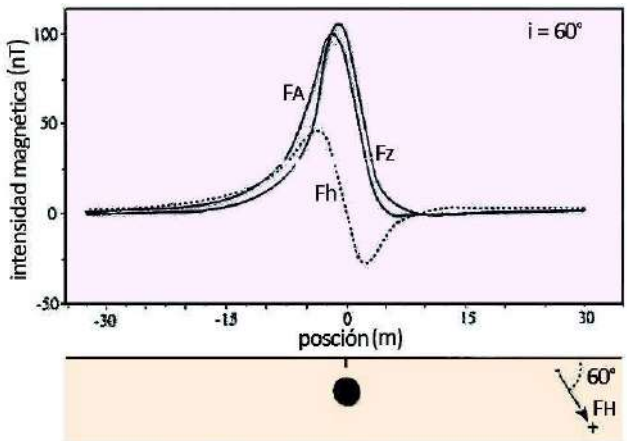
La ***dirección de buzamiento puede inferirse de la asimetría de los perfiles magnéticos registrados*** y el ángulo se obtiene probando con distintos modelos de cuerpos simples hasta conseguir una buena aproximación, aunque el efecto del polo inferior, como así también el efecto de imantación transversal, pueden llevar a estimar valores imprecisos. Un caso real del empleo de este método puede verse en Ozebo *et al*., 2014 (mapa pág.91).

A continuación unos sencillos casos modelados:

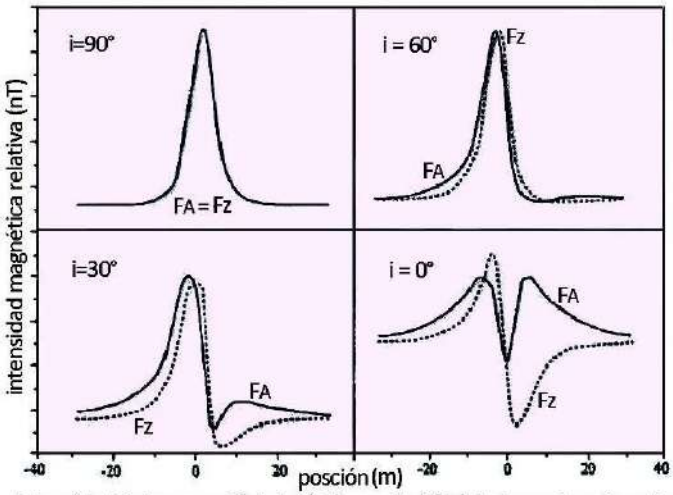


Intensidad de las anomalías del campo magnético total FA, vertical Fv y horizontal Fh causadas por un dipolo a lo largo de un cuerpo buzante orientado paralelo al meridiano magnético.

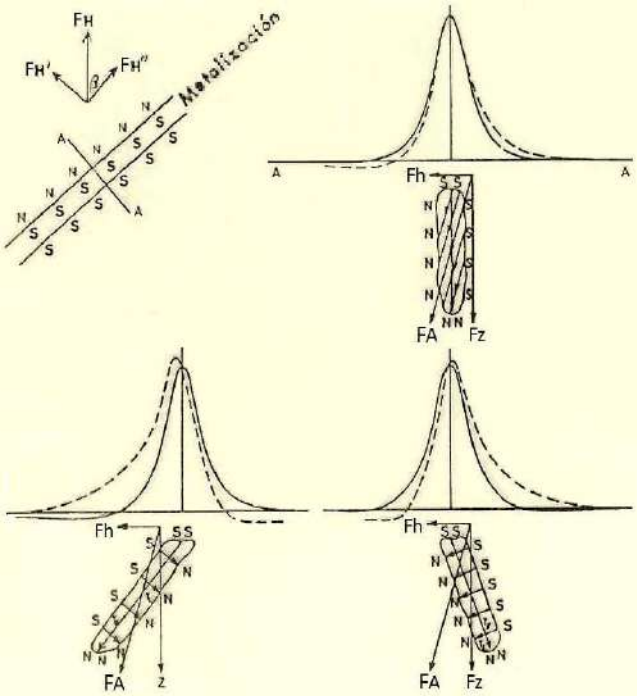
(figuras modificadas de Burger, 1992)



Intensidad de la anomalía magnética total (FA), horizontal (Fh) y vertical (Fv) debida a una esfera magnetizada uniformemente.
Profundidad al centro de la esfera: 5 m Radio de la esfera: 1 m
Susceptibilidad: 0,005 CGS e.m.u. = 5 erg/Oe

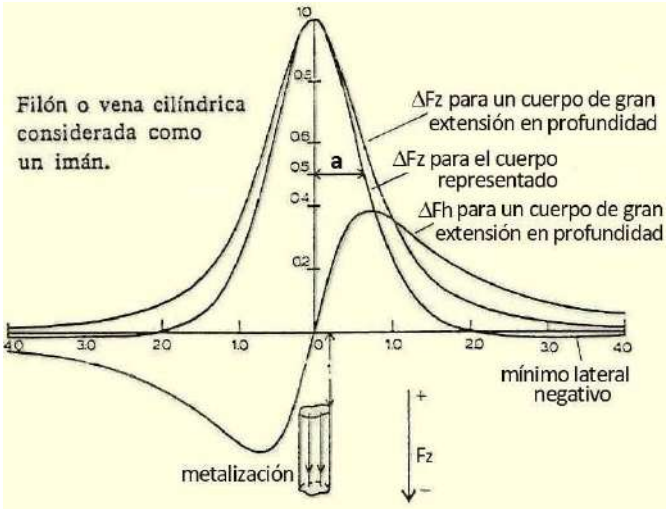


Intensidad de la anomalía total (FA) y vertical (Fv) dada por la esfera de magnetización uniforme, ante varias inclinaciones del campo terrestre.



Efecto de la imanación transversal sobre la forma de las curvas de componente vertical.

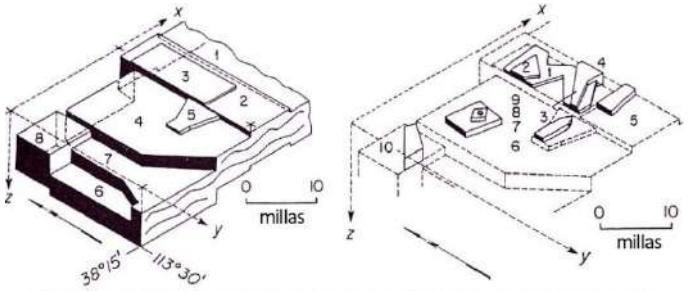
(figuras modificadas de Parasnis, 1971)



- El **método de**l ruso **Victor Vacquier**, pergeñado en 1939, es un procedimiento de inversión que genera ***modelos basados en la superposición de prismas interpretados a partir de las profundidades deducidas de la derivada segunda de los mapas isoanómalos***.

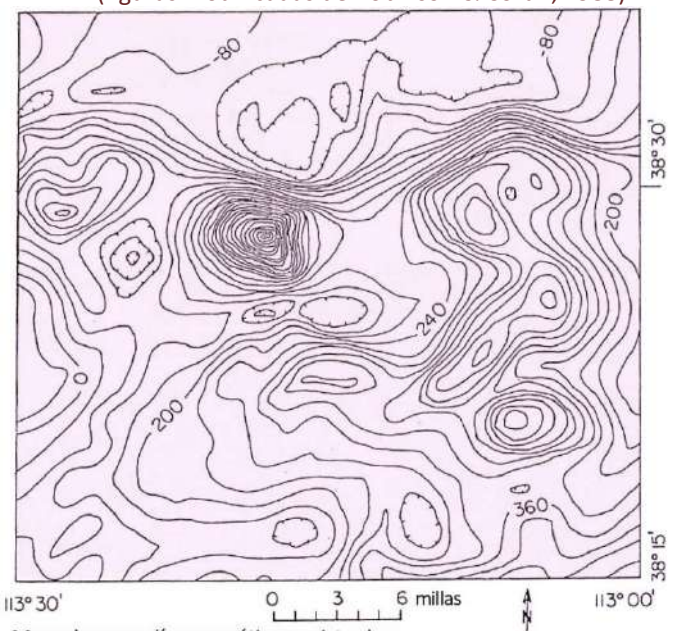
Una variante del método de Vacquier es la técnica del ***Bureau of Mineral Resources*** de Australia, también en base a modelos prismáticos, de gran aplicación con datos de registros aéreos. Los modelos numéricos relativos

a la intensidad total son diseñados por medio de programas en computadora. Dependiendo de los problemas geológicos y de la capacidad de procesamiento disponible se realizan modelos en dos o en tres dimensiones. Se lo va modificando, viendo el resultado e iterando hasta crear el mapa más parecido a la versión real de campo. Entonces el modelo tendrá posibilidades de ser el correcto. Acá vemos un ejemplo de cierta complejidad.

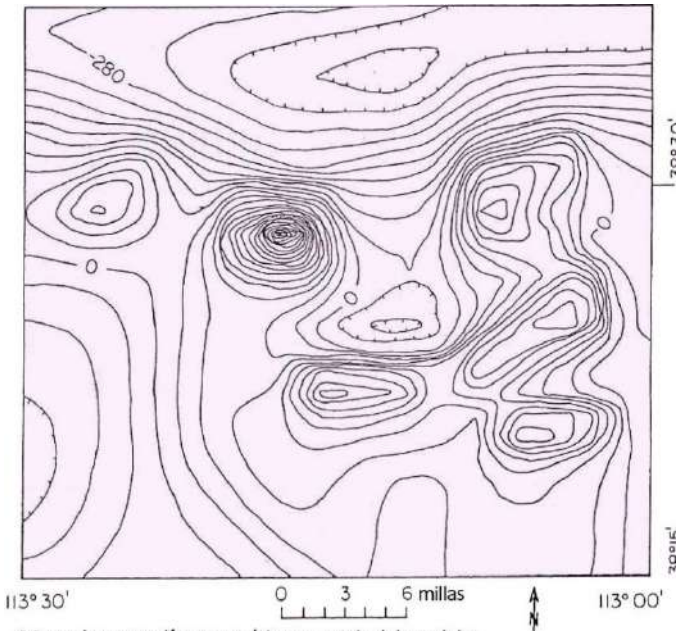


Armado del modelo geológico tridimensional de las rocas magnetizadas de las montañas San Francisco (SO de Utah) según J. W. Schmoker.

(figuras modificadas de Robinson & Coruh, 1988)



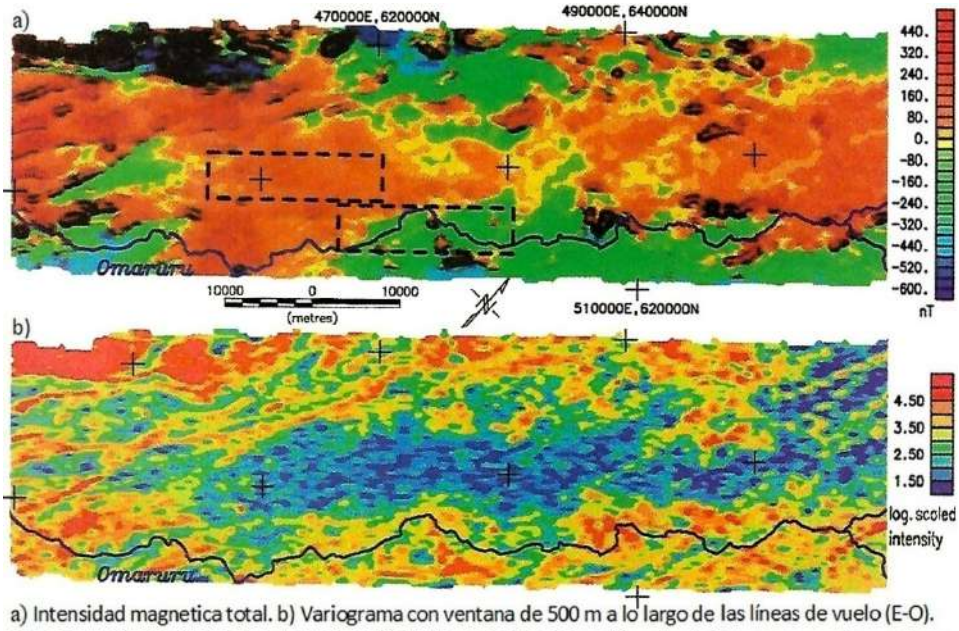
Mapa de anomalías magnéticas registradas (curvas isógammas a partir de mediciones de intensidad magnética total).



Mapa de anomalías magnéticas a partir del modelo (curvas isógammas simuladas de intensidad magnética total).

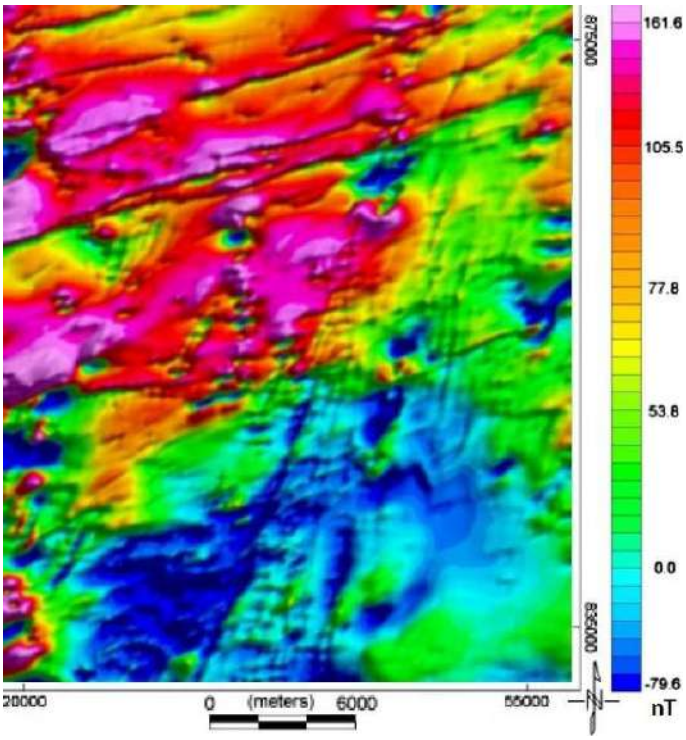
- Un método de inversión avanzado es la **deconvolución**, comentado por su aplicación en gravimetría. En este caso ***el campo magnético representa al portador de la información del subsuelo que se convolucionó con la serie de susceptibilidades magnéticas de las formaciones geológicas*** (filtro lineal), de modo que con el proceso de deconvolución se busca reconstruir el modelo de tales formaciones en subsuelo.

La **deconvolución de Euler**, como en gravimetría, es la más ampliamente utilizada. A veces también se emplea un algoritmo deconvolucional muy efectivo que fue desarrollado por el sueco **Sture Werner** en 1953.



a) Intensidad magnetica total. b) Variograma con ventana de 500 m a lo largo de las líneas de vuelo (E-O). Mapas referidos a 40 m sobre el nivel medio del terreno. Los dos rectángulos indican sectores de muestreo.
Búsqueda de paleocanales del río Omaruru, Namibia (modific. de Maus *et al.*, 1999)

- Otra opción aplicable a datos magnéticos, así como gravimétricos, es la de efectuar análisis estadísticos que luego pueden graficarse como **variogramas**. La figura acá abajo es un ejemplo de Namibia donde se buscaban paleocanales oficiando de acuíferos en ese árido país africano y el relleno sedimentario aluvial del Terciario



Mapeo magnetométrico en Ilesha, sudoeste de Nigeria (modificado de Ozebo *et al.*, 2014)

recubre rocas ígneas metamorfoseadas de un orógeno del Proterozoico, en parte aflorantes. A los datos (que dieron como resultado el mapa de intensidad total) se les calcularon luego los variogramas a lo largo de las líneas de vuelo de helicóptero (este-oeste, a 60 metros de altura con el magnetómetro colgando 20 m más abajo, o sea a 40 m sobre el nivel medio del terreno) y también en el sentido perpendicular (norte-sur), en total 147 variogramas luego integrados en un único mapa. Éste evidencia rasgos de variación lateral del campo magnético que no eran tan evidentes en el mapa de intensidad total, facilitando así la interpretación geológica, en este caso sobre todo de los paleocanales, pero muchas veces también otros rasgos estratigráficos y estructurales.

Los variogramas y otras técnicas estadísticas pueden aplicarse a todos los otros métodos geofísicos. En sísmica de reflexión se presenta un abordaje mediante el método geoestadístico (Tema 18, pág.465).

Cualquiera sea la técnica, con toda la data sobre la mesa o en la compu, en la interpretación tiene que pintar tormenta de ideas. Que ilumine de auroras virtuales de señales del subsuelo.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Cuáles son las causas del campo geomagnético y del campo cortical de la Tierra?
- ¿A qué se deben las distintas variaciones temporales del campo?
- ¿Cómo se corrigen las variaciones temporales?, ¿siempre es posible hacerlo?
- Expresar las definiciones matemáticas de potencial, campo y flujo magnético.
- ¿En qué difieren la susceptibilidad y la permeabilidad magnética?
- ¿Cómo se efectúan las correcciones espaciales?
- ¿Es la magnetita ferromagnética?, ¿por qué?
- Explicar por qué el ciclo de histéresis permite el estudio de eventos antiguos.
- ¿Cómo difieren los perfiles magnéticos según la orientación y las componentes horizontal, vertical o total?
- ¿Qué consideraciones se hacen en la inversión de anomalías magnéticas?, referir algunos métodos.

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Bullard, E., Freedman, C., Gellman, H. & Nixon, J., 1950. The westward drift of the Earth's magnetic field. Philosophical Transactions of the Royal Society. Series A, V 243 (p 67-92).
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 389-452). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p105-180). Librería de Ciencia e Industria.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 476-567). McGraw-Hill.
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 32-50). Cambridge University Press.
- Francis, P., 1992. Exploration of the Solar System. En Understanding the Earth (p 3-24); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Glatzmaier, G. & Roberts, P., 1995. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. Nature, V.377 (p 203-209).
- Griffiths, D. & King, R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p181-208). Editorial Paraninfo.

- Heirtzler, G., Dickson, E., Herron, E., Pitman III, W. & LePichon, X., 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals an motions of the ocean floor and continentes. Journal of Geophysical Research, V.73 (p 2119-2136).
- Hinze, W., 1985. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps (454 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 367-381, 390-405). Ediciones Omega.
- Isles, D. & Rankin, L., 2013. Geological interpretation of aeromagnetic data (367 p). The Australian Society of Exploration Geophisicists.
- Küppers, F., Untiedt, J., Baumjohann, W., Lange, K. & Jones, A., 1979. A two dimensional magnetometer array for ground-based observations of auroral zone electric currents during the International Magnetospheric Study (IMS). Journal of Geophysics, V.46 N°4 (p 429-450).
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p229-305). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 87-91). Cambridge University Press.
- Maus, S., Sengpiel, K., Röttger, B, Siemon, B. & Tordiffe, A., 1999. Variogram analysis of helicopter magnetic data to identify paleochannels of the Omaruru River, Namibia. Geophysics, V.64 N°3 (p 785-794).
- Nettleton, L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting (p 307-452). McGraw-Hill.
- Orellana, E., 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua (p 88-99). Editorial Paraninfo.
- Ozebo, V., Olubunmi, C., Makinde, V. & Layade, G., 2014. Source depth determination from aeromagnetic data of Ilesha, Southwest Nigeria, using the Peters' half slope method. Earth Science Research, V.3 N°1 (p 41-49).
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p36-110, 305-310). Editorial Paraninfo.
- Peters, L., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. Geophysics, V.14 (p 290-320).
- Pétrélis, S. & Fauve, S., 2010. Mechanisms for magnetic field reversals. Philosophycal Transactions of the Royal Society, V.368 (p 1595-1605).
- Rogers, H., Beggan, C. & Whaler, K., 2025. The impact of LLVPs on regional secular variation of the magnetic field, Physics of the Earth and Planetary Interiors, V.364 (16 p).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 333-444). John Wiley & Sons.
- Sánchez, M., Weidmann, C., Ariza, J., Martinez, M. & Ruiz, F., 2011. Análisis de campo magnético mediante métodos de filtrado de anomalías en la sierra pampeana de Velasco. Latinmag Letters,V.1 (p 1-7).
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 159-259). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 105-217). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 271-362). Alianza Editorial.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"På undersökning av järnmalmsfyndigheter genom magnetiska metoder"

["Sobre la prospección de yacimientos de mineral de hierro mediante métodos magnéticos."]

Tobias Robert Thalén (1879)

Mina Bispbergs, Suecia, 1893 (fotos digitalmuseum.org)

INSTRUMENTAL Y APLICACIONES MAGNETOMÉTRICAS

Upsala es una ciudad un poco más chica que Comodoro Rivadavia y dista sólo 80 kilómetros de la capital sueca, Estocolmo. Al igual que en el caso de la comodorense Universidad San Juan Bosco, la Uppsala Universitet también fue fundada por iniciativa de la iglesia católica. ¡Pero con cinco siglos de anticipación!: en 1477, es decir incluso antes del primer viaje de Colón; aunque cuatro siglos después del apogeo de sus ancestros vikingos, belicosos exploradores que llegaron hasta *Ísland* (tierra de hielos), *Grønland* (tierra verde o de prados, que sólo había algunito en la costa) y *Vinland* (tierra de vides, hoy Terranova, Canadá).

En Upsala hubo grandes investigadores, como **Anders Celsius**, **Torbern Bergman**, **Svante Arrhenius** y, entre tantos más, **Carl Linaeus**, padre de la taxonomía moderna (la que dice que todo ser humano es un *Homo sapiens sapiens* y todo ser perruno un *Canis lupus familiaris*). También **Otto Nordenskjöld**, geólogo y explorador antártico que en 1903 fue rescatado por la corbeta ARA La Uruguay al mando del capitán Julián Irizar. El glaciar Upsala, uno de los tres mayores de Sudamérica, fue bautizado con ese nombre un día del verano de 1908 cuando otro geólogo sueco, **Percy Quensel**, con veintisiete años de edad, se halló frente a él y decidió honrar a la universidad que financiaba sus estudios en la Patagonia argentina.

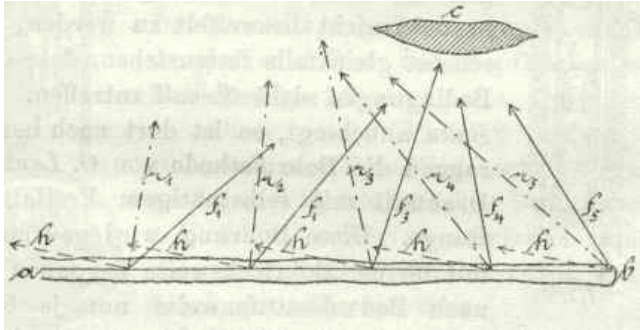
Edificio antiguo de la Uppsala Universitet (foto Jeanette Hägglund)

Cuatro años antes del nacimiento de Percy, al celebrarse la pomposa conmemoración de los 400 años de la nórdica casa de altos estudios, otro sueco estaba trabajando ahí –aunque ese día seguramente participó de los brindis–, el profesor **Tobias Thalén**, quien se destacó por sus numerosas investigaciones astronómicas y terrestres relativas a electricidad, magnetismo, análisis espectral y otras, parte de ellas iniciadas como joven ayudante de **Anders Angström**, físico eminente a quien sucedió en el cargo.

Thalén, que además fue buen dibujante y retratista, devino pionero de la geofísica cuando en 1879 culminó el diseño y la fabricación del primer magnetómetro pensado para prospección, que fue también el primer instrumento específico de prospección geofísica de la historia. Lo hizo a partir de la balanza magnética de laboratorio que había pergeñado el inglés **John Mitchell** en 1750. Y ***en ese 1879 publicó el primer manuscrito de la historia de la prospección geofísica***, referido a la exploración de menas de hierro en Suecia.

Contemporáneamente, su compatriota **Enoch Tiberg** inventó una brújula de inclinación también aplicable a prospección. La conjunción de ambos aparatos, hecha por Tiberg en 1884, produjo un robusto instrumento para medir la componente horizontal del campo y así buscar anomalías locales. Tiberg contribuyó también ideando una metodología de adquisición, corrección e interpretación de los datos magnéticos que fue aplicado al exitoso cateo de yacimientos ferríferos en Suecia, Alemania y otros países.

Thalén tuvo una hija y falleció a los setenta y ocho, tras perder a su esposa y fracturarse la cadera.



Método de Tiberg para prospección, de su puño y letra.

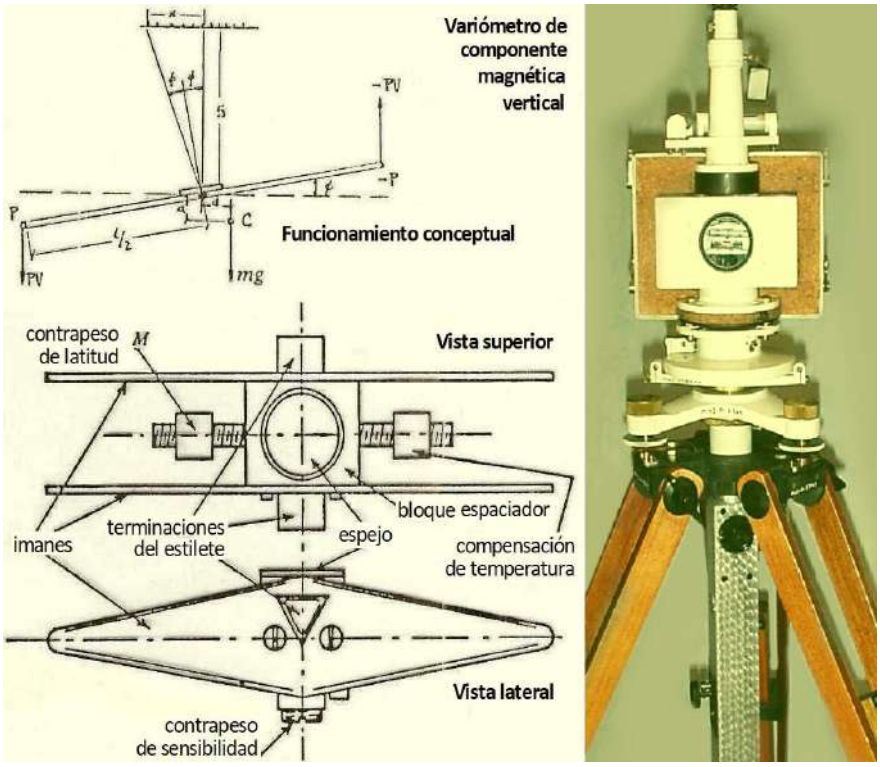
MAGNETÓMETROS PARA MEDICIONES RELATIVAS

Haremos a continuación una breve explicación del fundamento de los principales tipos de aparatos para tomar valores relativos (diferencias respecto a un punto de referencia).

- **Variómetros o balanzas magnéticas**

Pueden ser de componente vertical u horizontal, según sea su tipo de construcción. Se mencionó en el Tema 04 que la balanza más antigua fue la de laboratorio que inventó **John Mitchell** en 1750. Y la primera para exploración acabamos de comentar que fue la de **Thalen y Tiberg**.

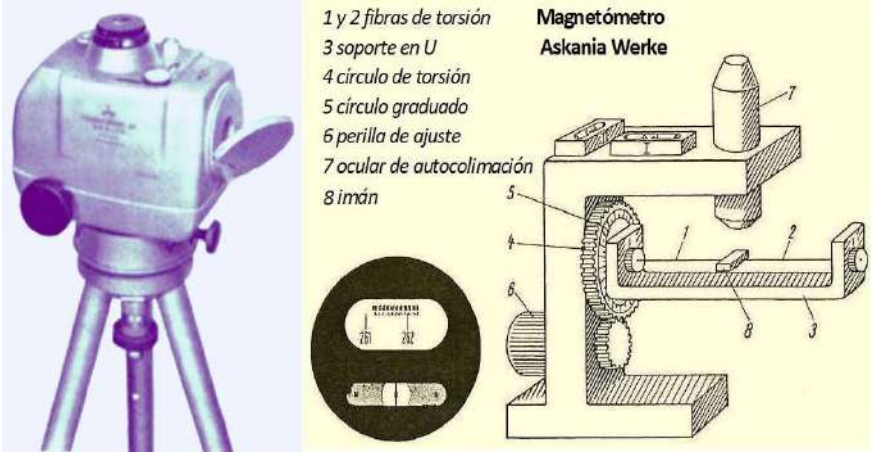
La **balanza del** alemán **Adolf Schmidt**, diseñada en 1914 en Potsdam, es de tipo vertical y ha sido de las más empleadas en las primeras épocas de la prospección magnetométrica –pero hace tiempo las balanzas son instrumentos en general históricos, sin uso actual–. Se trata de un imán pivoteando poco fuera de su centro de masa. El desequilibrio de gravedad así producido es compensado por medio de la componente magnética. Consta de un sistema óptico que permite observar las variaciones del imán, como muestra la figura.



Balanza magnética de Schmidt (modificado de Griffiths & King, 1972)

- **Magnetómetros de torsión**

Evolucionaron a partir de la balanza de torsión que el francés **Charles Coulomb** diseñó en 1780 para medir las fuerzas eléctricas y magnéticas, la cual le permitió arribar a la antes referida ley fundamental que aplica a los campos eléctrico y magnético. Los alemanes **Karl Gauss** y **Wilhelm Weber** en 1833 inventaron un magnetómetro oscilatorio bifilar (construido con dos hilos de torsión



Magnetómetro de torsión (modificado de Robinson & Coruh, 1988)

que soportan un imán cada uno) para hacer mediciones en los trabajos de investigación. Y luego para prospección se los construyó en base a un imán suspendido por hilos metálicos en tensión. La torsión del hilo es una medida directa que provee la intensidad vertical registrada en un disco graduado (figura precedente). Son aparatos prácticamente en desuso.

Inductor terrestre (foto nationalmaglab.org)

- **Inductores terrestres**

El primero de estos aparatos fue desarrollado por **Charles Delzenne** en Francia (1844) para investigación y décadas después modelos como el de la figura colindante comenzaron a ser empleados en ocasiones para prospección. Se basan en la medición de corriente inducida (mediante un galvanómetro de gran sensibilidad) en una bobina cuyo eje varía convenientemente de posición (sistema tipo cardan). Permiten medir inclinación y declinación magnéticas, como también la intensidad del campo en función del área y número de vueltas de cable (valores fijos para cada aparato) así como de la velocidad de giro que adopta, que resulta un poco complicado de manejar. (Un arreglo similar a éste, girando en base a una fuerza como el viento o el agua, constituye el conocido generador eléctrico).

El **Magnetómetro de bobinas de flujo** (*flip-coil magnetometer*), basado en el principio del inductor terrestre, es un diseño de mediados del siglo XX para ser montado en la cola de un avión. Tiene un sistema de compensación de masa (barritas de metal) y un sistema tipo cardan que permite la reorientación para medir la componente total en la dirección en la que éste es máximo. Posee tres elementos detectores formados por bobinas: dos son para posicionar a una tercera que mide el campo, ya que el potencial eléctrico inducido será proporcional a la fuerza del campo magnético en que se mueve.

Brújula de inclinación (foto de Howell, 1962)

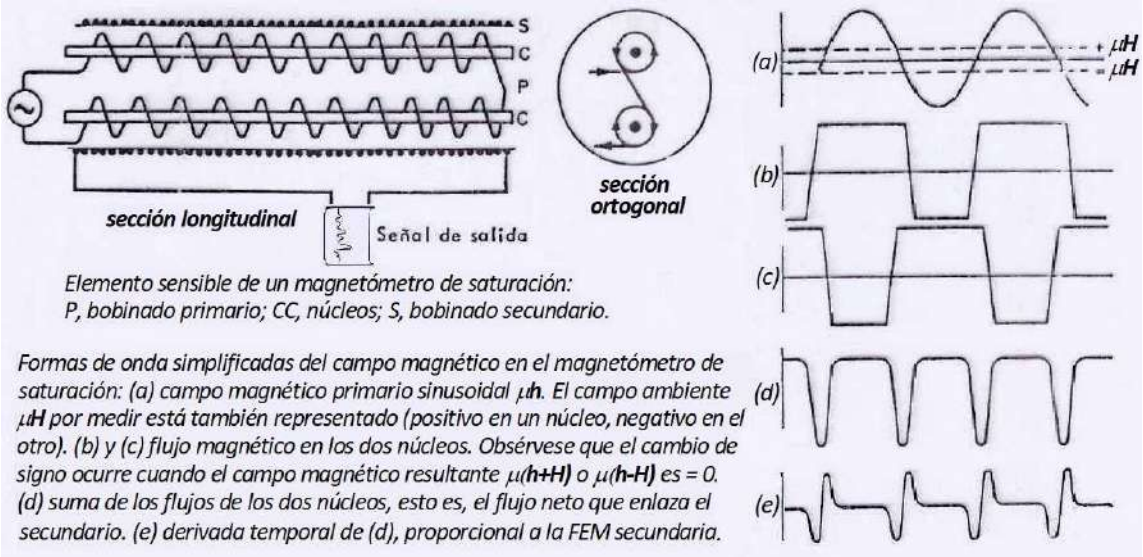
- **Brújulas de inclinación**

Estos instrumentos (ejemplo a la izquierda) miden la variación de intensidad vertical Z (ó V). Se constituyen de una aguja imantada que puede moverse libremente en un plano vertical y que lleva fijado a un lado del eje un peso ajustable que genera un par de torsión gravitatorio que resulta equilibrado por un par de torsión magnético (imán). Cualquier variación de la componente vertical del campo terrestre cambia el momento de la fuerza magnética y por ende el ángulo de inclinación de la aguja. Se debe orientar el imán en un plano vertical y sus polos van paralelos a la dirección del componente total del campo. Se la emplea sólo para trabajos expeditivos que no requieren de mucha precisión.

La **Superbrújula de** (**William**) **Hotchkiss**, patentada en los Estados Unidos en 1929 y cuya construcción la asemeja a la brújula de inclinación. Permite medir la variación de intensidad total F del campo magnético, para lo cual tiene una barra auxiliar no magnética, que lleva un contrapeso regulable extra. Para medir la variación de F los polos del imán deben ser orientados paralelamente a la dirección del campo total y la medición se realiza orientando la superbrújula en una dirección perpendicular al meridiano magnético. Aunque es mejor que la anterior, se la ha utilizado en general sólo para trabajos expeditivos.

- **Magnetómetros discriminadores de flujo** (*fluxgate magnetometers*) **o de saturación**

El primero fue desarrollado a fines de la década de 1930 en Estados Unidos por el ruso **Victor Vacquier** y fue empleado durante la Segunda Guerra Mundial para detección de submarinos alemanes.
Si bien dan mediciones relativas, ***pueden obtenerse valores absolutos mediante una calibración previa***. Tienen un precisión de 0,5 nT o mejor. En general se los orienta horizontalmente y miden las variaciones de la componente vertical del campo magnético, aunque existen modelos triaxiales. Se los conoce también como ***de núcleo saturable*** porque están basados en la saturación de un circuito electromagnético de dos bobinados paralelos sobre núcleos de ferrita (hierro α, cúbico, aislante), que forman el circuito primario por donde fluye una corriente eléctrica generando un campo magnético artificial en cada una. Como la dirección de la corriente es opuesta en una respecto a otra bobina, los campos magnéticos generados se anularían en ausencia de un campo externo. Pero, dado que el campo externo B existe (suma de H + H' = μH), entonces éste se superpone haciendo prevalecer una dirección de flujo sobre la otra, cosa que resulta detectada por un tercer circuito envolvente externo a los dos primeros, que es el de medición (circuito secundario). Esa detección en la gráfica está indicada por los armónicos que aparecen en la curva ***d***, que es la diferencia entre ***b*** y ***c*** (próxima figura), la que resultaría nula si no existiera el campo B que se registra (μH).



Elemento sensible de un magnetómetro de saturación: P, bobinado primario; CC, núcleos; S, bobinado secundario.

Formas de onda simplificadas del campo magnético en el magnetómetro de saturación: (a) campo magnético primario sinusoidal μh. El campo ambiente μH por medir está también representado (positivo en un núcleo, negativo en el otro). (b) y (c) flujo magnético en los dos núcleos. Obsérvese que el cambio de signo ocurre cuando el campo magnético resultante $\mu(h+H)$ o $\mu(h-H)$ es = 0. (d) suma de los flujos de los dos núcleos, esto es, el flujo neto que enlaza el secundario. (e) derivada temporal de (d), proporcional a la FEM secundaria.

Concepto del magnetómetro discriminador de flujo (modificado de Griffiths & King, 1972)

(foto gfz.de)

magnetómetro de flujo APS 520A (GFZ Potsdam)

MAGNETÓMETROS PARA MEDICIONES ABSOLUTAS

A diferencia de lo que ocurre en gravimetría, varios de los aparatos que dan mediciones magnéticas absolutas son prácticos y rápidos, en concreto las ***distintas variantes de resonancia magnética nuclear***, motivos por los cuales ***son muy empleados en trabajos aplicados*** a la búsqueda de recursos.

▪ Magnetómetros de resonancia magnética nuclear

Son escalares (no vectoriales) en sus tres variantes (RMN convencional, Overhauser y de vapor de álcali), midiendo la intensidad absoluta, pero no específicamente en la dirección del campo total F.

El principio de la RMN (o *NMR,* por *Nuclear Magnetic Resonance*) fue descubierto en 1938 en Estados Unidos por el polaco **Isidor Rabi** y aplicado desde 1946 por **Felix Bloch** y **Edward Purcell**. Se fundamenta en el movimiento precesional develado por el irlandés **Joseph Larmor** en 1898. Todos los núcleos atómicos con una cantidad impar de protones y/o neutrones poseen un momento magnético intrínseco dado que su espín total es no nulo, mientras que los núcleos con protones y neutrones pares tienen espín cero. Este argumento se trata con cierto detalle en el apartado de Magnetometría de Pozo (a partir de la pág.109). Existen tres variantes de magnetómetros de RMN, todos con una precisión máxima de 0.1 nT o menos.

- El **Magnetómetro de precesión protónica** (*PPM, Proton Precesion Magnetometer*) se empezó a usar en prospección a fines de la década de 1950. ***Se utiliza una muestra de agua dentro de una botella, sometiéndola a un campo magnético exterior artificial para orientar los momentos magnéticos*** de los protones de los núcleos de hidrógeno. Al cesar el campo artificial, tales protones tenderán a orientarse según el campo magnético terrestre de acuerdo a un movimiento de precesión amortiguado. Este movimiento produce una variación del flujo magnético y entonces en una bobina se genera una FEM (fuerza electro-motriz) de una frecuencia que puede medirse. Como los núcleos de oxígeno (pares) no dan respuestas magnéticas, ***toda la resonancia se debe a los protones del hidrógeno***, cuya constante

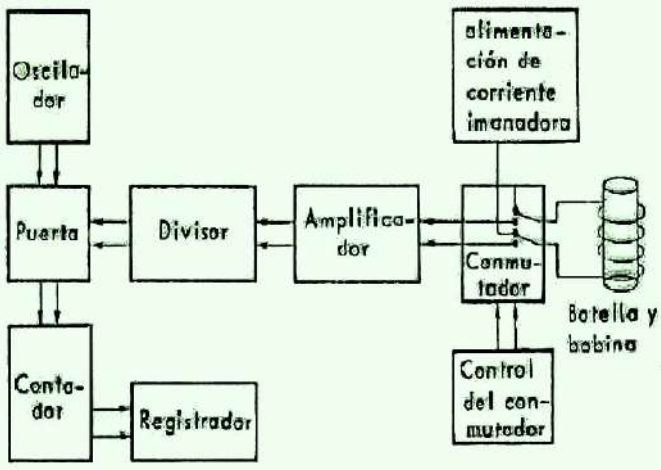


Diagrama de bloques del magnetómetro protónico.
(modificado de Griffiths & King, 1972)

giromètrica es de 23,5 γ/*Hz*. Pueden operar con gradientes magnéticos de hasta 3.000 γ ó nT/m y hacen una medición cada 0,5 segundoa o menos. Tienden a ser reemplazados por los magnetómetros de Overhauser y de vapor de álcali.

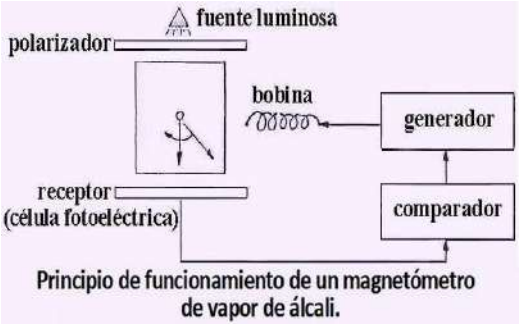
Magnetómetros de precesión protónica, manual y helitransportado; el sensor se mantiene alejado del control electrónico y de la aeronave para evitar la interferencia de campos magnéticos instrumentales (modificado de Robinson & Coruh, 1988)

- El **Magnetómetro de Overhauser** (ver foto) es bastante semejante al anterior, pero en este caso ***la resonancia magnética, además de a nivel protónico, tiene lugar también en los iones paramagnéticos*** que conforman la sustancia, fenómeno descubierto por el estadounidense **Albert Overhauser** en 1953. Se lo emplea en actividades prospectivas desde la década de 1960. Se aplica primero un campo de microondas que produce la resonancia del espín de los electrones no apareados de la sustancia líquida, para después aplicar una emisión de radiofrecuencia que genera el acople de la señal resonante de los electrones con la señal de los núcleos, efecto que suele dar ***respuestas de una intensidad unas 1.000 veces mayor que la RMN pura, pero que requiere de un mayor intervalo entre medidas sucesivas*** (unos 5 segundos). Pueden operar con gradientes de hasta 10.000 nT/m.

Unidad de control del magnetómetro de Overhauser GSM-19 y arreglo gradiométrico en z con dos de ellos superpuestos.

(imágenes toshindia.com)

- El **Magnetómetro de absorción óptica** (*optically pumped*) **o de vapor de álcali** constituye otra variante del magnetómetro de RMN utilizado desde mediados de la década de 1960 a partir de los estudios del alsaciano **Alfred Kastler**, entre otros. Se distingue por el dispositivo de medición de la frecuencia de Larmor, en virtud del auxilio de la inestabilidad óptica que manifiestan los vapores de helio o de álcalis, como potasio, rubidio o cesio.



Principio de funcionamiento de un magnetómetro de vapor de álcali.

(modificado de Telford *et al.*, 1976)

Adquisición de datos con un magnetómetro de vapor de cesio Geometrics 858 (foto GeoView)

Prospección subácuea con un magnetómetro de vapor de cesio Geomatrix 882 sumergible (foto Arqueonautas)

El holandés **Pieter Zeeman** en 1896 descubrió el fenómeno de separación del espectro luminoso a causa de la modificación de niveles energéticos en presencia de un campo magnético: división de cada línea espectral en varias componentes, análogo al **efecto Stark** para campos eléctricos. (Este **efecto Zeeman** permite estimar la intensidad del campo magnético de otros astros). ***Cuando los núcleos atómicos del vapor de álcali entran en***

resonancia, el paso de luz polarizada bombeada a través de la misma se hace casi nulo, minimizándose en consecuencia la intensidad luminosa detectada, a partir de lo cual automáticamente se regula la frecuencia entregada por un generador a los valores de resonancia en *Hz*, que se pueden equiparar a intensidad en **γ**. Operan con gradientes magnéticos de hasta 30.000 nT/m. y toman muchas mediciones o muestras por segundo. En la página previa se presenta el esquema y fotografías de un modelo terrestre y de otro marino.

- Un **Gradiómetro magnético** es un arreglo de dos ***magnetómetros para medición de gradiente***, vertical en la disposición de la foto previa de Overhauser, pero asimismo posible de aplicarse en las direcciones horizontales y con otros tipos de magnetómetros, a fin de ***registrar las derivadas de* B en *x*, *y*** o ***z, como en gravimetría,*** **U*zz*, U*zx*, U*zy*.** También puede hacerse desde barco o avión y sus datos ser valioso complemento de la sísmica (Wold & Cooper, 1989).

Magnetómero SQUID S700X con su consola de mandos electrónicos (foto aml-tech.com)

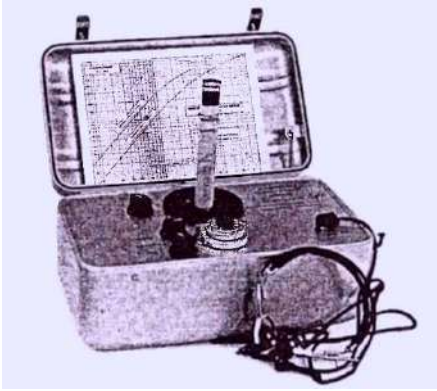
- **Magnetómetros criogénicos** (o *SQUID*)

Acrónimo de *Superconducting QUantum Interference Device*, son modernos dispositivos de muy alto costo y altísima precisión que registran mediante un toroide superconductor en el que ***en todo momento se genera una corriente eléctrica cuya tensión es proporcional al campo magnético terrestre***. Igualmente se los emplea para la determinación de la susceptibilidad en muestras de laboratorio, en reemplazo (superador) de otros dispositivos más convencionales.

APARATOS DE LABORATORIO

Para conocer el valor de ***k*** en especímenes seleccionados puede emplearse alguno de los siguientes instrumentos:

- **Balanza magnética** (variómetro) de laboratorio, como la del francés **Louis Gouy** o la del inglés **Dennis Evans**, que funcionan de manera parecida a las balanzas magnéticas de campo.
- **Puente de inductancia** (*inductance bridge*), dispositivo muy utilizado que consiste en un circuito doble que induce un campo EM prefijado sobre cada muestra tomada de la superficie o de pozos, calicatas o galerías. El voltaje necesario para balancear la respuesta de la roca o mineral muestreado en el puente es función de su susceptibilidad magnética.
- **Magnetómetro de muestra vibrante** (o *VSM*, *Vibrating Sample Magnetometer*) que es un instrumento moderno de alta precisión en el que se hace vibrar la muestra dentro de un circuito inductivo.
- **Dispositivo de extracción de campo pulsada** (*pulsed field extraction device*), también moderno y muy preciso, opera a través de bobinas captadoras.
- **Dispositivo de torque magnético**, aparato de última generación, que puede ser incluso más sensible que el *SQUID*, midiendo el torque que actúa sobre el momento magnético de la muestra, mediante el empleo de piezoelectricidad, capacitancia o interferometría óptica.
- **Magnetómetro de fuerza de Faraday**, que se basa en la medición de la luz que atraviesa una muestra de mineral magnético, lo que se conoce como efecto Faraday (hallado por el inglés **Michael Faraday** en 1845).
- **Magnetometría óptica**, fundamentada en el efecto magneto-óptico de Kerr (que fue descubierto por el escocés **John Kerr,** en 1877), mide la intensidad de la luz que es reflejada por una muestra que se halla en estado de magnetización.



Puente de inductancia electromagnética para mediciones de la susceptibildad magnética en muestras de roca (imagen de Robinson & Corugh, 1988)

PROSPECCIÓN AEROMAGNÉTICA

La aérea es la modalidad prospectiva más ampliamente utilizada en magnetometría. Tiene como ***ventajas*** una mayor rapidez para ejecutar los trabajos, la posibilidad de obtener datos sobre regiones pantanosas, junglas, turberas, etc. y la minimización de los efectos perturbadores debidos a irregularidades próximas a la superficie

que dificultan el reconocimiento de las anomalías producidas por rocas más profundas, así como ruidos causados por la presencia de objetos metálicos, aunque ***seguirán siendo detectables desde el aire plantas generadoras, líneas de alta tensión, grandes ductos y cisternas de aleaciones de Fe, etc***. Como en gravimetría, el análisis fractal puede ayudar a definir el mallado más apropiado según el objetivo (véase Dimri, 1998).

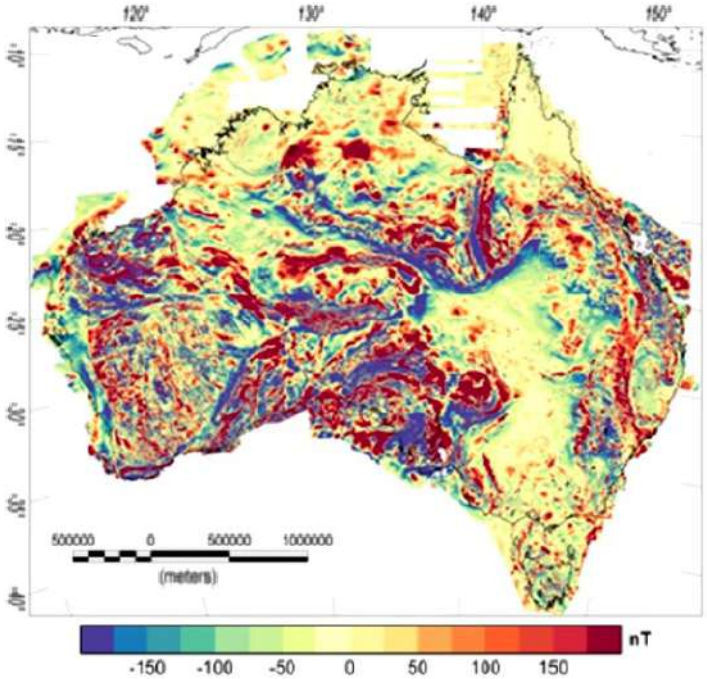
Alturas de vuelo (en línea recta y a velocidad constante) típicas en prospección minera son 150 a 200 metros, mientras que suele volarse a 1.000 ó más metros para exploración de hidrocarburos**.** ***La separación lateral entre líneas tiende a ser una distancia que duplica la altura de vuelo y no mayor que la profundidad máxima de interés*** (por ejemplo, el basamento de una cuenca). Como ya se dijo, debe haber un segundo magnetómetro fijo para **definir la deriva diurna**, o alternativamente volver a volar sobre puntos-base cada hora o menos, salvo que haya datos de un observatorio en la zona de trabajo. Normalmente se mide la ***componente total en la dirección del campo magnético del área interesada***, es decir que las anomalías registradas resultan de la suma de las locales más las del campo terrestre.

Magnetómetro de precesión instalado en la cola de un avión en Western Australia (foto Frontier Resources)

Los magnetómetros utilizados son los discriminadores de flujo y los de resonancia magnética en cualquiera de sus variantes. Desde un ***avión*** se los puede llevar en la proa, la cola o en el extremo de un ala, o raramente en un planeador remolcado. Desde ***helicóptero*** lo más común es llevar el magnetómetro pendiendo de un cable (foto pág.97) y existe la ***alternativa de emplear arreglos gradiométricos***, como ya mencionamos, ***con la gran ventaja de independizarse de las fluctuaciones dadas por el vuelo*** (lecturas simultáneas, ambas afectadas por igual si se altera la navegación) y así obtener el gradiente. En casos muy raros se los monta en ***globos*** de navegación estable. Asimismo está empezándose a recurrir al uso de vehículos aéreos de mando remoto (***drones***, del inglés, zángano, porque los primeros salían zumbando sin retorno, como el zángano, desalojado tras la cópula). Tienen menor complejidad técnica que los que son de uso militar, pero mayor –y más aburrida– que la requerida para hacer volar un fantasmita de la B…

Dron que lleva un magnetómetro de flujo en China central (foto Global Sources)

Abajo, el mapa de gradiente vertical del continente australiano, obtenido a partir de la normalización de parámetros de registro y proceso y la integración de numerosos trabajos aeromagnéticos de variable cobertura areal, distintas alturas de vuelo, diferentes densidades de muestreo, etc.

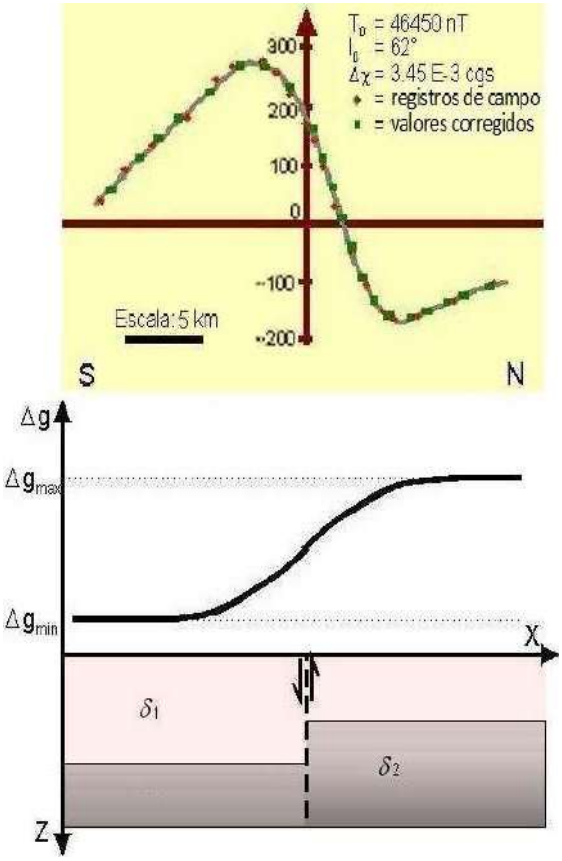


Mapa aeromagnético integrado de Australia (modificado de Franklin & Milligan, 2010)

APLICACIONES DE LA MAGNETOMETRÍA

En la interpretación magnetométrica, una vez que han sido descartados los rasgos de origen humano y ruidos de diverso origen, suele ser difícil decidir si los cambios a lo largo de un mapa o perfil se deben a estructuras, emplazamientos ígneos o a cambios estratigráficos laterales.

En el caso de que no se pueda definir claramente la forma de una anomalía magnética o en presencia de una anomalía que fue previamente detectada por otros métodos geofísicos o geológicos, conviene orientar el eje de la anomalía magnética en la misma dirección que el eje de la otra anomalía equivalente, que por ejemplo podría ser conductiva, hallada mediante geoeléctrica, o de gravedad como se ve en la figura interpretada en la página sucesiva.



Anomalía magnetométrica en Lausana, Suiza, cotejada con la anomalía gravimétrica –centro– de la que se deducen dos bloques separados por una falla –abajo–, δ son densidades (modificado de Gravity, C. A. Universität Kiel)

Esto podría responder a la presencia de una falla delimitando un pilar tectónico elongado, de interés como trampa de hidrocarburos, o de un dique con una probable mineralización metalífera, según sea la escala de la estructura y el ámbito geológico en la que se encuentra. En muchas ocasiones varias estructuras causantes de anomalías magnéticas son paralelas entre sí, como es el caso de un sistema de diques subparalelos, o de estratos muy inclinados entre los que se intercalan algunos que poseen alto contenido en minerales magnéticos.

Aplicaciones magnetométricas mineras

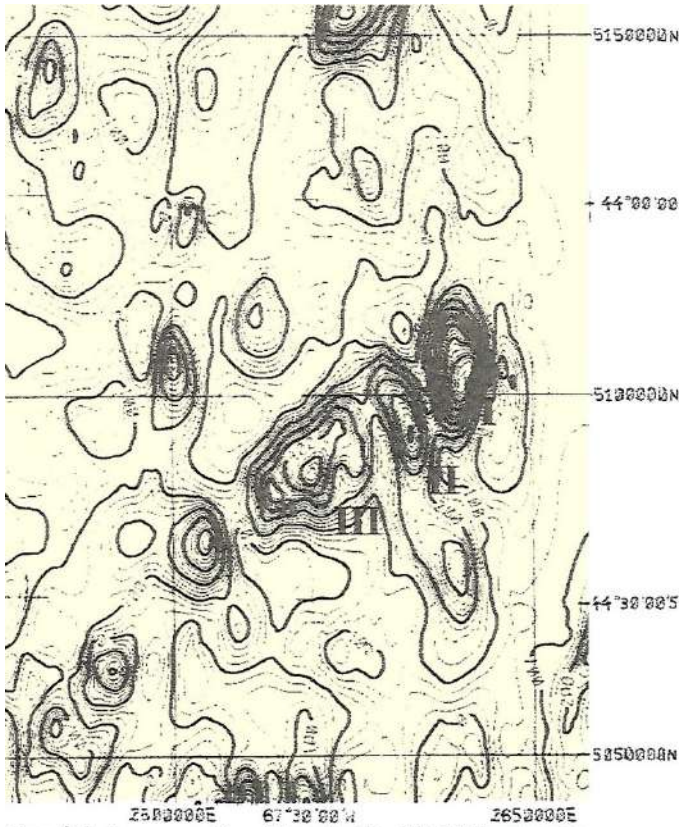
Este método geofísico se aplica en las exploraciones mineras con diversos objetivos.

- Búsqueda de ***minerales magnéticos*** como por ejemplo magnetita, ilmenita o pirrotina.
- Localización de minerales magnéticos ***asociados paragenéticamente*** con minerales no magnéticos de interés económico.
- Determinación de las dimensiones (volumen, área, perímetro, profundidad) de ***estructuras de zonas mineralizadas*** cubiertas por capas aluviales o vegetación.

La mayor parte de la **producción de hierro** mundial se explota de depósitos de génesis sedimentaria de composición primaria oolítica y silícea. El resto se extrae de depósitos de origen magmático con minerales de Fe de ese mismo origen o bien residuales después de la meteorización de las demás componentes de las rocas magmáticas.

Las taconitas, por ejemplo, son depósitos de hierro de origen sedimentario, con intercalaciones silíceas o carbonáticas, con alrededor de un 30% de magnetita dispersa. Su carácter magnético depende de su estado de alteración por oxidación: las taconitas oxidadas son mucho menos magnéticas que las taconitas inalteradas, lo que hace más difícil su detección magnetométrica. Los depósitos de Fe asociados con rocas magmáticas frecuentemente están caracterizados por un cociente magnetita/hematita alto y en consecuencia pueden ser detectados directamente por las mediciones magnéticas. En el caso de que se tenga una anomalía central y otras flanqueándola, una interpretación posible, entre muchas otras, sería la presencia de un cuerpo de peridotita (roca plutónica de olivino y piroxeno) rodeado por sulfuros de alto contenido en pirrotina (FeS).

Un caso de rocas plutónicas intruyendo metamórficas se expone en la figura a la derecha, resultante de un cateo aeromagnético en el centro-norte del Chubut, con tres anomalías principales en el departamento Mártires. (Nombre que refiere a los tres galeses asesinados por los hombres del cacique Foyel en 1883 –tiempos de Thalén–, salvándose Evans gracias al salto al barranco de su caballo Malacara; hecho consecuente del genocidio aborigen llevado a una latitud en la que galeses y tehuelches habían convivido bien).

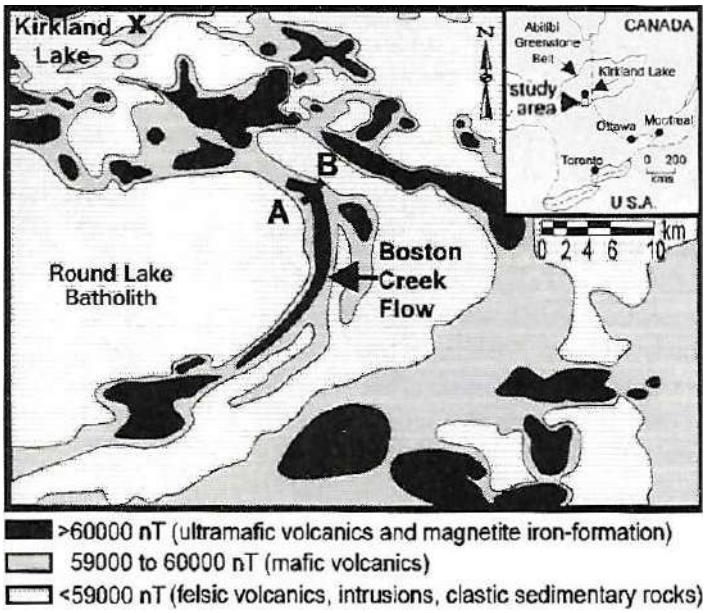


Mapa de isolíneas magnéticas (intervalos 25 y 100 nT), Departamento Mártires, Provincia del Chubut. I, II y III: segmentos de la anomalía.
Ver texto (modificado de Chernicoff & Paterlini, 1998)

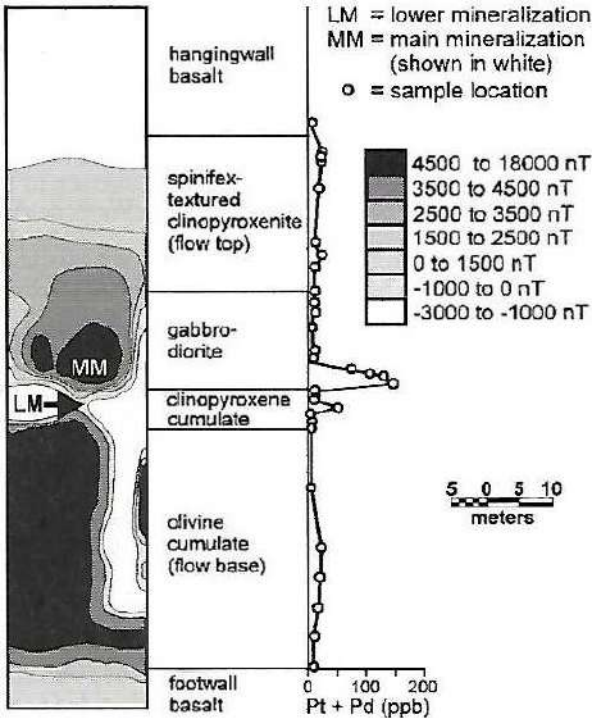
La anomalía de Mártires resalta con sus 40 km de largo y 18 de ancho, 160 nT/km de gradiente máximo horizontal y 700 nT de máxima amplitud, dividida en tres segmentos. La forma y perímetro se definió con las soluciones de la deconvolución de Euler para un rango de profundidades de 1-500 a 1-700 m e índice estructural 0,1, con un contraste de susceptibilidad de 0,0002 SI. Sumando el conocimiento geológico regional se interpretó como una concentración de magnetita derivada de metamorfismo termal de un complejo magmático del Paleozoico Superior que intruyó sedimentos del Paleozoico Inferior. Este modelo es comparable con el que se determinó para el yacimiento de hierro del Silurico-Devónico de Sierra Grande en el sureste de Río Negro.

En efecto, el método magnético permite localizar depósitos de Fe situados a cierta profundidad y cubiertos por otras formaciones geológicas no magnéticas, tal el caso de los rellenos hidrotermales de fracturas de Pea Ridge Mountain, Missouri, descubiertos por medio de sondeos realizados a lo largo de una anomalía magnética de forma longitudinal. Un ejemplo opuesto es el del gran yacimiento de hierro del Lago Allard, en Canadá, donde el mineral ferrífero, ***la hematita***, al ser antiferromagnética, ***es indetectable*** por este método.

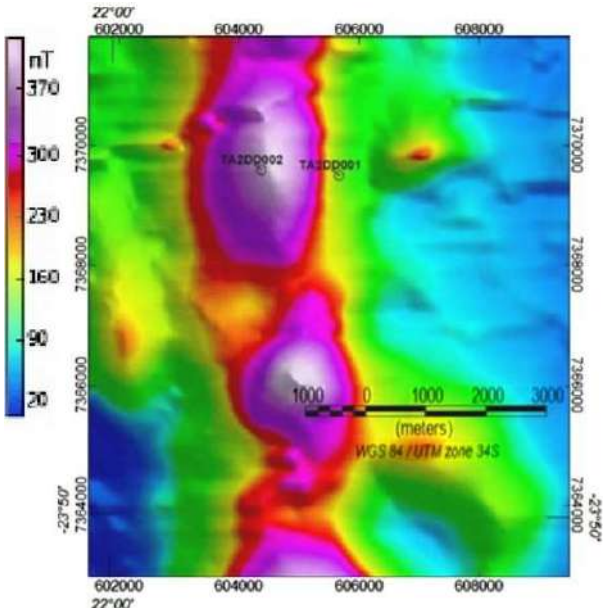
Por su asociación paragenética con minerales magnéticos, otros que no lo son, como por caso los metales básicos **níquel, cobre** y **oro**, pueden ser asimismo detectados por magnetometría. También el **platino**, como se aprecia en el siguiente trabajo prospectivo en Ontario, Canadá, vinculado con una colada volcánica dentro del cinturón de rocas verdes Abititi del Arqueano.

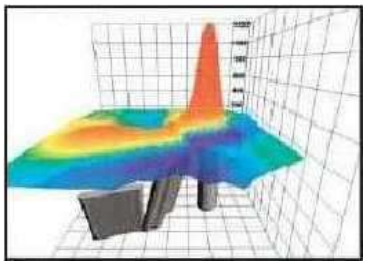


Mapa aeromagnético de la anomalía positiva asociada a la colada volcánica Boston Creek; la línea AB indica la sección geológica a través de la colada (figuras modificadas de Larson *et al.*, 1998)



Mapa magnético residual de la franja que bordea la sección AB, junto al perfil geoquímico sobre los principales sectores mineralizados (LM y MM); MM coincide con gabro-dioritas enriquecidas en magnetita con alto valor de Pt–Pd y LM con rocas alteradas con un nivel portador de clinopiroxenos con un pico menos marcado de Pt–Pd.



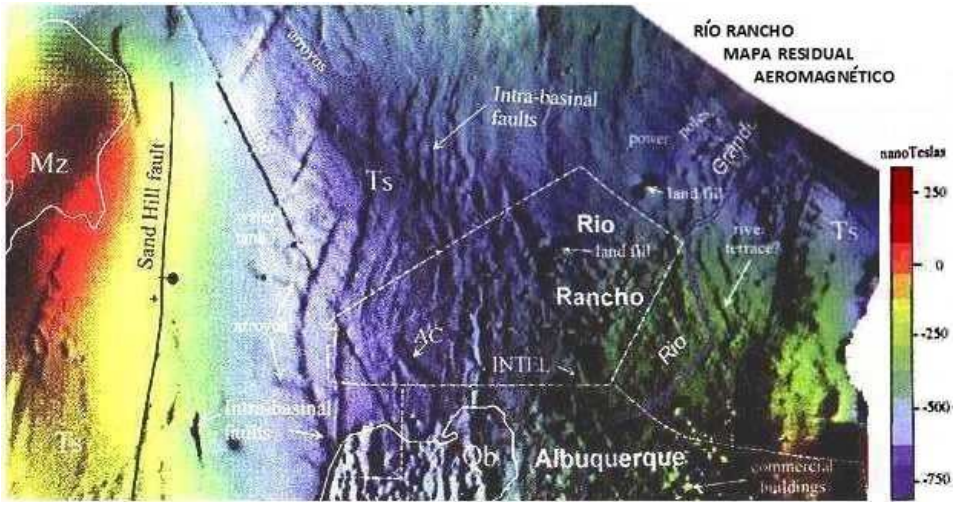


Mapa magnético terrestre residual –izq.– y modelado 3D de diques y chimeneas volcánicas diamantíferas en el Kalahari, Botswana (modificado de Spectral Geophysics)

También se emplea la magnetometría con frecuencia en la exploración de **diamantes**, contenidos en chimeneas volcánicas de kimberlitas o lamprófidos hipabisales, debido a que sus contenidos en magnetita e ilmenita permiten que sean localizadas por este método. Se han encontrado chimeneas de kimberlitas en los Estados Unidos, Canadá, la ex Unión Soviética, Namibia y Sudáfrica (de donde provienen su nombre y el del club marplatense) así como en Botswana, país al que corresponden las figuras obtenidas en el desierto del Kalahari, al pie de la página anterior.
La magnetometría igualmente puede ayudar a localizar algunas zonas donde la roca original ha sido desmagnetizada por la acción que los **fluidos termales** ejercieron sobre la susceptibilidad de la magnetita.

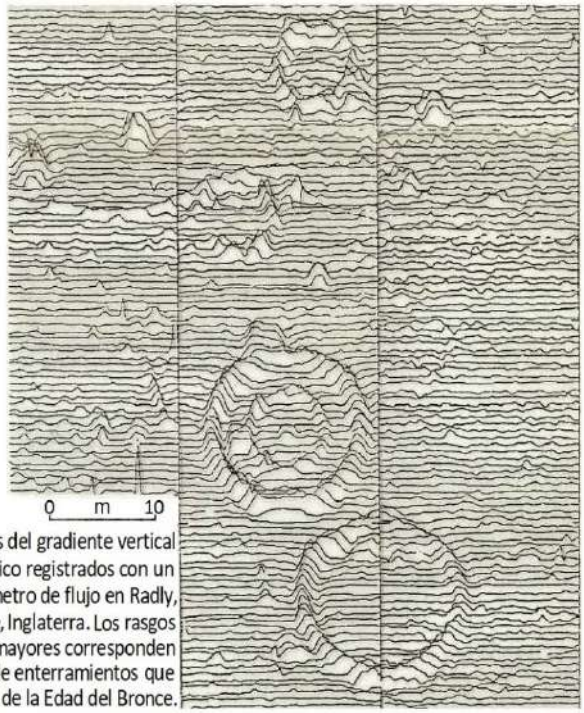
Otras aplicaciones

Más ampliamente, la prospección magnetométrica es útil para estudiar el subsuelo, diferenciando la mayor o menor presencia, en extensión o profundidad, de rocas que poseen altas concentraciones de minerales magnéticos respecto de otras que los poseen en escaso porcentaje. Y esta información puede permitir interpretaciones sobre problemáticas geológicas muy diversas.
Una aplicación geológica regional puede ser el ***levantamiento de tendencias estructurales*** en una zona extensa de rocas afloradas saltuariamente como consecuencia de una cobertura de sedimentos geológicamente recientes o un desarrollo de suelo con vegetación. El complemento de un relevamiento aeromagnético cuyo mapeo resultante ilumine tales tendencias, por ejemplo el rumbo de emplazamientos intrusivos o de planos de falla, etc., puede ser de gran ayuda para completar el mapeo geológico. De modo tal que las tendencias aeromagnéticas registradas se combinan con aquellos datos geológicos que se han recabado de los afloramientos distribuidos irregularmente en el área.



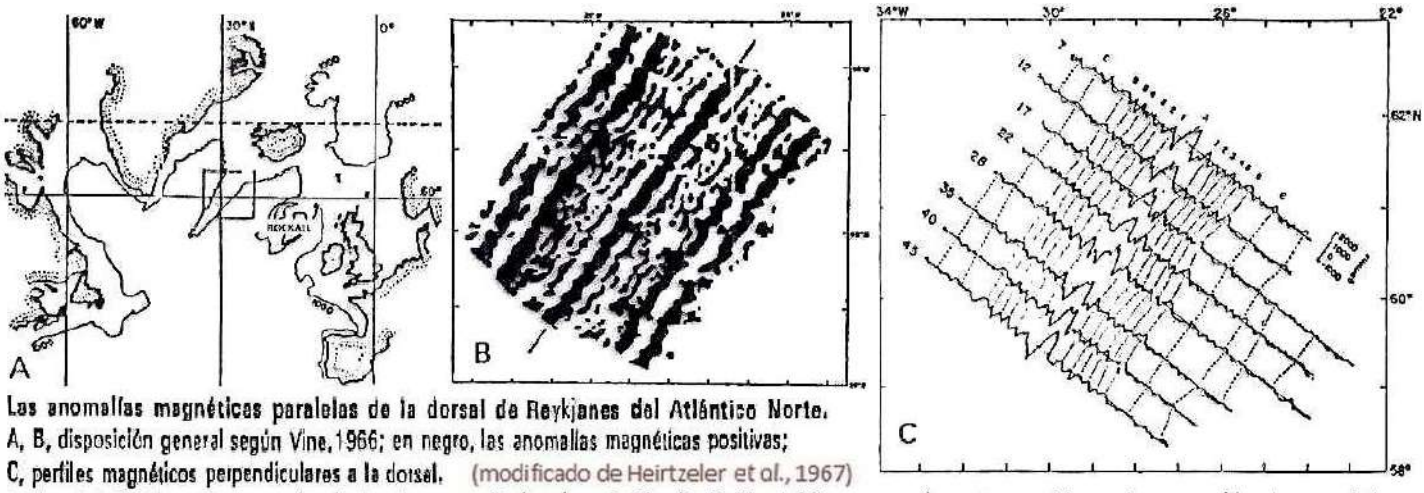
Aeromagnetometría en Nuevo México, U.S.A; en rojo área aflorada; en azul área de cuenca con bloques de falla N-S; la larga recta oblicua es un ducto, también dan respuesta edificios, tanques, rellenos y una usina (modific. de Grauch & Millegan, 1998)

Análogamente a los trabajos regionales, puede suceder que, poseyendo datos geológicos de sondeos con ***objetivos mineros, hidrogeológicos, geotérmicos o petroleros***, los datos magnéticos aéreos o terrestres ofrezcan una muy valiosa información complementaria.
Existen otras posibles aplicaciones de la prospección magnetométrica, como las de tipo ***arqueológico***. Tal es el caso de la figura a la derecha, donde puede verse el recurso de graficar los sucesivos perfiles magnetométricos rebatidos en planta, de manera que dan una imagen con relieve aparente de las ruinas sepultadas.
A escala geotectónica, la presentación de perfiles rebatidos puede mostrar la simetría a ambos lados de una ***dorsal mesoceánica***, ya que la intensidad del campo actual se ve reforzada por magnetismo remanente de similar orientación y disminuida por la de sentido opuesto (figura al inicio de la siguiente página).



Perfiles del gradiente vertical magnético registrados con un magnetómetro de flujo en Radly, Oxfordshire, Inglaterra. Los rasgos circulares mayores corresponden a fosas de enterramientos que datan de la Edad del Bronce.

(modificado de Clark, 1986)



Las anomalías magnéticas paralelas de la dorsal de Reykjanes del Atlántico Norte. A, B, disposición general según Vine, 1966; en negro, las anomalías magnéticas positivas; C, perfiles magnéticos perpendiculares a la dorsal. (modificado de Heirtzeler et al., 1967)

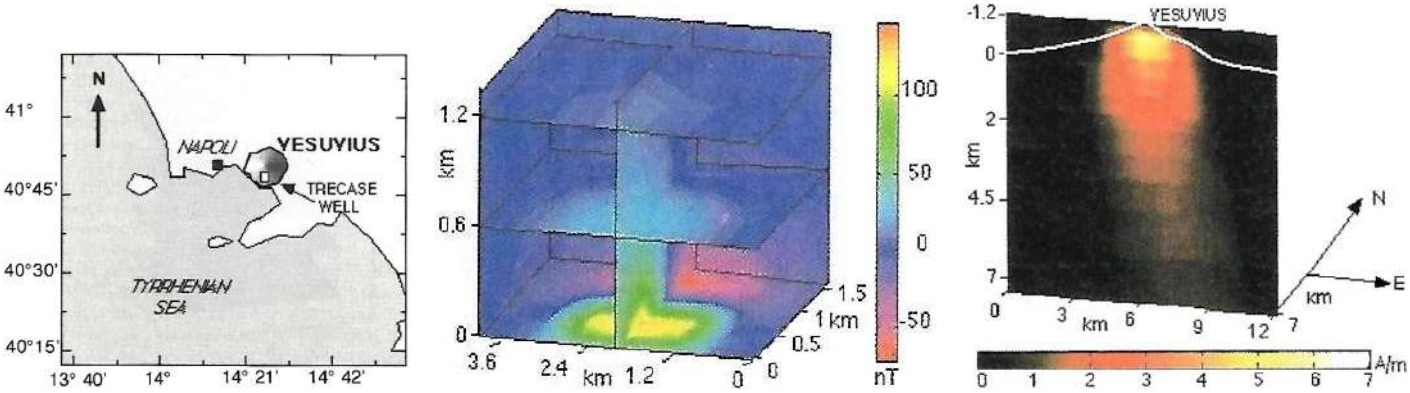
La dorsal de Reykjanes corresponde a la dorsal centro-atlántica al sur de Islandia. El rift volcánico que atraviesa esta gran isla puede ser considerado como la traza del rift centro-oceánico. Los dos hechos fundamentales son: el paralelismo de las anomalías con respecto al rift centro-oceánico y la simetría de las mismas dos a dos, a una parte y otra del rift. Esta simetría del océano con respecto a su rift conduce naturalmente a la idea de un nacimiento del material oceánico a su nivel.

También existen aplicaciones de índole ***medioambiental***, eventualmente para posteriores remediaciones, siempre que el déficit o el exceso de magnetita (o de chatarra o cualquier material con alta susceptibilidad magnética) sean indicativos de anomalías causadas por la actividad humana.

Y hay más aplicaciones. Como la referida a la lluvia de rocas de la que hace unos 4.000 años fueron testigos los pueblos originarios (Qom y otros), evento al que bautizaron "piedras del rayo". Se trató de ***sideritos*** (meteoritos metálicos) que se precipitaron con trayectoria rasante sobre la zona limítrofe entre Chaco y Santiago del Estero, sobre un área elíptica de unos 1.350 km^2 que fue llamada Campo del Cielo. Se trata de los restos de un asteroide de unas 800 toneladas de hierro y níquel cuyo mayor pedazo (Gancedo, masa esférica de 2,5 metros de diámetro, con más de 30 toneladas, enterrado a poco más de 2 metros) fue hallado con magnetometría en 2016. Es apenas mayor que el fragmento Chaco descubierto en 1969 y ha pasado a ser el segundo del mundo, detrás del Hoba, hallado en Namibia en 1920 (que cayó hace unos 80.000 años, supera las 66 toneladas y es el monumento natural de su país).

Meteorito Gancedo (foto TELAM)

Las siguientes figuras sintetizan una investigación que a **Plinio el Viejo** seguramente le hubiese gustado conocer: los sucesivos subsuelos del edificio del volcán Vesuvio, a fin de contribuir a la predicción de futuras erupciones. La última fue en 1944, cuando una colada de lava destruyó la mitad del pueblo de San Sebastiano, a 10 km de Nápoles.

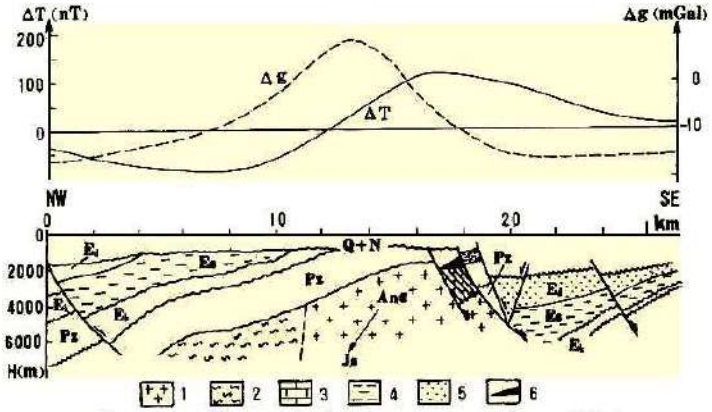


Monte Vesuvio: mapa de ubicación, modelo magnético 3D desde la cota 0 y sección hasta 7 km de profundidad donde se ve la alta magnetización en la parte central del volcán; topografía en línea blanca (modificado de Fedi & Rapolla, 1999)

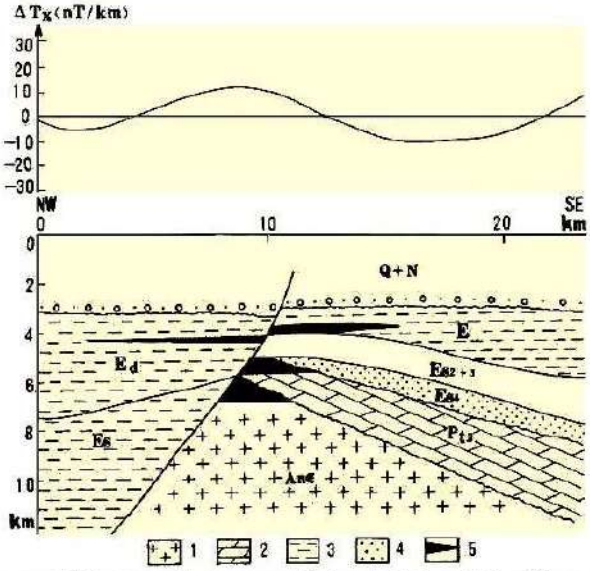
Exploración magnética para hidrocarburos

En la búsqueda de petróleo y gas natural el método magnético se emplea para ***determinar la geometría (extensión, dimensión y potencia) de cuencas sedimentarias*** capaces de generar, migrar y entrampar hidro-

carburos, ***así como sus estructuras significativas***: anticlinales, pilares tectónicos (véanse las dos secciones y perfiles de la izquierda), rocas ígneas intrusivas e incluso domos de sal en función de su carencia de minerales magnéticos. Ha de tenerse presente que el basamento ígneo o metamórfico, que posee mayor susceptibilidad magnética, se aproxima a la superficie en la periferia de una cuenca o en los altos intracuencales, sitios donde entonces se expresan mayores valores de esta anomalía geofísica.
Otras veces los resultados magnéticos ***permiten planificar y definir más ajustadamente la eventual cobertura de los registros sísmicos***, que suelen dar una información bastante más rica pero son mucho más costosos en comparación al método magnético. ***O suplir parcialmente su ausencia***, si la adquisición de sísmica no pudiera hacerse por restricciones poblacionales o ambientales del área de interés.

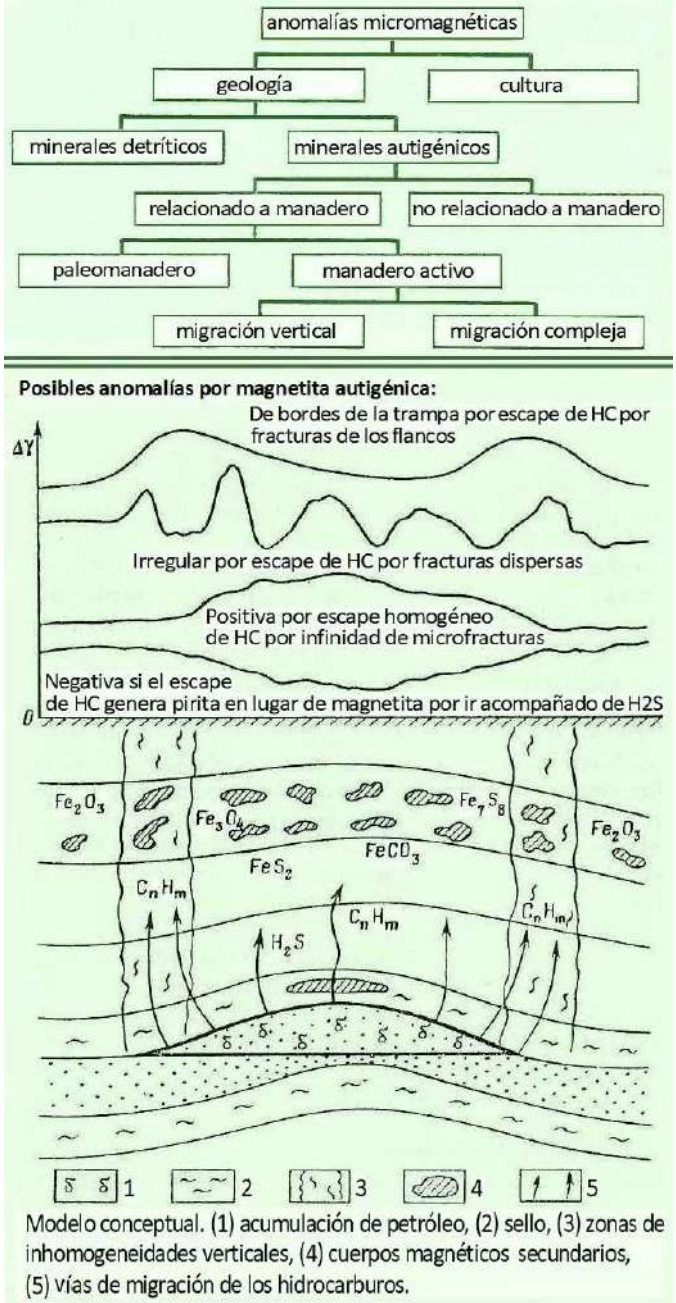


Corte geológico y perfiles gravimétrico y magnetométrico del alto tectónico de Niutuozhen, China. La falla mayor al SE del alto se asocia con yacimientos de petróleo adyacentes a carbonatos paleozoicos.
(1) basamento de rocas magnéticas cristalinas precámbricas, (2) gneises y esquistos precámbricos, (3) rocas carbonáticas paleozoicas, (4) fangolitas paleógenas, (5) areniscas paleógenas, (6) reservorio de petróleo.



Corte geológico y perfil magnetométrico de Hejian, China. (1) granitos gnéisicos precámbricos, (2) dolomitas mesoproterozoicas, (3) fangolitas paleógenas, (4) areniscas paleógenas, (5) reservorio de petróleo.

(figuras modific. de Zhang, 1994)

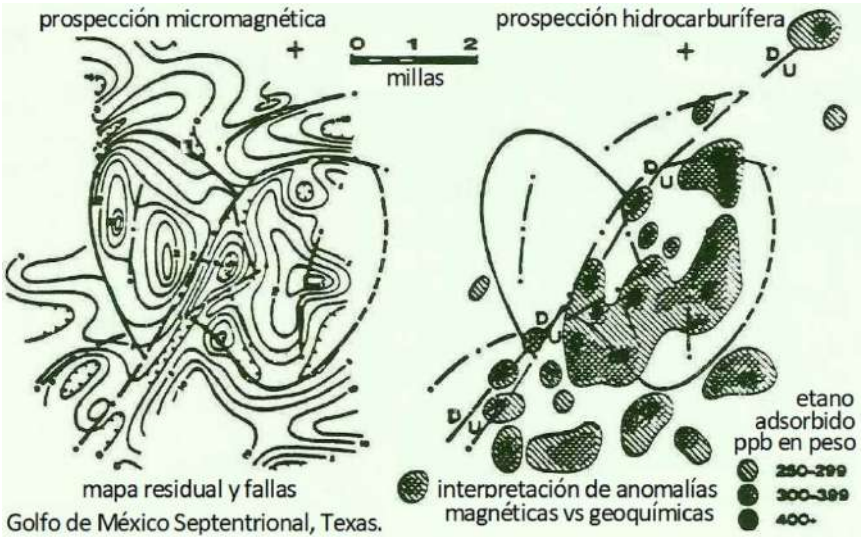


Modelo conceptual. (1) acumulación de petróleo, (2) sello, (3) zonas de inhomogeneidades verticales, (4) cuerpos magnéticos secundarios, (5) vías de migración de los hidrocarburos.

(modificado de Berezkin *et al.*, 1978)

Micromagnetismo

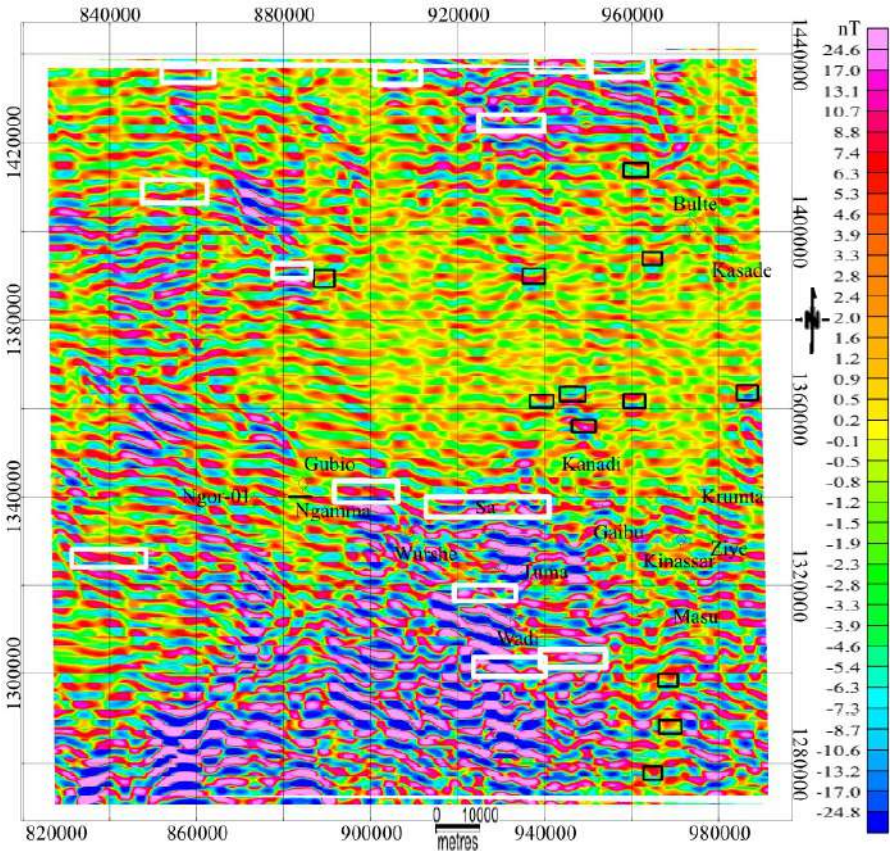
Es un tipo de ***aplicación cada vez más empleada.*** Parte de hacer mediciones locales de cierta precisión desde las que ***se puede inferir la presencia de hidrocarburos*** cuando, como suele ocurrir naturalmente, los sellos de las trampas no han sido totalmente eficientes y pequeñas filtraciones o manaderos de hidrocarburos generaron condiciones de magnetización en los sedimentos someros a causa de la ***formación de minerales magnéticos***



Mapa residual micromagnético versus mapeo geoquímico de etano manado hasta la superficie desde trampas profundas (modificado de Land, 1993)

autigénicos vinculada a procesos de biodegradación de los petróleos que ascienden hasta arribar a niveles subsuperficiales o incluso la superficie del terreno. En la página precedente, a la derecha se ilustra un esquema de análisis general de las anomalías micromagnéticas y el modelo conceptual relacionado con la presencia de hidrocarburos.

Acá al costado un ejemplo en un área hidrocarburífera en Texas, confrontando el plano micro-magnético con el mapa geoquímico de etano adsorbido, mostrando buena correspondencia, lo cual valida su utilidad en otras zonas similares, tal el caso del área subsahariana cuyo mapeo se presenta ahora a la derecha, en un ámbito cuencal de fallas extensionales con un rumbo general este-oeste.



Mapa residual en un sector nigeriano de la cuenca de Chad; las principales anomalías micromagnéticas están enmarcadas en negro mientras que los nombres indican viejos pozos perforados, todos ellos improductivos, sugiriéndose nuevos pozos en las zonas indicadas por este estudio; los recuadros blancos en cambio son anomalías causadas por inducción geomagnética, elongadas en sentido E-O, sin que presenten importante concentración de magnetita autigénica (modificado de Aderoju *et al.*, 2016)

Comparación de los métodos magnétométrico y gravimétrico

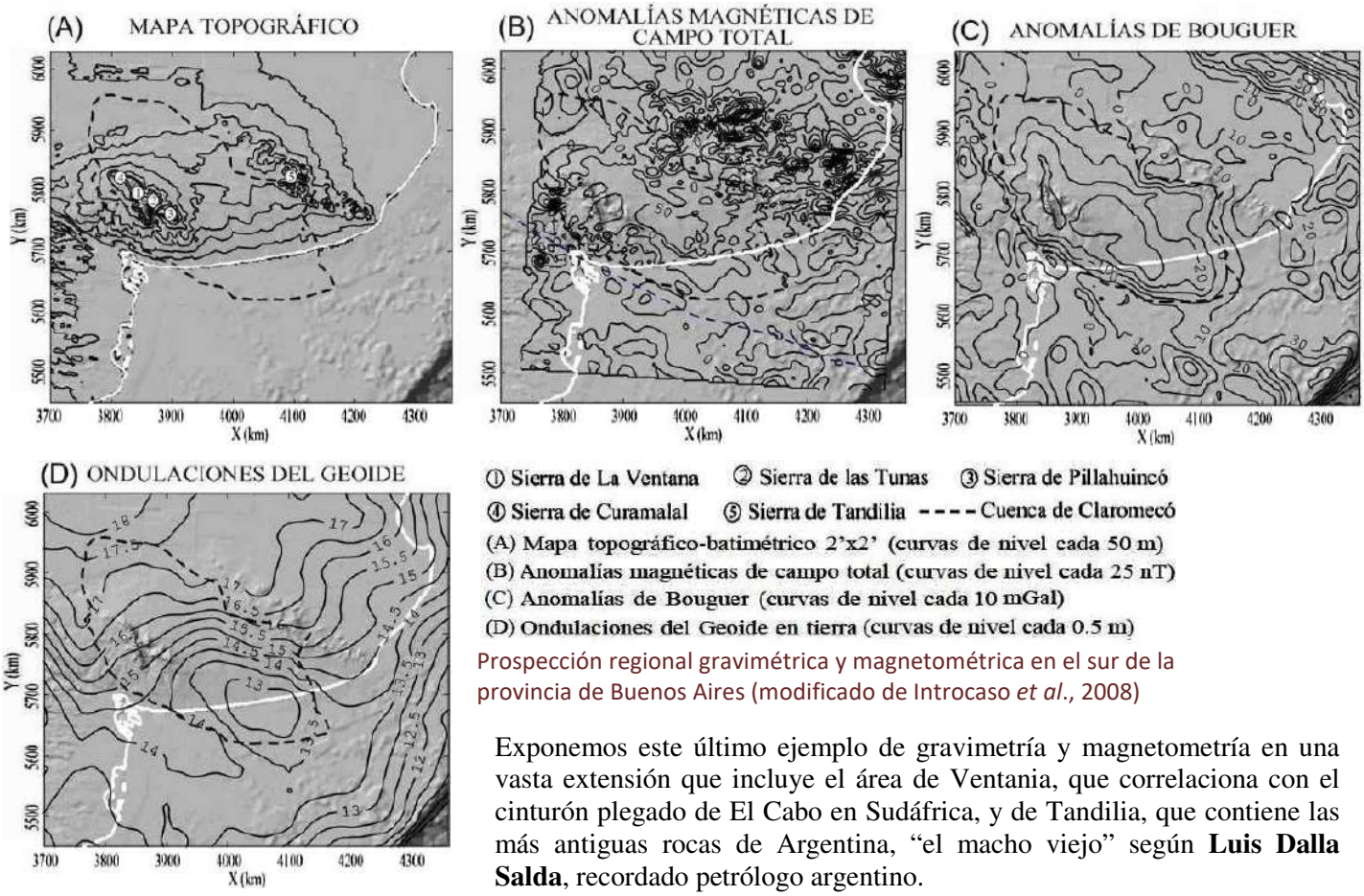
La prospección magnética tiene aspectos en común con la de gravedad. Ambas emplean campos potenciales (el trabajo para cambiar de nivel es independiente del camino recorrido), detectan anomalías producidas por variaciones en las propiedades de las rocas en la corteza terrestre superior (la gravimetría también en la inferior y el manto cuspidal), sus respuestas disminuyen cuadráticamente con la distancia desde el punto de medición al emplazamiento anómalo y tienen aplicaciones similares en la exploración petrolera. A partir de los datos gravimétricos se asignan densidades; a partir de los datos magnéticos se asignan susceptibilidades magnéticas y la imantación remanente referida a rasgos definidos en conjunción con otros métodos, por ejemplo sísmica de reflexión. Combinando los resultados magnéticos, gravimétricos, radiométricos, sísmicos y otros pueden alcanzarse inferencias acerca de la litología, de gran importancia en la evaluación de proyectos de exploración y desarrollo de hidrocarburos, de menas metálicas y muchas otras. (Mineral deriva de la palabra mina; mena y mina provienen del francés *mine* y a su vez del celta *mein*, metal en bruto; galés *mwyn*, irlandés *mianach*; nada

que ver con las minas bélicas, del latín *minae*, puntas salientes ocultas defensivamente en torno a cada *castrum*: fortificación militar romana).

En cuanto concierne a la interpretación, el método magnético resulta ser más complejo comparado con el gravimétrico, si bien, como se apuntó, la gravedad debe medirse con gran precisión (variación máxima de 5 en 1.000 a escala de todo el planeta) en tanto el magnetismo es 1.200 milésimos mayor, o sea más del doble en los polos que en el ecuador. Pero la intensidad magnética, además de magnitud, hemos explicado que tiene dirección muy variable y depende de la susceptibilidad magnética y de la imantación remanente de la roca, esto además de que sufre variaciones temporales de alta variabilidad, mucho mayores que las experimentadas por la gravedad, que deben ser corregidas con extremo cuidado.

Los efectos magnéticos pueden ser causados por componentes de poca abundancia en una roca. En el caso del método gravimétrico la masa que determina la gravedad solo tiene magnitud variable y depende de la densidad. La fuerza gravitatoria sabemos que es sólo atractiva, en tanto la fuerza magnética puede atraer o repeler. Generalmente los efectos gravitatorios se originan en los constituyentes principales de una roca. Los efectos magnéticos residen, en cambio, en la magnetita y otros minerales que son casi siempre minoritarios.

Ambos métodos son, después de la sísmica, los más utilizados en geofísica de superficie.



Prospección regional gravimétrica y magnetométrica en el sur de la provincia de Buenos Aires (modificado de Introcaso *et al.*, 2008)

Exponemos este último ejemplo de gravimetría y magnetometría en una vasta extensión que incluye el área de Ventania, que correlaciona con el cinturón plegado de El Cabo en Sudáfrica, y de Tandilia, que contiene las más antiguas rocas de Argentina, "el macho viejo" según **Luis Dalla Salda**, recordado petrólogo argentino.

Posdata: Las fuerzas magnéticas y gravitacionales, a veces también las eléctricas, suelen invocarse con los más disparatados fines de engaño pseudocientífico y deliberado afán de lucro. La ignorancia es campo fértil para variopintas creencias incomprobables, mucho más que la ciencia que no promete soluciones mágicas. Una de ellas, se sabe, es la astrología nacida en tiempos babilónicos, con las doce constelaciones de la franja de tránsito del Sol y los planetas, que es como el piso por donde gira todo en el sistema Solar, que en el cielo vemos de canto, como casi una línea en vez de un plano. En griego ζωδιακός κύκλος (zōdiakós kýklos, rueda de animales). Serían catorce esas agrupaciones arbitrarias de estrellas (desvinculadas en el cosmos), pero como en un año caben doce ciclos lunares completos, dos de ellas fueron descartadas: Ofiuco y Cetus. Esta última en verdad un solo día del año está por detrás del sol al mediodía, que es el concepto por el cual se asigna el signo zodiacal. Que significaría que un parto anticipado del día 21 al 20 cambiará la personalidad del neonato y que durante los nueve meses en gestación habrá estado a salvo de toda influencia astral. Tampoco importa que los signos se

hayan corrido a causa de la precesión del eje terrestre en un ciclo de 25.800 años y que, por ejemplo, Tauro ahora abarque del 14 de mayo al 19 de junio. Y es interesante que cuando se hacen las predicciones se recurre a la influencia de los planetas, incluyendo Plutón que jugó en la A hasta 2006. Mientras que varios otros planetas enanos no son tenidos en cuenta, como el asteroide Ceres que por cercanía influenciaría mucho más que Plutón. Fiascos entonces probabilísimos en las predicciones durante milenios, hasta el descubrimiento en 1741 de Urano, en 1846 de Neptuno y en 1930 del (ahora descendido) noveno planeta… Pero cada astrólogo ofrece su propias previsiones bien genéricas para que le quepan a cualquiera. Salvo cuando a no pocos signos se les anunció largos viajes justo antes de la última pandemia… que ningún astro ayudó a anticipar con sus "influjos magnéticos"… (pero sí varios epidemiólogos). Y, si fuera por la aceleración gravitacional, la partera influiría inmensamente más que Marte, aunque fuese anoréxica.

CUESTIONARIO BÁSICO

- En pocas palabras, ¿en qué se basan los distintos instrumentos magnetométricos relativos y absolutos?, en especial los más utilizados en la actualidad.
- ¿Cómo podemos obtener gradientes magnéticos?, ¿qué ventajas tienen?
- ¿Qué se busca medir con los aparatos de laboratorio?
- ¿Cómo se opera en aeromagnetometría?, ¿qué ventajas tiene y qué instrumentos pueden emplearse?
- Indicar aplicaciones de los mapas isoanómalos magnéticos.
- ¿Qué aplicaciones petroleras tiene el método desde la superficie?
- ¿Qué es el micromagnetismo y cuál su aplicación?
- ¿Cuáles son las diferencias entre los métodos magnetométrico y gravimétrico?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Aderoju, A., Ojo, S., Adepelumi, A & Edino, F., 2016. A reassessment of hydrocarbon prospectivity of the Chad Basin, Nigeria, using magnetic hydrocarbons indicators from high-resolution aeromagnetic imaging. Ife Journal of Science, V.18 N°2 (p 503-520).
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 389-452). Prentice-Hall.
- Berezkin, V., Kirichek, M. & Kunarev, A., 1978. Применение геофизических методов разведки при прямых поисках месторождений нефти и газа (*Application of geophysical exploration methods for direct prospecting of oil and gas fields*). Недра *(Subsoil)* (223 p).
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p105-180). Librería de Ciencia e Industria.
- Chernicoff, C. & Paterlini, C., 1998. Interpretación geológica de la anomalía magnética del Departamento Mártires, Provincia del Chubut. X Congreso Latinoamericano de Geología, Simposio de Geofísica Aérea (p 31-42).
- Clark, A., 1986. Archaelogical geophysics in Britain. Geophysics, V.51 (p 1404-1413). Society of Exploration Geophysicists.
- Dimri, V., 1998. Fractal behavior and detectability limits of geophysical surveys. Geophysics, V.63 N°6 (p 1943-1946).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 476-567). McGraw-Hill.
- Fedi, M. & Rapolla, A., 1999. 3-D inversion of gravity and magnetic data with depth resolution. Geophysics, V.64 Nº2 (p 452-460).
- Foote, R., 1996. Relationship of near-surface magnetic anomalies to oil and gas producing areas. En Hydrocarbon migration and its near-surface expression (p 111-126). Schumacher, D. & Abrams, M. Eds, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 66.
- Franklin, R. & Milligan, P., 2010. Magnetic anomaly map of Australia, 5th edition, 1:5 million scale. Australian Government.
- Grauch, V. & Millegan, P., 1998. Mapping intrabasinal faults from high-resolution aeromagnetic data. The Leading Edge, V.17 N°1 (p 53-55).

- Grauch, V. & Hudson, M., 2007. Guides to understanding the aeromagnetic expression of faults in sedimentary basins: lessons from the central Río Grande rift, New Mexico. Geosphere, V.3 Nº6 (p596-623).

-Griffiths, D. & King, R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 181-208). Editorial Paraninfo.

- Heirtzler, J., Le Pichon, X. & Baron, J., 1966. Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge. Deep See Research, V.13 (p 427-443).

- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 367-381, 390-405). Ediciones Omega.

- Introcaso, A., Ghidella, M., Ruiz, F., Crovetto, C., Introcaso, B & Paterlini, C., 2008. Métodos gravi-magnetométricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental argentina. Geoacta, V.33 (p 1-20).

- Isles, D. & Rankin L., 2013. Geological interpretation of aeromagnetic data (365 p). Australian Society of Exploration Geophysicists.

- Land, J., 1993. Some basic similiarities and differences of micromagnetics and conventional magnetic surveys. Houston Geological Society Bulletin, V.35 N°9 (p 24-25 y 50-51).

- Larson, M., Stone, W., Morris, W. & Crocket, J., 1998. Magnetic signature of magnetite-enriched rocks hosting platinum-group mineralization within the Archean Boston Creek Flow, Ontario. Geophysics, V.63 Nº2 (p 440-445).

- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 229-305). Cambridge University Press.

- Machel, H., 1996. Magnetic contrasts as a result of hydrocarbon seepage and migration. En Hydrocarbon migration and its near-surface expression (p 99-110). Schumacher, D. & Abrams, M. Eds, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 66.

- Nettleton, L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting (p 307-452). McGraw-Hill.

- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 36-110, 305-310). Editorial Paraninfo.

- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p333-444). John Wiley & Sons.

- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 159-259). Elsevier Scientific Publishing Co.

- Sheriff, R.,1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D.,1976. Applied geophysics (p 105-217). Cambridge University Press.

- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p271-362). Alianza Editorial.

- Wold, R. & Cooper, A., 1989. Marine magnetic gradiometer; a tool for the seismic interpreter. The Leading Edge, V.8 Nº8 (p 22-27).

- Zhang, Y., 1994. Aeromagnetic anomalies and perspective oil traps in China. Geophysics, V 59 N°10 (p 1492-1632).

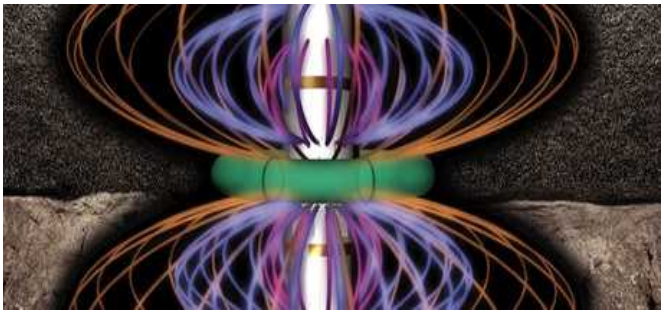
Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"Every other Jewish mother in Brooklyn would ask her child after school: So? Did you learn anything today? But not my mother. 'Izzy,' she would say, 'did you ask a good question today?' That difference –asking good questions– made me become a scientist."

["Cualquier otra madre judía en Brooklyn le preguntaba a su hijo al volver de la escuela: ¿Y?, ¿hoy aprendiste algo? Pero mi madre no. 'Izzy', decía ella, '¿hoy hiciste alguna buena pregunta?'. Esa diferencia –hacer buenas preguntas– me hizo ser un científico."]

Isidor Isaac Rabi (*circa* 1944)

PERFILES MAGNÉTICOS DE POZO



Campo inducido en pozo (modificado de Baker Hughes)

Isidor Rabi nació en 1898 en el pueblo de Rymanów, en el extremo sur de Polonia, que entonces formaba parte del Imperio austrohúngaro. Pero su infancia no transcurrió en el seno de una familia influyente, como **Lorand Eötvös**, ni tampoco lo hizo en Europa, sino en un hogar judío de inmigrantes de clase media-baja en el populoso Brooklyn neoyorkino.

Tras su adolescencia, realizó sus estudios superiores en las universidades de Cornell y Columbia, después estuvo un par de años perfeccionándose en Europa y, a su regreso, comenzó investigaciones sobre el núcleo atómico. Hasta que en 1938 logró desarrollar la técnica para utilizar la resonancia magnética nuclear a los fines de discernir el momento magnético y el espín nuclear de los átomos –fundamentado en el movimiento precesional que había develado el irlandés **Joseph Larmor** en 1898–. Por esa importante contribución a la ciencia Rabi recibió el premio Nobel de física en 1944, cuando todavía no había finalizado la Segunda Guerra Mundial, siendo consultor externo del Proyecto Manhattan que, para pesar suyo, culminaría en los horrores que el presidente Truman ordenó ejecutar sobre la población civil de Hiroshima y Nagasaki.

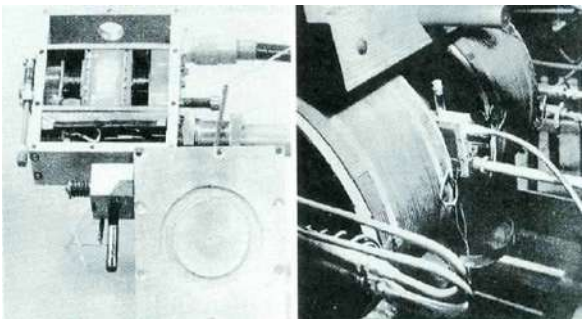
Isidor (dos hijas) escribió algunos libros, vio prosperar su técnica y falleció a la edad de noventa, en 1988 (y su su esposa Helen a los ciento dos).

Columbia University (foto Columbia Magazine)

El principio de la RMN (o *NMR* por *Nuclear Magnetic Resonance*) comenzó a tener aplicaciones desde 1945 gracias al estadounidense **Edward Purcell** y al suizo **Felix Bloch** (quien, como muchos otros judíos, había huído de Alemania en 1933, tras la llegada de Adolf Hitler al poder). Ambos realizaron investigaciones independientes y complementarias que también los llevaron a ganar el Nobel (en 1952) y que años después evolucionarían hacia diversas aplicaciones a la medicina, la prospección geofísica y otras.

Durante la década de 1950 en los Estados Unidos diversas compañías petroleras y de servicios comenzaron a

desarrollar la utilización del concepto de RMN para la detección de fluidos en pozo. Pero recién en la década de 1990 fue posible tener a disposición las primeras herramientas eficaces de tecnología moderna, con su correspondiente procesamiento computarizado. Su uso empezó entonces a ser cada vez más frecuente en la evaluación de fluidos producibles de los yacimientos de hidrocarburos –a pesar de tener un mayor costo que el de herramientas clásicas–, con resultados superadores en los hallazgos de la cuenca Golfo San Jorge y también en varias otras en el mundo.



Aparato de RMN de Bloch y Purcell, *circa* 1946: izquierda, receptáculo de la muestra, y derecha, electroimán (fotos Anlytical Chemistry, Eric Decker)

PRINCIPIOS FÍSICOS DE LA RMN

Como ya hemos comentado, todos los núcleos atómicos con una cantidad impar de protones y/o neutrones generan un momento magnético intrínseco porque su espín total no resulta cero, mientras que los núcleos con número par de protones y neutrones tienen un espín total nulo. Recuérdese que el espín de cada partícula –del inglés *spin*, girar, de donde el clasemediero *spinning* hoy de moda– solamente puede tomar valores que sean múltiplos enteros de $\hbar/2$, siendo $\hbar = \mathbf{h} / 2\pi$, donde **h** es la constante fundamental de la física hallada en 1900 por el alemán **Max Planck**: $6{,}626.10^{-34}$**J.**s., energía por segundo, cantidad mínima o cuanto de acción, *wirkungsquantum*en en la lengua de quien habría de ser premio Nobel.

El fenómeno de cabeceo o precesión, por el cual los protones actúan como diminutos trompos o giróscopos cuando son excitados magnéticamente, es el principio de medida aplicado sobre los núcleos de hidrógeno para luego analizar las señales que éstos emiten. Pero, a diferencia de los magnetómetros de superficie, en un pozo no hace falta una botella con un fluido que tenga tales núcleos, ya que el objetivo acá es conocer los fluidos con hidrógeno en los reservorios atravesados por la perforación: se está adentro de una especie de larga botella y quiere saberse qué fluido hay en sus paredes porosas y cuán porosas son éstas. La amplitud de las señales es proporcional a la cantidad de hidrógeno contenida en el espacio poral de cada estrato, ya que el único protón del H (número impar) manifiesta un momento magnético intrínseco, mientras que ni el oxígeno ni el carbono 12 (isótopo más abundante del C) poseen un espín que responda magnéticamente.

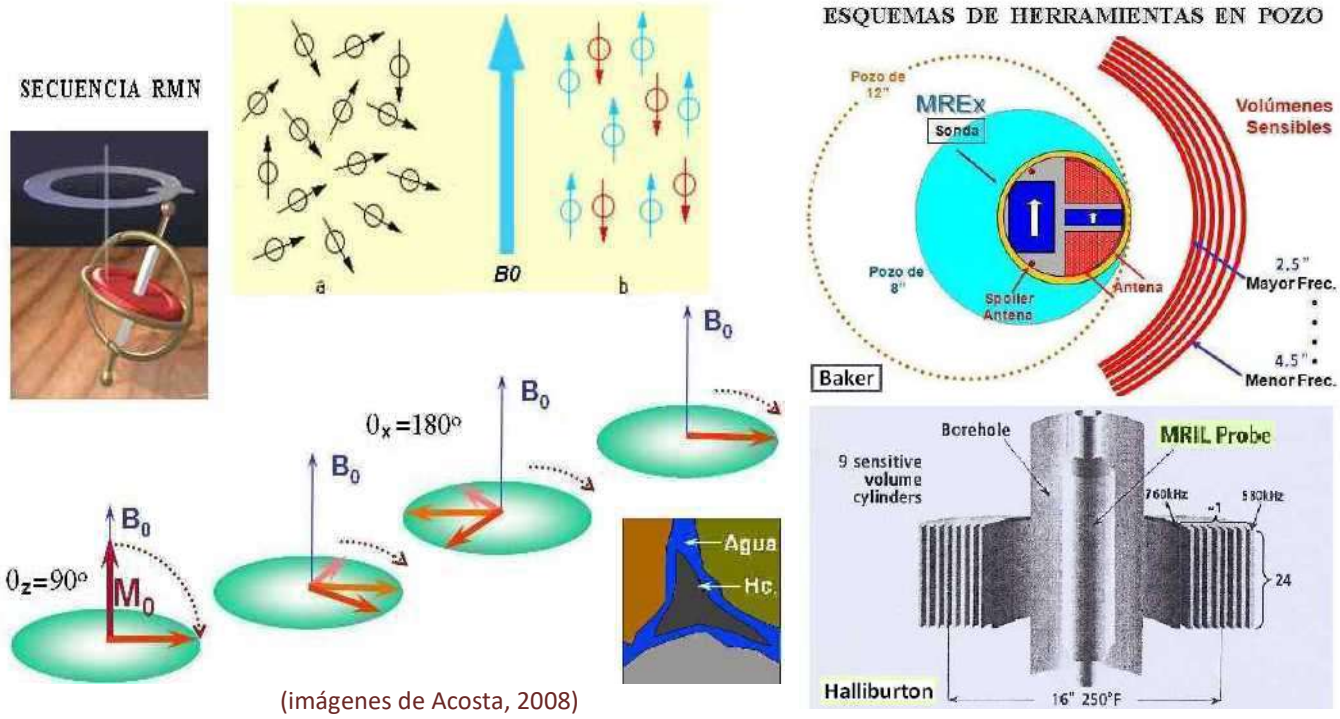
Es comparable a su aplicación en medicina, donde la heterogénea distribución de fluidos habilita producir imágenes aplicables a diagnósticos sobre la salud humana –o más raramente de otros animales e incluso de vegetales–. En el mundo petrolero el paciente no está adentro sino alrededor del resonador y la idea es poder diagnosticar su salud productiva.

Todas las mediciones de resonancia magnética nuclear implican el uso de un campo magnético y ***de ondas electromagnéticas de amplitud, frecuencia y duración controladas*** (**pulsos**) ***que se emiten desde la antena*** de una herramienta de perfilaje. En ciertas condiciones los núcleos de hidrógeno responden emitiendo también ondas electromagnéticas de una determinada frecuencia, las que se denominan ecos y son detectadas por la misma antena. Los datos primarios obtenidos en cada ciclo de medida son **trenes de ecos**, ***sucesiones de momentos magnéticos en fase caracterizados por su amplitud y por la variación de ésta con el tiempo***. Estos dos factores son muy importantes, dado que la variación de la amplitud da una idea de la proveniencia de la señal (agua ligada a la arcilla de la matriz o fluido neto en los poros), valor que a su vez depende del número de núcleos que pudo ser excitado en la zona de medida. El sistema está calibrado de manera tal que las amplitudes se expresan en unidades de porosidad.

La rotación de la carga eléctrica (momento magnético) del núcleo atómico de los hidrógenos alrededor de su eje genera un campo magnético semejante al de un imán con sus polos N-S orientados sobre el eje de rotación del núcleo. En los fluidos los momentos magnéticos de los núcleos de H se disponen de manera aleatoria, de modo que la suma de todos es nula. La forma de detectar el magnetismo asociado con ellos es ordenándolos para que sus momentos magnéticos se sumen en alguna dirección preferencial, cosa que se consigue aplicando un campo magnético artificial.

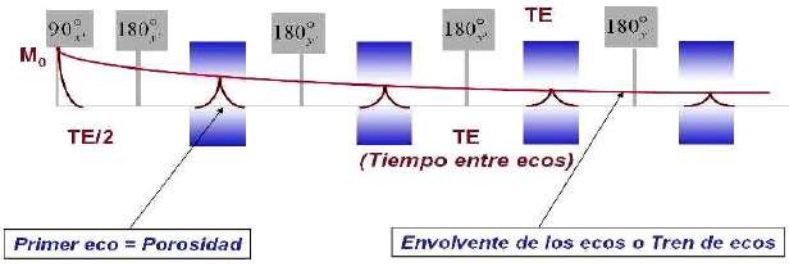
En presencia de un fuerte campo exterior Bo, aplicado con un potente imán, los hidrógenos se orientan en una misma dirección (*z*) pero con sentidos opuestos: paralelos y antiparalelos al mismo. ***Aquí se mide el*** **tiempo de polarización T1** ***(longitudinal, z) que toman los protones para poder alinearse con*** **Bo**, el cual aumenta para mayores tamaños porales y para viscosidades decrecientes. Podemos imaginar los núcleos de H como trompos que giran sobre sí mismos y que simultáneamente manifiestan un giro de precesión alrededor de un eje que es

coincidente con la dirección del campo Bo empleado (parte superior de la figura de la izquierda).
El vector de magnetización obtenido es la componente en la dirección del campo magnético externo longitudinal (*z*), resultante de la suma vectorial de los momentos magnéticos en el fluido debidos en esencia a la respuesta de los núcleos de H. Las componentes en el plano transversal se cancelan entre sí, por lo cual puede decirse que la magnetización resultante en el plano transversal es nula.
En este estado de magnetización estable comienza a aplicarse una sucesión de pulsos electromagnéticos de radiofrecuencias con la antena de la herramienta. Éstos comunican energía a los protones provocando un giro de su momento magnético que es proporcional a la intensidad de la misma, generando resonancia magnética según la frecuencia de Larmor del H. Tal frecuencia precesional será por ende proporcional a Bo.
Se aplica entonces el ***primer pulso (de 90º)*** como consecuencia del cual ***los momentos magnéticos son llevados giroscópicamente al plano transversal (x)*** rotando a la frecuencia de Larmor (véase en la figura siguiente ese pulso de 90º, de valor Mo). Luego se aplica un ***pulso de oscilación opuesta sobre este plano transversal*** (como se ilustra) y, como en el volumen investigado existe una banda de frecuencias de Larmor en lugar de una única, esto hace que en esta imaginaria pista los protones más veloces tomen distancias de los más lentos y se pierda la coherencia que permite detectarlos.
Luego, ***con un pulso de 180º (polaridad inversa), ocurre el retorno*** en el mismo plano transversal (***x***), lo que provoca que al cabo de cierto tiempo los protones más rápidos alcancen a los más lerdos y todos los vectores pasen simultáneamente por el mismo lugar emitiendo una señal electromagnética de microvoltios que detecta la antena de la herramienta: es el primer **eco** ***(señal en fase de los momentos magnéticos).*** Éste tiene la información de la cantidad de protones que participaron en la competencia y, como éstos están contenidos en los fluidos, la amplitud del eco es proporcional a la porosidad del medio investigado.



(imágenes de Acosta, 2008)

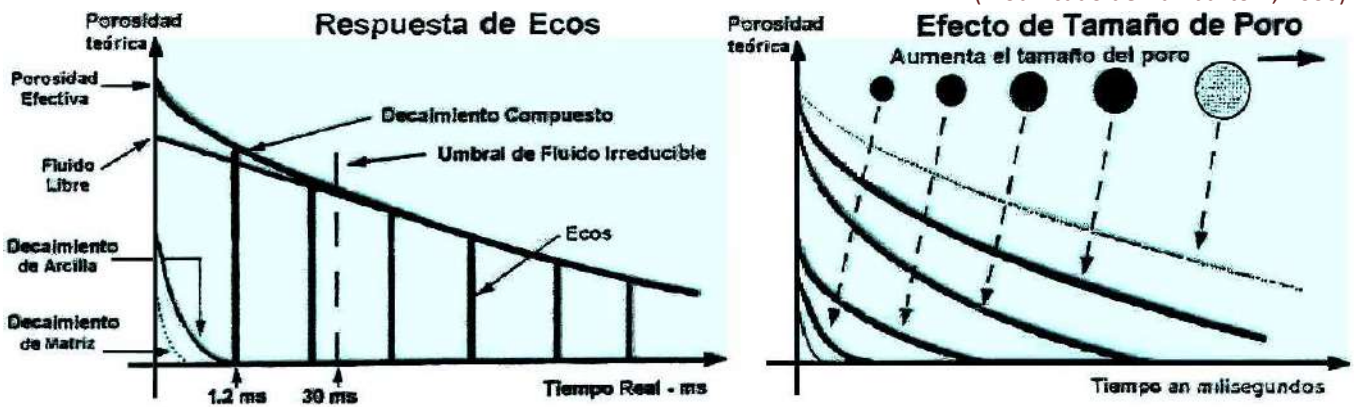
Las herramientas de perfilaje de RMN o precesión protónica (figuras de la derecha) continúan con una secuencia de pulsos (a intervalos constantes) que permite mensurar cómo retorna sucesivamente la magnetización a su estado de equilibrio inicial, cuyo proceso de recuperación decae exponencialmente.
En suma, ***la magnetización en el plano transversal comienza desde un valor*** **Mo**. La posterior secuencia de pulsos de 180º (π) produce una ***serie de ecos que son proporcionales a la magnetización total que va quedando*** en dicho plano, por lo que su amplitud se va reduciendo según una función exponencial decreciente con una constante T2 del tiempo de relajación transversal.
El **decaimiento** ***es causado por tres factores***: el desfasaje de los núcleos de H que "chocan" con las paredes porales –es como que se van saliendo de la pista– por lo que resulta más acentuado cuanto más chicos son los poros; las interacciones entre las moléculas del fluido que los ocupa (agua, petróleo o gas), y el efecto de la difusión que se acentúa por medio de la aplicación de un gradiente del campo magnético Bo.



Este tren de ecos registrados (izquierda) es la información primaria que se obtiene con la herramienta de perfilaje. Pero en él no resultan evidentes los datos de utilidad práctica, que desde un modelo teórico se indican en el par de figuras siguientes.

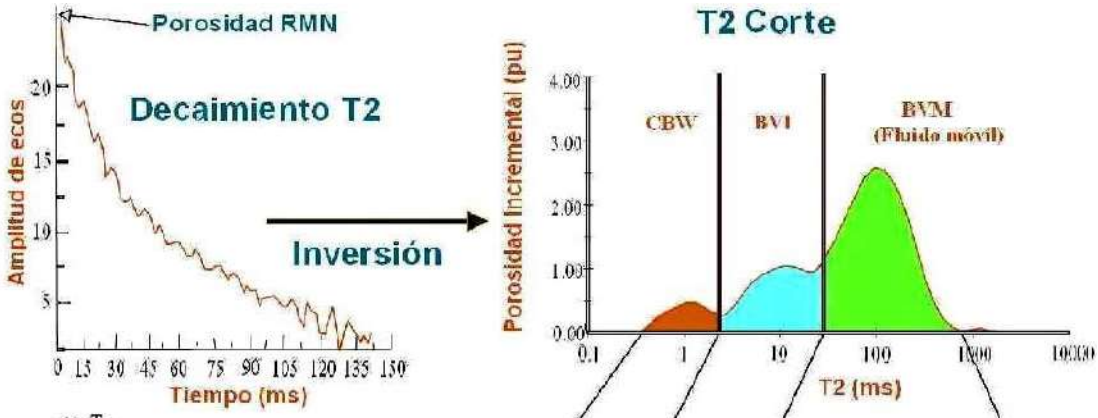
Tren de ecos
(de Acosta, 2008)

(modificado de Halliburton., 2000)



Es por esto que ***debe ser realizado un*** **proceso de inversión**, que consiste en generar un espectro de las constantes de la función de decaimiento T2 a partir de los trenes de eco obtenidos. A estos trenes se los conoce también como datos en el dominio del tiempo, y a los espectros de T2 como datos en el dominio de T2, los cuales se obtienen mediante la utilización de la **transformada de** (**Pierre**) **Laplace** (craneada en 1785 en Francia) escrita abajo, aplicada a una distribución de valores (T2) a partir de una condición inicial (M). Es decir que ***en abscisas se pasa de unidades de tiempo entre ecos a la proyección de las pendientes o derivadas*** **T2,** ***y en ordenadas de amplitud de ecos a unidades de*** **incremento de la porosidad**.

En las mediciones de porosidad utilizando RMN se asocian los poros grandes a T2 grandes y los poros chicos a T2 chicos. Es posible fijar límites en el espectro de T2 de manera de dividir la porosidad, que es el área del espectro de T2, en porciones que representen muy aproximadamente a las porosidades efectiva, irreducible y móvil, lo que dependerá de una correcta elección del método de adquisición y de los valores T2 límite o de umbral o corte (*cutoffs*) elegidos. Téngase presente que siempre hay también ruido térmico.



$$M_{(n \cdot T_E)} = \int_0^{\infty} p_{(T_2)} \cdot e^{-\frac{n \cdot T_E}{T_2}} \cdot dT_2$$

$M_{(n \cdot T_E)}$: Magnetización inicial
n: número de eco
T_E: tiempo entre ecos
$p_{(T_2)}$: distribución verdadera de T_2

Matriz	Arcilla seca	Agua ligada a la arcilla	Agua ligada por capila-ridad	Agua móvil	Hidrocarburos

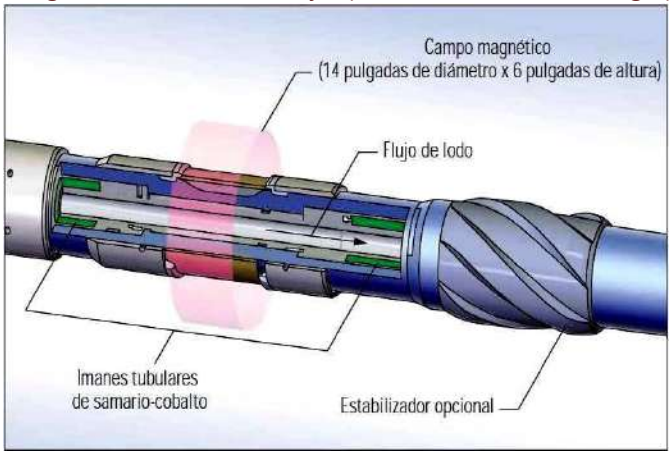
(modificado de Acosta, 2008)

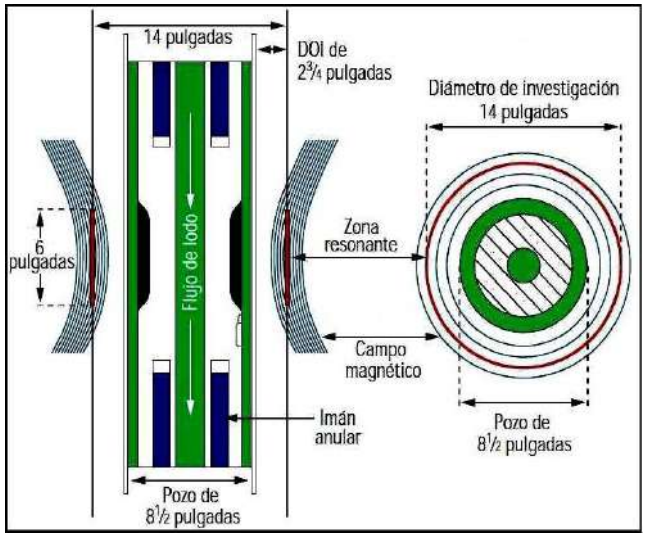
HERRAMIENTAS DE CABLE Y DE SARTA DE PERFORACIÓN

Las ***herramientas de RMN de cable (wireline)*** perfilan entre 500 y1.000 m/hora. Pueden emplearse ***distintas frecuencias para distintas profundidades de investigación (distancias horizontales desde la pared del pozo)***, unos 5 cm con frecuencias altas y 10 cm con menores frecuencias. Y en sentido vertical los modernos arreglos de alta resolución en casos muy favorables pueden permitir la identificación de intervalos laminados de hasta un mínimo de 10 cm de espesor.

Desde el año 2000 hay herramientas adaptadas para ***registrar durante la perforación (LWD, logging while drilling)***, que se emplazan por encima del conjunto de fondo y envían la información por telemetría. El movimiento impide buenas lecturas y los datos tienen menor calidad que la conseguida con herramientas de cable, pero permiten tomar decisiones inmediatas sobre ensayos, densificación de lodos u otras que pueden redundar en mayor producción o menores costos.

Herramienta *LWD* proVision alojada dentro del portamecha; el gradiente de Bo decae lejos (modificado de Schlumberger)





PRONÓSTICOS DE FLUIDOS REALIZADOS EN BASE A LA RMN

La información se registra con un conjunto básico de ***perfiles de pozo abierto*** constituido por una herramienta resistiva, un calibre y la herramienta de resonancia magnética nuclear centralizada o excéntrica que ofrecen las distintas compañías de servicios petroleros. Su evaluación provee indicadores tales como:

- ***Porosidad Efectiva ϕe independientemente de la matriz rocosa*** (éste es el dato fundamental).
- ***Indices de calidad petrofisica del reservorio***:

MBVM, índice de porosidad asociada a fluidos móviles, así como *MBVI* para fluidos inmóviles (*Magnetic Bulk Volume Movable, Magnetic Bulk Volume Irreducible*).

Kc, índice de permeabilidad de Coates (definido en 1995 por el estadounidense **George Coates** y colaboradores de la compañía Halliburton, a partir de investigaciones del turco **Aytekin Timur** en 1968), siendo: $Kc = (\phi e / C)^4 (MBVM/MBVI)^2$ con la constante C=5,8 para la C.G.S.J.

Los índices *MBVM* y *Kc* permiten caracterizar los reservorios de manera bastante confiable, minimizando el punzado de capas "sin entrada" de fluidos y facilitando la elección de otras capas que habrá que estimular mediante fracturación hidráulica, acidificación, etc.

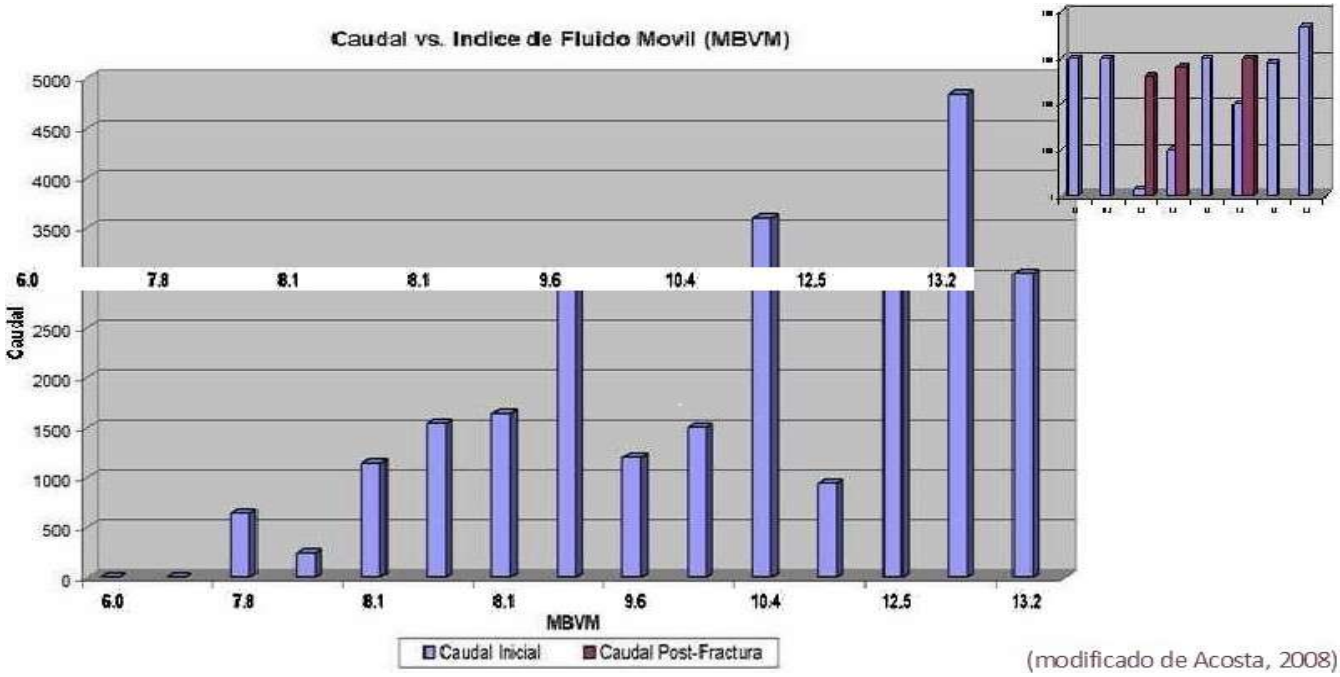
En ciertas modalidades de RMN se obtienen tres espectros de T2 correspondientes a registros conjuntos (tres pistas "GTE" con diferentes valores de Gradiente del campo magnético Bo –del orden de 3 G/cm– y Tiempo entre Ecos –del orden de 400 μs–) para poder realizar mejores pronósticos de los fluidos presentes en los reservorios, en función de la difusividad que caracteriza a cada uno.

Metodología de trabajo

La metodología empleada es muy simple, limitándose a la aplicación de valores límite a los índices de calidad petrofísica, resultando "buenos" reservorios aquellos que posean valores de *Kc* y *MBVM* mayores a los mismos, y "malos" o "pobres" reservorios aquellos cuyos valores estén por debajo de tales límites. (No es casual que malo pueda ser sinónimo de pobre –y hasta siniestro– y bueno lo rico y lo derecho)… Nada, la discriminación entre buenos y malos reservorios se realiza tomando como base el caudal obtenido durante el ensayo de terminación cuando éstos se han realizado de forma individual y no en conjunto.

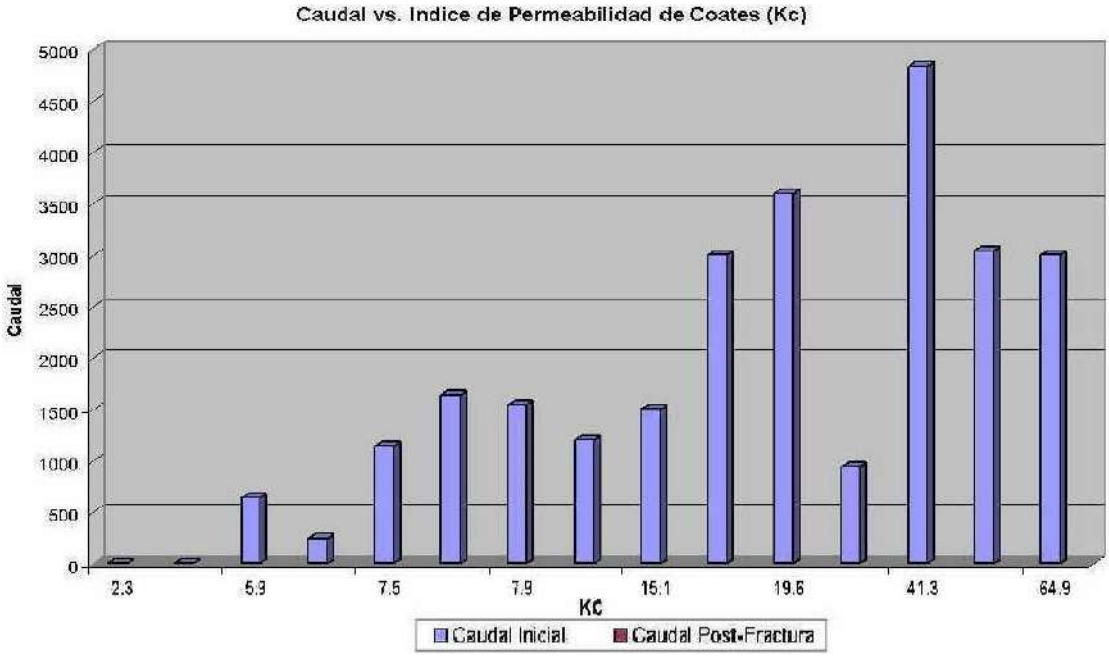
Seguidamente se presentan dos histogramas. En el mayor de ambos nótese la relación de proporcionalidad

directa entre indicadores y caudales: con valores bajos de los indicadores se obtuvieron bajos caudales; por ende los caudales bajos de capas que tienen indicadores con altos valores permiten inferir posibles daños de formación y sugerir algún tipo de estimulación, como una fractura hidráulica, que permita remover el daño y aumentar el caudal obtenido en la terminación. Esta conclusión está claramente indicada en el pequeño histograma superior derecho: el recuadro muestra el incremento del caudal post-fractura en capas con índices altos de calidad de reservorio.



(modificado de Acosta, 2008)

Los gráficos para el índice de permeabilidad de Coates muestran un comportamiento similar a los de porosidad asociada a fluidos móviles, lo que permite sacar conclusiones similares. De esta manera se obtienen los valores límite que permiten discriminar entre reservorios de buena, regular o mala calidad.



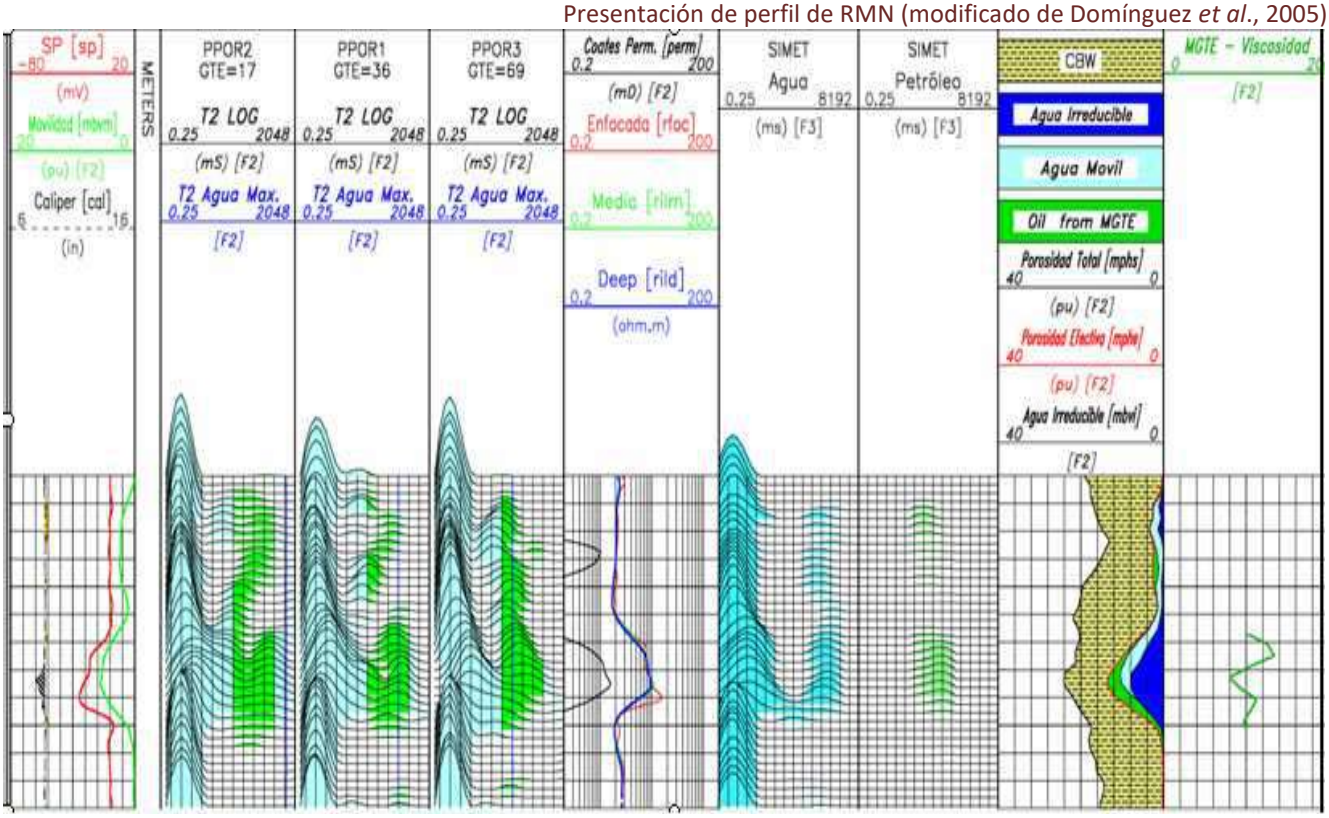
La clasificación de los fluidos diagnosticados se realiza aprovechando una propiedad característica de cada uno, el **coeficiente de difusión**, que provoca un decaimiento adicional de los ecos en presencia de un campo magnético gradacional como suele aplicarse en los pozos. Esta difusión es análoga a la de una gota de tinta en un vaso de agua; es la medida de la habilidad de las moléculas para moverse aleatoriamente en el fluido, es una propiedad inherente a la composición molecular y su magnitud varía con la temperatura y la presión.

La existencia de ***un* gradiente del campo magnético Bo *hace que la frecuencia de Larmor cambie espacialmente de acuerdo a cómo cambia el campo***, provocando una compensación incompleta con la secuencia de pulsos y ecos conocida como de CPMG: en Estados Unidos **H. Carr** y **E. Purcell** fueron quienes primero hicieron el experimento en 1954, y **S. Meiboom** y **D. Gill** lo perfeccionaron en 1958. Esto sucede porque hay protones con movimiento browniano –descripto por el escocés **Robert Brown** en 1827 en partículas dentro de vacuolas de granos de polen–. Estos protones se mueven a lugares con distinto Bo modificando sus frecuencias precesionales e impidiendo reajustar sus desfasajes relativos, ***anulándose anticipadamente la componente de magnetización transversal y consecuentemente acortando* T2**.
El fenómeno ocurre mayormente en los fluidos de baja viscosidad y ***la propiedad se aprovecha para separar las señales de RMN provenientes del agua de las debidas al petróleo***, dado que los coeficientes de difusión de ambos difieren debido sobre todo a sus distintas viscosidades. Y ***para utilizar la propiedad de difusión de los fluidos en los registros de pozo se requiere proceder a una adquisición con distintas frecuencias y a distintos valores de gradiente del campo aplicado***, obteniéndose distintos espectros de T2.
Los espectros pueden calcularse a partir de experimentos (adquisiciones) GTE realizados cada uno con un gradiente de campo magnético (G) y un tiempo dado entre ecos (TE), llamados **espectros de T2 aparente**. De éstos es posible hallar matemáticamente el espectro que tendría un experimento hipotético con TE = 0, denominados **espectros de T2 intrínsecos**, sin los efectos de la difusión (SIMET en las figuras siguientes).
El **diagnostico de fluidos** en los pozos se realiza por comparación visual de los espectros de T2 teniendo en cuenta las caracterizaciones que a continuación se exponen, que se ajustan a medida que avanza un proyecto.

- Cuando el fluido presente en el reservorio analizado es petróleo:

Los espectros deberán presentarse prácticamente iguales (sin desplazamientos relativos). El espectro de T2 correspondiente al GTE de 69 (ubicado a la derecha en la siguiente figura) no deberá estar desplazado hacia la izquierda respecto de los GTE de 36 y 17 (espectros ubicados a la izquierda). Esto responde a la poca difusión que presenta este tipo de fluido.

Presentación de perfil de RMN (modificado de Domínguez *et al.*, 2005)

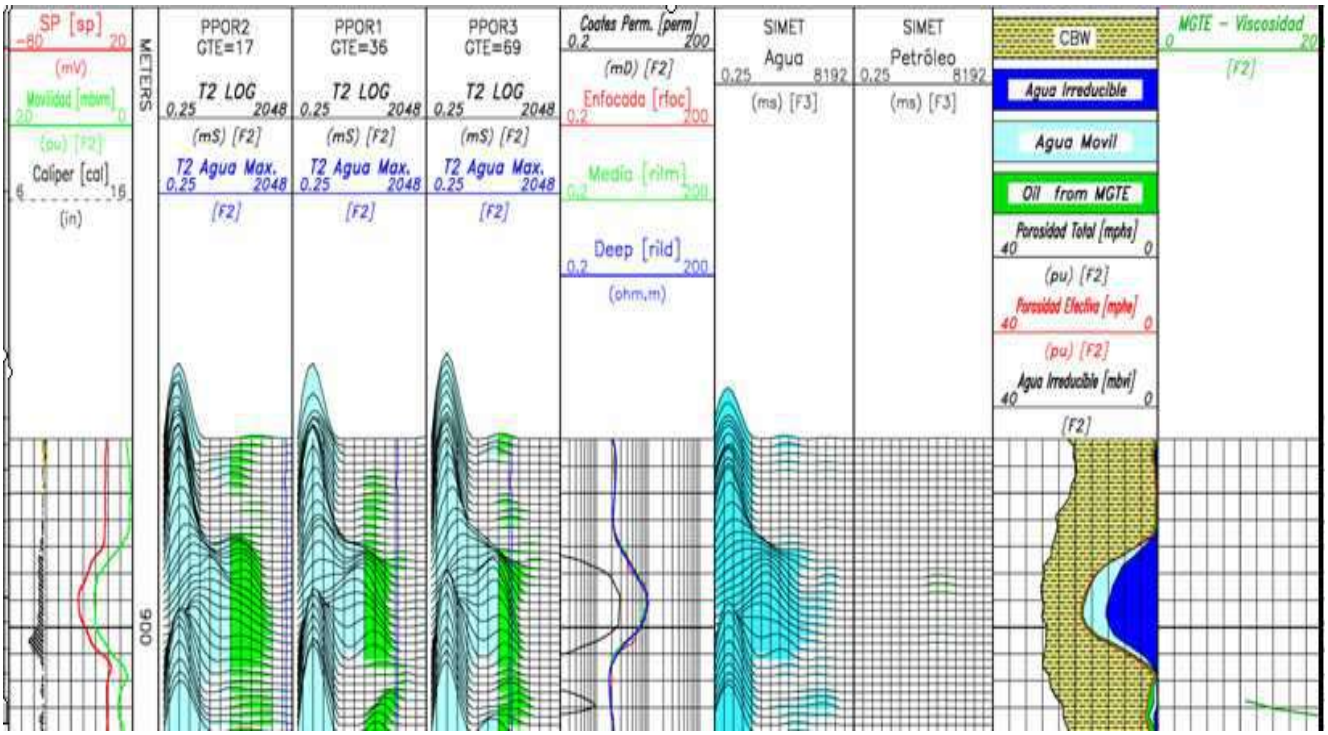


SP: potencial espontáneo; *Caliper*: calibre del pozo –diámetro real–; Enfocada, Media y *Deep*: resistividades a distintas profundidades laterales; CBW –*clay bond water*, agua ligada a las arcillas–; para los parámetros de RMN ver el texto.

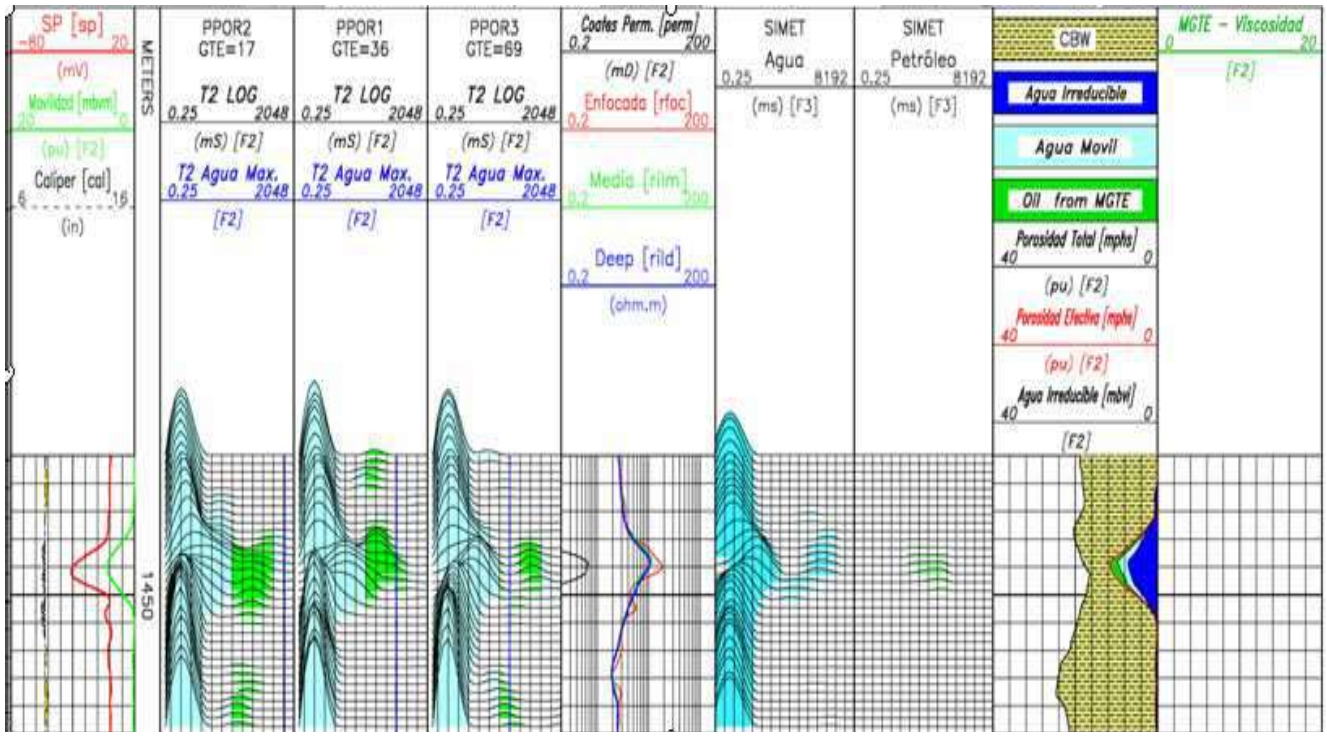
- Cuando el fluido es agua de formación:

Dado que el agua presenta mayor difusión, cuando sea éste el fluido contenido en el reservorio, el espectro de la derecha presentará un desplazamiento (*shift*) hacia la izquierda respecto a los del GTE de 36 y 17, tal como se

muestra en la siguiente figura. Nótese el valor bajo para el índice de movilidad asociado a fluidos móviles en las capas sin entrada de fluido en el ensayo de terminación.

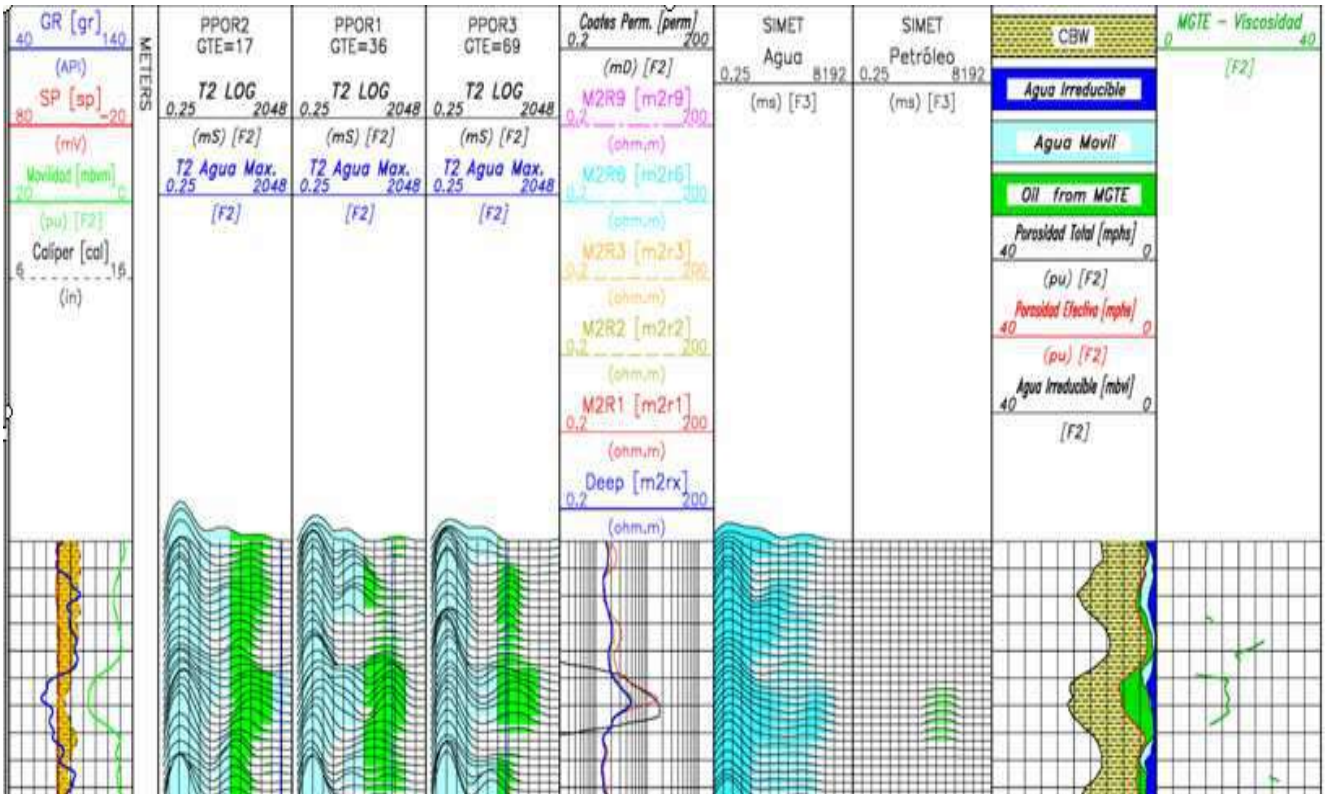


(tramos de perfiles modificados de Domínguez *et al.*, 2005)



Téngase presente que la movilidad (en centipoise = milipascal . s) es dependiente de la viscosidad y de la permeabilidad y puede ser mayor para el agua que para un petróleo denso (menor a 10°API).

Otro elemento utilizado para el diagnóstico de petróleo que aprovecha los efectos de la difusión es el valor de $T2_{Máx}$ del agua, que depende de los parámetros de adquisición, de la temperatura y de la viscosidad del agua. Este valor máximo está representado en el registro de RMN por una línea de color azul colocada en el espectro de T2 correspondiente al GTE de 69. Toda señal que exceda esa línea es producida por petróleo que se encuentre en la zona de lectura de la herramienta.



(modificado de Domínguez *et al.*, 2005)

El análisis de espectros en ocasiones puede presentar una escasa diferenciación, dependiendo de la densidad específica, pero más que nada de la viscosidad de los hidrocarburos. Por tal motivo en ocasiones resulta un poco difícil la caracterización antes mencionada. Esto hace necesaria la **inversión simultánea *del total de la señal registrada*** mediante una técnica que en forma iterativa busca el mejor modelo que reproduzca la totalidad de los trenes de ecos implicados, ***separando en grupos según la difusividad de los átomos de hidrógeno*** –y evaluando también la calidad de esta simulación–. La salida de este proceso consiste en espectros separados de T2 provenientes del agua y el petróleo (y eventualmente gas). A partir de ellos es posible estimar volúmenes de hidrocarburos en la zona de medida de la herramienta. La evaluación de dichos espectros se utiliza conjuntamente con los espectros llamados MGTE para discriminar fluidos (columna de la derecha en todos los perfiles precedentes).

En los casos en que los poros son llenados sólo por la fase humectante (agua), los espectros representan tamaños porales, correspondiendo al agua ligada a las arcillas los valores más bajos de T2 y a los fluidos móviles los valores más altos de éste. Cuando en los poros existen dos fluidos, uno humectante y otro no (hidrocarburos), ***la señal del fluido no humectante no depende de los tamaños porales*** (al no "chocar" con las paredes), sino sólo del tipo de fluido, principalmente de su viscosidad (T2 altos si ésta es baja y viceversa).

La tabla a la derecha expresa los valores típicos de las magnitudes que permiten distinguir los posibles fluidos presentes en los reservorios.

Propiedades RMN de los Fluidos

	T1	T2	HI	Do
Agua	1-500	0.67-200	1.0	7.7
Petróleo	5000	460	1.0	7.9
Gas	4400	40	0.38	100

- T1: Tiempo de polarización en milisegundos
- T2: Tiempo de relajación en milisegundos
- HI: Indice de hidrógeno como fracción decimal sin dimensiones
- Do: Coeficiente de Difusión Molecular en cm2/seg por 10^{-5}

(modificado de Halliburton., 2000)

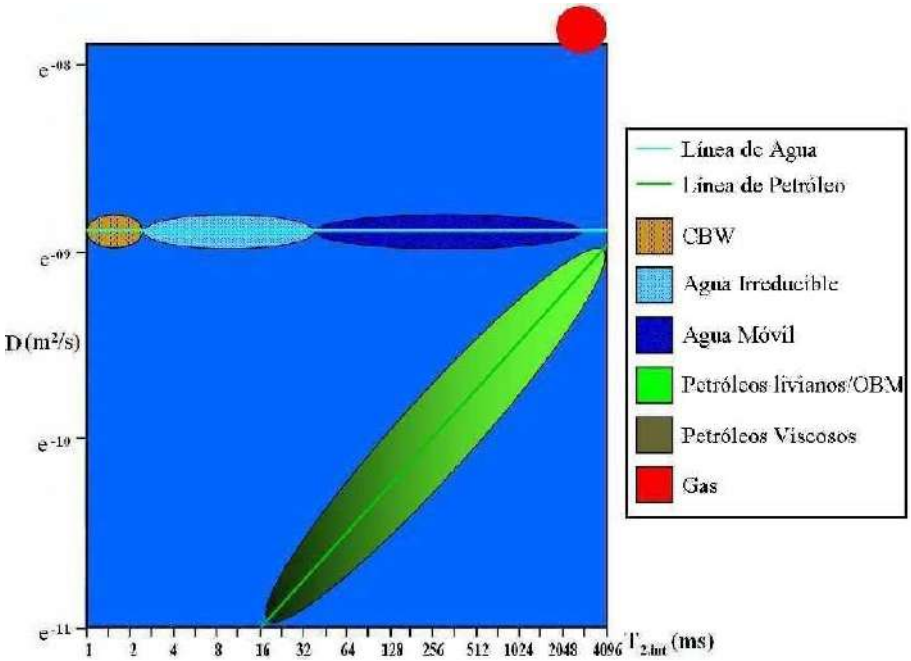
Dado que existe un gran contraste del coeficiente de **difusión del gas** respecto a la de los demás fluidos, tal propiedad podría utilizarse para identificarlo. Pero las bajas presiones a las que se encuentra el gas en los reservorios de la cuenca Golfo San Jorge hacen que el índice de hidrógeno asociado sea escaso, generando en consecuencia una señal de muy baja intensidad que normalmente queda enmascarada por la fuerte señal que producen las altas saturaciones de agua irreducible que son típicas de esta cuenca hidrocarburífera. (O sea, las menores saturaciones de agua en la zona invadida, S_{wi}, que pueden obtenerse mediante la presión de empuje final, haciendo fluir petróleo o gas).

Limitaciones del Método de Evaluación

Es importantísimo conocer las situaciones que nos pueden motivar prognosis desacertadas.
Sabemos que en muchas ocasiones los radios de invasión del filtrado de lodo resultan bastante extensos, razón por la cual las ***lecturas hechas por RMN*** (***cuya profundidad lateral no supera los 10 cm***) provienen de la zona lavada, sin llegar a verse la zona no contaminada. Así, ***un petróleo de baja viscosidad que sea casi completamente desplazado de la zona lavada, podría ser interpretado como agua*** debido a que se observará un desplazamiento de los espectros producidos por efecto del agua del filtrado. Es una circunstancia que podrá motivar fallos en los diagnósticos de fluidos que llevarán a confundir reservorios petrolíferos con capas únicamente acuíferas. Por otro lado, un reservorio fundamentalmente acuífero que tiene alojado algo de petróleo de alta viscosidad dentro de la zona de lectura podrá producir diagnósticos erróneos que lleven a confundirlo con un reservorio petrolífero.
Por fortuna el tipo de petróleo más común en la cuenca Golfo San Jorge (de viscosidad media), tiende a reducir estos problemas, permitiendo que esta metodología de evaluación de fluidos generalmente no falle. Y ***los datos de RMN son útiles además como relevante complemento en la caracterización de reservorios***.

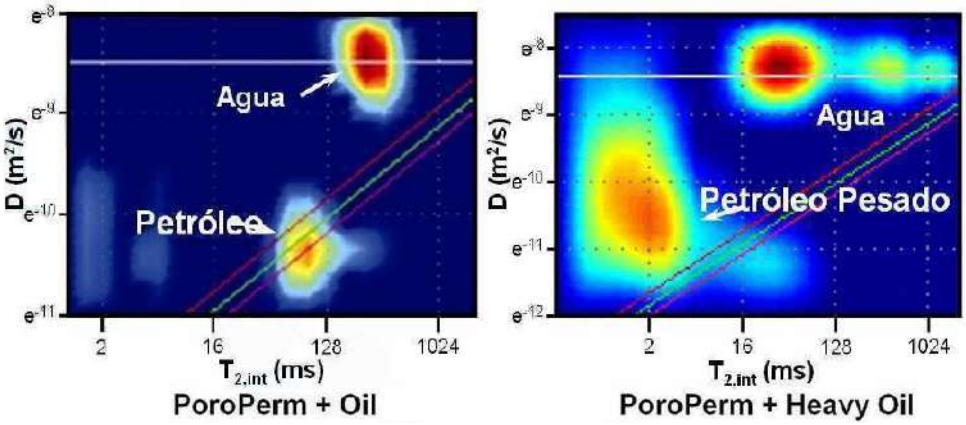
Interpretación de los mapas de difusión

Una imagen en 2D de RMN (mapa de difusión) es análoga a los gráficos que se usan en el análisis de pozo abierto. Por ejemplo aquellos que emplean conjuntamente los datos de densidad y neutrónico (Tema 09) para determinar tipo de roca y porosidad.
En forma similar sirve graficar en 2D los datos de la RMN (Difusión vs. T2 Intrínseco) para de esta manera poder diferenciar los fluidos con el mismo T2 pero distinta difusión.
(Para calcular el coeficiente D deben estimarse la temperatura y la presión de cada intervalo analizado.) Se grafican líneas para el agua y el petróleo. El gas ocupará la esquina superior derecha. El volumen de cada fluido está representado por un color diferente.

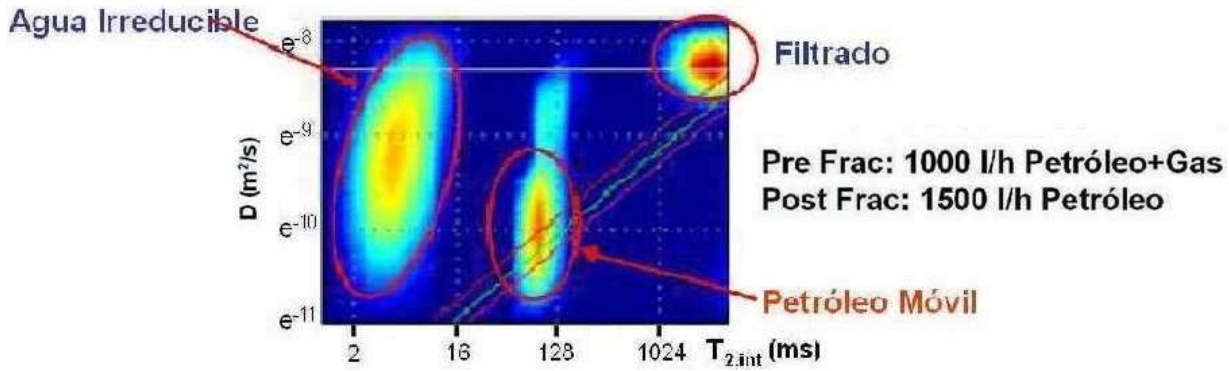


Mapa de difusión (modificado de Acosta, 2008)

En la cuenca del Golfo San Jorge estas técnicas de identificación de fluidos han permitido predecir con un promedio de acierto de más de 75% qué zonas son probablemente más productivas de hidrocarburos, lo cual ha minimizado la necesidad de ensayos de prueba, ahorrando a las empresas operadoras dinero y tiempo en la tarea de terminación de los pozos.
En la figura contigua pueden verse los mapas de difusión de un intervalo productivo con petróleo normal y de otro que tiene petróleo pesado. En este último se puede identificar un petróleo móvil, tal como lo demostró el posterior ensayo de terminación (figura sucesiva).



(modificado de Romero *et al.*, 2010)



(modificado de Romero *et al.*, 2010)

Cuadro General de la Prognosis de Fluidos

PRONÓSTICO	DESCRIPCIÓN	OBSERVACIONES	ENSAYO PROBABLE	RESULTADO ACERTADO	RESULTADO NO ACERTADO
AF	Agua de formación	Respuesta de agua de formación en todo el espesor de capa	100 % agua de formación con o sin rastros de petróleo	100 % agua de formación con o sin rastros de petróleo	Cualquier % de petróleo en el ensayo
AF c/RP	Agua de formación con rastros de petróleo	Señal de agua de formación y escasas señales puntuales de petróleo de formación	100 % agua de formación con o sin rastros de petróleo	100 % agua de formación con o sin rastros de petróleo	Cualquier % de petróleo de formación en el ensayo
PF o PV	Petróleo de formación o petróleo viscoso	Señal de petróleo de formación en toda la capa	Petróleo de formación (el porcentaje de agua es incierto)	Cualquier % de petróleo de formación presente en el ensayo	100 % agua de formación con o sin rastros de petróleo
AF + PF	Agua de formación y petróleo de formación	En general para capas de espesor considerable que muestran respuesta de ambos fluidos	Petróleo de formación (probable porcentaje de agua elevado)	Cualquier % de petróleo de formación presente en el ensayo	100 % agua de formación con o sin rastros de petróleo
SE	Sin entrada	Valor de porosidad asociada a fluidos moviles menor de 5 (límite utilizado)	No aporte de fluido o caudales muy bajos	No aporte de fluido o caudales muy bajos	Caudal considerable de cualquier tipo fluido
G	Gas de formación	Cruces de densidad-neutrón	Gas de formación	Gas de formación	Cualquier otro fluido o no aporte de fluido

Consideraciones a Tener en Cuenta para la Estimación del Porcentaje de Aciertos en la Prognosis de Fluidos

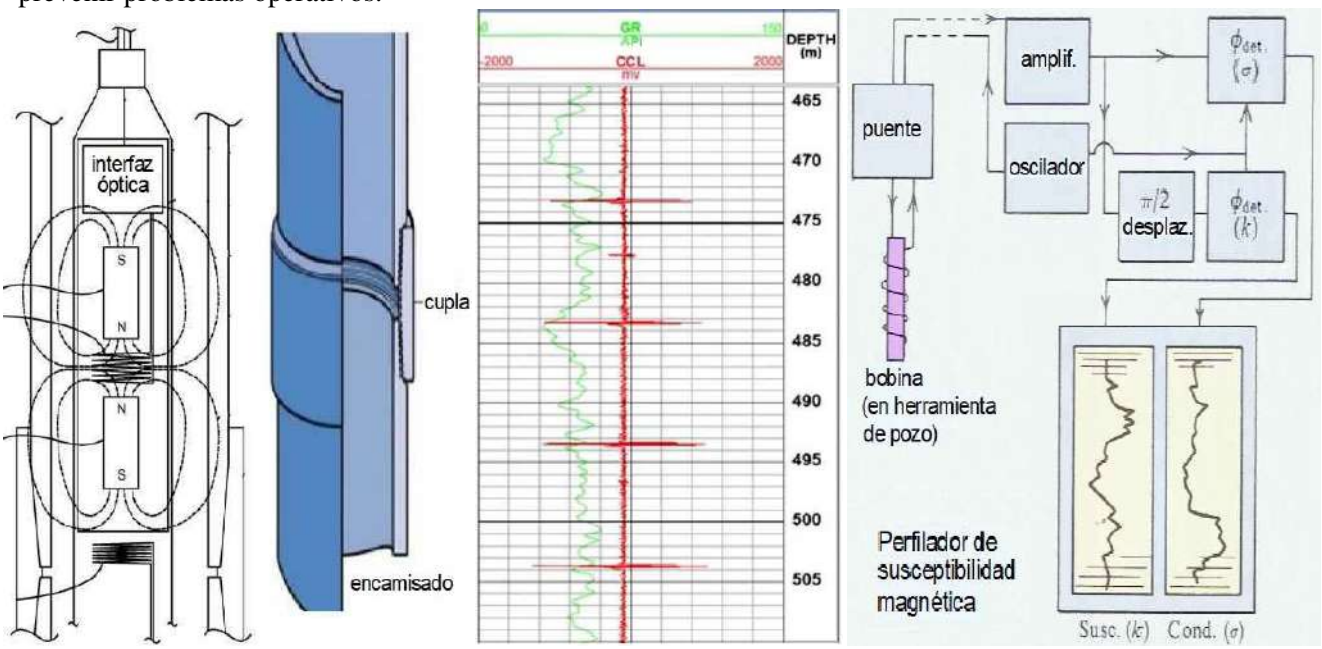
- La zona de lectura de la herramienta corresponde a la zona invadida (4 pulgadas de profundidad de investigación) lo cual torna imposible hacer cuantificaciones que permitan la estimación de porcentajes de fluidos en los ensayos.
- No se consideran los resultados de los ensayos en los siguientes casos:
  - Ensayos en conjunto que involucran capas con diferentes prognosis.
  - Bajos caudales obtenidos en los ensayos (por ejemplo, menos de 160 litros) de capas de alta calidad de reservorio (*MBVM* alto), en esos casos se infiere probable daño de formación y, de no ser estimuladas, no se las tiene en cuenta.
  - El resultado sin entrada en una capa con prognosis de fluido y en la cual la calidad de reservorio sugiera una estimulación no se considera en la estadística dado que un probable daño de formación podría ser la causa del resultado y sin estimulación **no** es posible conocer el fluido que se encuentra en el reservorio.
- En caso de capas estimuladas mediante fractura hidráulica se toma en consideración el resultado del ensayo post-fractura.

OTROS REGISTROS MAGNÉTICOS DE POZO

Muy utilizada es la herramienta cuentacuplas. Más raramente el perfil de susceptibilidad magnética.

- La **Herramienta Cuentacuplas** (*CCL*, *casing collar locator*, esquema a la izquierda) se corre a pozo entubado con el fin de identificar los ensambles o collares entre los caños del revestimiento o encamisado (*casing*), a partir de incrementos en la señal dados por un magnetómetro discriminador de flujo (*fluxgate*). Suele correrse junto al perfil radiométrico de rayos γ (ver perfil central) para tener una referencia adicional, resultando ***útil para correlacionar perfiles obtenidos a pozo entubado o bien para servir de guía de las profundidades*** en las operaciones de terminación.

Existen desarrollos modernos con 8 ó más flejes, cada uno con un sensor magnético, que permiten medir el espesor de la cañería (***magnetic casing thickness tool***) y determinar sectores con corrosión interna o externa a partir de la generación de imágenes tridimensionales. También el complemento de sistemas del calibre de pozo con múltiples dedos desplegados cada 15 ó menos grados de azimut y de nuevos algoritmos que permiten la mejor identificación de sectores de tubería anómala (véase por ejemplo Gava *et al*., 2023, trabajo para pozos de Vaca Muerta en la cuenca Neuquina) generando la herramienta denominada ADL (*Anomaly Detection Tool*) que no está diseñada para detectar señal magnética pero complementa la herramienta cuentacuplas con el fin de prevenir problemas operativos.



Boceto de herramienta cuentacuplas –izq– y del revestimiento del pozo; luego perfil CCL registrado: GR es el de rayos γ (modific. de petro-pedia.com) (modificado de Telford *et al*., 1976)

- El **Perfil de Susceptibilidad Magnética** (figura de la derecha) permite definir el valor de ***k*** en los intervalos atravesados en un pozo y es ***útil para correlacionar formaciones, contribuir a la identificación de capas de interés minero o petrolero y sobre todo para detección de rocas con minerales metalíferos***, aunque por sí solo no define el tipo de roca.

Está basado en un puente de inductancia y su funcionamiento (esquematizado en la figura a la derecha) es como en su equivalente de laboratorio. El solenoide envuelve un núcleo que posee baja reluctancia magnética (en el circuito la reluctancia $R = \text{longitud}/\mu.\text{área}$) y está conectado al puente: si éste está balanceado en un ambiente estéril luego se desbalanceará al atravesar formaciones de ***k*** y conductividad eléctrica (σ) anómalas –dado que ***k*** tiende a producir un voltaje en cuadratura ($\pi/2$) y σ un voltaje en fase–. Ambos efectos se grafican por separado para una más clara interpretación.

China, camión de perfilaje en boca de pozo (foto North Benz)

En esta convivencia de instrumental *vintage* y de última generación, la IA, si bien de enorme ayuda, todavía no es capaz de reemplazar la experiencia de un ingeniero, geofísico o geólogo en la toma de decisiones críticas para preservar la buena salud del pozo.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿En qué se fundamentan los perfiles de resonancia magnética nuclear en pozo?
- ¿Qué indicadores provee esta metodología?
- ¿Cómo se realiza el proceso de inversión de datos?
- ¿Cómo es evaluado el potencial de un reservorio con RMN?
- ¿Cuál es el planteo en la identificación de gas?
- Definir T2 intrínseco.
- ¿Qué son los mapas de Difusión y cuál es su utilidad?
-¿Qué aplicaciones tienen la herramienta cuentacuplas y el perfil de susceptibilidad en pozo?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Acosta, N., 2008. Análisis de resonancia magnética nuclear para la caracterización de reservorios clásticos de ambiente continental, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Naturalia Patagónica, V.4 Nº1 (p 23-36).
- Acosta, N., Romero, P., Magenta, G., Potas, G., Cabrera, C., Coccia, C., Di Benedetto, L. & Ferreira, L., 2007. Methodology for characterization of a clastic reservoir based on correlations between electrofacies, NMR and image logs. A case study from the Golfo San Jorge Basin (6 p). 10° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Broding, R., Zimmerman, C., Somers, E., Wilhelm, E. & Stripling, A., 1952. Magnetic well logging. Geophysics, V.17 (p 1-26).
- Cerdá, M, Quintavalla, C. & Salas, V., 2013. Evaluación de integridad de cañerías en pozos de la cuenca Golfo San Jorge. Petrotecnia, N°8 (p 56-66).
- Chen, S., Edwards, C. & Thern, H., 1998. Advances in NMR log processing and interpretation. Paper L, 4th well logging symposium of Japan: Society of Professional Well Log Analysts, Japan Chapter (8 p).
- Colo, C., Salvay, R., D'Onofrio, M. & Demuro, D., 1997. Importancia de la litología en el uso de la resonancia mangética. Boletín de Informaciones Petroleras, N°52 (p 29-37).
- Connell, M., Howard, R., Glennon, C., & Ligertwood, J., 2000. High-pressure/high-temperature coiled tubing casing collar locator provides accurate depth control for single-trip perforating. SPE/ICoTA Coiled Tubing Roundtable (8 p).
- Diaz, D., Breda, E., Minetto, C. & Chen, S., 1999. Use of NMR logging for formation damage prevention: water-flooding case study in Cañadón Seco, San Jorge Basin. SPE Annual Technical Conference, Reservoir Engineering, Part 1 (p 79-90).
- Domínguez, H., Saavedra, B., Corbelleri, A. & Sliwinsky, L., 2005. Uso de resonancia magnética nuclear para la caracterización de reservorios y fluidos en yacimientos de la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia, Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, V.1 (p 59-71).
- Ellis, D. & Singer, J., 2007. Well logging for Earth scientists (p 415-478). Springer.
- Gava, L., Goñi, L., Nachef, P. & Bonapace, J., 2023. Anomaly detector tool - Integrating traditional casing collar locator with innovative algorithm for early casing anomaly identification. SPE/AAPG/SEG Latin America Unconventional Resources Technology Conference, V.1 (p 478-487).
- Halliburton, 2000. NMR logging, principles and applications (253 p).
- Romero, P., Acosta, N. & Serrano, H., 2010. New NMR-based methodology for inferring the presence of movable heavy oil in reservoir layers (10 p). Search and Discovery Articles, N°40519.

- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 800-802). Cambridge University Press.
- Western Atlas, 1996. Nuclear magnetic resonance terminology glossary (26 p).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Pirámide en Chichén Itzá.

["…él hincó la piedra, él asperjó gotas…"]
Inscripción Maya (*circa* 800)

PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

Una tormenta (eléctrica o no) solía ser una bendición para los ciudadanos de la avanzada Civilización maya. Significaba que prosperarían el maíz y otros cultivos. Y que se recargarían las aguas subterráneas de los cenotes (esos pozos subcirculares creados por el colapso de parte del techo de una gruta calcárea). Acuciados por la creciente escasez de agua potable, los mayas hacían invocaciones, celebraban ritos –como el referido en la inscripción– y ofrendaban sacrificios (incluso humanos) para obtener el favor de Chaak, el dios de la lluvia. Y dado que Chaak les fue brindando cada vez menos respuestas –como nuestro Dios a la inmensa mayoría de los marginados del mundo en toda época–, los mayas sin duda hubiesen loado el conocimiento de la geoeléctrica que tan útil resulta en la búsqueda de acuíferos y otros recursos subterráneos. Nada, al final parece que convulsiones sociales generadas a partir de la escasez alimentaria –por falta de lluvias– llevaron al colapso civilizatorio y para 1519, cuando Cortés y sus secuaces llegaron a esas tierras, muchas de las grandes ciudades mayas llevaban siglos cubiertas de selva y los españoles se ahorraron otro estrago a gran escala como el perpetrado contra la pujante Cultura azteca. Diego de Landa y otros perpetradores se conformaron con destruir la casi totalidad del patrimonio cultural maya, escrito en códices empleando como soporte cortezas de higueras tratadas (mejores que el papiro egipcio), por creerlos contrarios a la "verdad" bíblica…

La Civilización maya ya prosperaba cuando en la ciudad o polis de Mileto, en la costa jonia –hoy costa turca sobre el mar Egeo, donde los migrantes pugnan por huir de actuales estragos–, un tal Tales afirmaba que el agua es el origen de todo, tiene dioses y vida propia. Pero no sólo eso. Porque dicen que alrededor del 600 a.C. este filósofo griego –que además experimentó con el magnetismo, como ya hemos referido– descubrió el resultado de frotar un trozo de ámbar (resina fósil, como la del mosquito de Jurassic Park con el imposible ADN de los dinosaurios picados). El ámbar frotado adquiría la propiedad de atraer pequeños objetos. **Tales de Mileto** había descubierto la electricidad estática. Ámbar en griego se dice ἤλεκτρον (élektron).

Tres siglos después, hacia el 310 a.C., **Teofrasto de Ereso** documentó en Atenas sus estudios de diferentes materiales capaces de producir fenómenos eléctricos.

La palabra **electricidad** fue instalada en la modernidad por el inglés **William Gilbert** hacia 1600.

William Watson, también inglés, en 1746 descubrió que el suelo es conductor de corrientes eléctricas. Más tarde, en 1784, como citamos en el Tema 4, el francés **Charles Coulomb** definió la ley fundamental de los campos electromagnéticos, que para el campo eléctrico se escribe:

$$F = K\, \mathbf{q}_1 . \mathbf{q}_2 / \boldsymbol{l}^2$$ –la forma matemática típica de los campos potenciales–

(en el S.I. las cargas **q** se dan en coulomb y la longitud conductora ***l*** en metros, con $K = 9.10^9\ N.m^2/c^2$ en el vacío)

En Italia hacia 1800 **Alessandro Volta** inventó la primera pila –a partir de los estudios previos del médico, también italiano, **Luigi Galvani**–. Recordemos que la palabra voltio es utilizada para definir la ***diferencia de***

energía potencial en los campos eléctricos, también llamada **tensión o voltaje**.

Análogamente al magnetismo, el **potencial eléctrico** es: $\mathbf{V = K\, q_1 / l}$

y el **campo eléctrico** deviene: $\mathbf{E = F / q_2 = K\, q_1 / l^2 = V / l}$ (potencial eléctrico sobre longitud)

La **densidad de corriente** es: $\mathbf{J = I / s}$ (intensidad eléctrica sobre sección o área del conductor)

El francés **André Ampère** observó que dos cables con corriente se repelen o atraen según sea la dirección relativa de circulación y en 1826 expuso su teorema: $\oint H ds = J + dD/dt$

(donde el primer término es la integral de contorno cerrado o bucle del campo magnético así generado, J la densidad de corriente, D la inducción electrostática y t el tiempo)

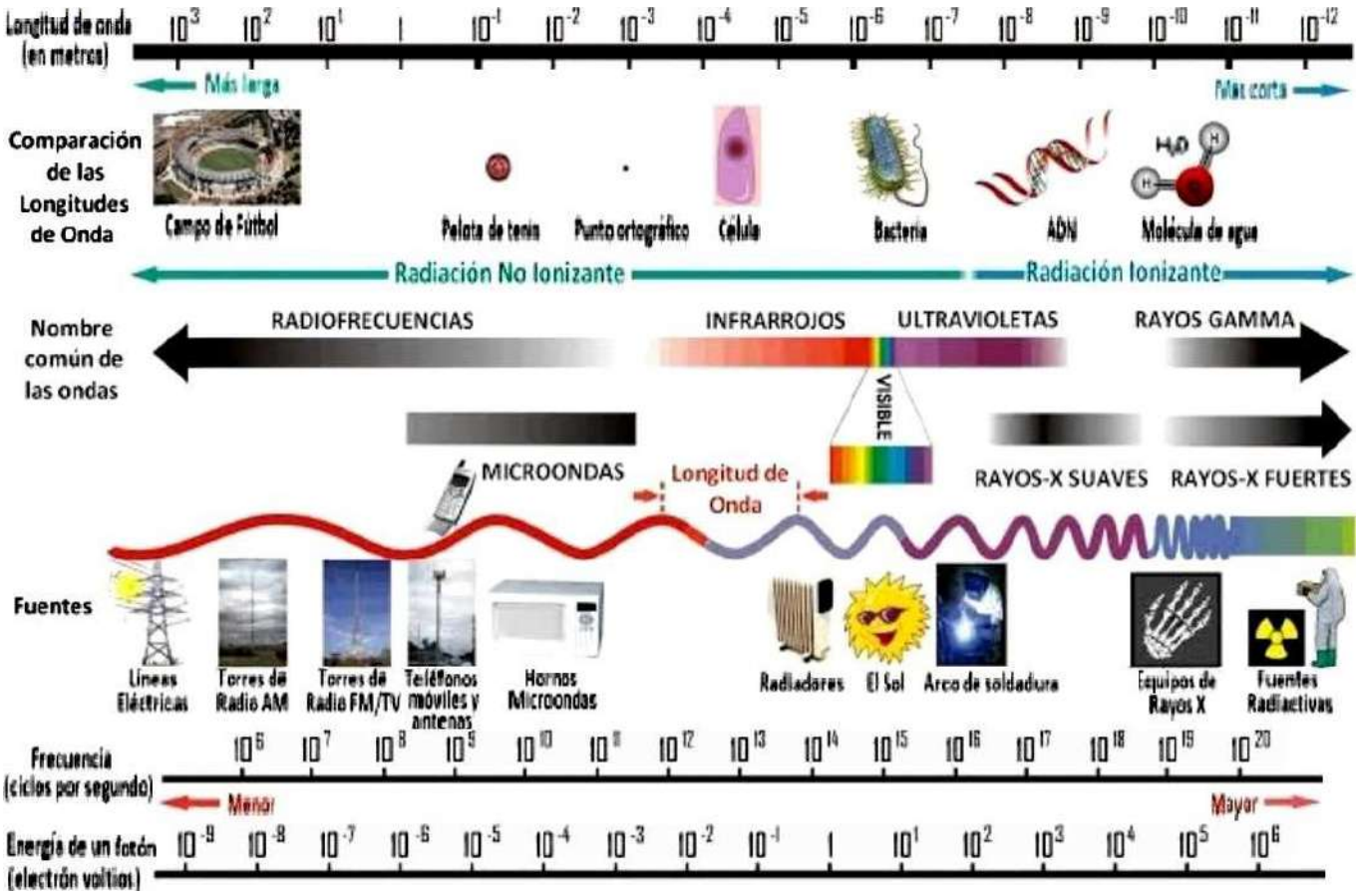
A la inversa, la Ley del inglés **Michael Faraday** y el alemán **Heinrich Lenz** (1831-33) dice que:

$\oint E ds = -dB/dt$ (siendo B el flujo magnético cuya variación temporal genera un campo eléctrico E)

Además el alemán **Karl Gauss** en 1835 descubrió que las líneas de campo eléctrico pueden ir de una a otra carga q, de modo que: $\oint D ds = q$

Y el mismo Gauss halló que las líneas de inducción magnética son continuas, o sea que no puede haber polos aislados y por tanto: $\oint B ds = 0$ Conceptos que fueron unificados por el escocés **James Maxwell** en 1861.

Como complemento de este corto repaso de fórmulas físicas, presentamos una representación abarcativa del espectro electromagnético (del latín *spectrum*, imagen). Nuestros ojos ven una mínima porción de él, pero con diferentes dispositivos podemos "ver" todo su rango. Animales nocturnos o marinos (insectos, roedores, peces, etc.) en sus ojos tienen receptores que les ofrecen la capacidad de ver en ultravioleta cercano.

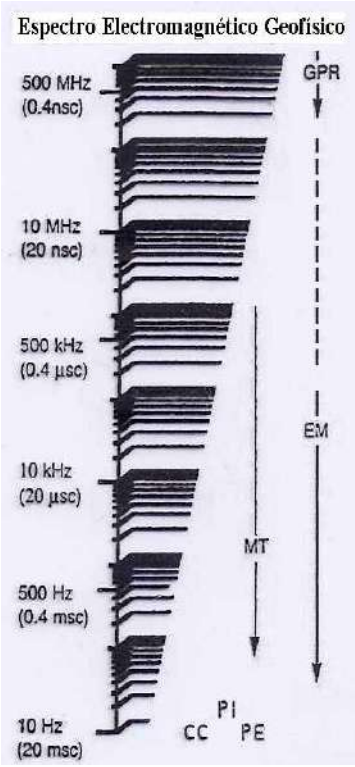


Espectro electromagnético (modificado de electromagneticos.es)

METODOLOGÍAS DE PROSPECCIÓN

Los métodos geoeléctricos se fundamentan en el registro o adquisición de magnitudes eléctricas del campo electromagnético en el suelo y subsuelo terrestre, las que, una vez procesadas (correcciones o reducciones) podrán ser interpretadas para conducir a la identificación de valores anómalos vinculados a objetivos de interés científico o perentoriamente aplicados.

El investigador ruso **E. I. Ragozin** publicó en San Petersburgo en 1903 un trabajo pionero acerca del uso de la electricidad en investigaciones de cuerpos rocosos mineralizados.
En las variantes prospectivas de la geoelectricidad pueden aprovecharse las respuestas dadas a partir de los campos eléctricos naturales de la Tierra, o bien recurrirse a la generación de campos artificiales cuya mayor intensidad o mejor control podrá permitir generar registros más claros del terreno estudiado.
Existe una gran variedad de metodologías, que podemos clasificar según diversos criterios alternativos o la combinación de ellos. Por ejemplo, la naturaleza del campo (natural o artificial), el tipo de información obtenida (vertical o sondeo, lateral o calicata, en sección o tomografía, areal o mapa, volumétrico o 3D) y el tipo de campo (constante o continuo, variable o alterno).



Clasificación general de los métodos prospectivos

Campo Natural: Potencial Espontáneo (PE)
Corrientes Telúricas
Corrientes Magnetotelúricas (MT)

Campo Artificial: Campo Constante (CC): (Inyección de Corriente)
- Líneas Equipotenciales
- Sondeos Eléctricos
- Calicatas Eléctricas
- Tomografías Eléctricas y 3D

Campo Variable (EM): (ElectroMagnéticos)
- Calicatas Electromagnéticas
- Sondeos de Frecuencia
- Tomografías EM y 3D
- Registros Hertzianos
- Georradar (GPR)

Polarización Inducida (PI):
- Dominio del Tiempo
- Dominio de la Frecuencia
- PI espectral y otros

PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS

Magnitudes medibles

Son tres: permeabilidad magnética, constante dieléctrica y resistividad (o resistencia específica).

* La **Permeabilidad magnética μ** es una magnitud fundamental en la prospección magnetométrica, como ya se ha visto en los Temas 04 y 05.

* La **Constante dieléctrica o Permitividad ε** es un ordenador lineal que vincula la magnitud de un campo eléctrico E con la inducción electrostática D. Su valor relativo depende de la composición química, la densidad y la estructura cristalográfica, porque influye mucho la dipolaridad (efecto pila) del material.

Matemáticamente: $D_i = \varepsilon_j \cdot E_j$

(en el vacío ε vale 8,854 pF/m, en granitos y petróleo unos 20, y en agua y arcillas cerca de 80 pF/m)

Existen pocos métodos geoeléctricos basados en la valoración de la permitividad, de los cuales los dos más empleados son:

- El **Radar de Substrato o Georradar,** que ha sido aplicado habitualmente a objetivos de muy poca profundidad (pocos metros bajo la superficie), con objetivos estratigráficos, hidrogeológicos o ambientales, y muy utilizado en áreas de suelos congelados. Se lo refiere con algún detalle en el Tema 08.

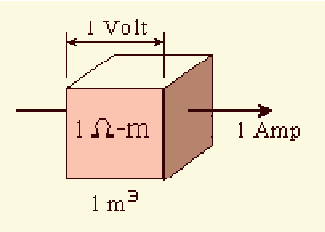
- El **Perfil Dieléctrico de Pozos**, que en algunas cuencas ha sido muy empleado como indicador de porosidades y tipos de fluidos. Es abordado en el Tema 06-07-08(b).

* La **Resistividad ρ** es la magnitud eléctrica más contrastante, con un rango de variación de más de veinte órdenes de magnitud, y es la más utilizada en los métodos de la geoelectricidad. Las medidas de resistividad eléctrica del subsuelo son habituales en las prospecciones geofísicas. Su finalidad es detectar y localizar cuerpos y estructuras geológicas basándose en su contraste resistivo, sea que tengamos una fuente de campo natural o que creemos un campo artificial.

Resistividad eléctrica de los suelos

La **resistividad eléctrica** ρ de un material describe la dificultad que encuentra la corriente a su paso por él. Etimológicamente procede del latín *resistere* (*sistere* es mantenerse fijo, como insistir). Así como su inversa, la **conductividad** σ, deriva de *conducere* (*ducere* es guiar, como en oleoducto, o como *il Duce* Mussolini…) y se la puede definir como la facilidad que encuentra la corriente eléctrica para atravesar el material.

La resistencia eléctrica que presenta un conductor homogéneo resulta determinada por la resistividad ρ del material que lo constituye y por la geometría del conductor. Para un conductor rectilíneo y homogéneo de sección ***s*** y longitud ***l*** la **resistencia eléctrica R** viene dada por: $\mathbf{R = \rho . l / s}$



O bien, según la ley hallada por el alemán **Georg Ohm** en 1830: $\mathbf{I = V / R}$

y por lo tanto $\mathbf{R = V / I}$

por lo que $\rho . l / s = V / I$ y $\rho = (V / I) . (s / l)$

(s/l es la configuración geométrica del conductor, en este caso un cable)

La unidad de resistividad en el Sistema Internacional es el ohmio por metro (Ω.m), ya que **R** se da en ohmios, y además **I** en amperios y **V** en voltios.

La conductividad σ es, como se dijo, el concepto inverso a la resistividad: $\sigma = 1/\rho$

La unidad de conductividad en el S.I. es el Siemens (S) –en honor a **Werner von Siemens**, alemán inventor de la dínamo hacia 1850–, aunque suele referirse también como mho/m.

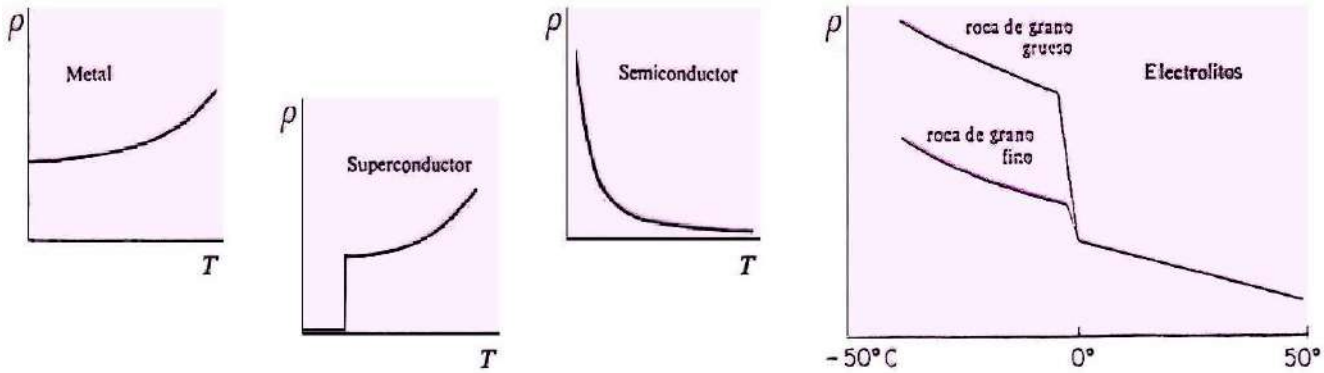
Tipos de conductividad

Estrictamente hablando, todos los cuerpos son eléctricamente conductores dado que permiten, en mayor o menor medida, el paso de portadores de cargas eléctricas. Estos portadores pueden ser electrones o iones, hecho que permite distinguir entre dos tipos de conductividad: electrónica e iónica. Los cuerpos con conductividad electrónica se clasifican en metales y semiconductores. Los que tienen conductividad iónica pueden ser dieléctricos o electrolitos líquidos (obviamente mientras no devengan gaseosos).

- **Conductividad Electrónica**

  Metales: el mecanismo de la conductividad de éstos puede imaginarse como debido a que los electrones de valencia de sus átomos pueden moverse libremente entre la red cristalina que éstos forman, sin vinculación a ninguno determinado. La facilidad de movimiento de los electrones y su gran número redundan en una conductividad muy elevada. Su resistencia aumenta con el contenido de impurezas y con la temperatura (mayor energía que desordena el movimiento electrónico y hace menos eficiente la conductividad). La resistividad de los metales a temperatura normal varía entre 10^{-8} y 10^{-7} Ωm. Son pocos y muy escasos los componentes de la corteza terrestre que poseen conductividad metálica. Entre ellos se cuentan los metales nativos (oro, plata, cobre, estaño) y quizá algún mineral poco abundante como la ullmanita (NiSbS).

  Como curiosidad, los materiales **superconductores** se comportan análogamente a los metales hasta que a muy bajas temperaturas caen a resistividad cero, como se esquematiza en la figura siguiente. Se los sintetiza artificialmente. No los hay en la corteza terrestre, salvo la miasita, un raro y escasísimo sulfuro de rubidio ($Rh_{17}S_{15}$) hallado en el valle del río Miass en la región rusa del sur de los montes Urales, mineral que además presenta una fortísima respuesta magnética. También se ha visto superconductividad muy raramente en aleaciones presentes en cantidades ínfimas en sideritos (meteoritos metálicos).



Relación resistividad de ρ vs temperatura T de distintos materiales (modificado de Orellana, 1972)

Semiconductores: son muchos y de gran importancia práctica. Su resistividad depende de su contenido en impurezas, a veces en grado extremo. Por añadidura su conductividad es función de la absorción de fotones, que producen saltos energéticos hacia la banda de conducción electrónica, y aumenta con la temperatura. Por ende, no cabe esperar que la resistividad de un cierto mineral pueda representarse por un dato único, sino que puede variar dentro de límites bastante amplios.
En general los teluros y los arseniuros son conductores muy buenos. Los sulfuros suelen clasificar también entre los conductores buenos, con excepciones como la blenda y el cinabrio. Los compuestos de antimonio y casi todos los óxidos en general son malos conductores, con la excepción de la magnetita. Ahora bien, estos minerales no se presentan en la naturaleza de forma individual, sino en asociaciones y junto con una ganga frecuentemente aislante (cuarzo, calcita, etc.), por lo cual la resistividad conjunta de un filón puede variar mucho de unos casos a otros.

- **Conductividad Iónica**

Dieléctricos (o aisladores): los electrones están fuertemente ligados a los átomos. Esto puede deberse a que existen enlaces sea covalentes que iónicos. En este último caso la red cristalina forma un electrolito sólido. La mayoría de los minerales pertenecen a este grupo. A temperaturas normales las resistividades son muy altas, generalmente superiores a 10^7 Ωm. Son minerales dieléctricos el azufre, la blenda, la calcita, el cinabrio, el cuarzo, las micas y muchos otros. Entre estos minerales, además, figuran los más importantes constituyentes de las rocas, las cuales se comportarían como aisladoras si no fuera por la presencia de electrolitos líquidos. También el hielo es aislador o resistor. Asimismo el petróleo.

Electrolitos líquidos: sus condiciones de conductividad son función de la concentración de las soluciones, tamaño de los iones y temperatura (como se ve en la gráfica previa). En las rocas el agua contenida no se congela instantáneamente en virtud de que, a medida que baja la temperatura, la parte que va quedando no congelada es cada vez más salada –porque el agua que se congela es casi pura– y obvio que esto depende de la salinidad inicial del agua poral, pero también del tamaño de grano, porque cuanto más grueso, mayor es la proporción de espacio de poros conteniendo electrolitos. El agua pura es muy poco conductora a causa de su muy reducida disociación. La resistividad del agua destilada es de unos 10^5 Ωm, por lo que puede considerarse como aislante. Las aguas que se encuentran en la naturaleza presentan, sin embargo, conductividad apreciable, porque siempre tienen disuelta alguna sal, generalmente NaCl, variando entre 0,2 (agua de mar) y 10^3 Ωm (agua dulce).

Comportamiento Eléctrico de las Rocas

La resistividad (inversa de la conductividad) es una de las magnitudes físicas con mayor amplitud de variación para diversos materiales (figura en la siguiente página). Pero además depende de la intensidad y frecuencia del campo eléctrico aplicado: cuanto mayores sean, más baja será la resistividad medida.
En las rocas se presenta un medio heterogéneo con por lo menos dos conductividades distintas, una propia de la matriz (dieléctrica, muy raramente semiconductora, según sea la mineralogía) y otra del espacio poral (electrolitos líquidos) donde los distintos parámetros de porosidad y permeabilidad importan. Pero también influyen dos parámetros físicos: presión y temperatura.

De modo que ***la conductividad eléctrica depende de***:

Matriz mineral (composición y estado de agregación)
Espacio Poral (volumen, configuración y fluidos)
Presión y Temperatura

Como se mencionó, el agua pura es muy poco conductora (10^5 Ωm), pero las aguas que se encuentran en la naturaleza presentan conductividad debido a las sales disueltas. Así, las aguas de lagos y arroyos de alta montaña registran resistividades que van de 10^3 a 3.10^3 Ωm, las aguas subterráneas de 1 a 20 Ωm y las aguas marinas de unos 0,2 Ωm, naturalmente menor en los mares más salados.
En geoeléctrica el concepto de* matriz *incluye clastos, matriz (fina) y cemento. Si la resistividad de las rocas dependiese únicamente de los minerales constituyentes, habrían de considerarse como resistores en la inmensa mayoría de los casos, puesto que lo son prácticamente el cuarzo, los silicatos, la calcita, las sales, etc. Sólo en el caso de que la roca contuviese minerales semiconductores o metales en cantidad apreciable podría ser considerada como conductora, es decir, sólo lo serían las menas metálicas, cuya interpretación es igualmente

compleja porque normalmente están rodeados de una ganga aislante. Pero causalmente todas las rocas tienen poros en proporción mayor o menor, los cuales suelen estar ocupados total o parcialmente por electrolitos líquidos, de lo que resulta que, en conjunto, las rocas se comportan como conductores iónicos, de resistividad muy variable según los casos. ***La* resistividad *de las rocas puede oscilar en un margen amplísimo en función del* contenido en agua*, de la* salinidad *de ésta y del modo de distribución de los* poros.** Recordando que de su grado de interconexión depende de la **permeabilidad**, que se mide en milidarcy (mD = 9,87.10^{-16} m^2) en homenaje al francés **Henry Darcy** que en 1856, a los cincuenta y seis años, dos antes de fallecer, publicó un trabajo para el abastecimiento de agua de la ciudad de Dijon, conteniendo la conocida fórmula relativa a la permeabilidad: $Q = k.A.\Delta P/\mu.\Delta x$ (siendo Q el caudal, A el área medida en sección, ΔP la diferencia de presión que depende del gradiente hidráulico, μ la viscosidad dinámica del fluido, Δx el espesor del medio considerado y k la permeabilidad)

Tipo de roca	Rango usual de porosidad %	
	desde	hasta
Lutita	20	50
Arenisca	5	30
Caliza	1.5	15.0
Dolomía	3	20
Cuarcita		0.8
Granito		1.2
Diabasa		1.0
Diorita	1.3	5.1
Gabro	0.3	3.5

(modificado de Parkhomenko, 2012)

La resistividad de las rocas ***también depende de la* temperatura** a la que se encuentren, ya que ésta influye sobre la resistividad de los minerales (inversamente en metales que en semiconductores), pero además en los fluidos que ocupan los poros. En las sedimentarias un descenso de la temperatura provoca un aumento de la resistividad y en el punto de congelación el agua pasa a ser un dieléctrico o mal conductor, tal como se grafica en la pág.126.

***Asimismo hay influencia de la* presión**. En las rocas sedimentarias, o en general con conductividad iónica dominante, su incremento produce un correlativo aumento de resistividad por el efecto de la deshidratación consecuente. Pero si, en cambio, las rocas tienen abundancia de minerales con conductividad electrónica, el incremento de presión suele aumentar la conductividad total de la misma.

Por último, cabe mencionar que la resistividad de algunos minerales, y por consiguiente de las rocas que éstos forman, varía según la dirección de medida que se toma, es decir que presentan **anisotropía eléctrica**. En las rocas sedimentarias la estratificación también puede producir anisotropía, aunque en general este efecto es débil dada la aleatoriedad de las orientaciones de los minerales en las rocas.

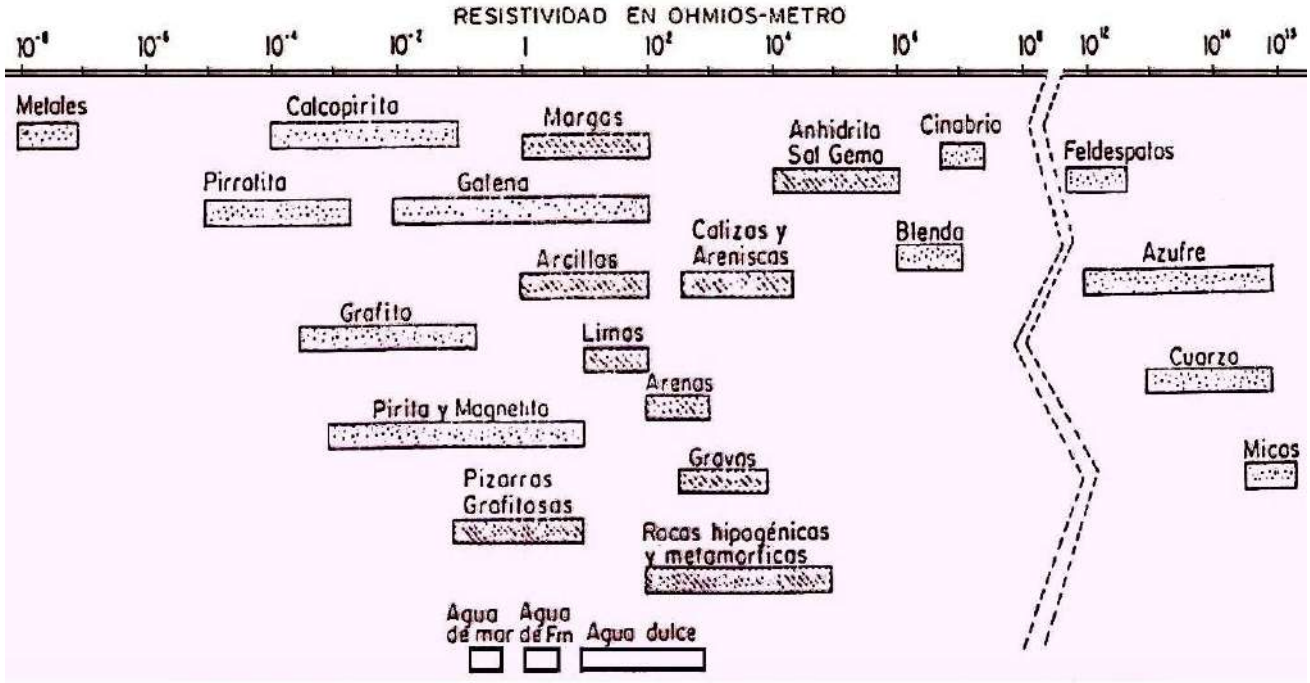


Gráfico de los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales. La fisuración, impregnación de agua salada, etc. pueden extender estos límites.

(modificado de Orellana, 1972)

En definitiva, se parte desde la premisa de que el sector del subsuelo que se está investigando nunca es homogéneo, porque si lo fuera daría todos valores idénticos y no existiría anomalía, ni en éste ni en los otros

métodos geofísicos. Entonces los valores de resistividad resultantes de las mediciones en el campo se denominan **resistividades aparentes** y se simbolizan **ρa**. Y para obtener las resistividades de los medios rocosos individuales interesados, así como sus geometrías aproximadas, es necesario hacer un modelado o inversión de las ρa (véase por ejemplo Cai *et al*., 2017), de manera comparable a como se procede en gravimetría, magnetometría y con los otros campos geofísicos que son abordados en los capítulos sucesivos. Los procesamientos para llegar a los modelos geológicos causantes de las anomalías registradas los iremos viendo en cada método en particular, con un amplio abanico de entretenidas posibilidades.

Prospección geoeléctrica en la búsqueda de agua potable para la ganadería en el área del arroyo La Madera, alto río Chubut (foto Geosoil Argentina)

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué magnitudes eléctricas pueden ser medidas en las rocas?
- Describir brevemente los distintos tipos de conductividad eléctrica y citar unos pocos ejemplos de minerales en los que pueden manifestarse.
- ¿Qué características de las rocas determinan sus propiedades eléctricas?
- ¿Cómo se clasifican los distintos métodos geoeléctricos?
- Expresar la ley de Ohm y definir resistividad y conductividad.
- ¿Qué es la resistividad aparente?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 241-242). Prentice-Hall.
- Cai, J., Wei,W., Hu, X. & Wood, D., 2017. Electrical conductivity models in saturated porous media: a review. Earth-Science Reviews, V.171 (p 419-433).
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 379-387). Librería de Ciencia e Industria.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 568-574). McGraw-Hill.
- Francis, P., 1992. Exploration of the Solar System. En Understanding the Earth (p 3-24); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Griffiths D. & King,R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 19-84). Editorial Paraninfo.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 382-383). Ediciones Omega.
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 203-207). Cambridge University Press.
- Orellana, E., 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua (p 33-79). Editorial Paraninfo.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 165-175). Editorial Paraninfo.
- Parkhomenko, E., 2012. Electrical properties of rocks (314 p). Springer Science & Business Media.
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 445- 448). John Wiley & Sons.

- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 261-264). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 442-454). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 365-367). Alianza Editorial.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"In tali ricerche, dobbiamo aver cura di tenere a mente la forza elettromotrice della Terra, e le correnti telluriche…"

["En tales investigaciones, debemos cuidar de tener en mente la potencia electromotriz de la Tierra, y las corrientes telúricas…"]

(foto Phoenix Geophysics) Carlo Matteucci (1844)

MÉTODOS GEOELÉCTRICOS DE CAMPO NATURAL

Carlo nació en 1811 en Forlì (Romagna, unos 200 km al noreste de Pisa), hijo de Chiara y Vincenzo (cirujano del hospital local). Tras el secundario superó los exámenes de ingreso en la cercana Università di Bologna, años en que por propia iniciativa estudió aspectos geológicos de los cercanos Apeninos. Ya graduado como físico, se fue a perfeccionar a la École Polytechnique de París, donde entabló amistad con grandes científicos, entre ellos **François Arago** (físico y astrónomo) y **Antoine Becquerel** (investigador de electroquímica aplicada y abuelo del descubridor de la radiactividad). Por ese tiempo Italia estaba dividida y le causó gran impacto la ejecución del patriota Ciro Menotti a manos de autoridades serviles al Imperio austríaco. (Hoy existen jueces corruptos que procuran encarcelar políticos no serviles al Poder económico).

Carlo Matteucci llegó a tener a su cargo la cátedra de física de la Università di Pisa, realizó viajes académicos por Francia e Inglaterra y se casó con la escocesa Robinia Young. Hizo innumerables aportes a la física, especialmente a los fenómenos eléctricos, meteorología, inducción magnética, polarización de electrodos, instrumental médico y hasta relativa a la electrofisiología animal (fue un torturador de pobres ranitas… como antes **Luigi Galvani**). De espíritu humanista y con visión federal, Carlo se involucró en política, fue senador por el Reino de Cerdeña y luego ministro de educación durante la presidencia de Urbano Ratazzi en el naciente Reino de Italia.

Entre sus muchas publicaciones, están aquellas referidas a las corrientes que él bautizó como telúricas y que estudió a partir de medir (con electrodos impolarizables) su interferencia con las líneas telegráficas de Saint Maurice (Francia) y con las tendidas entre Pisa y la portuaria Livorno (primer telégrafo en la península, inicio de las comunicaciones a distancia) así como entre Milán y Monza, que solían tener correlato con la aparición de auroras boreales (auténticas señales del más allá).

Matteucci se estaba tomando un descansito en Livorno cuando, sólo cuatro días después de cumplir cincuenta y siete, lo sorprendió la parca.

Las ranitas seguramente festejaron.

Antiguas líneas telegráficas en Italia (foto www.clamfer.it)

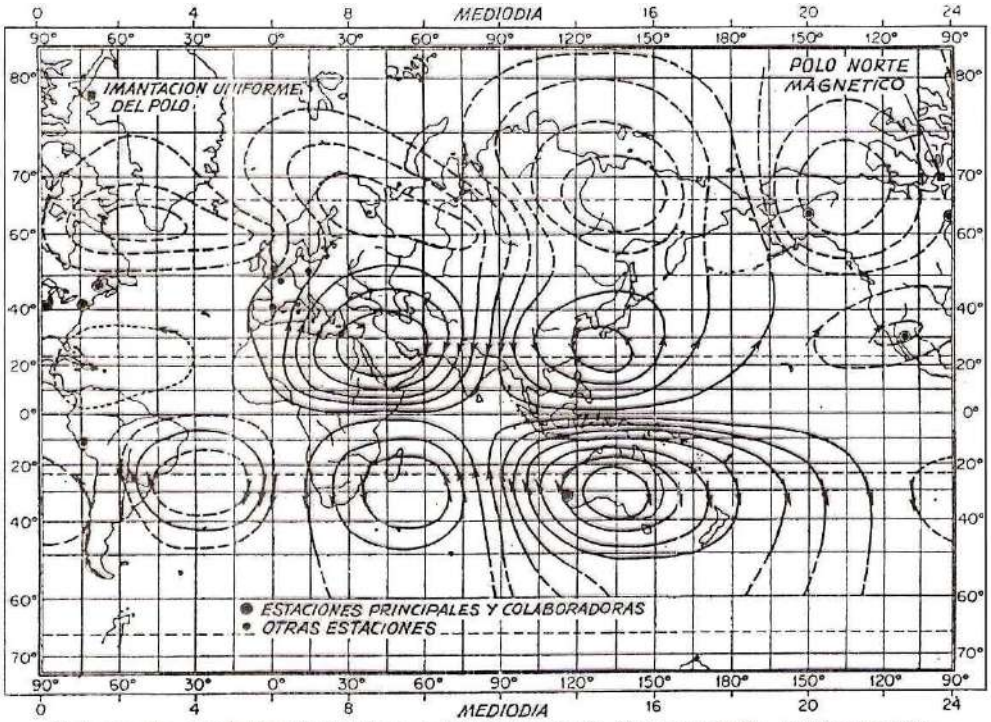
CORRIENTES TELÚRICAS Y ATMOSFÉRICAS

Las corrientes eléctricas naturales que circulan por la corteza terrestre son llamadas telúricas y se originan por la inducción primaria (P) del campo geomagnético de la Tierra, más la interacción de las tormentas eléctricas troposféricas, que a su vez pueden interactuar con otras corrientes corticales menores. Dada la variabilidad del campo magnético externo, las corrientes telúricas inducidas o secundarias (S) se manifiestan con amplitud y

frecuencia cambiantes a lo largo de las horas y también de un día a otro, registrando desde casi 0 hasta 10.000 Hz, habitualmente con amplitudes bajas.

A escala global, las corrientes telúricas configuran ocho circuitos eléctricos principales, cuatro en cada hemisferio, más otros circuitos menores distribuidos geográficamente, en especial en las regiones polares.

Respecto a la conexión entre la tierra y el aire, la superficie terrestre tiene carga negativa y atrae iones positivos de la atmósfera cuando hay buen tiempo. En cambio, durante las tormentas las cargas positivas viajan en sentido contrario. Las nubes en su base se cargan negativamente y estas cargas fluyen hacia tierra generando las descargas eléctricas (rayos). Y en forma análoga se dirigen hacia la parte superior de las nubes por hallarse positivamente cargada (se visualizan en forma de relámpagos).



Sistema de corrientes terrestres a las 6 horas de tiempo medio de Greenwich.
(modificado de Chapman & Bartels, 1940)

REFUCILOS EXTRATERRESTRES

Todos los planetas y lunas con campo magnético propio naturalmente tienen corrientes eléctricas internas que son sus causales y que generan una magnetosfera que interactúa electromagnéticamente con el viento solar (o con la gran magnetosfera de Júpiter). Estamos refiriéndonos principalmente a Mercurio, la Tierra, los cuatro gigantes y la luna Ganimedes. Es muy presumible que por inducción éstos también desarrollen equivalentes de las corrientes telúricas, con rangos de intensidades diferentes en cada caso.

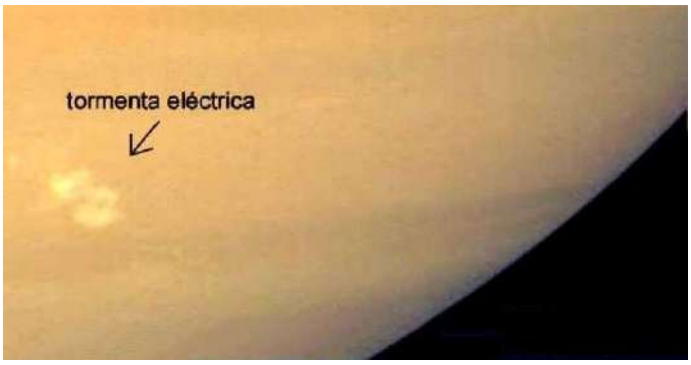
A nivel atmosférico, además de la inducción que puede dar el viento solar, suelen existir disparadores propios. Se estima que ocurren unos 50 relámpagos por segundo en la atmósfera terrestre. Y es probable que cada planeta o luna con atmósfera manifieste corrientes eléctricas asociadas a su dinámica.

En el caso de Venus, carente de un escudo magnético propio, la acción del viento solar induce corrientes eléctricas atmosféricas que producen el ya citado escape del hidrógeno y el oxígeno hacia el espacio. Además, el fenómeno de luces cenicientas (*ashen lights*) es un ligero brillo observado ocasionalmente en su lado nocturno que, sumado a la detección de emisiones de radio de baja frecuencia, sugiere que se producen descargas eléctricas en las nubes sulfurosas de las capas bajas de esa densa atmósfera.

En Marte también hay algunos signos de descargas eléctricas, que en este caso parecen ocurrir durante las intensas tormentas de polvo que suelen azotar el planeta rojo (y esculpir formas extrañas, como también sucede en la Patagonia, tal el caso de la "enigmática efigie" que con el tiempo se está modificando).

Los rayos también descargan en Júpiter, Saturno y probablemente Urano y Neptuno. En la tierra un huracán puede perdurar semanas, mientras que la Gran Mancha Roja de Júpiter ha existido durante más de 150 años y es una de tantas formaciones tormentosas alrededor de ese enorme planeta. También permanentemente una gran masa de átomos cargados es expulsada de la magnetosfera joviana con gran intensidad generando corrientes eléctricas que fluyen hacia algunos satélites, sobre todo Io y en menor medida Europa.

En Saturno es notable que la intensidad de ionización es unas 100 veces mayor en el lado iluminado que en el lado oscuro de su ionosfera. En ese planeta también va apareciendo enormes tormentas ciclónicas (cuya frecuencia media es de una cada año terrestre) y pueden captarse las ondas de radio producidas por el aparato eléctrico asociado a cada una de ellas, con descargas hasta 10.000 veces más potentes que las de la Tierra.



Saturno (imagen de RPWS Team, NASA)

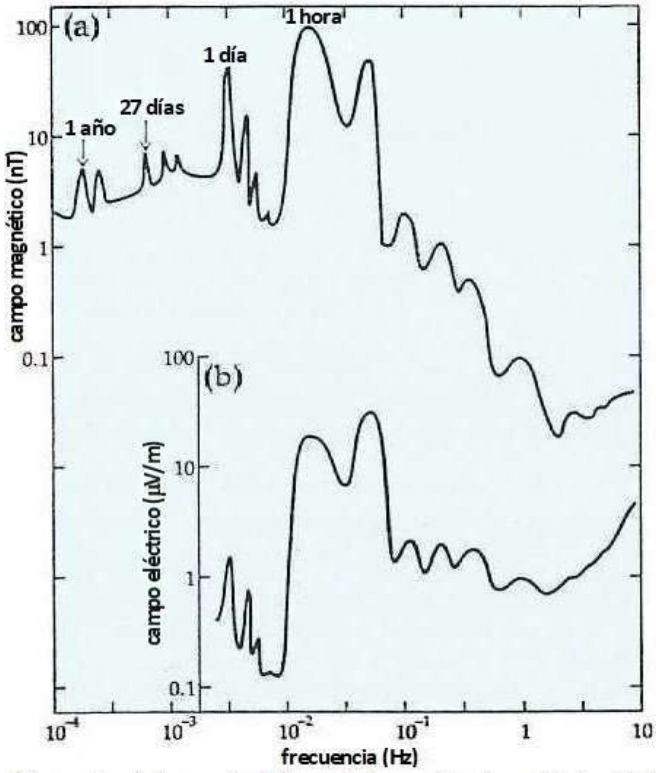
Ocurren predominantemente a ciertas latitudes en las que se estima hay convección vertical a gran escala. de nubes con agua en las capas altas de la atmósfera También es posible que la luz solar directa favorezca estos procesos. La mayor tormenta apareció el año 2010, desarrollando un vórtice central oscuro de unos 5.000 kilómetros de ancho que persistió durante alrededor de 200 de nuestros días y se expandió hasta alcanzar un área donde hubiesen cabido varias Tierras.

Los dos gigantes de hielo, Urano y Neptuno, igualmente poseen formaciones tormentosas (y vientos feroces), pero sus descargas eléctricas atmosféricas todavía no han sido registradas, si bien los exometeorólogos las consideran muy probables.

Las lunas que poseen atmósfera son también potencialmente capaces de manifestar actividad eléctrica. Se ha confirmado la existencia de este tipo de actividad en Titán, el mayor satélite de Saturno, que además tiene ríos y grandes lagos de hidrocarburos y una atmósfera con 95% de nitrógeno y 5% de metano, como ya fuera mencionado en el Tema 01. Se forman nubes de metano, etano y otros compuestos orgánicos, y suceden movimientos convectivos, lo cual puede generar campos eléctricos estáticos y tormentas. Hay un ciclo de evaporación y lluvias de metano. A lo que puede agregarse que la posibilidad de formación de moléculas orgánicas precursoras de la vida se estima mayor en atmósferas con tormentas eléctricas.

MÉTODO DE LAS CORRIENTES TELÚRICAS

Parece ser que el inglés **Robert Fox** hacia 1832 fue el primero en inferir la existencia de las corrientes telúricas, pero éstas fueron cabalmente interpretadas por **Carlo Mateucci** entre 1847 y 1867, y recién en 1934 los alsacianos **Conrad y Marcel Schlumberger** propusieron en Francia el empleo de tales corrientes para la prospección geofísica. Inicialmente observaron que éstas aparecían como ruidos en los registros que ellos obtenían con fuentes de corriente artificial (con las que habían comenzado a trabajar algunos años antes). Idearon entonces probar el trabajo de adquisición de información geoeléctrica a partir de esta fuente natural; lo que era ruido pasó a ser tomado como señal.



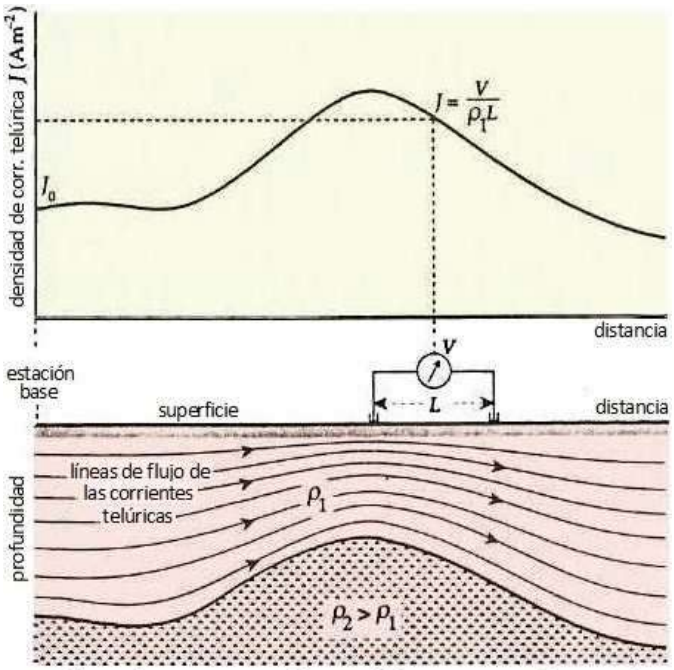
(a) espectro de frecuencia de las variaciones naturales en la intensidad del campo geomagnético, y (b) respectivo espectro de fluctuaciones del campo eléctrico inducido, calculado para un modelo terrestre de 20 Ωm.
(modificado de Serson,1973)

Como adelantamos, las corrientes telúricas son de baja amplitud y sus frecuencias son muy fluctuantes. La prospección con ellas puede complicarse si existe una fuerte actividad magnética solar que afecta el campo terrestre. Porque durante las **tormentas magnéticas** las micropulsaciones del campo exterior de la Tierra (de muy baja frecuencia, inferiores a 0,1 Hz) pueden tener picos de amplitud de hasta 500 nT. Si es así, directamente ***debe suspenderse la adquisición*** de datos telúricos, tal cual ocurre en magnetometría. (Izquierda, correlación de espectros geomagnético y geoeléctrico).

En el trabajo de campo la metodología consiste en ***registrar con un par de electrodos móviles a cierta distancia mutua, midiendo la diferencia de potencial entre ellos***, y disponer de ***otros dos pares de electrodos fijos*** en la base de arranque, uno N-S y otro E-O, ***a fin de tener un control permanente de las fluctuaciones naturales de estas corrientes telúricas –más el aporte de corrientes originadas en la actividad humana–*** y no confundir las variaciones temporales con el cambio en los valores de un lugar del subsuelo respecto a otro.

Hace muchas décadas que este método prácticamente no

se usa porque fue superado por variantes magneto-telúricas. Derecha, esquema del método telúrico.



Las líneas de corrientes telúricas deflectan por cambios en el espesor de una capa conductiva sobre otra más resistiva, lo cual afecta el voltaje en superficie, resultando distintos valores de *J*.

(modificado de Robinson & Corugh, 1988)

MÉTODOS DE LAS CORRIENTES MAGNETOTELÚRICAS

Estos métodos electromagnéticos (EM) de campo natural tienen algunas variantes que son muy similares a ciertas modalidades de los métodos EM de campo artificial.

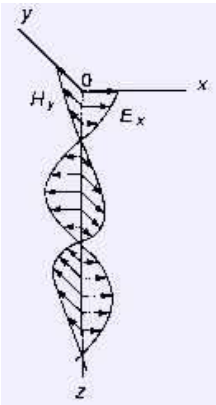
El ruso **Andrei Tikhonov** en 1950 y el francés **Louis Cagniard** en 1953 elaboraron las bases del método magnetotelúrico (MT), que consiste en medir no sólo las componentes eléctricas del campo magnético, sino además sus contrapartes magnéticas –con sensores que pueden ser bobinas simples o magnetómetros– a fin de combinar las mediciones en conjuntos de datos más robustos, con el plus de dar resultados menos afectados por las variaciones del campo externo.

De manera que ***se miden las mismas corrientes telúricas*** ($E_{x,y}$), ***pero además sus correlativos vectores magnéticos*** ($H_{x,y}$), que son ortogonales, como está dibujado a la derecha.

La impedancia es: $Z(\omega) = E_x(\omega) / H_y(\omega)$

O alternativamente: $Z(\omega) = E_y(\omega) / H_x(\omega)$

(E_x y E_y es el campo eléctrico medido en las direcciones perpendiculares ***x*** e ***y*** en función de la frecuencia angular ω, y análogamente H_x y H_y)



Para semiespacios homogéneos de resistividad ρ_o se demuestra que: $Z_o(\omega) = \sqrt{i.\omega.\mu.\rho_o}$

(donde $i = \sqrt{-1}$, Z_o y ρ_o caracterizan el semiespacio y μ es su permeabilidad magnética)

Desde allí se definen los parámetros a graficar: Resistividad $\rho_{ij} = (1/\omega.\mu).|Z_{ij}|^2$

Fase $\Phi_{ij} = \arctan[\mathrm{imag}(Z_{ij})/(\mathrm{real}(Z_{ij})]$

La componente imaginaria es la desfasada π/2 ó 90° respecto a la real. Las **amplitudes o resistividades aparentes R** (ρ_{ij}) y las **fases P** (Φ_{ij}) ***se miden en dos direcciones*:**

- ***paralelamente al rumbo general de las formaciones*** a mapear, obteniéndose los Telúricos Eléctricos (TE), es decir **resistividades RTE y fases PTE**
- ***ortogonalmente al rumbo***, los telúricos magnéticos (TM), esto es, las **RTM y PTM**.

Las curvas RTE y RTM se grafican juntas y lo mismo las PTE y PTM. ***Donde entre curvas que forman un mismo par la separación es mayor, estamos ante conductividades de orientación preferencial (por diques, fallas, etc.) para el rango de frecuencias de tal separación*** (primeras figuras de la página siguiente). ***Frecuencias más bajas corresponden a lugares más profundos; y cuanto más altas son, de más arriba provienen.***

La profundidad de penetración **z** depende inversamente de μ, ω y la conductividad σ: $z = \sqrt{2/\sigma.\mu.\omega}$

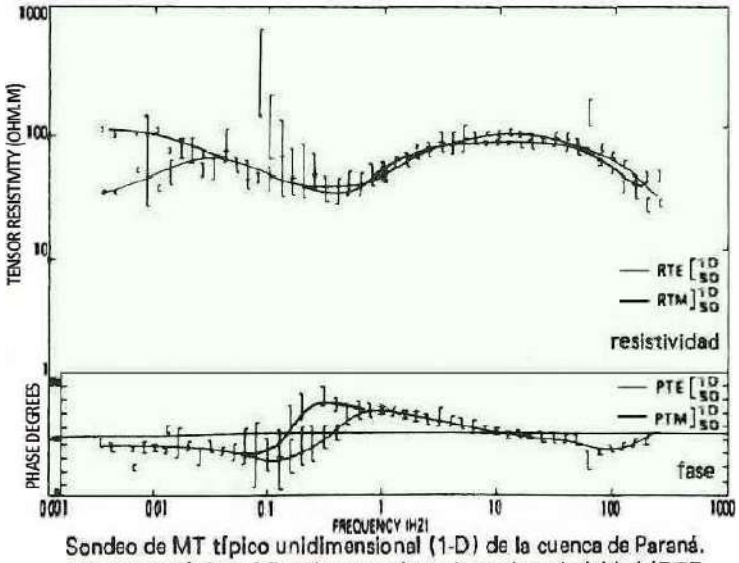
con $\omega = 2\pi.f$ (siendo f la frecuencia), de donde empíricamente: $z(m) = 503\sqrt{\rho(\Omega m)/f(Hz)}$

En el procesamiento se deben filtrar eventuales interferencias y corregir por variación temporal y relieve.

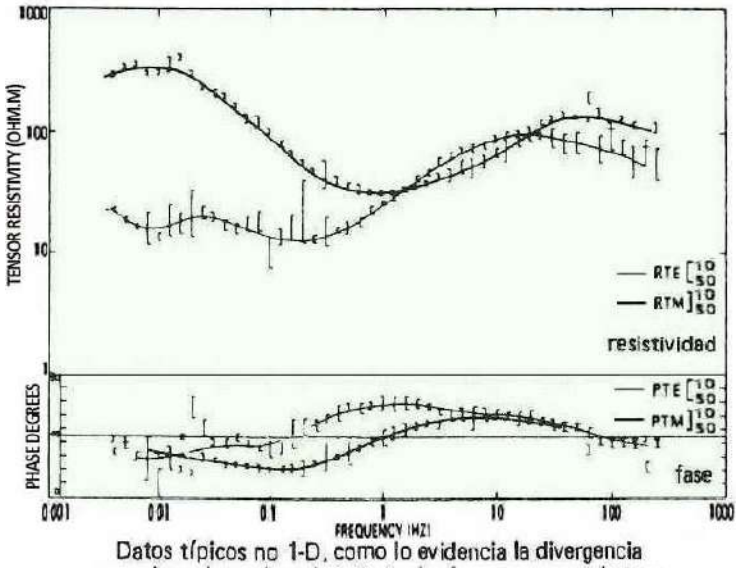
El caso de las figuras siguientes es de la cuenca de Paraná o Chacoparanaense en Brasil e ilustra el método, ***generando modelos iterativos del subsuelo hasta lograr el mejor ajuste con los datos***. La cuenca geológica tiene cierta coincidencia con el área de distribución de las culturas tupí-guaraníes y naturalmente con la actual cuenca fluvial, último episod io de una larga historia que se inició con el evento de ruptura (*rift*, grieta) que precedió la apertura del Atlántico Sur. El abombamiento térmico bajo el supercontinente de Gondwana sabemos provocó gran cantidad de *rifts* y algunos coalescieron para formar una larga depresión que resultó progresivamente inundada por el mar (como hoy lo es el mar Rojo y todavía no lo es la gran zona de ruptura de Africa oriental, ocupada por lagos). Y fue surgiendo la dorsal centroatlántica que siguió extrayendo calor del

manto. La biota sudamericana empezó a evolucionar con cierta independencia (aunque la gran extinción K-Tc no distinguió continentes) y los *rifts* abortados a ambos lados del Atlántico dieron origen a las cuencas por subsidencia térmica (desplome o *sag*) africanas y sudamericanas. Varias con sistemas petroleros, sobre todo en áreas de actual plataforma continental submarina, antes emergidas (caso del productivísimo *pré-sal* en Brasil).

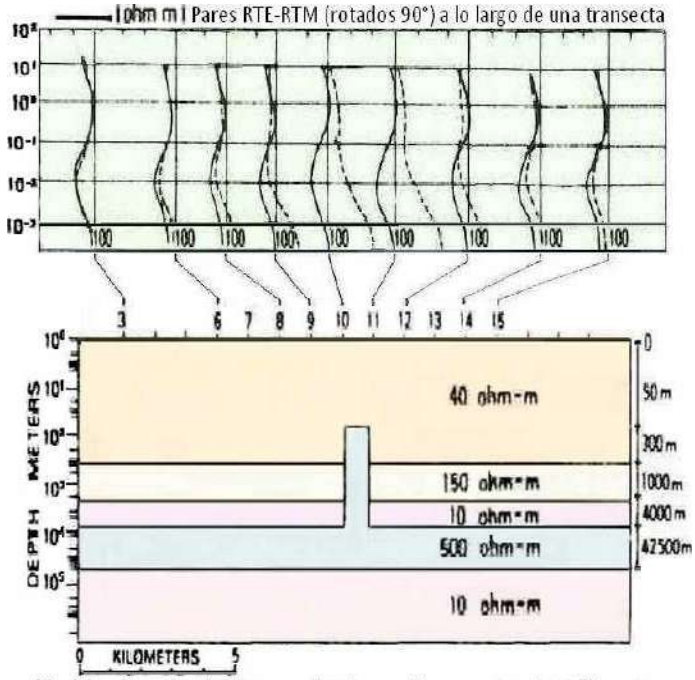
El objetivo en esta exploración fue la detección de diques ígneos, así como la determinación de los espesores sedimentarios y las estructuras geológicas –potenciales reservorios y trampas– por debajo de los más de 1.000 metros de coladas basálticas superpuestas de la formación Serra Geral (el campo de lavas más extenso del mundo, abarcando áreas de Argentina, Paraguay, Brasil y Uruguay), majestuosamente esculpidas por el cincel fluido del río Iguazú (agua grande, en guaraní), que actúa como un espejo que impide una buena iluminación sísmica de las formaciones que yacen por debajo, potencialmente petrolíferas.



Sondeo de MT típico unidimensional (1-D) de la cuenca de Paraná. Las características 1-D exigen que los valores de resistividad (RTE y RTM) y fases (PTE y PTM) sean esencialmente idénticos.

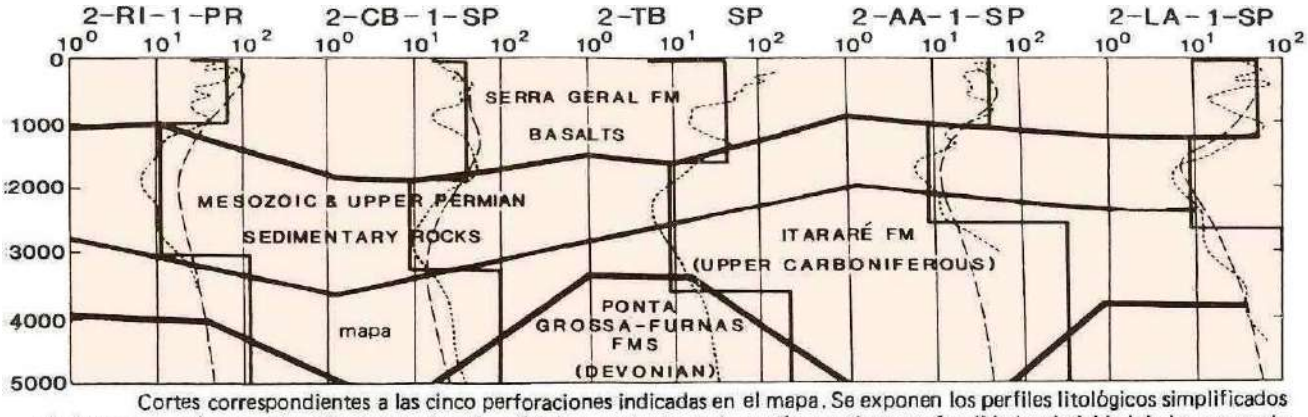


Datos típicos no 1-D, como lo evidencia la divergencia entre los valores de resistividad y las fases correspondientes.

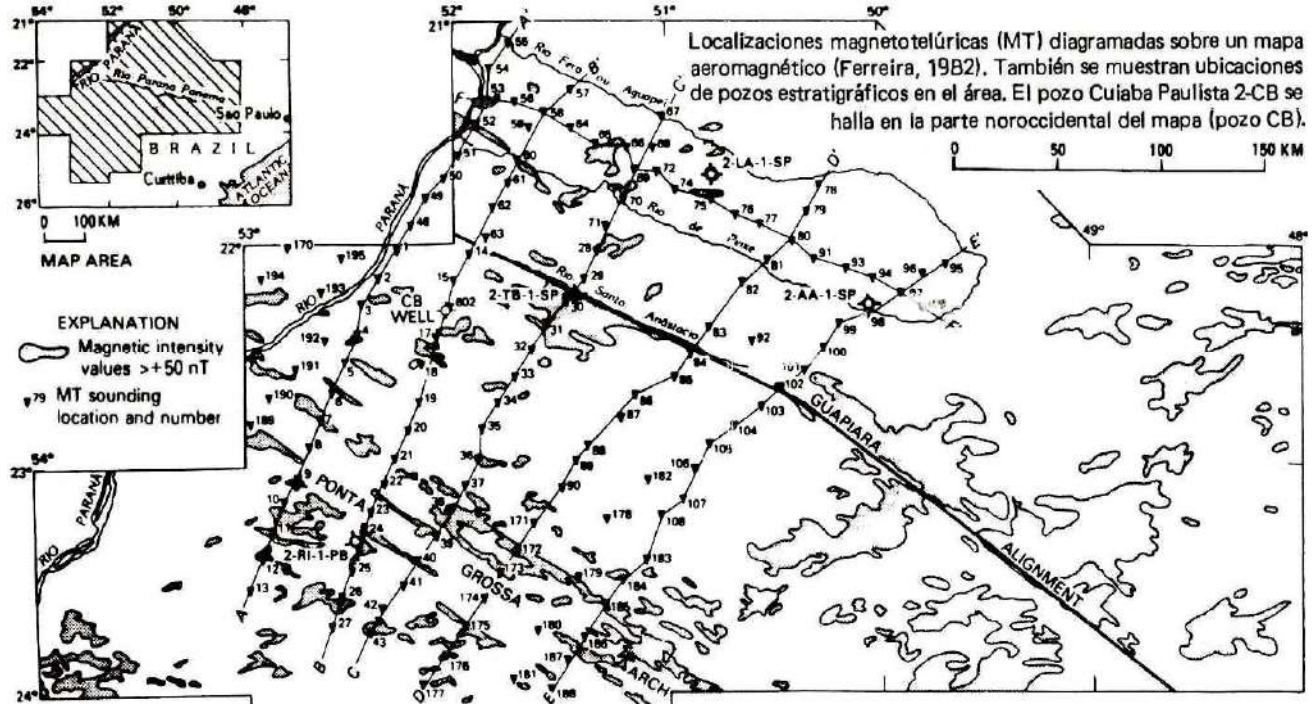


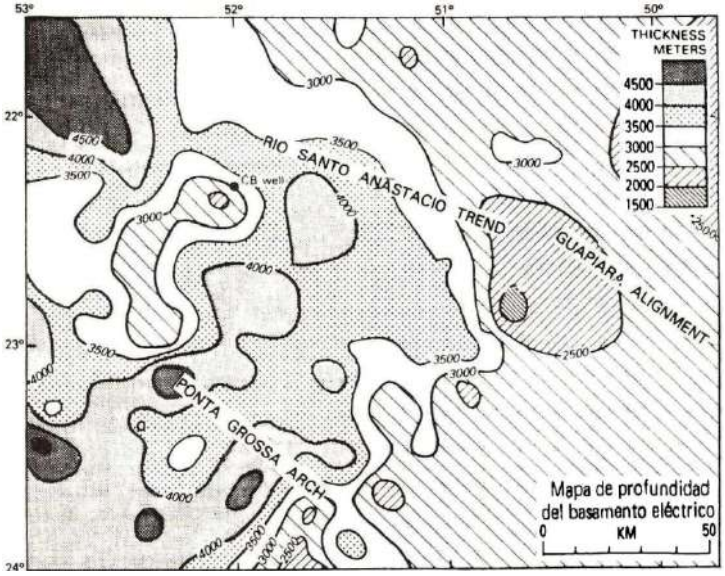
Modelo computarizado que simula un dique cortando sedimentos del Paleozoico y Mesozoico por debajo de una unidad basáltica.

(figuras modificadas de Stanley *et al.*, 1985)

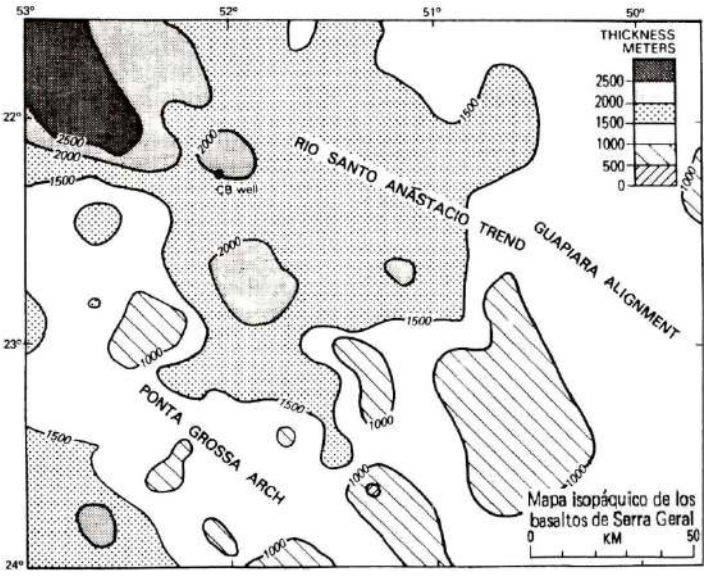


Cortes correspondientes a las cinco perforaciones indicadas en el mapa. Se exponen los perfiles litológicos simplificados de los pozos, así como el perfilaje de inducción eléctrico suavizado, la inversión continua profundidad-resistividad de las curvas de amplitud TE para los sondeos MT más cercanos y los cuatro modelos de estratos utilizados para construir las secciones.

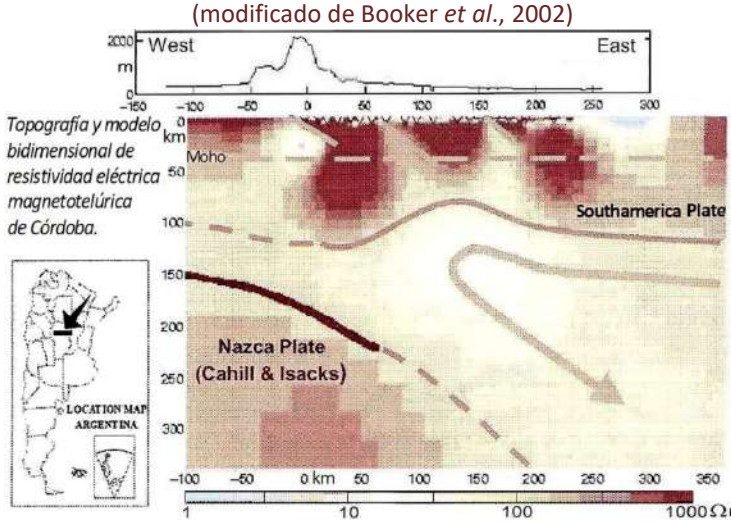




(modificado de Booker *et al.*, 2002)



(figuras modificadas de Stanley *et al.*, 1985)



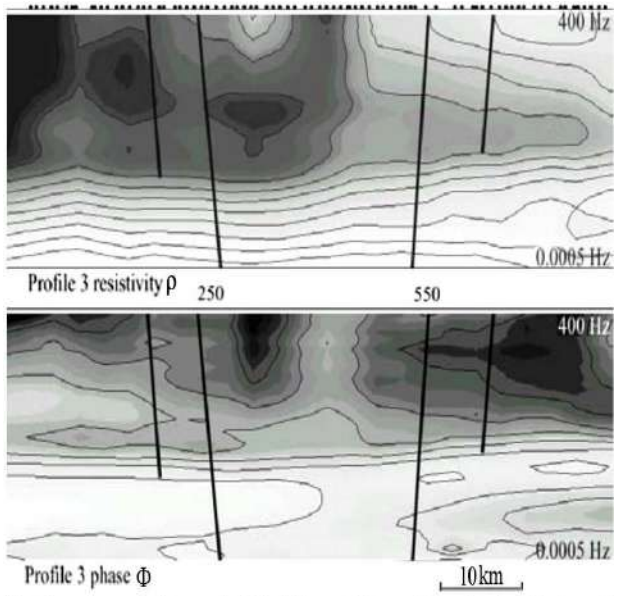
Topografía y modelo bidimensional de resistividad eléctrica magnetotelúrica de Córdoba.

Las v indican los lugares de registros MT. La línea gruesa oscura señala la zona de Benioff. Las resistividades permitieron extrapolarla hacia abajo en trazos, así como establecer la base de la litósfera a unos 100 km de profundidad (línea clara continua) y extrapolar hacia abajo fallas reconocidas en la superficie (segmentos inclinados). La curva que termina en una flecha es el flujo astenosférico interpretado en la esquina entre las placas tectónicas.

A la izquierda se ve otro ejemplo del método, en este caso para estudios corticales profundos en un área de las sierras Pampeanas de Córdoba. Se interpretan zonas conductivas a causa de los fluidos de alta temperatura bajo cada uno de los tres bloques de falla. En el sector oriental el máximo de conductividad se vincula

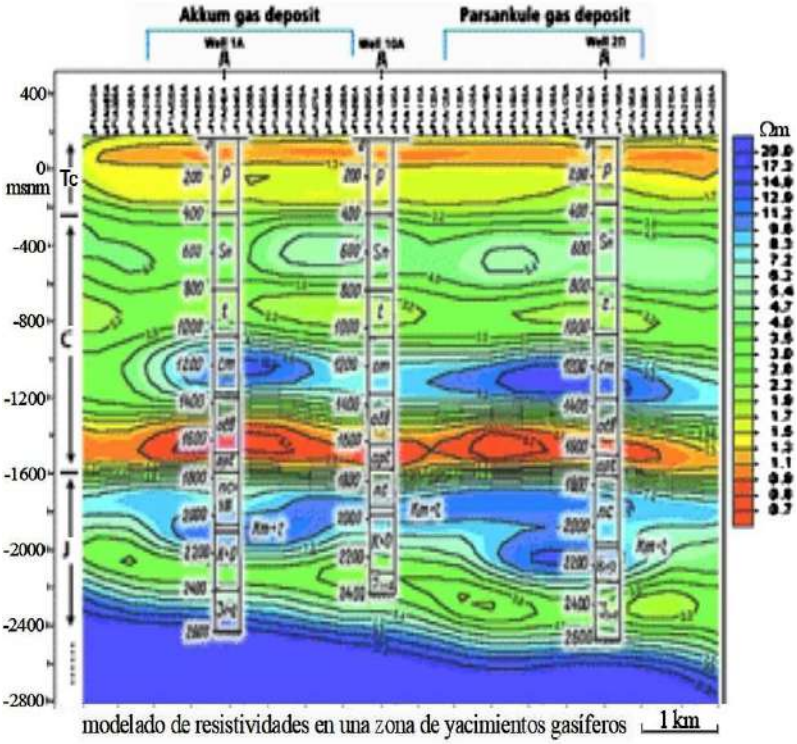
con el relleno sedimentario de esta parte de la cuenca Chacoparanaense.
A pequeña escala, la detección de variaciones de resistividad habilita interpretar posibles cambios verticales en el grado de alteración de la roca, de la litología, porosidad de las rocas reservorio y saturación, así como inferir las profundidades a las que hay cambios de fase en los fluidos geotérmicos, ya que en contraste con los bajos valores de ρ provocados por el líquido caliente y mineralizado, las rocas saturadas con vapor exhiben valores muy resistivos.
A la derecha foto de la prospección para el Paleorift Project, al norte del río Amu Darya, y acá debajo las pseudosecciones de fase y resistividad de un perfil registrado.

Adquisición MT en Uzbekistán (foto Phoenix Geophysics)



Pseudosecciones de fase y resistividad de uno de los perfiles a través del paleo-rift Bukharo-Khivinsky en Uzbekistán. Los sombreados más oscuros indican mayor Φ y menor ρ. Los segmentos subverticales son fallas interpretadas.

(modificado de Fox *et al.*, 2003)



Vectores Afmag. (modific. de Jewell & Ward, 1963)

En el modelo de resistividades, obtenido por inversión de los datos procesados, las capas con menor ρ correlacionan con reservorios de hidrocarburos comprobados en pozos, que por tanto pueden extrapolarse a zonas todavía no perforadas como metodología predictiva adicional a otras.

Métodos audiomagnetotelúricos

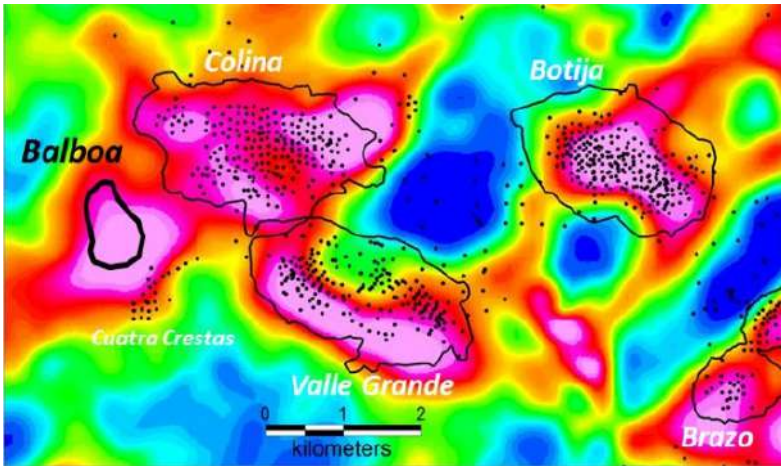
Son opciones del método MT que funcionan en el rango de las audiofrecuencias (generadas por tormentas eléctricas). Entre éstos, a su vez, existe la variante más convencional (**AMT**), que sigue un procedimiento de registro y cálculo análogo a lo ya descripto, y tres variantes especiales, a saber:
- Una, antigua, es la **AFMAG** (Audiofrecuencias magnéticas, figura adyacente), útil para la localización de los cambios de buzamientos en estructuras someras del subsuelo. ***Se registra de manera análoga a los métodos electromagnéticos de inclinación de campo*** (Tema 08, pág.174), pero en este caso la fuente no es un campo artificial, sino uno natural (tormentas).

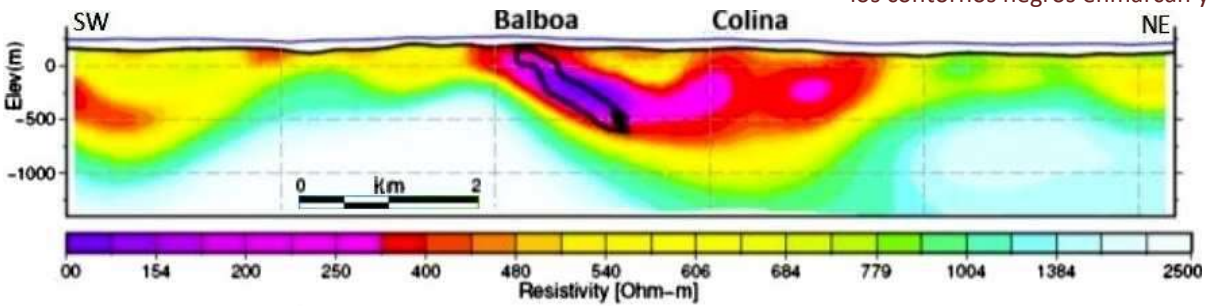
- Otra variante resulta de la evolución de la antes descripta y se la denomina ***ZTEM*** (*Z-axis Tipper Electro-Magnetics*: volquete EM en el eje Z), tipo de prospección particular, magnetovariante, que registra el campo magnético vertical con un bucle de unos 7 u 8 metros de diámetro llevado en forma aérea (helicóptero es lo más común, colgando unos 80 a 100 metros por debajo del aparato) mientras que las dos componentes horizontales del campo natural se miden en tierra desde una estación de referencia fija, asumiendo que son relativamente homogéneas dentro del área prospectada. La toma de datos, sincronizada mediante *GPS*, se digitaliza a unos 2.000 Hz. Luego se filtran ruidos (inestabilidad de vuelo e interferencias varias). La relación entre la componente vertical y las dos horizontales es lo que fue bautizado *tipper*, es un tipo de anomalía atravesada sobre un cuerpo conductivo de fuerte buzamiento y se busca conjugar las dos componentes en una única centrada en la anomalía. Los datos son presentados en términos de DT (Divergencia de *Tippers*) siendo:

$$DT = div\ (Hz/Hx,\ Hz/Hy) = d(Hz/Hx)/dx + d(Hz/Hx)/dy$$

La divergencia, al ser una derivada, no preserva algunas de las longitudes de onda largas, por lo cual podría no proveer información respecto a la profundidad ni la extensión del conductor. Las grillas de fase rotada 90° muestran el máximo justo sobre los conductores y a veces se las emplea porque preservan las longitudes de onda más largas aunque con la desventaja de favorecer sólo una dirección (***x*** o ***y***).

Vemos un caso aplicado en Panamá en mapa y perfil en un área andesítica donde existen mineralizaciones de sulfuros, principalmente pirita y calcopirita, con Cu, Mo y Au porfíricos. Obsérvese la respuesta de baja resistividad sobre los yacimientos mineros ya en explotación, así como sobre el sector denominado Balboa que por analogía significó la inferencia del nuevo hallazgo, luego confirmado con muestreos *in situ*.

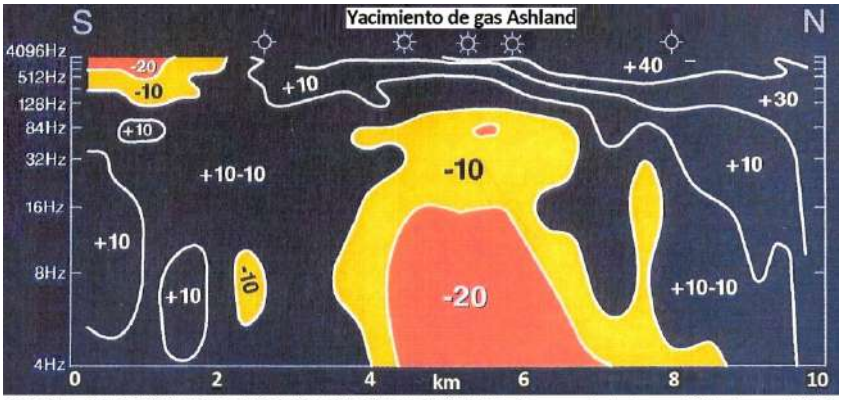




Arriba mapa y abajo perfil de datos de prospección *ZTEM* en Panamá; los contornos negros enmarcan yacimientos, los puntos indican perforaciones y Balboa es el nuevo hallazgo (modificado de Jansen & Cristall, 2017)

- Otra modalidad prospectiva es la de ***CSAMT*** (*Controlled Source AMT*), que opera como la mayoría de los métodos MT, pero se diferencia en que su fuente es artificial y por ende controlada, a partir de dos pares de antenas ortogonales a varios km.

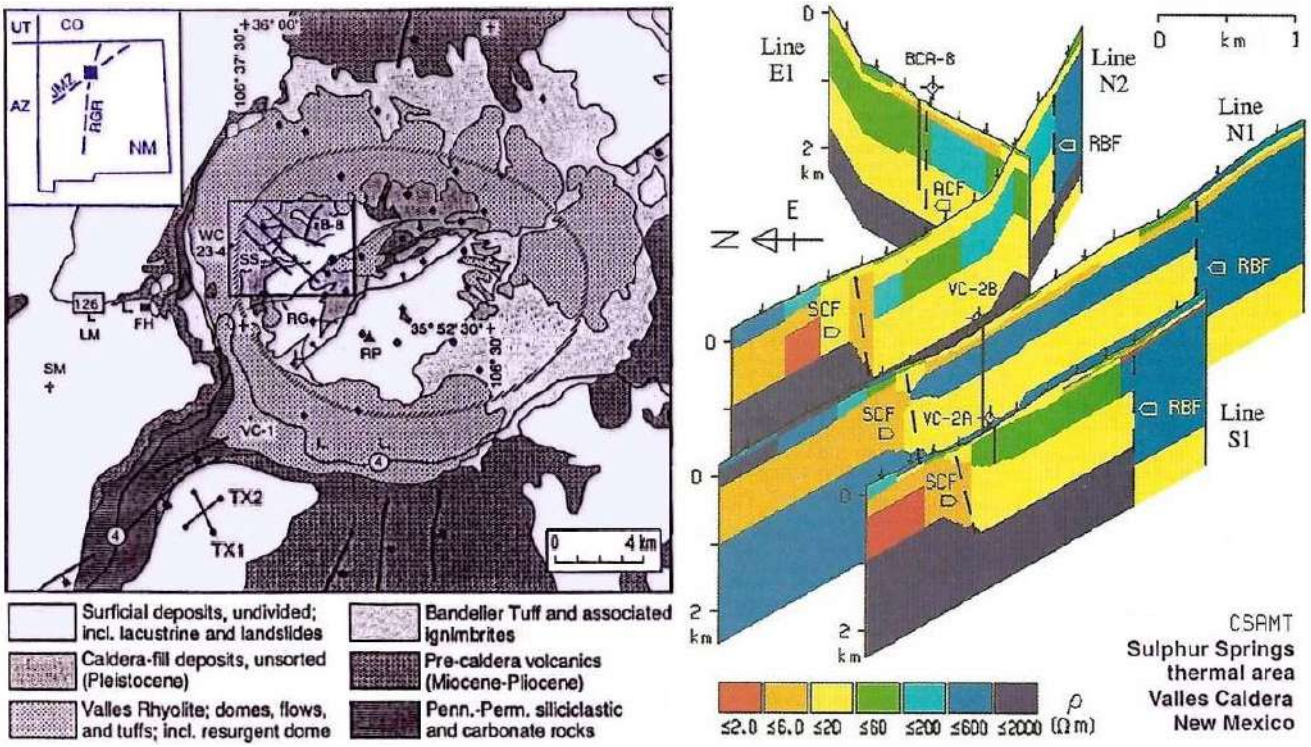
Se ilustra en la figura contigua el resultado, ya procesado, de un perfil que muestra una anomalía central de alta ρ al atravesar un yacimiento de gas debido a la presencia somera de areniscas cementadas con calcita (de origen autigénico por al escape de hidrocarburos desde una profunda trampa), y debajo se registran bajas ρ (chimenea conductiva con arcillas alteradas por intercambio catiónico). Vemos hasta 400 m de profundidad.



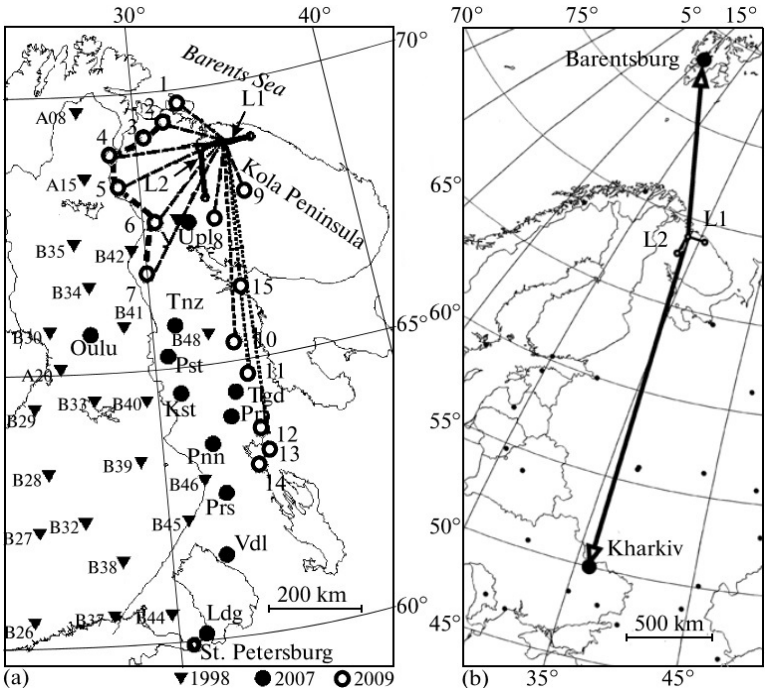
(modificado de Phoenix Geophysics)

Es frecuente emplear imágenes someras si hay alteración geoquímica por manaderos de hidrocarburos.
Y el ejemplo siguiente procede de un área geotermal volcánica en Estados Unidos. Se registró dentro del recuadro pequeño del mapa geológico (izquierda), TX1 y TX2 son las antenas emisoras. Las secciones modeladas a partir de los datos muestran las zonas más resistivas, en las que mediante pozos fue verificada la presencia de ***reservorios de vapor producible para generación eléctrica.***

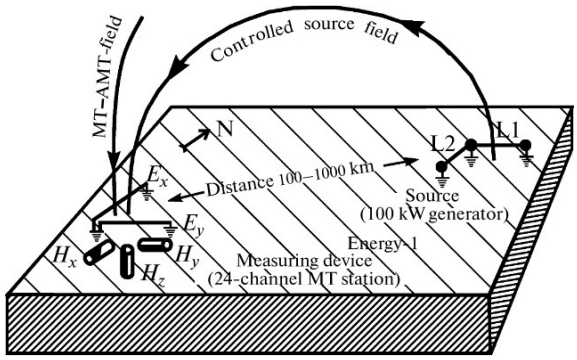
(modificado de Wannamaker, 1997)



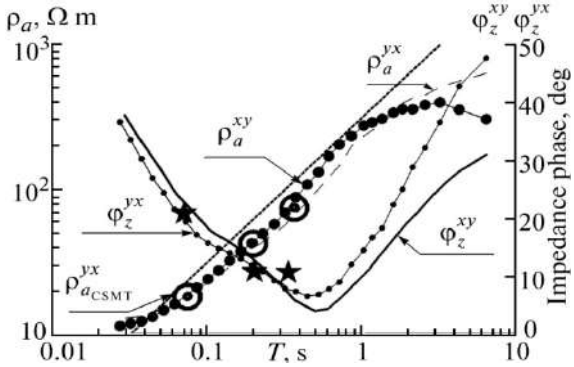
Un caso notable muestran las siguientes figuras de Rusia noroccidental y países vecinos, con emisión desde dos líneas de alta tensión perpendiculares de más de 100 km cada una conectadas a 200 kW de dos generadores.



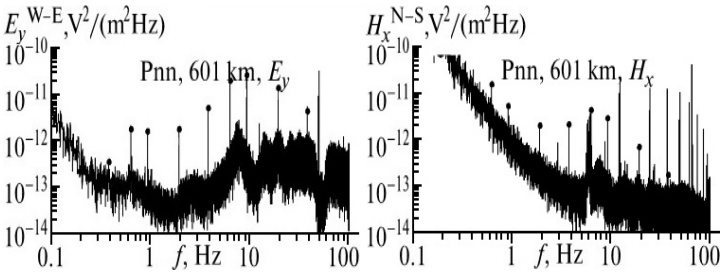
Mapas de ubicación de la adquisición *MT-AMT* y *CSAMT* desde la península de Kola, Rusia: (a) estaciones emisoras L1 y L2, y receptoras cercanas en registros de 1998, 2007 y 2009; (b) emisoras y receptoras más alejadas (figuras modificadas de Zhamaletdinov *et al.*, 2011)



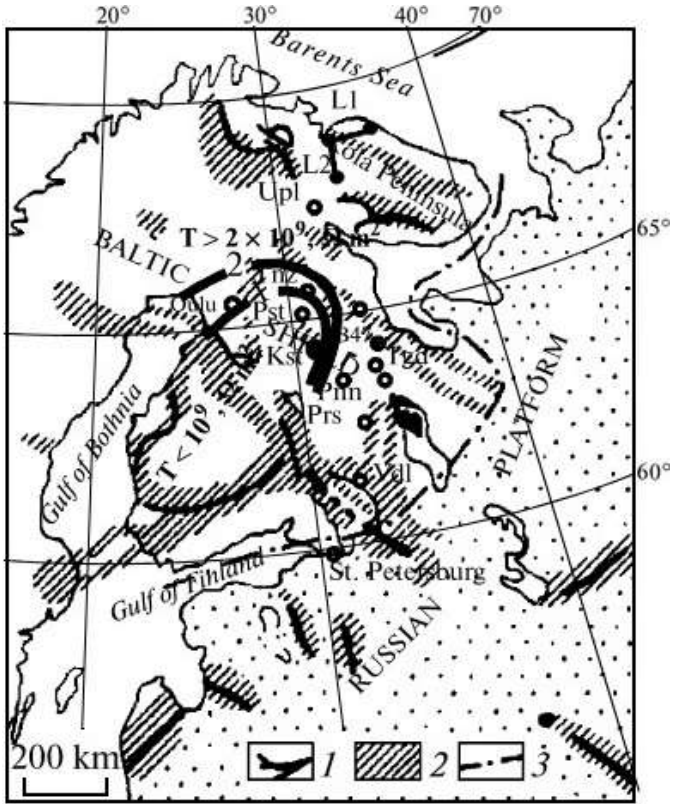
Esquema de los métodos usados: *MT-AMT* y *CSAMT.*



Resistividades aparentes ρa y fases ϕz de la impedancia versus período *T* en segundos.



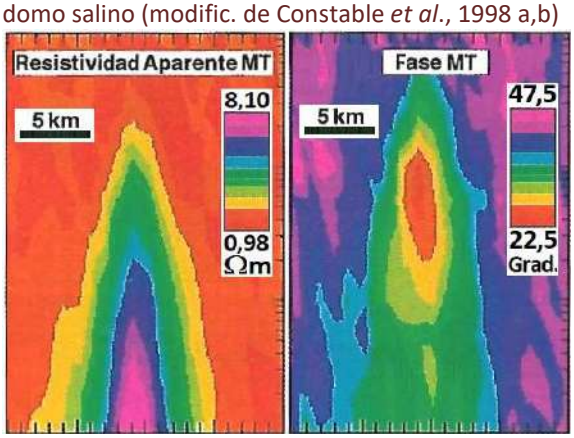
Gráficos de potencia espectral cosechada –frecuencia en abscisas, potencia en ordenadas– en una adquisición a 601 km al sur de las líneas emisoras L1 y L2 según las componentes ortogonales *Ey* y *Hx*.



Mapa geoeléctrico del área estudiada: *1*, ejes de las anomalías de conductividad; *2*, regiones de resistividad cortical reducida; *3*, confín entre el escudo báltico –donde afloran rocas del Arqueano y Proterozoico– y la plataforma rusa –sedimentitas que cubren el cratón desde el Vendiano– (figuras modificadas de Zhamaletdinov *et al.*, 2011)

Las líneas-fuente fueron emplazadas en la península de Kola (sector noreste del escudo geológico Báltico o Fenscandio). Se operó con dos modalidades: *CSAMT* y *MT-AMT*, es decir con campos artificial y natural respectivamente, en el segundo caso empleando un rango de frecuencias más amplio pero menor potencia. Se trató de un **sondeo EM ultraprofundo** (hasta 60 km bajo la superficie) que se combinó con datos areales. Los sondeos electromagnéticos permiten tener respuestas de lugares más profundos gracias al registro de frecuencias más bajas, que son las que más se preservan en el viaje de ida y vuelta (Tema 08, pág.185).

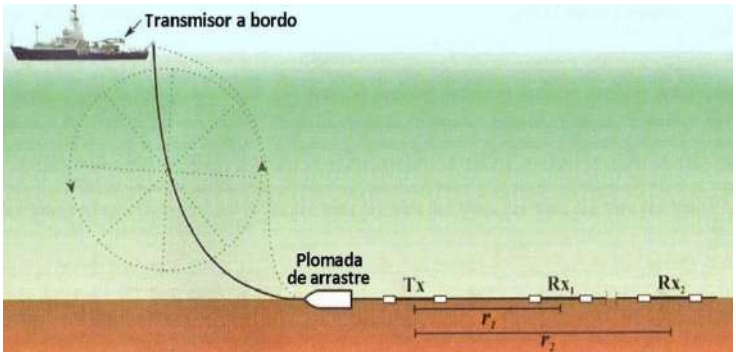
Instrumento magnetotelúrico listo para ser bajado al fondo marino y abajo perfiles resultantes sobre un domo salino (modific. de Constable *et al.*, 1998 a,b)



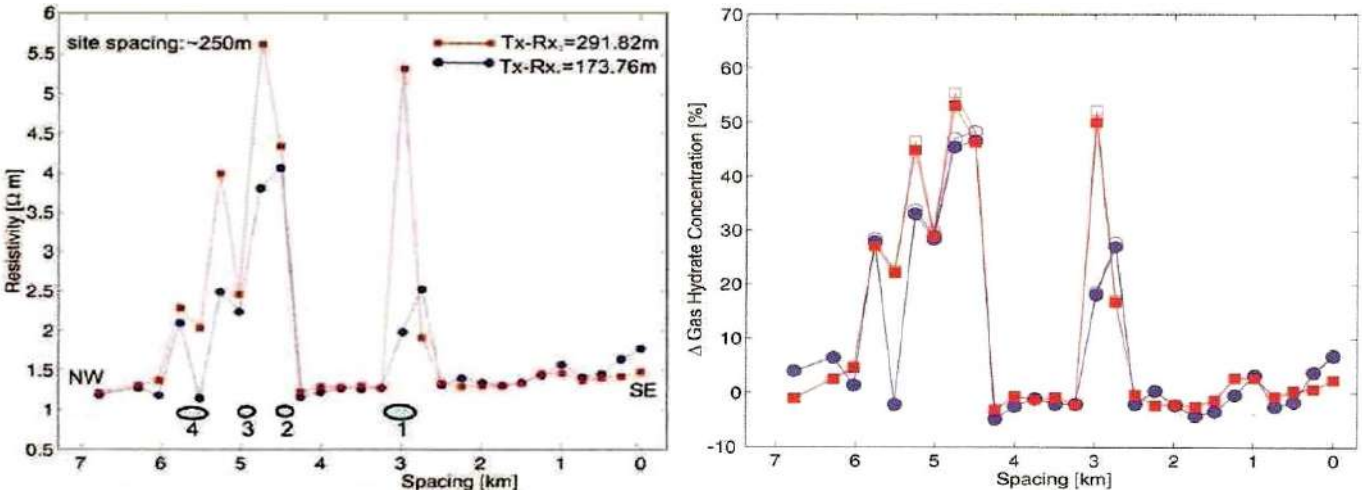
- También puede hacerse ***prospección MT para registrar datos del subsuelo de lagos o mares***. La intensidad de ***los campos eléctricos de los fondos subácueos es mucho menor que la existente en tierra firme, pero como contrapartida hay muchas menos causas de ruido (no hay líneas de alta tensión, ni estructuras metálicas, ni potenciales eléctricos naturales del terreno, entre otras).***

Una posibilidad es sumergiendo hasta el fondo dispositivos como el de la foto colindante, un doble dipolo de 5 metros que, complementado con un magnetómetro en superficie, logra obtener lecturas de las ***corrientes telúricas naturales como fuente*** con períodos del orden de 0,001 a 10 Hz

Otra opción es la graficada acá abajo, con ***fuente controlada (artificial)***, parecido a los métodos EM (Tema 08).



Dispositivo MT de arrastre subácueo; Tx, dipolo transmisor; Rx1 y Rx2, dipolos receptores (modficado de Schwalenberg *et al.*, 2005)

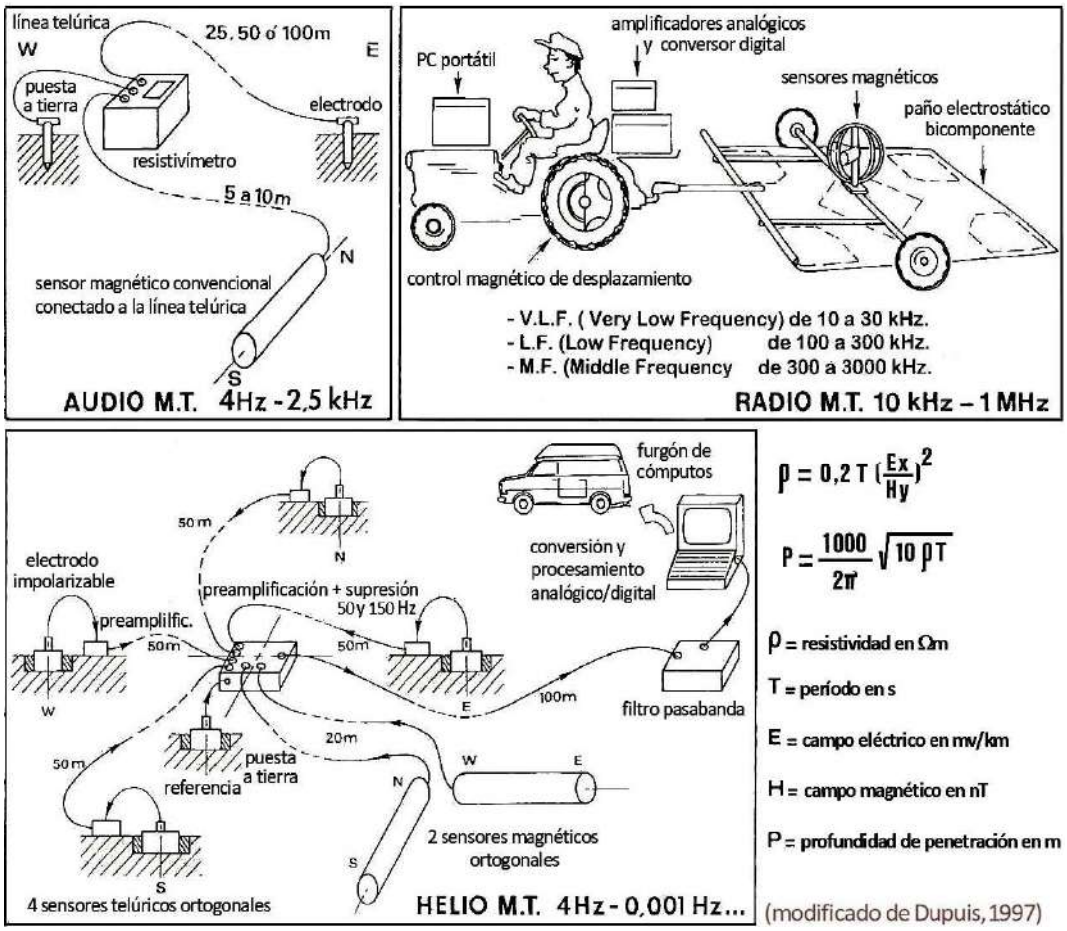


Registros marinos en Cascadia, NO de Estados Unidos (modificado de Schwalenberg *et al.*, 2005)

Se ilustra arriba una adquisición de datos EM marinos para la evaluación de yacimientos de gas en forma de hidratos registrada con el dispositivo referido en la página anterior, en el cual las distancias r_1 y r_2 se miden entre los puntos medios de cada dipolo para luego inferir la profundidad de investigación. Obsérvese la muy buena correspondencia entre las resistividades obtenidas en el perfil de 7 km y la detección de gas hecha por geoquímica. Los ***clatratos o hidratos de metano*** consisten en formaciones sólidas de agua y metano (CH_4) yacentes sobre todo en lechos marinos continentales y, pese a hallarse entre 0 y 5 ºC (donde cada componente puro sería fluido), la presión los estabiliza en una red cristalina de agua con inclusión de moléculas de gas. Al llevarlos hasta la superficie y despresurizarlos tienden a descomponerse. Conforman una fuente energética alternativa con reservas estimadas que casi duplican las reservas convencionales. Pero la extracción de este hielo que arde con una llama es todavía difícil de hacer sin el riesgo de liberar a la atmósfera grandes cantidades de CH_4 (1,8 veces peor que el CO_2), lo cual contribuiría a empeorar mucho el ya nefasto efecto invernadero.

Otras variantes del método MT

Además del rango de audiofrecuencias también se puede trabajar dentro del espectro que dan las **radiofrecuencias (RMT)**, en verdad aprovechando las emisiones radiales de origen artificial –que entre sus opciones incluye el popular **detector de metales** que es descripto en el Tema 08, pág.179–, y asimismo con las **heliofrecuencias (HMT)** dadas por la energía solar, tal como se resume en la figura aquí a la derecha y en el cuadro de la página siguiente.



versiones	fuentes principales	rango de frecuencias	profundidad de penetración	sensor magnético	sensor telúrico	tiempo de registro
RADIO M-T	sistemas de radiodifusión	1MHz - 10KHz	1 - 50 m.	bucle de 45 cm ∅	capacitivo en un paño electrostático (1-5 m.)	instantáneo
AUDIO M-T	tormentas atmosféricas	2,5KHz - 8Hz	50 - 1000 m.	de flujo retroalimentado 1,15 m. de largo	metálico o impolarizable (15 - 100 m.)	30 minutos
HELIO M-T	actividad solar	8Hz - diurna	> 500 m.	de flujo retroalimentado 1,5 a 2 m. de largo o SQUID	impolarizable (100 - 1000 m.)	½ día a semipermanente

(modificado de Dupuis, 1997)

Como hemos ido viendo, las varias modalidades de los métodos MT tienen aplicaciones muy diversas. Además de las ya referidas, ***también se los emplea para la búsqueda de otros tipos de mineralizaciones (por ejemplo diamantes), para recursos hídricos, evaluaciones medioambientales, etc.***

MÉTODO DEL POTENCIAL ESPONTÁNEO

Se miden pequeñas tensiones eléctricas naturales (menores a 1 voltio) producidas por diferencias en la actividad química de distintos sectores del terreno; no dependen de ninguna propiedad física definida. El fenómeno del potencial espontáneo (PE o *SP, self potential*) fue descubierto por el inglés **Robert Fox** en 1815 en minas de cobre –también indagó sobre temas de magnetismo y geotermia–. Su investigación fue retomada en 1882 por **Carl Barus** en Nevada (Estados Unidos), aunque comenzó a ser aplicado regularmente para fines prospectivos recién en 1913 por **Conrad Schlumberger** cuando concretó el primer hallazgo geofísico de un mineral no magnético: un yacimiento de sulfuros en Serbia.

Adquisición de PE (foto Subsurface Geotech)

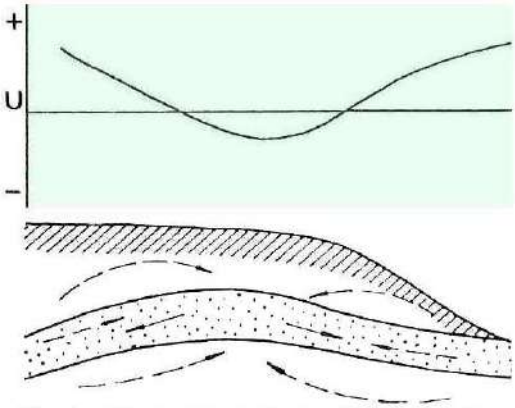
Las investigaciones de **M. Sato** y **H. Mooney** publicadas en Estados Unidos en 1960 determinaron que el origen de los potenciales espontáneos puede remitir a diversas causas. ***Nunca ocurren si los suelos están totalmente secos o helados***.

Tipos de potenciales espontáneos

▪ **de Fondo:**

Están vinculados sólo a conducción de tipo iónico y pueden a su vez ser de dos tipos:

- ***potencial electroquímico o de difusión*** por variaciones de concentración en los electrolitos del subsuelo (ácido húmico o salinidad).
- ***potencial electrocinético o de filtración o capilaridad*** de los electrolitos que fluyen a través de los poros o membranas, sobre todo a niveles superficiales, como por ejemplo el ascenso y descenso de la napa freática (véase la ilustración de la derecha), lo cual desplaza cargas eléctricas porque se adsorben aniones en la superficie de los clastos y entonces el fluido en movimiento se enriquece proporcionalmente en cationes.

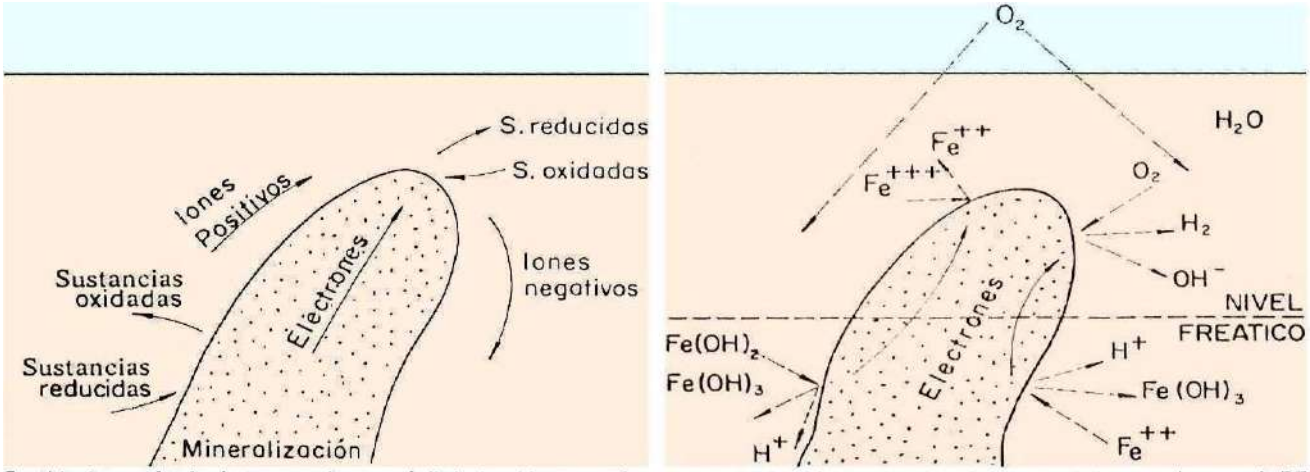


Producción de potenciales de electrofiltración *per descensum*
flechas llenas: marcha del agua
flechas de trazos: líneas de corriente eléctrica
(modificado de Yakubovskiy & Liakhov, 1964)

▪ **de mineralización:**

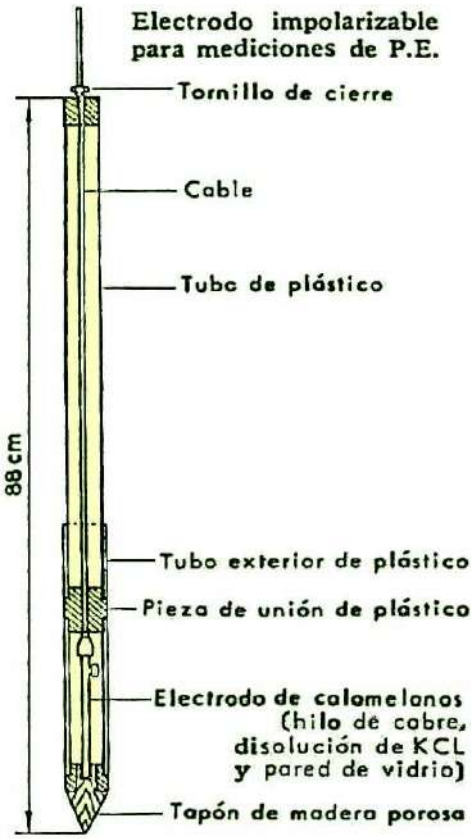
Responden a las diferencias en la capacidad de oxidación de las aguas próximas al techo de los yacimientos, que internamente poseen conductividad electrónica: esto produce el intercambio de cargas iónicas y electrónicas. La mineralización transporta electrones desde la parte inferior hacia la superior buscando el equilibrio electroquímico, por cuya razón esa parte alta se carga

negativamente, generándose en consecuencia una pila, como se esquematiza en las figuras siguientes. Tiene lugar típicamente en yacimientos de sulfuros, magnetita, grafito y otros.



Sentido de marcha de electrones e iones en la Polarización Espontánea — Ubicación y naturaleza de algunas de las reacciones en la PE

(modificado de Sato y Mooney, 1960)



(modificado de Parasnis, 1971)

Medición del potencial espontáneo en superficie

▪ **Equipo necesario:**

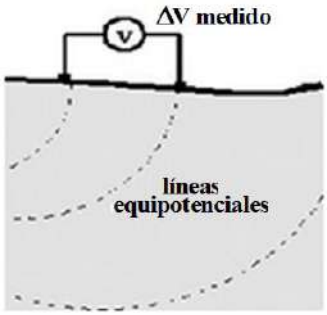
- Dos electrodos: imprescindible que sean impolarizables para evitar la acción electrolítica (acumulación de cargas en el contacto del metal, con conductividad electrónica, con el medio iónico del suelo) la cual enmascararía la diferencia de potencial natural (ΔV). Se recurre al electrodo de Calomelanos (figura adyacente), o bien cobre o cinc sumergido en sulfato de cobre o cinc dentro de una cerámica porosa, u otras alternativas similares.
- Rollo de cable: con un buen recubrimiento aislante.
-Voltímetro: **de lectura directa**, con una impedancia de entrada alta, tipo electrónico de válvula (medidor de ph).
de compensación (oposición), basado en equilibrar la tensión entre los electrodos de SP con una tensión conocida.

▪ **Trabajo de campo:**

Existen dos modalidades alternativas.

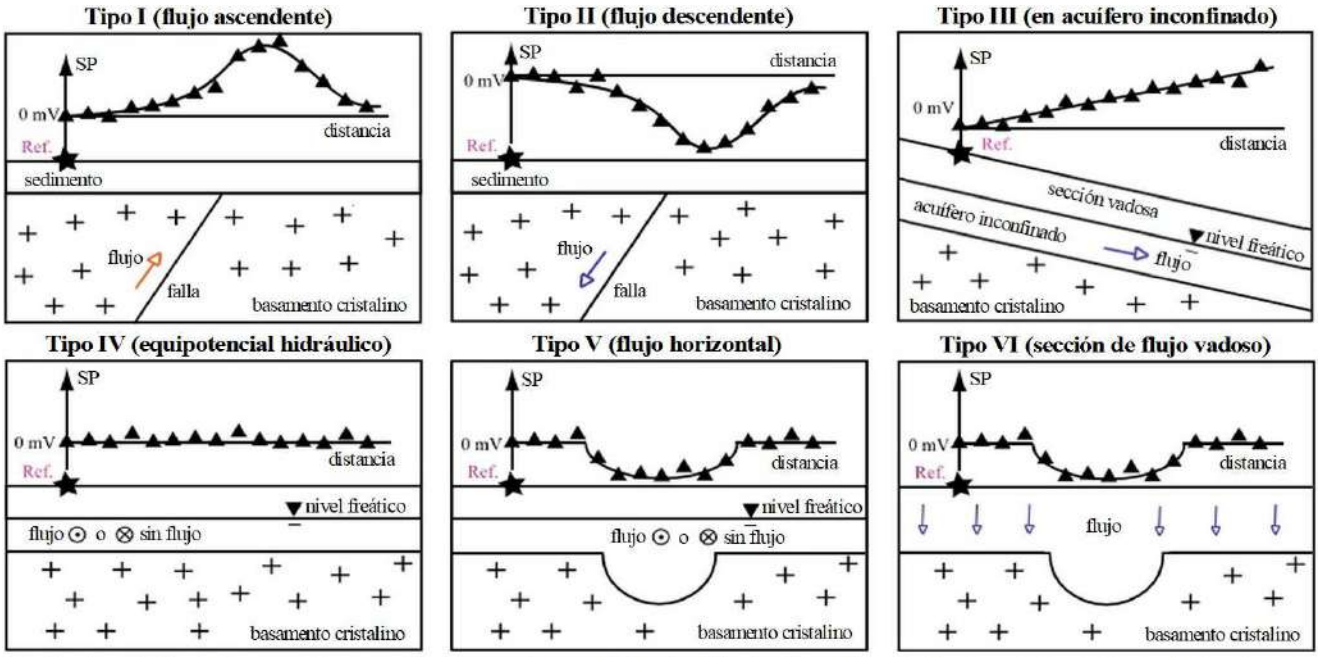
a) Un electrodo permanece fijo en una estación base, mientras que el otro es transportado a diferentes puntos. Se miden los potenciales eléctricos naturales. La presencia de valores negativos intensos sobre zonas amplias puede ser una indicación de interés prospectivo.

b) Los dos electrodos guardan una separación fija y son desplazados conjuntamente a lo largo del perfil de medición en pasos iguales a la separación mutua. En este caso lo que se mide son gradientes, que tienen la ventaja de un alcance operacional ilimitado. Cuando se miden gradientes, una lectura grande y positiva y otra grande y negativa separadas por un valor nulo resultan en una buena indicación prospectiva.

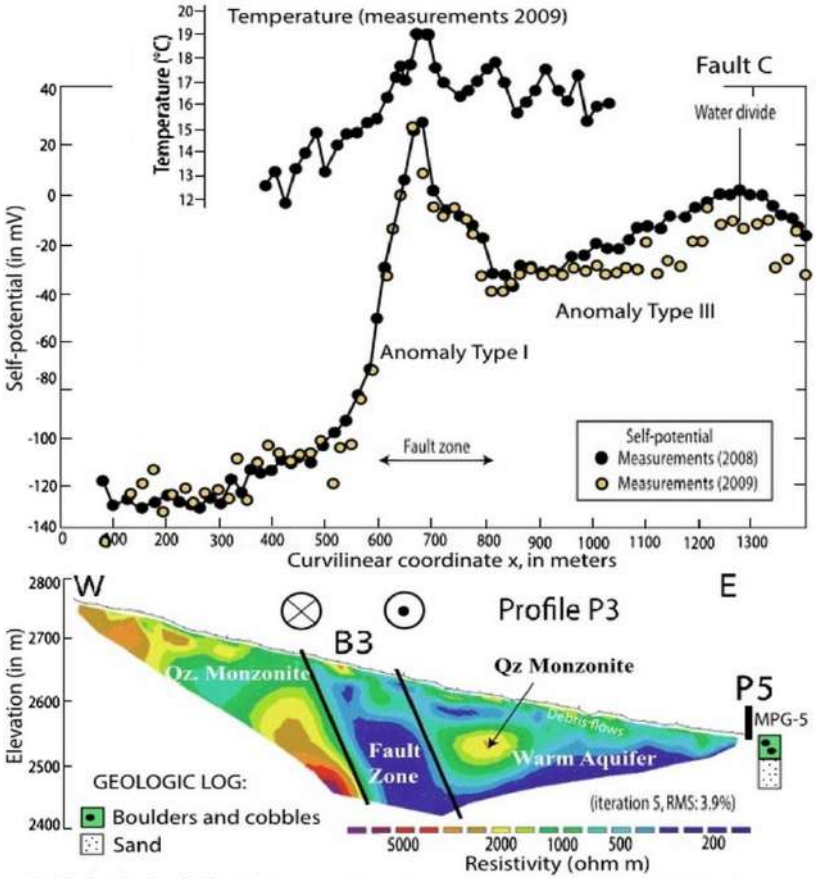


Aplicaciones

En la modalidad de prospección superficial el potencial espontáneo ha sido utilizado fundamentalmente para el cateo de mineralizaciones metalíferas, pero también, aunque con menor frecuencia, para estudios hidrogeológicos del subsuelo, evaluaciones medioambientales, arqueología y, en tiempos más recientes, con el objetivo de explorar yacimientos geotérmicos, algunos de cuyos ejemplos presentamos en las páginas sucesivas.

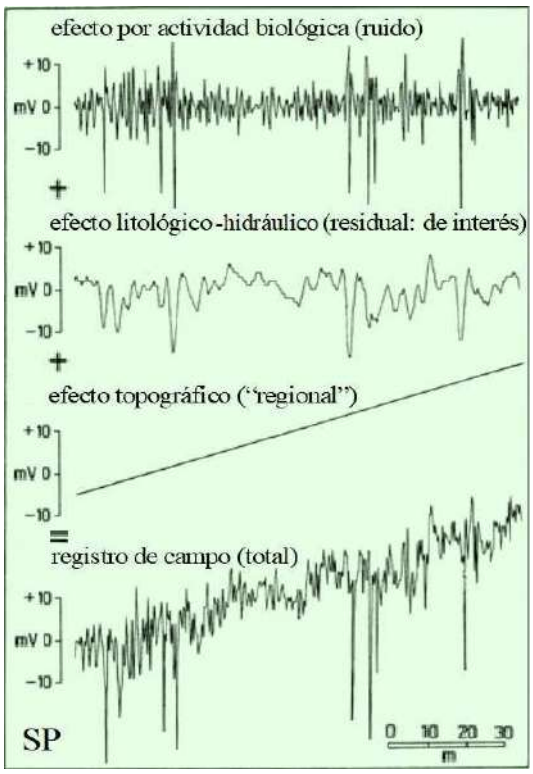


Distribución idealizada de potenciales espontáneos asociados a modelos simplificados de acuíferos. Ref. es la posición del electrodo de referencia.
(arriba y abajo, figuras modificadas de Revil *et al*., 2023)

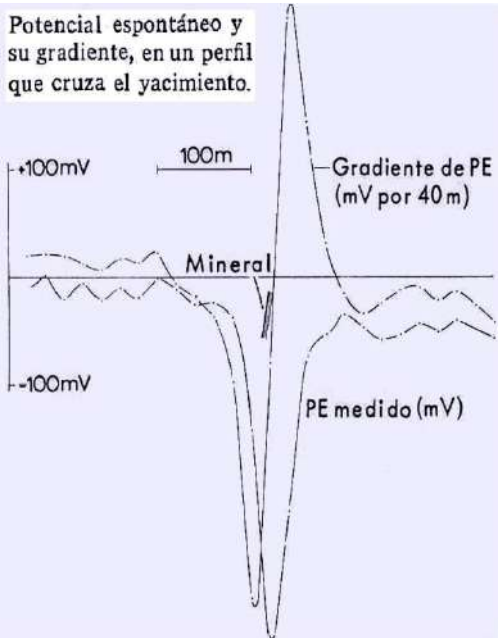


Perfil de SP vinculado al flujo ascendente de agua subterránea por una falla de desgarre que atraviesa el batolito de un antiguo volcán. La tomografía resistiva (abajo, tras 5 iteraciones con un error máximo del 3,9% calculado con raíz media cuadrática: RMS) muestra la posición de la falla y el delgado acuífero. La anomalía positiva de SP de 150 mV se asocia con el ascenso de agua caliente por el plano de falla (anomalía Tipo I). Pendiente abajo se observa una anomalía de SP de Tipo III. La punta y cola de la flechas (⊙ y ⊗) indican el desplazamiento relativo de los bloques de falla. Arriba se ve el perfil de temperatura superficial del terreno. Valle Superior del Arkansas, Colorado, U.S.A.

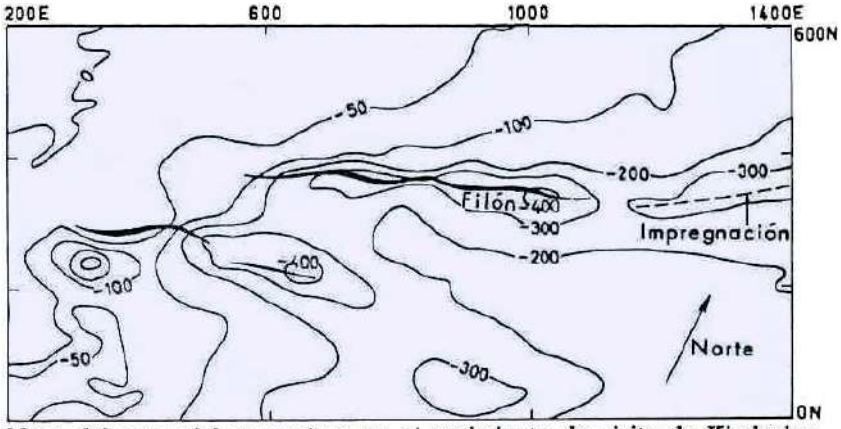
La profundidad investigada depende de la la geología y aumenta separando más los electrodos. En contextos muy favorables alcanza pocos cientos de metros. ***La mejor información se consigue de las primeras decenas de metros bajo la superficie***.
Arriba, respuestas del PE sobre acuíferos.
Izquierda, perfil a través de una falla en un área hidrotermal de alta entalpía (Tema 10).



(modificado de Ernston & Scherer, 1986)

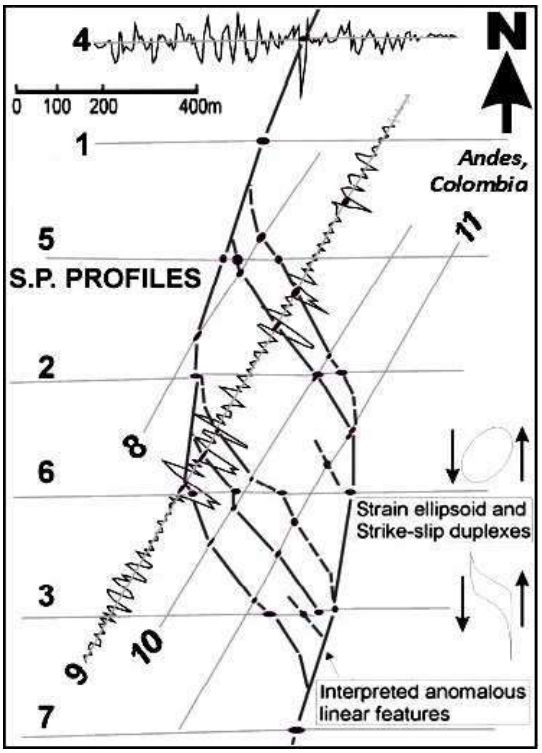


La figura de la derecha en la página anterior muestra las componentes típicas de una curva registrada en un perfil de campo, donde en general la respuesta biológica no es de interés prospectivo. ***Se requiere filtrar y corregir.***



Mapa del potencial espontáneo en el yacimiento de pirita de Kimheden. Norte de Suecia. Coordenadas de m; isolíneas en mV. (Cortesía de la BGAB)

(figuras modificadas de Parasnis, 1971)



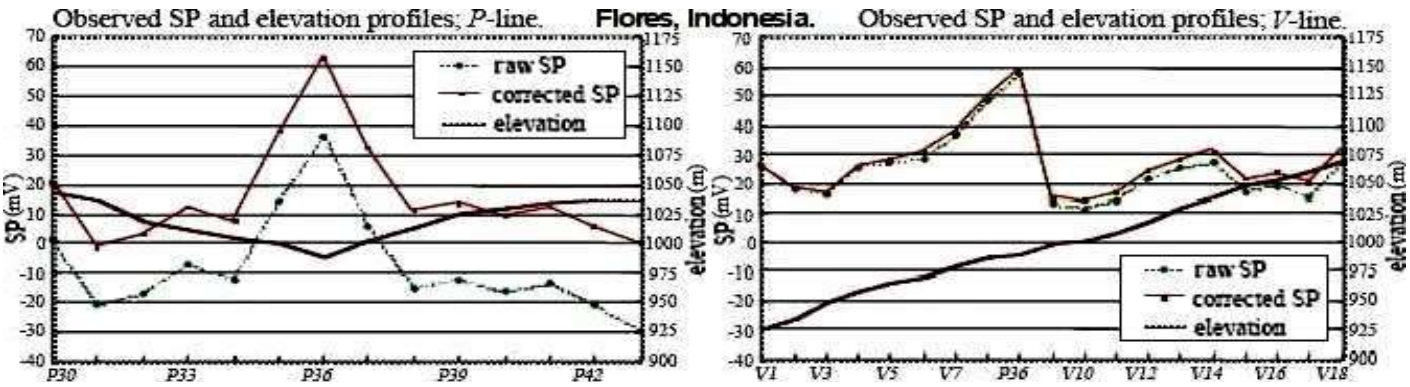
(mapa modificado de Lobo Guerrero, 2004)

Arriba a la izquierda, perfil de PE de un yacimiento sueco de pirita, y a la derecha mapa del área. Las curvas de iso ΔV son más apretadas y alargadas donde hay mineralizaciones.

A la izquierda vemos un caso en los Andes de Colombia –país que transcurrió medio siglo flagelado por narcotraficantes y paramilitares, con bases militares estadounidenses que nada solucionaron–. Fueron registrados once perfiles de PE, de los cuales sólo dos están aquí graficados (4 y 9). En un cuadro tectónico conformado por estructuras dúplex debidas a esfuerzos transcurrentes se han interpretado los rasgos lineales debidos a la presencia de venas enriquecidas en oro que se desarrollaron en sectores distensivos y que, por la presencia de sulfuros oxidados, causan una deflexión fuerte en los perfiles que las atraviesan (puntos color violeta).

Los dos cortes en la parte inferior de la página muestran la influencia de la corrección topográfica sobre los datos de PE crudos y cómo resulta su ajuste al corregir por cota. Fueron obtenidos para prospección geotérmica en la isla de Flores, Indonesia –donde los pequeños *Homo floresiensis* o *hobbits* convivieron con elefantes enanos, ratas gigantes y dragones de Komodo antes de ser eliminados por los *Homo sapiens* hace sólo 12.000 años–.

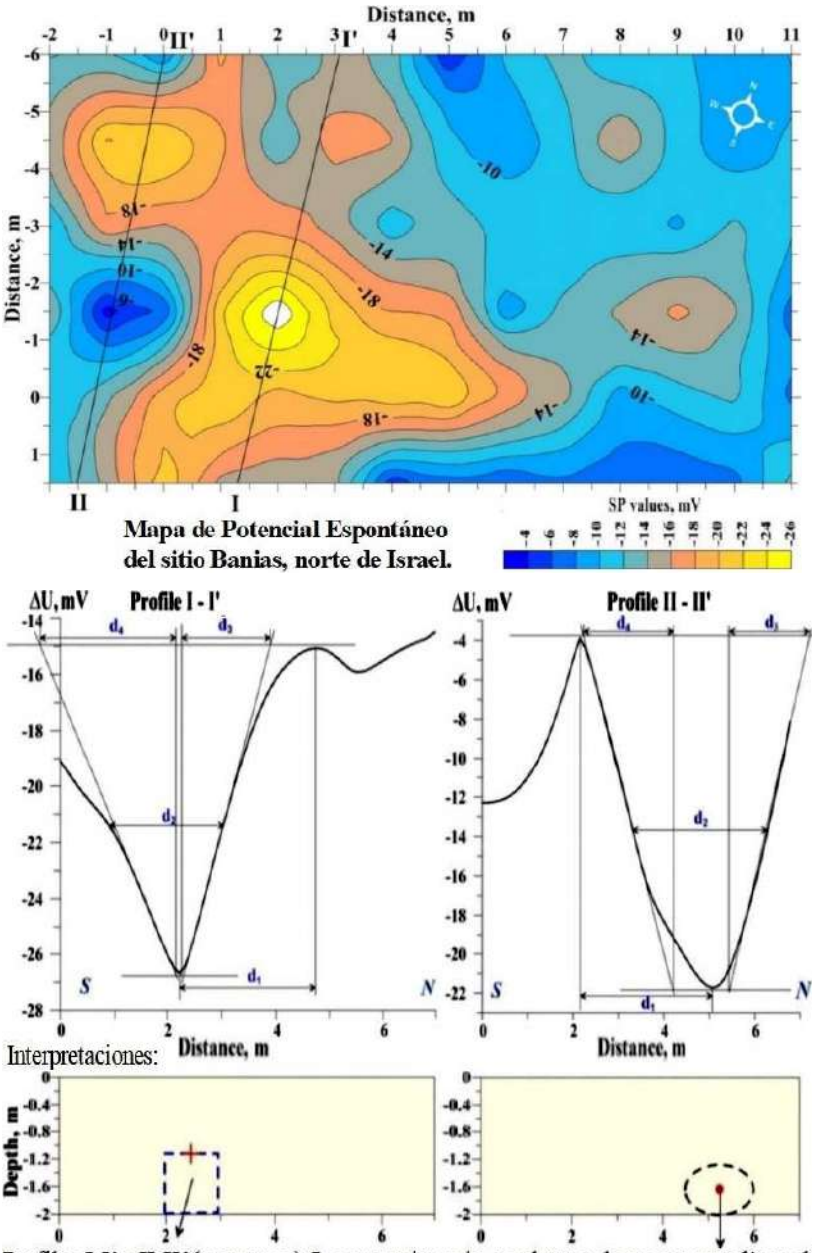
(perfiles modificados de Yasukawa *et al.*, 2002)



Gruta dedicada al dios griego Pan, en Banias, norte del Golán (foto de Gugganij)

Finalmente, un caso de aplicación del potencial espontáneo con una finalidad arqueológica en un sector sirio ocupado por Israel –donde la colonización violenta y la expulsión poblacional de gran parte de los territorios palestinos y la criminal reacción de organizaciones árabes dejan la conocida secuela de decenas de miles de inocentes muertos, huérfanos y mutilados, en su inmensa mayoría palestinos–. Pero convulsiones sociales ocurrían allí ya en los tiempos de la invasión romana, a los cuales en Banias corresponden los hallazgos de un cementerio, restos de un acueducto y otros. El registro de potencial espontáneo en este caso ilumina dos pequeños relictos a ser develados mediante futuras excavaciones. Véanse el mapa y los dos perfiles que lo atraviesan.

Abordaremos más adelante el registro y aplicaciones del PE (o ***SP***) **en pozos petroleros**: Tema 06-07-08(b). A pesar de que también el petróleo ha sido motivo de las peores masacres.



Perfiles I-I' y II-II' (ver mapa). La crucesita roja es el tope de una anomalía y el punto rojo es el centro de la otra. Las flechas indican el vector de polariz. espont.

(modificado de Eppelbaum, 2021)

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué corrientes eléctricas circulan naturalmente en la Tierra?
- Dar los fundamentos del método Telúrico.
- Explicar las curvas RTE-RTM y PTE-PTM.
- Referir las distintas variantes del método MT y sus aplicaciones.
- ¿Qué distintos orígenes tienen los potenciales espontáneos?
- ¿Cómo se registran los potenciales espontáneos en superficie?
- Indicar las posibles aplicaciones concretas del PE.

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Booker, J., Pomposiello, C., Favetto, A., Narod, B. & Giordanengo,, G., 2002. Electrical conductivity structure beneath Cordoba Province, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, Actas (p 313-316).
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 388-393). Librería de Ciencia e Industria.
- Chapman, S. & Bartels, J., 1940. Geomagnetism, V.1 & 2 (1049 p). Oxford University Press.
- Constable, S., Orange, A., Hoversten, G. & Morrison, H., 1998a. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part I: a sea-floor equipment system. Geophysics, V.63 N°3 (p 816-825).
- Constable, S., Orange, A., Hoversten, G. & Morrison, H., 1998b. Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part II: numerical analysis of subsalt resolution. Geophysics, V.63 N°3 (p 826-840).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 591-601). McGraw-Hill.
- Dupuis, A., 1997. A third of a century of magnetolleurics. The Leading Edge, V.16 Nº5 (p 497-502).
- Eppelbaum, L., 2021. Review of processing and interpretation of self-potential anomalies: transfer of methodologies developed in magnetic prospecting. Geosciences-MDPI, V.11 N°194 (31 p).
- Fox, L., Ingerov, A, Abidov, A., Dovgopolov, F., Babajanov, T., Basov, M., Kocherov, A., Feldman, I., Avram, Y. & Finateu, C., 2003. Exploration for deep Paleozoic sediments in Uzbekistan using MT: Project Paleorift, A.S.E.G. Extended Abstracts, V.2 (p 1-4).
- Ernston, K., & Scherer, U., 1986. Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. Geophysics, V.51 N°10 (p 1879-2018).
- Griffiths D. & King,R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 19-84). Editorial Paraninfo.
- Herrero Ducloux, 1981. Memoria de los primeros 10 años de la unidad geofísica (86 p). INCyTH.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 383-390). Ediciones Omega.
- Jansen, J. & Cristall, J., 2017. Mineral exploration using natural EM fields. En Proceedings of Exploration 17: 6° Decennial Internat. Conf. on Mineral Exploration (p 349–377); Tschirhart, V. & Thomas, M. Eds.
- Jewell, T. & Ward, S., 1963. The influence of conductivity inhomogeneites upon audio-frequency magnetic fields. Geophysics, V.28 N°2 (p 201-221).
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 207-212, 225-228). Cambridge University Press.
- Lobo Guerrero, A., 2004. Application of spontaneous potential profiles for exploration of goldrich epithermal low sulphidation veins in a humid region, Andes Colombianos. Economic Geology (p 1-5). Geoscience South Africa Conference.
- Orellana, E., 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua (461-488). Editorial Paraninfo.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 93-110). Editorial Paraninfo.
- Revil, A., Finizola, A. & Gresse, M., 2023. Self-potential as a tool to asses groundwater flow in hydrothermal systems: a review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, V.437 (29 p).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 487- 490). John Wiley & Sons.
- Sato, M. & Mooney, H., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. Geophysics, V.25 (p 226-249).
- Serson, P., 1973. Instrumentation for induction studies on land. Physics of the Earth and Planetary Interior, V.7 N°3 (p 313-322).
- Schwalenberg, K., Willoughby, E., Mir, R. & Edwards, N., 2005. Marine gas hydrate electromagnetic signatures in Cascadia and their correlation with seismic blank zones. First Break, V 23 (p 57-63).
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 293-294). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Stanley, W., Saad, A. & Ohofugi, W., 1985. Regional magnetotelluric surveys in hydrocarbon exploration, Paraná Basin, Brazil. A.A.P.G. Bulletin, V.69 Nº3 (p 346-360).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 458-499). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 367-379). Alianza Editorial.
- Wallace, J. & Hobbs, P., 2006. Atmospheric science: an introduction survey (483 p). Elsevier Academic Press.
- Wannamaker, P., 1997. Tensor CSMAT survey over the Sulfur Springs thermal area, Valles Caldera, New Mexico, USA. Geophysics, V.62 Nº2 (p 451-465).

- Yakubovskiy, Y. & Liakhov, L., 1964. Электроразведка (*Electrical prospecting*) (414 p). Nedra Public.
- Yasukawa, K., Andan, A., Kusuma, D., Uchida, T. & Kikuchi, T., 2002. Self-Potential mapping of the Mataloko and Nage geothermal fields, central Flores, Indonesia, for applications on reservoir modelling. Bulletin of the Geological Survey of Japan, V.53 N°2-3 (p 285-294).
- Zhamaletdinov, A., Shevtsov, A., Korotkova, T., Kopytenko, Y., Ismagilov, V., Petrishchev, M., Efimov, B., Barannik, M., Kolobov, V., Prokopchuk, P. *et al*., 2011. Deep electromagnetic sounding of the lithosphere in the Eastern Baltic (Fennoscandian) Shield with high-power controlled sources and industrial power transmission lines (FENICS Experiment). Izvestiya, Physics of the Solid Earth, V.47 N°1 (p 2-22).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Auvergne, Francia, 1914 (foto de Schlumberger, 1979)

"…si vous tirez tous deux dans la même direction, vous réussirez certainement."

["…si ustedes tiran los dos en la misma dirección, seguramente tendrán éxito."]

Paul Schlumberger, a sus hijos Marcel y Conrad (1919)

MÉTODOS DE INYECCIÓN DE CORRIENTE ELÉCTRICA

Hacía una década que en Livorno había fallecido **Carlo Matteucci** cuando nació Conrad, en 1878, quien apenas alcanzaba a cumplir su primer añito cuando **Tobías Thalén** ya armaba en Upsala su pionera versión de magnetómetro. Pero Conrad no era sueco ni tano. Y contaba ya seis años cuando nació Marcel, que habría de convertirse en su socio empresario. Ellos y sus otros cuatro hermanos pasaron sus primeros años en Gàwiller, un pueblo de la región de Alsacia –del tamaño de Rada Tilly y que casi no ha variado su cantidad de población en más de un siglo–, en ese entonces como parte del Imperio alemán (*Deutsches Reich*). Una región linguísticamente germánica, disputada ya desde el Medioevo, que pasó a ser francesa tras la Primera Guerra Mundial, alemana de nuevo en el lustro de 1940-45 y otra vez francesa tras la caída del *Führer* (en alemán, líder) y su monstruoso régimen.

En Gàwiller también nació **Alfred Kastler**, en 1902, quien habría de recibir el premio Nobel por su desarrollo de la técnica de bombeo óptico en vapores de álcali, vinculado a sus investigaciones acerca de la resonancia magnética nuclear.

Gàwiller, en alsaciano
Guebwiller, en francés
Gebweiler, en alemán
(foto École A.H.)

Conrad Schlumberger estudió física en la École Politechnique, **Marcel** a su turno optó por cursar ingeniería en la École Centrale, los dos en París. Su madre, Margarita de Witt, era una activa promotora del sufragio femenino y participaba en la recuperación de prostitutas –sentía intolerable que hubiera canallas que explotaran mujeres, algunas casi niñas–. En tanto, en 1912 Conrad comenzó a pergeñar la prospección geoeléctrica de mineralizaciones y en 1913 tuvo los primeros resultados positivos, comenzando por la detección de una falla que atravesaba una mena en Normandía. En 1919, tras el fin de la Primera Gran Guerra, el padre de ambos, Paul, un industrial perteneciente a una familia rica pero que estaba venido a menos, acordó financiarles sus emprendimientos técnicos. Algunos francos le quedaban todavía.

En paralelo con el estadounidense **Frank Wenner** (cuyo dispositivo fue patentado en 1915), Conrad y Marcel estuvieron entre los pioneros de la prospección con corriente continua. Inicialmente en superficie, en trabajos en Francia y otros países de Europa, incluyendo el delineamiento de un domo salino en Rumania.

Luego, en 1927, la inquietud de un ejecutivo petrolero hizo que Conrad se percatara de que la misma técnica se

podría aplicar en pozos para evaluar los estratos atravesados. Probaron en Francia, con la ayuda de **Henri Doll**, el yerno de Conrad. *Et ça a marché!,* funcionó. Entonces decidieron cruzar el Atlántico con sus electrodos a bordo, como antes lo había hecho el húngaro **Lorand Eötvös** con la balanza gravimétrica. Estados Unidos era la gran potencia emergente de la Primera Guerra Mundial y el golfo de México presentaba magníficas oportunidades profesionales y económicas. También Venezuela y otros países del mundo. Y sabemos que a la compañía Schlumberger no le fue nada mal.
Conrad falleció de un paro cardíaco en Estocolmo en 1936, a los cincuenta y ocho, tras un viaje a Rusia. Marcel en 1940 mudó la sede de la compañía a Houston debido a la ocupación alemana de París. Falleció en 1953 ya de vuelta en Francia, en Val-Richer, un pueblito normando en la cuenca de Calvados.

DEFINICIONES BÁSICAS

A los **métodos de inyección de corriente** se los denomina también **métodos de resistividad**, aunque no son los únicos que buscan calcular las resistividades del subsuelo. Operan emitiendo un ***campo artificial de corriente galvánica, o sea continua*** (de ahí en inglés **DC**, *Direct Current*), y registrando las diferencias de potencial resultantes de su interacción con el terreno.
El procedimiento consiste esencialmente en la inyección en el suelo, mediante un par de electrodos, de corriente continua o de muy baja frecuencia (por ejemplo, 0,1 ciclos/s o Hz, que en la práctica puede considerarse continua) y la determinación, mediante otro par de electrodos, de la diferencia de potencial. La magnitud de esta medida depende, entre otras variables, de la distribución de resistividades de las masas rocosas del subsuelo, de las distancias entre los electrodos y de la intensidad de corriente inyectada.

Dispositivos de Prospección: del latín *dispositus* (dispuesto) constituye en la disposición superficial, configuración o arreglo geométrico (en inglés *spread* o *array*) de los ***electrodos empleados*** (***con distintas alternativas de orientación y distancia relativas entre ellos***, como veremos).
El precursor fue el dispositivo de dos electrodos ideado por el británico **Fred Brown** en 1883.
El método se enriqueció en 1932 con la investigación del rumano **Sabba Stefanescu** sobre las bases físicas de la distribución de potenciales en semiespacios estratificados. También con los aportes metodológicos del francés **Raymond Maillet** en las décadas de 1930 y 40. Y con su adaptación a prospección en fondos de cuerpos de agua que pergeñó el ruso **I. V. Nazarenko** en la década de 1930.

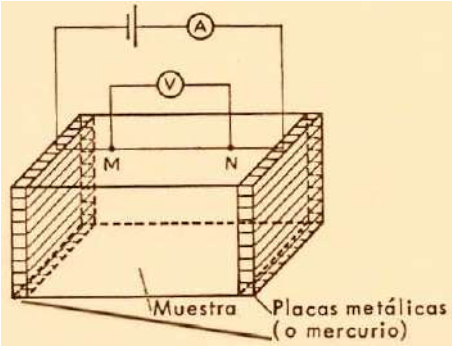
Modalidades Prospectivas: dependen del objetivo y pueden ser de cuatro modos (*modi*; singular: *modus*).
- Sondeos Eléctricos Verticales, donde los datos se toman en un punto x, y para distinta profundidades z.
- Calicatas Eléctricas, en las que la toma de datos en x (ó y) se hace a lo largo de un perfil a una z constante.
- Tomografías Eléctricas, combinación de los dos anteriores, con datos para distintas x (ó y) y distintas z. Una variante de éstas es la adquisición 3D en un volumen con distintas x, y, z. También es posible medir cómo cambia la ρ a través del tiempo.
- Mapeo de Líneas Equipotenciales, que se realiza en un plano x, y, con z constante.

Resistividad eléctrica del terreno y sus ruidos

El suelo es una mezcla de rocas, gases, agua y demás materiales orgánicos e inorgánicos. Su resistividad, aparte de depender de la composición intrínseca, como se comentó, depende de factores externos: humedad, temperatura, presión y otros que pueden provocar que un mismo tipo de suelo presente resistividades diferentes con el paso del tiempo. Es lo que se llama **ruido metodológico**, que a veces puede ser muy alto. De entre todos los factores, la **humedad** es el más importante para la aplicación de estos métodos; además de ser el factor que se puede alterar más fácilmente mediante la lluvia o el riego del suelo. Diferentes grados de humedad para un mismo terreno darían lugar a resistividades diferentes que podrían llevar a interpretaciones erróneas de los materiales constituyentes del substrato.
Un caso particular a tener presente es la llamada **paradoja de los suelos**. En principio, cuanto más humedad, mayor conducción, por vía iónica. Sin embargo la conductividad en terrenos desérticos puede a menudo ser mayor que en suelos similares en condiciones de clima más húmedo. La explicación reside en la gran concentración superficial de sales que suele ocurrir en climas secos, bastando una mínima cantidad de humedad para que la conducción eléctrica sea muy efectiva.
También una **topografía** accidentada puede generar ruido metodológico, ya que el flujo de corriente se concentra en los valles y se dispersa en las colinas. Este efecto geométrico puede ser mayor si, como suele suceder, los valles son más húmedos que los cerros. Como resultado se distorsionan las superficies equipotenciales produciendo falsas anomalías. En todos los casos es fundamental prever las posibles fuentes de

error y corregir su influencia durante el procesamiento de los datos, muchas veces recurriendo a modelos teóricos de comparación, tal como hemos visto en otros métodos antes tratados.
Por último, entre los ruidos naturales también pueden presentarse fuertes **corrientes telúricas**.
Y, como en todo método, pueden ocurrir **ruidos instrumentales** (fallas en cables, voltímetro, etc.).
El **objetivo** de este tipo de prospección no es, sin embargo, dar una interpretación de los materiales constituyentes a partir de las resistividades aparentes medidas, sino obtener imágenes uni, bi, tri y hasta tetradimensionales de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo, esto es, pozos, secciones horizontales o verticales, volúmenes e incluso el monitoreo de su variación en el tiempo, si fuera el caso. Partiendo de alguna de estas informaciones podrán hacerse interpretaciones geológicas o de otra índole, sean académicas o aplicadas.

Medición de resistividades ρ en el laboratorio



En general se pueden hacer en forma directa llevando muestras de afloramientos o de pozos y ubicándolas en un dispositivo muy simple. Se coloca el espécimen del modo que está graficado y entonces se puede calcular:

$$\rho = (V/I).(s/l)$$

(**V** es el potencial e **I** la intensidad de corriente; ***s*** la sección y ***l*** la longitud de la muestra)

ADQUISICIÓN DE DATOS

La figura de abajo muestra el principio indirecto de medida de la resistividad del terreno mediante la metodología de prospección geofísica.
Se inyecta una corriente I entre el par de electrodos AB y se mide la tensión ΔV entre el par de electrodos MN.
Si el medio es homogéneo de resistividad ρ, la diferencia de tensión es:

$$\Delta V = \rho . I / 2\pi (1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN)$$

(donde AM, AN, BM, BN son las distancias entre los electrodos)

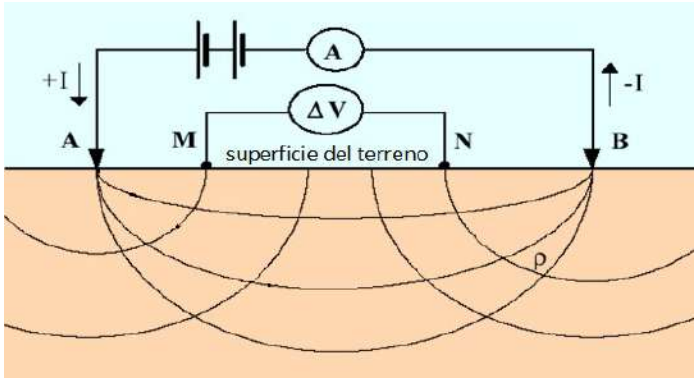
La resistividad viene dada por la expresión: $\rho = (\Delta V/I).\, g$

donde ***g*** –equivalente de **(s / *l*)** en laboratorio– es un factor geométrico que sólo depende de la disposición de los electrodos y resulta aquí: $g = 2\pi\,(1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN)$

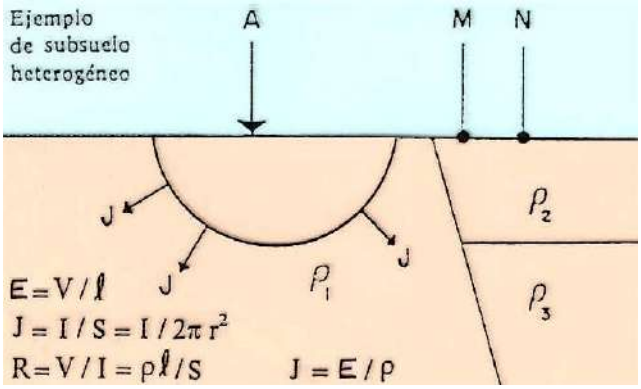
Dispositivo tetraelectródico para la medida de la resistividad del terreno:

En la literatura anglosajona se habla de electrodos de Corriente y de Potencial.
En la de origen francés se los llama electrodos de Emisión y de Recepción.
En la nomenclatura rusa se denominan electrodos de Alimentación y Medición.

Las líneas de corriente van de A a B.
Las curvas equipotenciales son ortogonales a las de corriente en subsuelo con ρ homogéna y no lo son tanto con cambios de ρ, lo más usual.



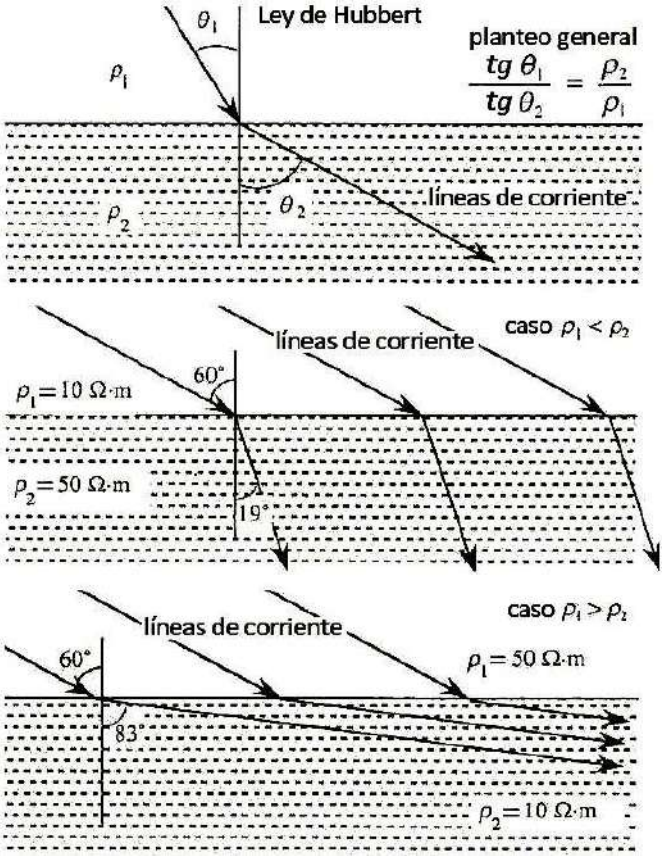
Si el medio es homogéneo, para una misma corriente continua inyectada, la resistividad ρ que se obtiene será independiente de la posición de los electrodos de inyección y detección cuando estos se intercambian. Esta propiedad se conoce con el nombre de **principio de reciprocidad**, que se cumple también para los medios heterogéneos. No obstante, en la práctica este enroque no es una buena estrategia en el ajedrez geoeléctrico, porque al colocar los electrodos M y N tan separados (como normalmente los A y B) la medición resulta más fácilmente ***afectada por las corrientes telúricas, corrientes parásitas industriales, etc.***, es decir ruidos cuyo efecto aumenta proporcionalmente con la distancia entre M y N.
Las fórmulas antes referidas se basan en considerar que el suelo es homogéneo e isótropo. Si el medio no es homogéneo, la ahora **resistividad aparente ρa** y su valor dependerán, no sólo del factor geométrico ***g***, sino también de las resistividades de los diferentes medios interesados. ***A partir de esas resistividades aparentes obtenidas en un terreno, con sus correcciones, podrá entonces hacerse la interpretación de anomalías.***



En la figura inmediata superior se muestra en forma esquemática una situación de subsuelo con masas rocosas de distinta resistividad. Se indican las líneas de flujo eléctrico y algunas relaciones físicas entre el campo eléctrico E, la densidad de corriente J y los demás parámetros vistos.

Acá a la derecha se ilustra la relación de **Marion Hubbert** (estadounidense que la planteó en 1940), análogo eléctrico de la ley de Snell en óptica y sísmica (Tema 11), que condiciona la profundidad de investigación de estos métodos.

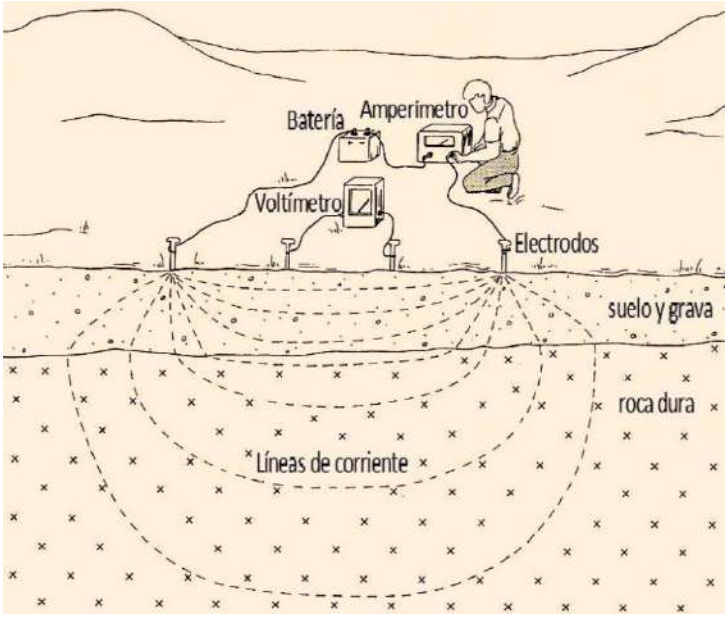
Además puede definirse el coeficiente de **refracción o transmisión eléctrica**, $\mathbf{K} = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$



(modificado de Burger, 1992)

APARATOS DE CAMPO

El equipamiento requerido es sencillo. En primer lugar hace falta una **batería** (de 45 a 90 amperios), a veces pueden necesitarse 2 o 3 en serie para tener mayor intensidad, o bien, en casos especiales, puede ser conveniente un generador (usualmente movido por un motor a explosión, de 200 W a 1 KW de potencia) que se hace funcionar a la frecuencia mínima (alrededor de 0,1 Hz, prácticamente como corriente continua).



Adquisición geoeléctrica con corriente contínua (modificado de Robinson & Corugh, 1988)

Arriba, carretel de cable y electrodos; abajo, control integrado (fotos Ronald Grant)

Los **electrodos** empleados son cuatro (como vimos, dos de corriente y dos de potencial) y consisten en varillas de acero inoxidable de unos 70 cm de largo. Se los entierra unos 20 cm y se puede recurrir a regarlos con agua salada si no existe buen contacto eléctrico. Los electrodos de potencial podrían ser de tipo impolarizable, como los requeridos para mediciones del potencial espontáneo, aunque esto solamente resulta imprescindible

en determinados casos especiales donde la polarización en el contacto con el suelo altera significativamente las mediciones. Igual son siempre mejores que los comunes.
Serán además necesarios un **amperímetro** para medir la intensidad de corriente entregada por la batería y un **voltímetro** (con lectura de milivoltios) para registrar las tensiones eléctricas. Todo lo cual puede tener un control integrado. Y por supuesto **cables** para armar el circuito, que se enrollan como muestra la foto previa.
El equipo debe calibrarse para ***compensar las corrientes telúricas***. Si las mediciones son de gran precisión y las fluctuaciones de las corrientes naturales son muy grandes, el operador tendrá que recurrir a la inyección de una mayor intensidad de corriente en el terreno y tal vez ampliar la distancia entre los electrodos de tensión. Únicamente en muy raros casos convendrá suspender la adquisición de datos.

DISPOSITIVOS DE PROSPECCIÓN

Cualquiera sea el dispositivo electródico utilizado, la resistividad aparente ρ_a puede ser calculada mediante la ecuación: $\rho_a = (\Delta V / I) . g$ (conociendo el factor geométrico ***g***, la corriente eléctrica **I** inyectada a través de los electrodos A y B, y la diferencia de potencial **ΔV** entre los electrodos M y N)
El* factor *o* coeficiente geométrico *es una corrección implícita en el método que hace que sean comparables los cálculos de* ρ_a *obtenidos con distintas distancias interelectródicas en razón de que, al variar éstas, varía **ΔV** en forma proporcional para un mismo valor de resistividad en el subsuelo. Además, si se aumenta la separación entre los electrodos emisores, conviene aumentar también la separación entre los receptores porque de no hacerlo las lecturas de **ΔV** disminuirían tanto que su precisión se vería comprometida. En ciertos casos también puede ser útil el aumento de la **I** de corriente inyectada que redundará en un aumento proporcional de **ΔV** facilitando entonces su lectura.
Los dispositivos electródicos pueden ser lineales, dipolares, etc.

Dispositivos tetraelectródicos lineales

Los más utilizados son los siguientes dos:

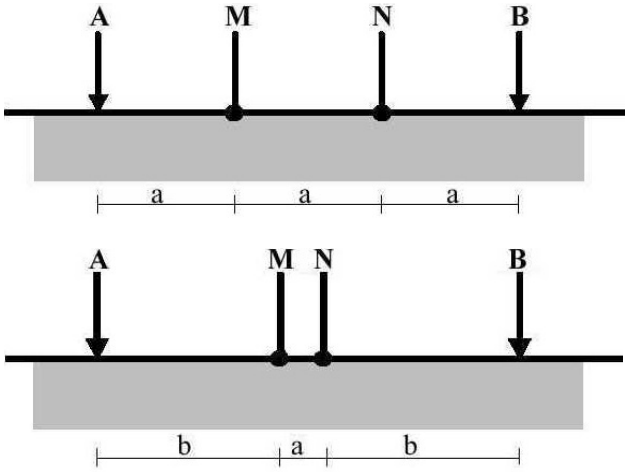
- **dispositivo** de **Wenner**:

Los electrodos se disponen equidistantes sobre una línea en el orden AMNB. El coeficiente geométrico deducido para este dispositivo es: $g = 2\pi a$

- **dispositivo** de **Schlumberger**:

Distribución simétrica de AMNB en una línea, siendo la distancia de los electrodos detectores MN mucho menor que entre los inyectores AB. En la práctica, AB > 5MN. El factor geométrico deducido resulta:

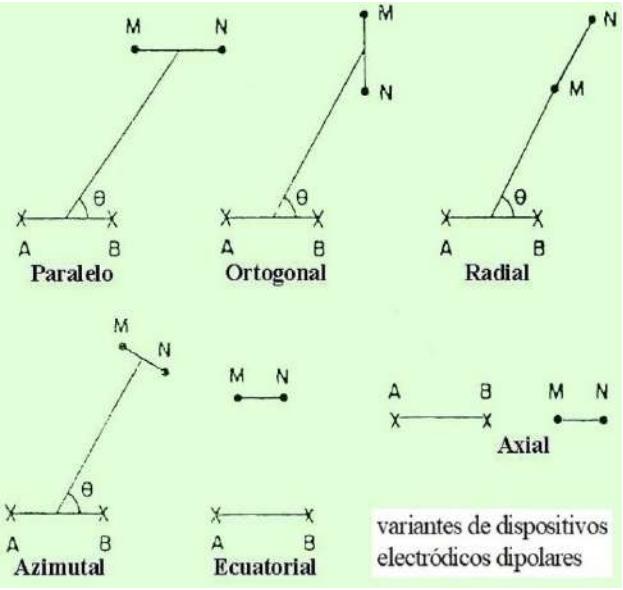
$$g = (L^2 - a^2/4)\,\pi / a \quad (\text{con } L = AB/2)$$



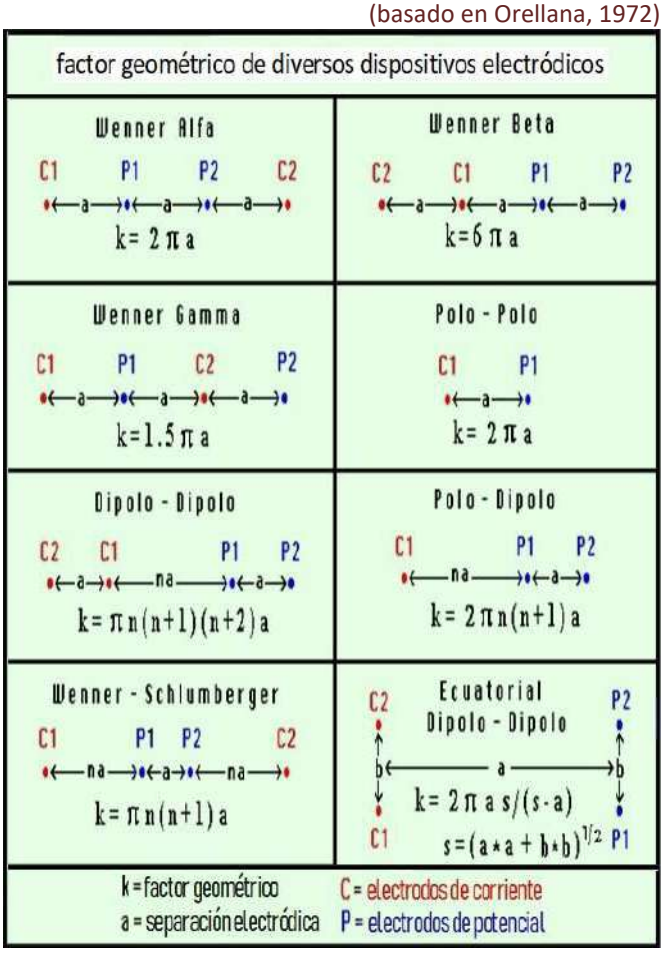
Dispositivos dipolares y otros

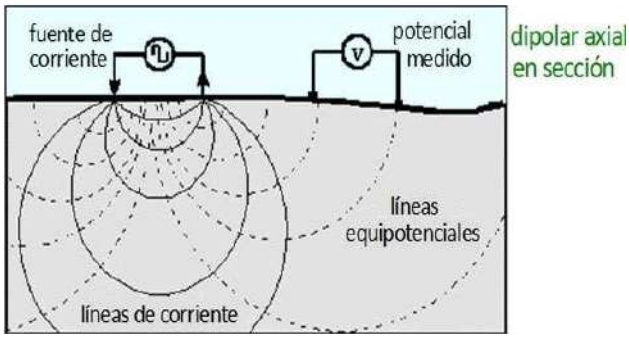
Además de los tetraelectródicos lineales, existe una enorme variedad de otros dispositivos (otras formas de distribuir los electrodos en el campo), entre ellos los **dipolares** pergeñados por el ruso **L. M. Alpin** en 1939 y cuyo principal precursor fue el también ruso **Isay Blokh** desde 1957. En éstos el par de electrodos de corriente y el par de potencial son movidos separadamente según distintas geometrías –y por lo tanto cada una con su propio factor geométrico– de acuerdo con la estrategia de cateo definida. Puede incluso haber una gran distancia entre uno y otro par. Hay varias opciones que se bosquejan en la siguiente página, pero además existe un dispositivo dipolar llamado **por gradiente** en el que el dipolo de corriente queda fijo fuera del área a prospectar (de ahí el gradiente que se produce en la intensidad de la señal a medida que los registros se alejan de él) y sólo debe irse moviendo el dipolo de potencial, con lo cual se ahorra tiempo y da buena señal si la estructura del subsuelo es simple, permitiendo buenas interpretaciones, pero no así cuando existen geometrías tabulares subverticales. ***Siempre influyen las condiciones de contorno.***
Otras veces uno de los electrodos de corriente se deja fijo y muy alejado respecto a los otros tres (se asume que en el infinito) y se denomina a estos dispositivos **trielectródicos** (aunque en rigor siguen siendo cuatro) si están en línea, o bien **polo-dipolo** (como si se olvidase el polo que quedó en el "infinito") si no se encuentran alineados. También están los llamados **polo-polo** en los que, además de uno de los electrodos de corriente, hay uno de potencial también en ese virtual infinito. Existen diversas variaciones de cualquiera de los antedichos:

semiSchlumberger, halfWenner, Lee y otros, algunos de los cuales se esquematizan a la derecha.

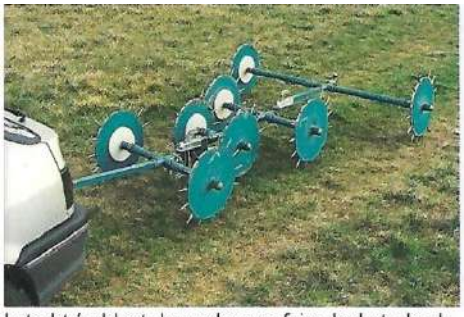


(basado en Orellana, 1972)





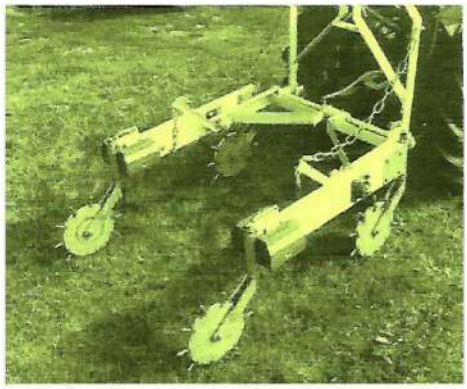
Arriba se ilustran diferentes arreglos dipolares en planta, entre los cuales se grafica el axial en sección.
A la derecha, imágenes de varios tipos distintos de dispositivos sobre móviles para efectuar un más rápido trabajo de registro.
Y soluciones con arreglos electródicos mútiples son empleadas para los registros 3D, como se ve acá abajo.



Justo detrás del auto las ruedas que ofician de electrodos de corriente móviles para terreno agreste y más atrás los 3 pares de electrodos de potencial (configuración multi-dipolar).

Similar al caso de la izquierda, pero con 2 pares de electrodos de potencial, en ruedas electrostáticas para circular sobre caminos.

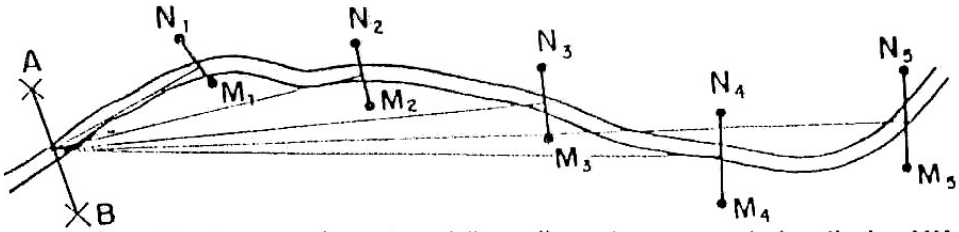
(imágenes de Panissod *et al.*, 1998)



Tractor llevando una configuración dipolo-dipolo.

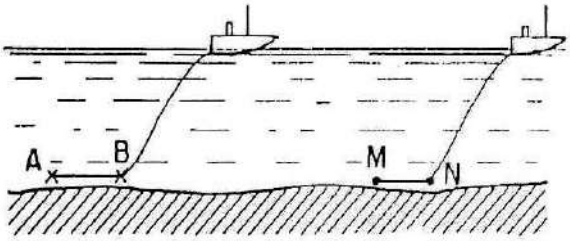
Caso de configuración móvil polo-polo para bajo presupuesto…

En la figura de la derecha se muestra el esquema de una estrategia de adquisición geoeléctrica de corriente continua realizada con un dispositivo dipolar que se adapta a las posibilidades a lo largo de una ruta.

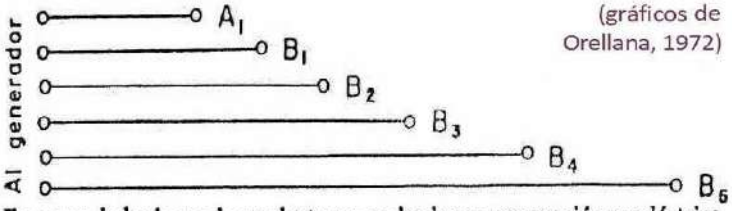


Ejecución de un sondeo azimutal "curvo" con los centros de los dipolos MN sobre una carretera en zona de bosque.

(gráficos de Orellana, 1972)



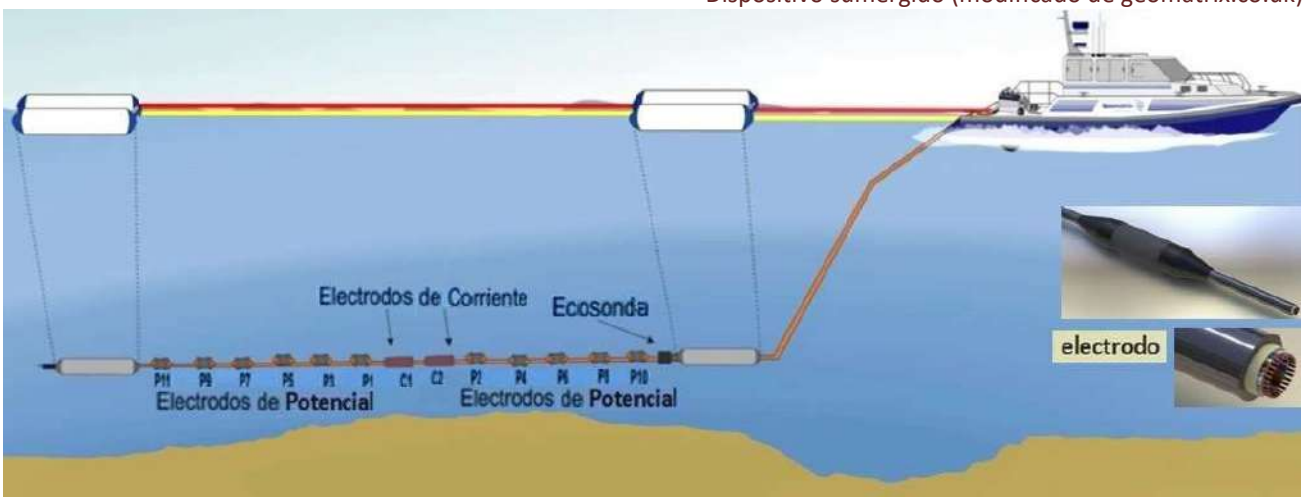
Ejecución de sondeos axiles marinos. El barco de emisión AB se mueve hacia el de recepción MN, que permanece fijo.



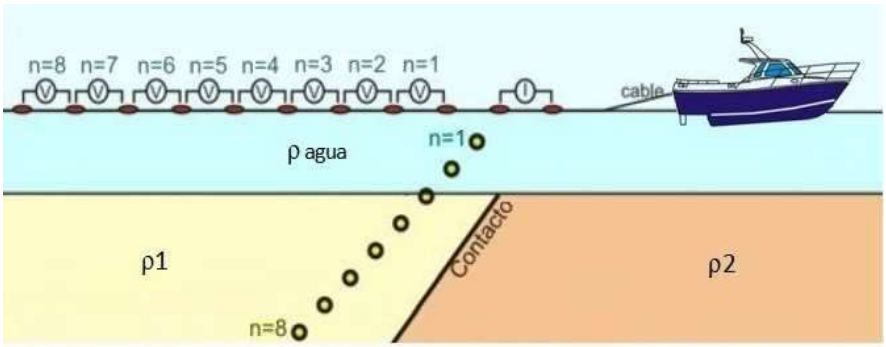
Esquema de los haces de conductores empleados en prospección geoeléctrica marina. En la realidad los conductores van atados, conformando un mazo, pero se han dibujado separados para mayor claridad.

En las figuras precedentes se ve un dispositivo dipolar antiguo sobre el lecho marino (cada dipolo llevado desde distinta lancha) y el detalle de los electrodos tipo haz. La alternativa moderna es la de arrastrar ambos dipolos desde una única nave y los haces de conductores, ahora de grafito, van dentro de una vaina plástica impermeable. Como opción, los de potencial pueden ser de cerámica, impolarizables. Lo más común es disponer varios dipolos receptores para obtener datos provenientes de diversas profundidades bajo el lecho, lo cual, sumado al desplazamiento a lo largo de la línea, permite generar una sección o tomografía 2D por cada trayectoria de navegación realizada (a velocidad entre 3 y 8 km/h y lecturas cada unos 3 segundos, es decir distancias horizontales de entre 1 y 3 metros entre lecturas sucesivas). El dispositivo se lleva unos 2 a 4 metros por encima del fondo si se prevé que éste no es plano sino un poco accidentado, y va colgado de flotadores para mantener la profundidad de sumersión constante. Un sonar va midiendo la profundidad del cuerpo de agua a lo largo del perfil. La navegación sigue preferentemente una línea recta, salvo que deba hacerse a lo largo de un canal o río con sinuosidades. Pueden registrarse diversos perfiles paralelos y eventualmente ortogonales o con oblicuidades de acuerdo al presupuesto y el objetivo geológico por debajo del fondo ácueo. La profundidad bien iluminada bajo el lecho puede ser de hasta 100 metros, a más profundidad se va perdiendo definición. La distancia entre cada dos dipolos receptores suele ser de entre 2 y 8 metros según sea la densidad de datos requerida en subsuelo. ***En agua salada (0,2-0,5 Ωm) la corriente viaja en mayor proporción dentro de ésta y se requiere mayor I inyectada, mientras que si es dulce (10-200 Ωm) la intensidad de corriente que llega y vuelve del subsuelo es mayor y la I necesaria es menor***, siendo mejor la calidad de los datos obtenidos. En ocasiones es conveniente utilizar varias baterías de 12V en serie. Con muchas líneas paralelas cercanas podría generarse una imagen 3D si el detalle requerido lo amerita (y si el jefe o la jefa autoriza la inversión).

Dispositivo sumergido (modificado de geomatrix.co.uk)



Abajo vemos otra variante, consistente en una adquisición con arrastre superficial de un dispositivo con un dipolo emisor y muchos dipolos receptores que en verdad van un poco bajo el pelo de agua. En este caso las lecturas suelen ser buenas con una profundidad ácuea de hasta 10 metros si es salada y bastante más si es dulce. ***Esta técnica permite también medir variaciones de salinidad del propio río, lago o mar.***



Adquisición con dispositivo múltiple flotante ○ puntos de ρ registrada para cada distanciamiento n desde el centro del dipolo emisor I hasta el centro de cada dipolo receptor V

(gráfico modificado de agiusa.com) Derecha, equipo a bordo y dispositivo flotante (foto US.gov/EPA/geophysics)

TIPOS DE INYECCIONES Y REGISTROS ELECTRÓDICOS

La finalidad de una prospección geoeléctrica es conocer la forma, composición y dimensiones de estructuras o cuerpos de interés inmersos en el subsuelo a partir de medidas en la superficie. Mediante su empleo conseguimos trazar una cartografía de resistividades aparentes del subsuelo que nos darán información sobre los emplazamientos que subyacen en él. ***El dispositivo a emplear será elegido en función de pruebas de campo, como en cualquier método geofísico***. Las prospecciones geoeléctricas que se realizan se dividen, como ya adelantamos, en cuatro modalidades:

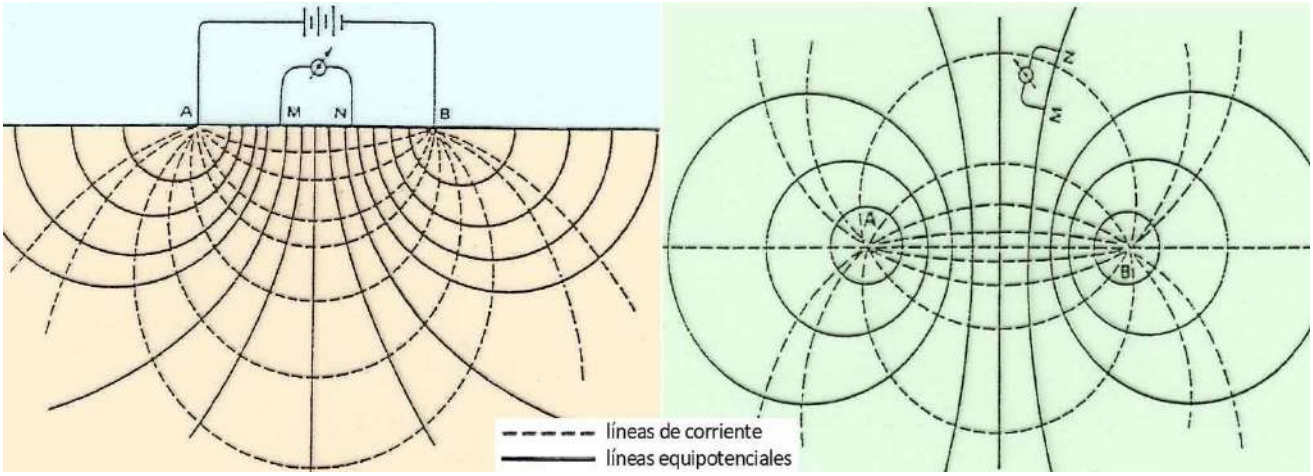
- Mapeo de Líneas Equipotenciales (LE)
- Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)
- Calicatas Eléctricas (CE)
- Tomografías Eléctricas (TE) 2D y 3D

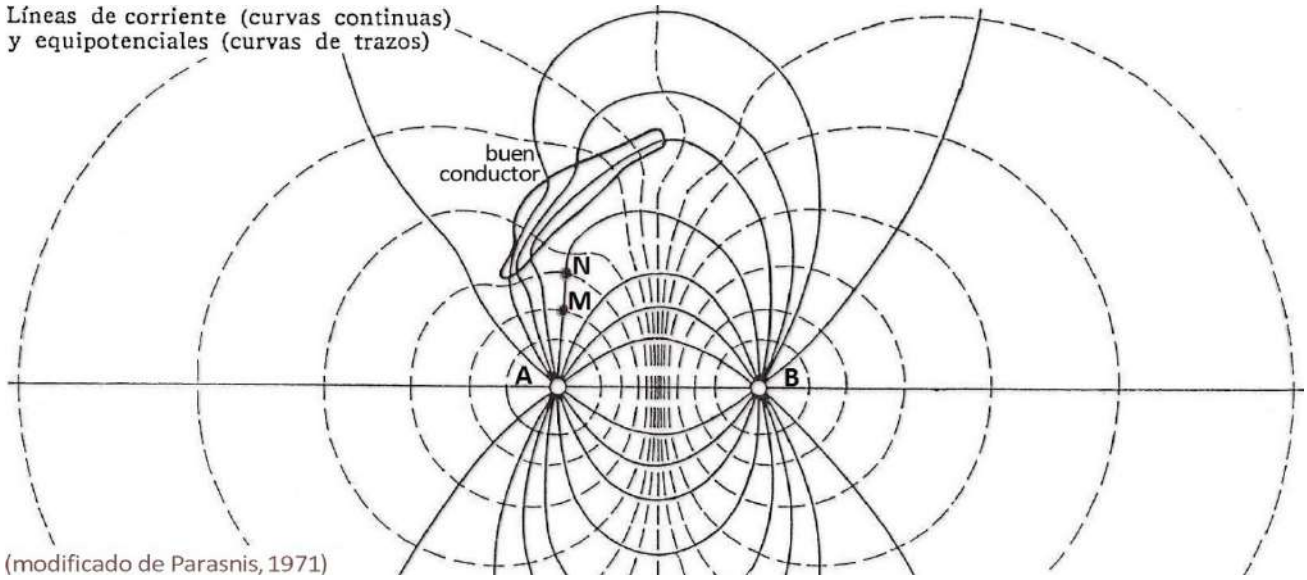
Mapeo de Líneas Equipotenciales

Para orientarse viene bien un mapa. O mirar la posición de las constelaciones o del Sol. Orientarse deriva de oriente (*oriens*, naciente en latín, el amanecer) y en la antigüedad muchos mapas tuvieron el este arriba. Mapa viene de *mappa* (paño, mantelito donde hacían planos de fincas, etc.), palabra latina a su vez originaria de la Cartago que masacraron y arrasaron los romanos. Pero el mapa aquí es la base sobre la cual obtener las curvas equipotenciales del área a prospectar, con profundidad de investigación constante y un objetivo de cobertura areal. Abreviada LE, esta técnica se aplica a fines hidrogeológicos, mineros, ambientales, etc.

En las figuras que siguen se observa una configuración ideal en perfil y planta con subsuelo homogéneo, y luego el resultado de mapear las líneas en un área con una anomalía conductiva, donde éstas se distorsionan (véase siguiente página). Esta simple modalidad prospectiva en general se realiza con alguno de los dispositivos dipolares, ya que son los más prácticos de manejar arealmente.

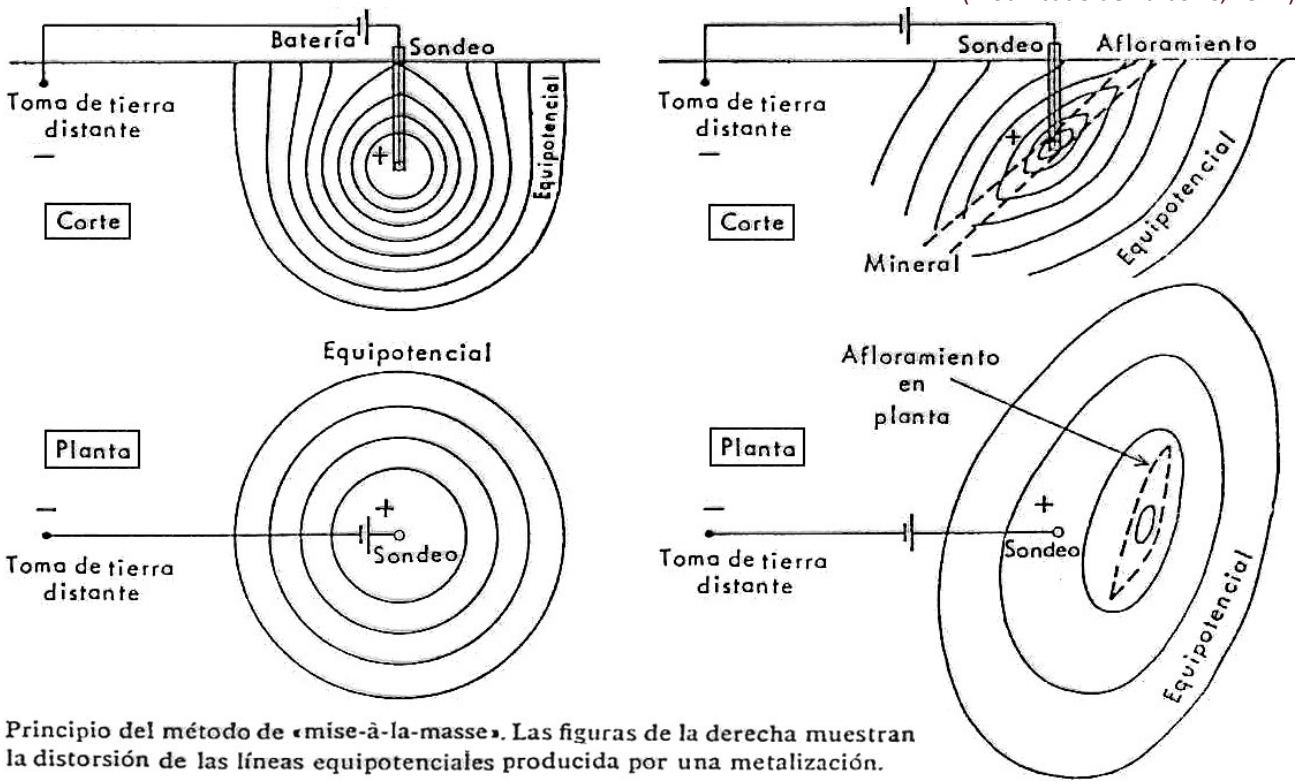
(modificado de Cantos Figuerola, 1972)



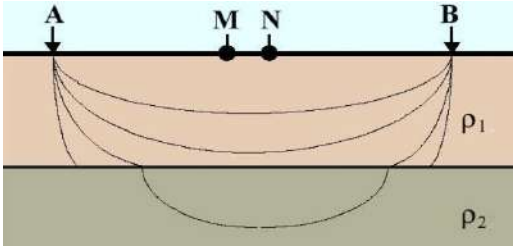


Existe una técnica de mapeo de las líneas equipotenciales que se fundamenta en un dispositivo tetraelectródico singular: el método de ***mise à la masse*** (excitación de la masa) concebido por **Conrad Schlumberger** en 1920. En él debe hincarse uno de los electrodos de corriente en contacto directo con una masa mineralizada, si es necesario mediante una perforación. Ha sido empleado principalmente para mapeos geoeléctricos de mineralizaciones metalíferas, como se ilustra seguidamente.

(modificado de Parasnis, 1971)



Principio del método de «mise-à-la-masse». Las figuras de la derecha muestran la distorsión de las líneas equipotenciales producida por una metalización.



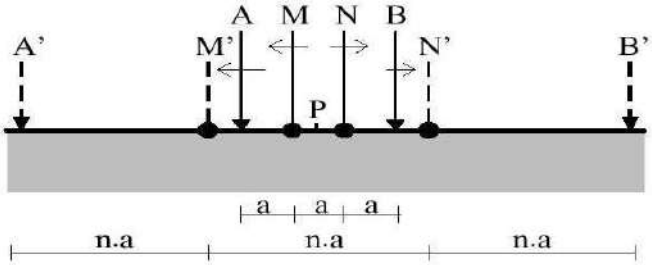
Líneas de corriente entre los electrodos A y B.

Sondeo Eléctrico Vertical

Sonda viene del francés *sonde*, a su vez del anglo antiguo *sund* (mar, y la medición de su profundidad con cuerda y plomada). La finalidad del sondeo eléctrico vertical (SEV; en inglés *VES*: *Vertical Electric Sounding*) es averiguar la distribución en profundidad de las resistividades aparentes bajo el punto sondeado a partir de medidas de la diferencia de potencial en la superficie. Es utilizado sobre todo para detectar y establecer los

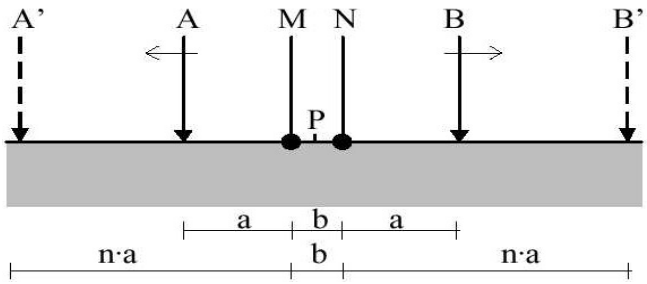
límites de capas horizontales del subsuelo estratificado e interpretar geología y eventuales recursos. En general los dispositivos lineales son los que mejor registran en esta modalidad prospectiva.
A medida que los electrodos inyectores A y B se separan entre cada medición y la siguiente (manteniendo un punto central fijo), la corriente eléctrica va penetrando en capas cada vez más profundas, aunque naturalmente la densidad de corriente tiende a disminuir con la profundidad. Debemos tener presente la relación de Hubbert que ya hemos referido y por lo tanto recordar que existe una influencia variable y significativa de las resistividades de los varios medios atravesados. Y también reparar en que un SEV puede tener distorsión (**ruido**) ***por cambios de ρ laterales*** al dispositivo que no están previstos en el ***modelo simplificado de capas horizontales, planas e infinitas***.
El español **Ernesto Orellana** en 1972 calculó que para un medio isótropo y homogéneo el 50% de la corriente circula por encima de la profundidad AB/2 y el 70% por encima de una profundidad AB. Sin embargo no es posible fijar una profundidad límite por debajo de la cual el subsuelo no influye en el SEV, ya que la densidad de corriente va disminuyendo de modo gradual, sin nunca anularse del todo. La profundidad de penetración guarda cierta proporción directa con la distancia AB, pero la función es muy cambiante en tanto cambien las condiciones del subsuelo, que es lo que sucede en la mayoría de los casos.
En 1971 los investigadores indios **Amalendu Roy y Ankaraboyina Apparao** definieron la **profundidad de investigación característica** como la profundidad a la que una capa delgada de terreno (paralela a la superficie) contribuye con participación máxima a la señal total medida en la superficie del terreno. Asimismo observaron que la profundidad de investigación en parte viene determinada también por la posición de los electrodos detectores, y no sólo por la penetración o distribución de la corriente debida a los inyectores, lo cual resulta evidente a partir del ya mencionado **principio de reciprocidad**: ***si se intercambian entre sí las posiciones de los electrodos de potencial con los de corriente, la distribución de las líneas de corriente cambia, pero no así la profundidad de investigación***.
Definiendo L como la distancia entre los dos electrodos extremos (sin considerar los situados en el infinito), Roy y Apparao determinaron la profundidad de investigación de diversos dispositivos electródicos en un suelo supuesto homogéneo: por ejemplo, resulta de 0,35L para un dispositivo polo-polo. Autores posteriores han perfeccionado estos conceptos, tal el caso de los estadounidenses **L. S. Edwards** (1977) y **Ronald Barker** (1989). Edwards planteó como definición práctica la profundidad a la cual la mitad de la señal medida en la superficie se debe a la porción de susbuelo superior a esa profundidad y la otra mitad de la señal a la porción de subsuelo inferior, concepto que Barker bautizó como **profundidad de investigación efectiva**, la cual resulta de 0,17L para el dispositivo Wenner, 0,19L para el de Schlumberger y alrededor de 0,25L para los dipolares. ***Condiciones geológicas particulares de conductividad preferencial pueden canalizar las líneas de corriente y alterar la profundidad de investigación esperada***.
Ahora veremos cómo se aplica un SEV con los dos dispositivos más clásicos, de permanente vigencia.

- Sondeo Wenner:



Disponiendo el dispositivo Wenner AMNB con una separación interelectródica **a**, este sondeo consiste en ir aumentando progresivamente la magnitud de **a** manteniendo como referencia un punto central fijo P. Para la representación de los datos se muestra en ordenadas el valor de la resistividad aparente medida **ρa** en Ωm, y en abscisas el valor de **a** en metros para cada paso. Como se aprecia en la gráfica aledaña, la distancia interelectródica pasa de **a** (AMNB) a ***n*a** (A'M'N'B'), moviendo los cuatro electrodos en cada medición sucesiva. El factor geométrico es la corrección que asegura la consistencia entre los resultados de las mediciones realizadas.

- Sondeo Schlumberger:

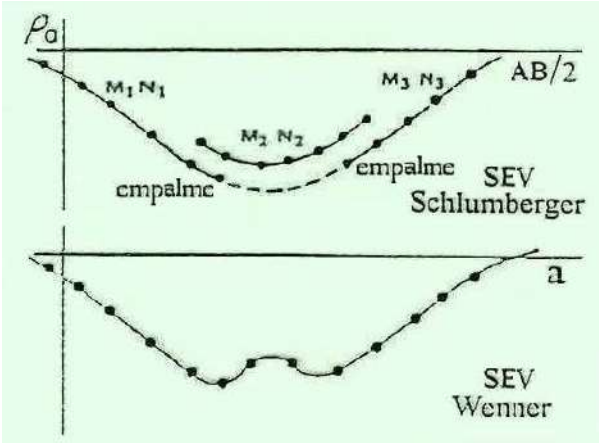


Planteado el dispositivo Schlumberger AMNB en el cual AB>>MN, este tipo de sondeo estriba en separar progresivamente los electrodos inyectores A y B con los electrodos detectores M y N fijos en torno a un punto central P, guardando una distancia **a** fija. La representación de este sondeo muestra en ordenadas **ρ**a (Ωm) y en abscisas la distancia AB/2 (en m).

Los electrodos A y B deben separarse progresivamente (**n.b**) mientras M y N están fijos. Cuando la distancia AB se hace tan grande que la diferencia de potencial MN es muy chica, entonces deben desplazarse M y N, de manera que el intervalo **a** se haga suficientemente mayor –y por lo tanto también mayor la diferencia de potencial– y se recomienza a abrir A y B progresivamente, pero siempre repitiendo un par de puntos comunes a dichos **empalmes**. El método de cálculo es tal que da siempre resultados de ρ comparables.

- Comparación de sondeos verticales Wenner versus Schlumberger:

Como se dijo, ***en el dispositivo* Wenner *en cada punto han de moverse los cuatro electrodos, mientras que en* Schlumberger *sólo dos*** (A y B), excepto que se esté en un empalme. Esa es ya una ventaja operativa a favor del segundo. Pero además ***los empalmes pueden poner en evidencia*** casos como el representado en la figura de la derecha, esto es, ***saltos cuyo origen no se halla en el subsuelo sino en modificaciones del acople eléctrico superficial*** (variación litológica o en el contenido de humedad o de sales superficiales, que se reflejan en la conductividad) en esos primeros centímetros donde están clavados los electrodos y que normalmente no son objetivo de la prospección. Esta situación en Wenner podría ser erróneamente interpretada como producto de cambios en las capas de interés.

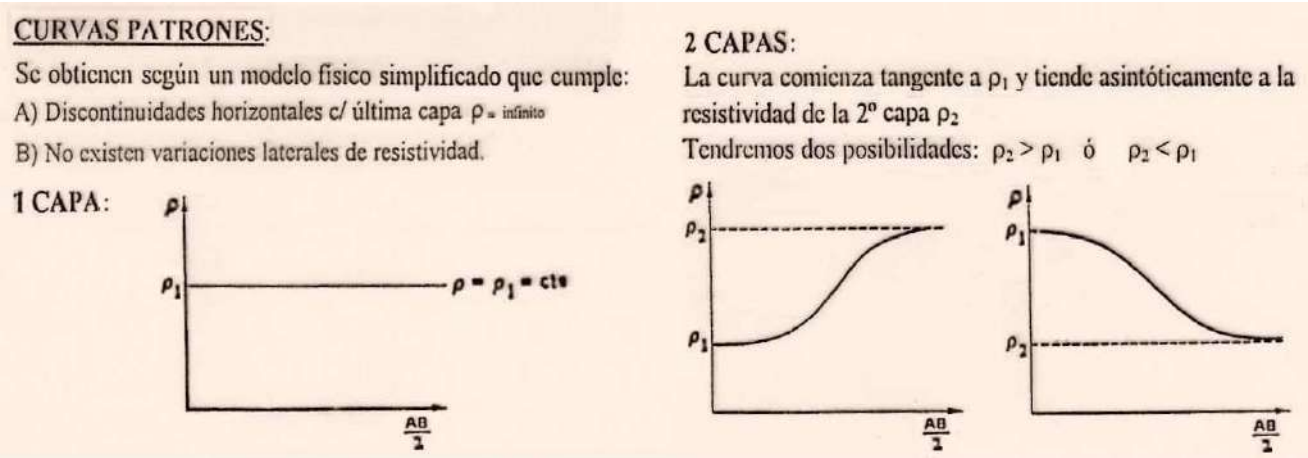


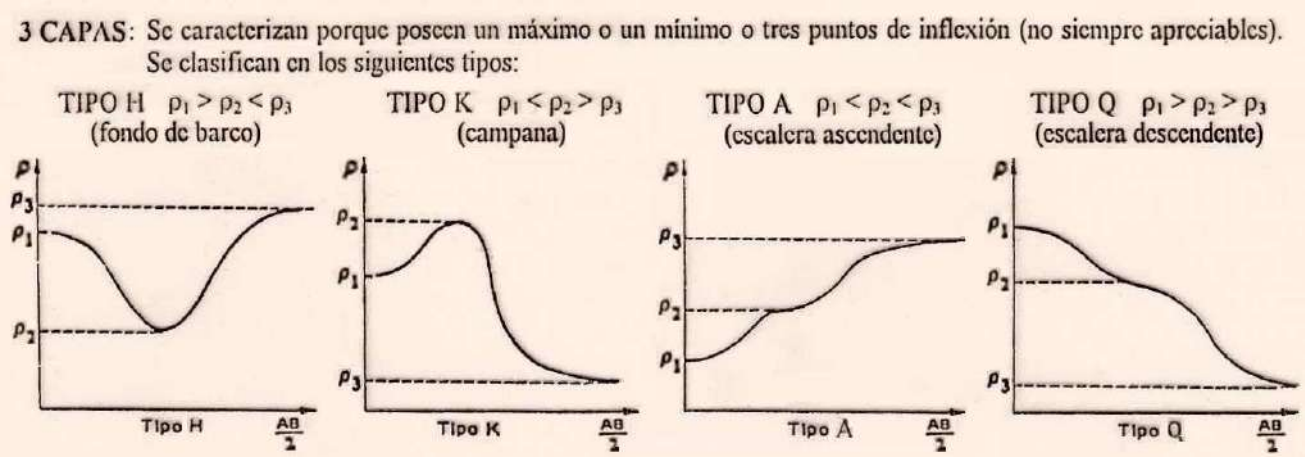
Cotejo práctico de SEVs (modificado de Orellana, 1972)

A la inversa, el dispositivo ***Wenner suele preferirse en relevamientos arqueológicos superficiales o de resistividades en afloramiento***, dado que al manejar distancias MN relativamente mayores ***atenúa ciertos canales preferenciales de la corriente eléctrica como venas o acumulaciones de minerales más conductivos que no son el objetivo de la prospección***. En general el arreglo de Wenner es también elegible cuando el ruido es alto y se requiere de una señal más fuerte (mayor ΔV). También se lo puede usar sin problemas para objetivos más profundos cuando las condiciones del suelo son aceptablemente homogéneas, lo cual es una práctica muy común entre quienes suelen hacer prospección con estos métodos y tienen una experiencia y conocimiento previo del terreno a relevar.

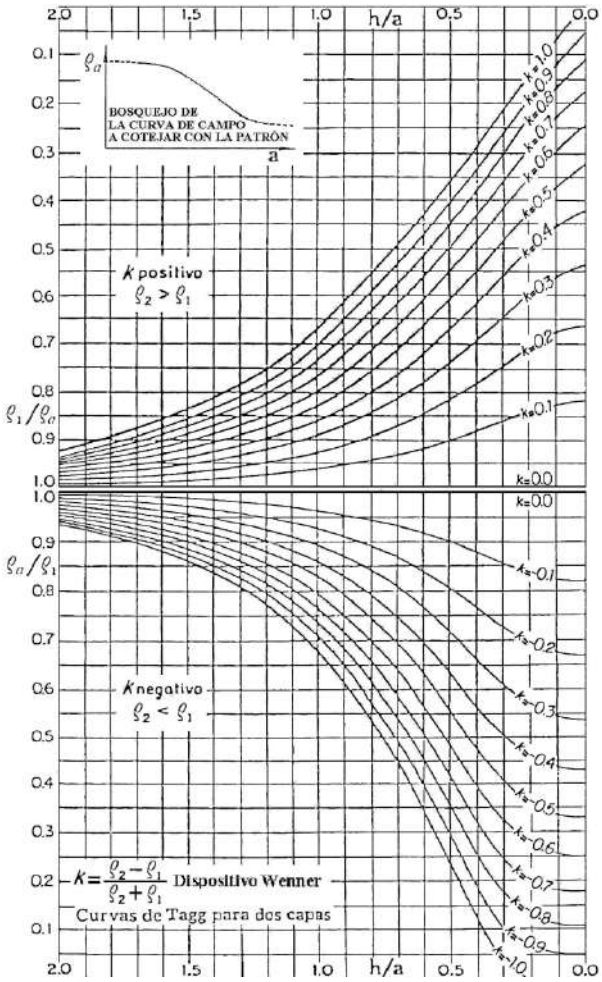
- Procesamiento e Interpretación de un SEV:

Ya sea que las curvas hayan sido obtenidas a partir de registros del dispositivo Wenner, Schlumberger u otro de los muchos que existen, hay una ***primera etapa del* proceso de los datos *ya realizada: aplicar el factor geométrico***. La siguiente etapa consiste en volcar los datos en gráficas como las recién vistas (ρa en ordenadas versus **a**, AB/2 u otra distancia interelectródica en abscisas, según sea el dispositivo) y luego se efectúa la superposición de la gráfica de campo con **curvas patrones** como las bosquejadas arriba de la siguiente página. Así se puede **interpretar** el número de capas sondeadas, calcular sus resistividades (ρ1, ρ2, etc.) y el espesor de cada una, partiendo siempre de la asunción de que no existen variaciones laterales de ρ en los estratos modelados y que la ρn (la que subyace a los niveles de interés) es infinita.

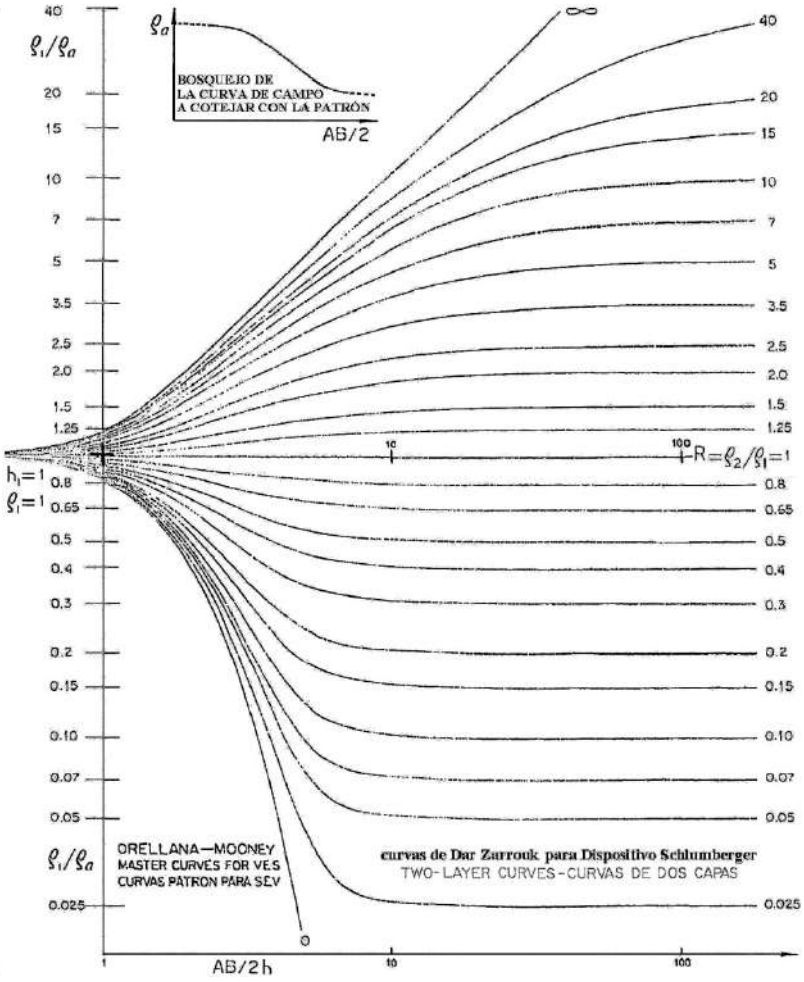




(modificado de Cantos Figuerola, 1972)



(modificado de Tagg, 1934)



(modificado de Orellana & Mooney, 1966)

Con el dispositivo Schlumberger, una vez calculadas las resistividades aparentes para cada punto medido, la curva de campo debe graficarse en escala doble logarítmica (sea en papel transparente o en pantalla) de modo tal que la distribución de valores medidos (ρa vs AB/2) abarque aproximadamente lo mismo que las curvas patrón, en este caso de Dar Zarrouk de 2 capas. (Estas curvas se basan en la investigación del francés **Raimond Maillet**, quien en 1947 las denominó así en recuerdo al nombre del palacio aristocrático de la familia Zarrouk en la medina –ciudad antigua– de Túnez donde descubrió la relación de estos parámetros). Si hay saltos de la curva en los empalmes entre los sucesivos tramos MN deben desplazarse hasta generar una única curva continua. Luego se recurre al **método del punto auxiliar**, para lo cual ha de efectuarse la superposición sin rotar (manteniendo paralelos los ejes coordenados) de la curva de campo sobre el juego de

curvas patrón, buscando la mejor coincidencia (puede ser entre dos de ellas), y han de leerse en la de campo los valores de AB/2 y ρ_a que corresponden al punto que cae sobre la cruz de las curvas patrón donde L ó AB/2=1 y ρ_a=1. Esos valores así leídos dan ρ_1 (la resistividad de la capa superior) y **h** (el espesor de dicha capa, desde la superficie hasta la interfaz con la siguiente), dado que en la cruz la abscisa **h/a**=1 y la ordenada ρ_1/ρ_a=1. A continuación debe visualizarse qué magnitud de la relación ρ_2/ρ_1 corresponde a la curva de Dar Zarrouk sobre la que se ha hecho la coincidencia. Teniendo ya ρ_1, el valor de ρ_2 (capa infrayacente) puede entonces ser calculado en forma inmediata.

Con el dispositivo Wenner, una vez que sean calculado las ρ_a en cada punto, se las vuelca en las ordenadas de una gráfica con valores de separaciones interelectródicas **a** en abscisas, generando la curva de campo. Se les debe asignar unas escalas lineales que en ordenadas sean el doble de largo que en abscisas y tales que en ***x*** e ***y*** abarquen más o menos lo mismo que las curvas de la gráfica patrón (en este caso las publicadas para 2 capas en Estados Unidos por **G. F. Tagg**; página anterior). Éstas tienen en ordenadas valores de ρ_1/ρ_a o ρ_a/ρ_1 y en abscisas de **h/a** (siendo **h** el espesor de la capa superior) y cuanto más aumenta **a** menor es el cociente, por lo cual la relación **h/a** disminuye de izquierda a derecha. Luego se superpone la curva de campo sobre la correspondiente gráfica patrón. En base a la coincidencia (sin rotar) con alguna de las patrón (o entre dos de ellas), se define el valor del coeficiente de refracción eléctrica **k**. Entonces hay que moverse sobre la curva elegida hasta interceptar el punto que cae sobre la relación **h/a**=1 sabiendo que el valor de **a** en ese punto coincidente sobre la curva de campo será igual al valor de **h** (espesor de la capa superior). Luego desde ese punto interceptado hay que ir al eje de ordenadas y ver qué relación existe de ρ_1/ρ_a ó ρ_a/ρ_1. Dado que el valor de ρ_a se tiene en ese punto desde la curva de campo, la ρ_1 se calcula en forma inmediata. Paso siguiente, con el **k** definido al principio y teniendo ρ_1, puede calcularse ρ_2 (para la capa infrayacente) empleando la ecuación del coeficiente de refracción eléctrica: $\mathbf{K} = (\rho_2-\rho_1) / (\rho_2+\rho_1)$

Existen diversos ***programas en computadora para resolver los SEV con Wenner, Schlumberger u otros.***

Para cualquier dispositivo electródico que esté próximo a un contacto vertical las líneas de corriente se distorsionan y la medición en MN es afectada por el otro medio, tanto más cuanto mayor es la separación de los electrodos AB. Por lo tanto, la medida de ρ_a en un SEV está realmente influida por la distribución de resistividades en un cierto volumen de terreno. Esto implica que para distancias AB grandes se ignora si la resistividad aparente se debe a cambios de estructura en profundidad o a heterogeneidades laterales por contraste de resistividades. Puede ocurrir que las curvas de resistividad aparente para dos casos diferentes de SEV sean idénticas si la relación entre la profundidad a la que se encuentra un estrato y su resistividad permanece constante, causando una ***ambigüedad en la deducción del grosor de la capa y de su resistividad***. En estos casos cabe ***recurrir a*** **modelados** ***(inversión)*** análogos a los vistos en gravimetría y magnetometría, apoyados en información geológica, de pozos o de otros métodos geofísicos. ***Es necesario modelar cuando se tiene una topografía significativa***, para deducir el error que implica tal variación topográfica.

Si es posible realizar **sondeos paramétricos**, éstos son de gran ayuda para ajustar la interpretación. Se trata de sondeos eléctricos verticales realizados allí donde existen pozos perforados, sean éstos mineros, hidrogeológicos, petroleros, etc. Podrá así obtenerse un ajuste preciso de las profundidades, lo cual permitirá interpretar más confiablemente otros puntos del área prospectada. De no ser así, el error metodológico suele estar en el orden del 10 y hasta el 20%.

- Aplicaciones:

Los SEV no son adecuados para detectar contactos verticales, fallas, diques, etc. En cambio sí son aplicables cuando el objetivo tiene una posición subhorizontal y una extensión mayor que su profundidad. Tal es el caso del estudio de capas tectosedimentarias con objetivos hidrológicos, petrolíferos, etc.

Se los suele clasificar en: - SEV Cortos o Someros si la distancia AB es menor a 300 m.
- SEV Normales cuando AB es de entre 300 m y 3 km.
- SEV Largos o Profundos cuando AB va de 3 a 30 km.
- SEV Ultraprofundos si AB supera los 30 km.

Los **SEV cortos** son los más comunes, ***se los emplea en hidrogeología, minería***, etc. Suelen ser adecuados para poca profundidad sobre topografía suave como complemento de las calicatas eléctricas para decidir la profundidad de éstas, tal el caso en ***arqueología***. Se los emplea también ***sobre ríos y lagos o mares muy someros***, por ejemplo para hallar naves naufragadas que han sido cubiertas por sedimentos del lecho.

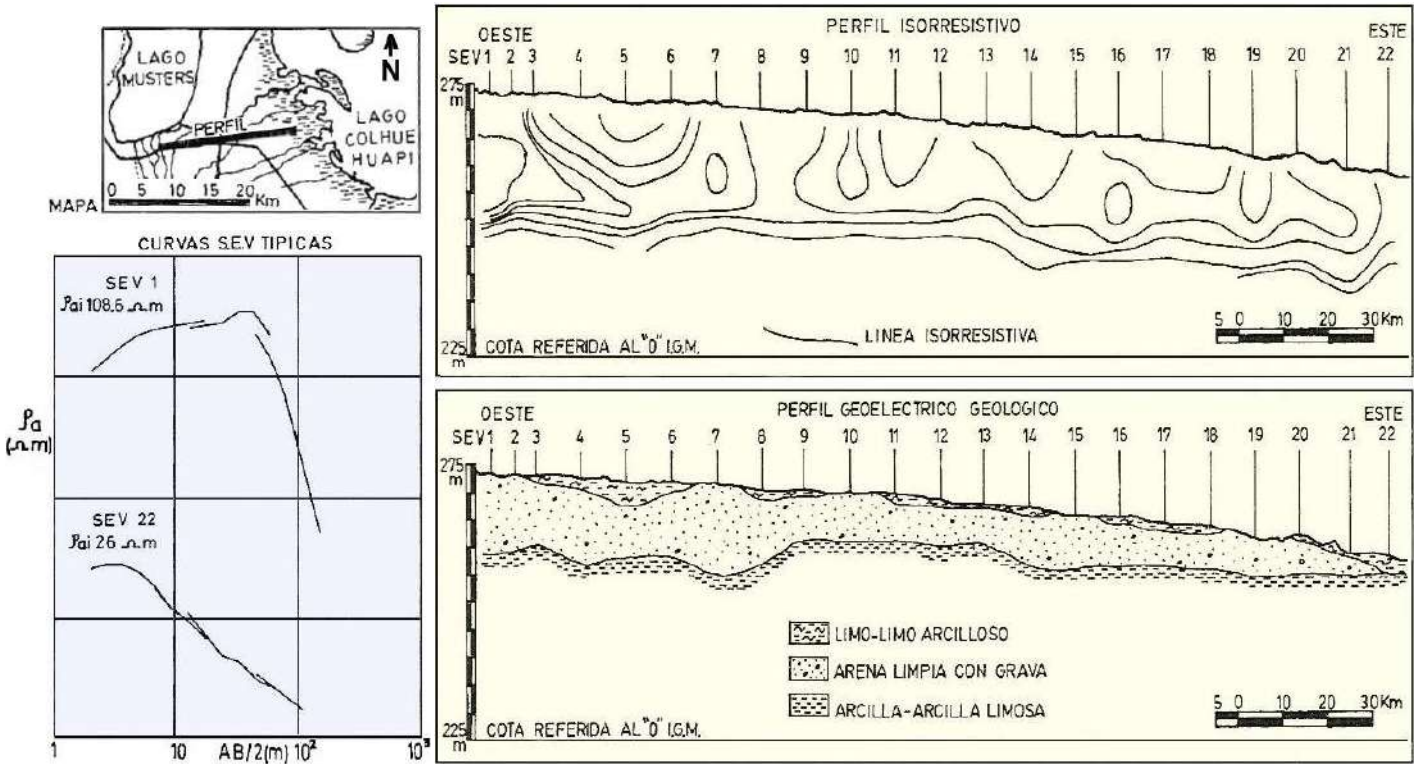
Los **SEV normales** son los más usados en exploración de ***cuencas sedimentarias*** a profundidades de cientos de

metros, especialmente con ***objetivos hidrogeológicos y mineros*** (por ejemplo cateo de mantos de carbón).
Los **SEV profundos** se han utilizado sobre todo en ***prospección de hidrocarburos*** y también en ***exploración geotérmica*** (la resistividad de las rocas disminuye cuando hay fluidos mineralizados pero aumenta con la presencia de vapor producido por altas temperaturas).
Los **SEV ultraprofundos** tienen ***fines geocientíficos*** y fueron realizados especialmente en países de la ex Unión Soviética desde 1938 (**A. P. Kraev** y otros superaron profundidades de 10 km en Rusia).

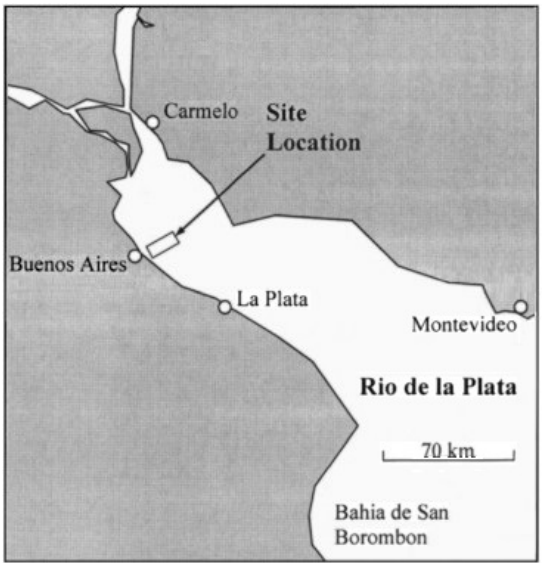
- Ejemplos:

El primer caso (figuras siguientes) cercano a Colonia Sarmiento (Chubut) es un perfil generado a partir de una sucesión de sondeos eléctricos verticales con la finalidad de caracterizar la sedimentología del subsuelo somero a los fines del mejor entendimiento de la hidrogeología del área donde el río Senguerr desemboca en los lagos Musters y Colhue Huapi.

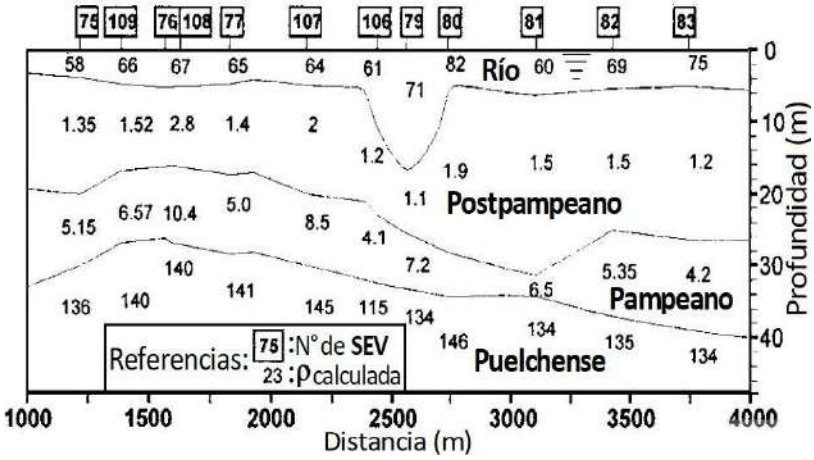
SEV someros en Chubut (figuras modificadas de Díaz *et al.*, 1987)

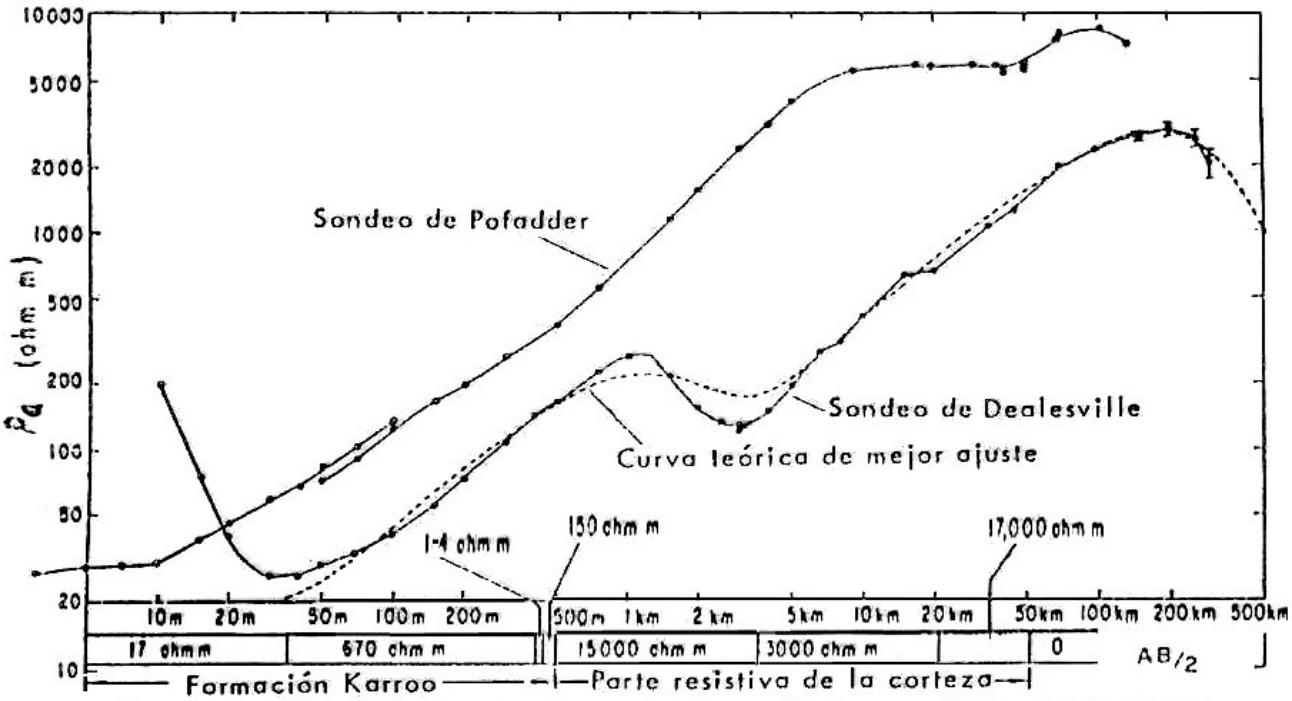


A continuación, ejemplo de una serie de SEV someros adquiridos a lo largo de una línea sobre el lecho del Río de la Plata y luego la gráfica de dos SEV ultraprofundos que fueron registrados en Sudáfrica.



Abajo, perfil resultante de numerosos SEV cortos sobre el Río de la Plata, registrados desde una embarcación mediante arrastre de un dispositivo flotante; a la izquierda el mapa de ubicación (figuras modificadas de Rinaldi *et al.*, 2006)

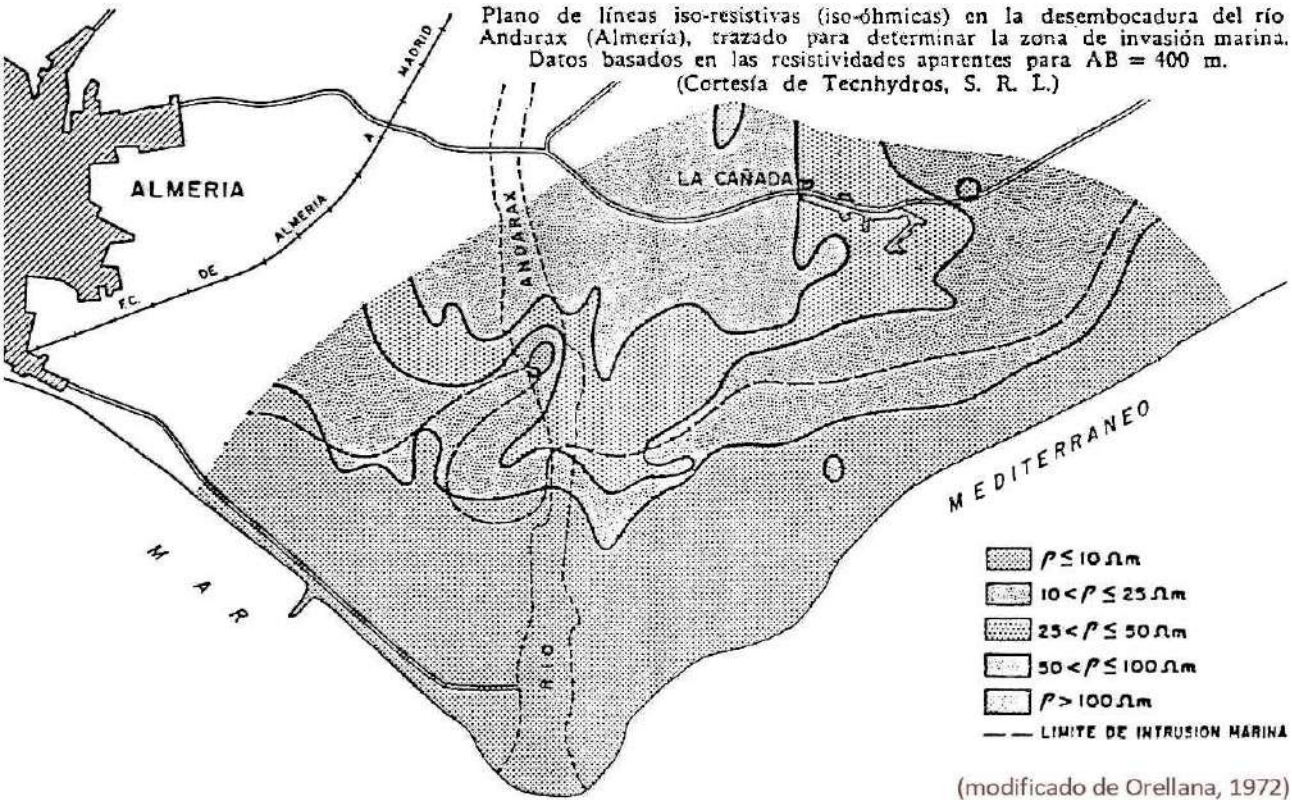




Curvas de SEV Schlumberger ultraprofundos realizados en Africa del Sur, los de mayor longitud AB realizados hasta la fecha. Según Van Zijl (Cortesía de la EAEG)

SEV ultraprofundos en Sudáfrica (modificado de Orellana, 1972)

El último ejemplo, abajo, es el resultado de interpolar los datos de un cierto número de sondeos eléctricos verticales distribuidos dentro de un área de interés hidrogeológico en el sur de España.

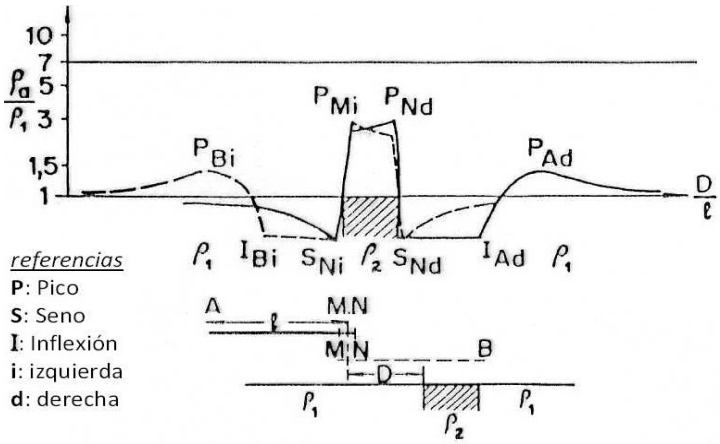


(modificado de Orellana, 1972)

Calicatas Eléctricas

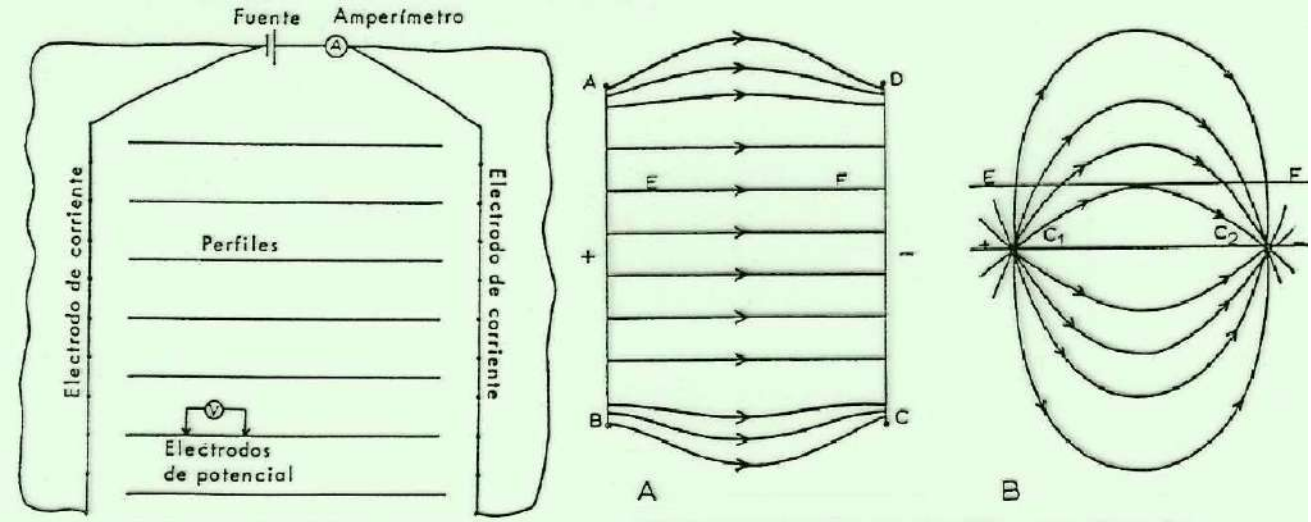
Del latín *calare-captare* (bajar-captar) y denominadas en inglés *electric trenches* (*ET*), son una modalidad prospectiva en la cual se desplaza el dispositivo a lo largo de un perfil, con una separación constante entre los electrodos, para poder conocer la variación de las resistividades a lo largo de éste con una profundidad de

investigación constante, es decir algo análogo a lo que sería una calicata o zanja minera, pero en este caso de existencia virtual en función de la información dada por el campo eléctrico. En las CE pueden utilizarse los dispositivos de electrodos en línea (Schlumberger, Wenner, etc.), aunque ***suelen preferirse los dipolares y los trielectródicos*** (ejemplo a la derecha) que son más sensibles a las ***variaciones laterales de*** ρ, ***en general indicativas de estructuras sub-verticales y también para delimitar depósitos de placer***. En este ejemplo, que atraviesa un capa vertical, una curva se obtuvo dejando fijo A y la otra fijando B (y moviendo A, M y N). Hay programas también para resolver calicatas.



Curva de resistividades aparentes (en escala logarítmica) obtenida en una CE sobre una capa delgada resistiva (según Blokh).
(modificado de Orellana, 1972)

Un tipo especial de calicateo geoeléctrico es el que se implementa con dispositivos basados en ***electrodos de corriente lineales*** (cables pelados tendidos en el terreno con bastante separación y paralelos entre sí, que se fijan con clavos cada cierta distancia). Sucesivas calicatas paralelas se hacen en forma perpendicular a dichos electrodos lineales, entre uno y otro, como se ve en la figura siguiente. Conviene emplear esta técnica en terreno llano, con la ventaja de distribuir mejor la corriente en el subsuelo y facilitar la interpretación de las anomalías geoeléctricas.



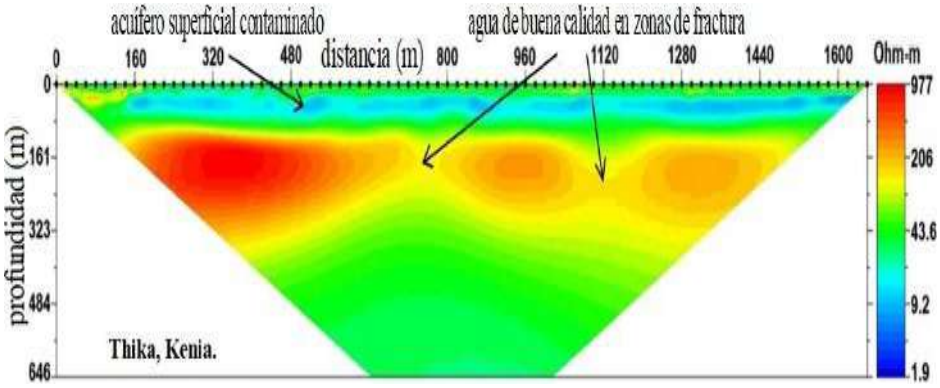
Artificio para cartografía eléctrica con electrodos lineales de corriente

Líneas o trayectorias de corriente, para electrodos lineales (A) y puntuales (B).

(modificado de Parasnis, 1971)

Tomografías Eléctricas

Del griego *τόμος* (tomos, sección) y *γραφια* (grafía, graficación o escritura), en las TE o *ERT* (*Electrical Resistivity Tomography*) se investiga a lo largo de una calicata con diversas profundidades de interés a fin de generar una **pseudosección** (así denominada porque la atribución de profundidades sigue una geometría esquemática, no a una escala precisa) que permite ver a la vez los cambios laterales y verticales hasta cierta profundidad. Son como una combinación de CE con SEV.

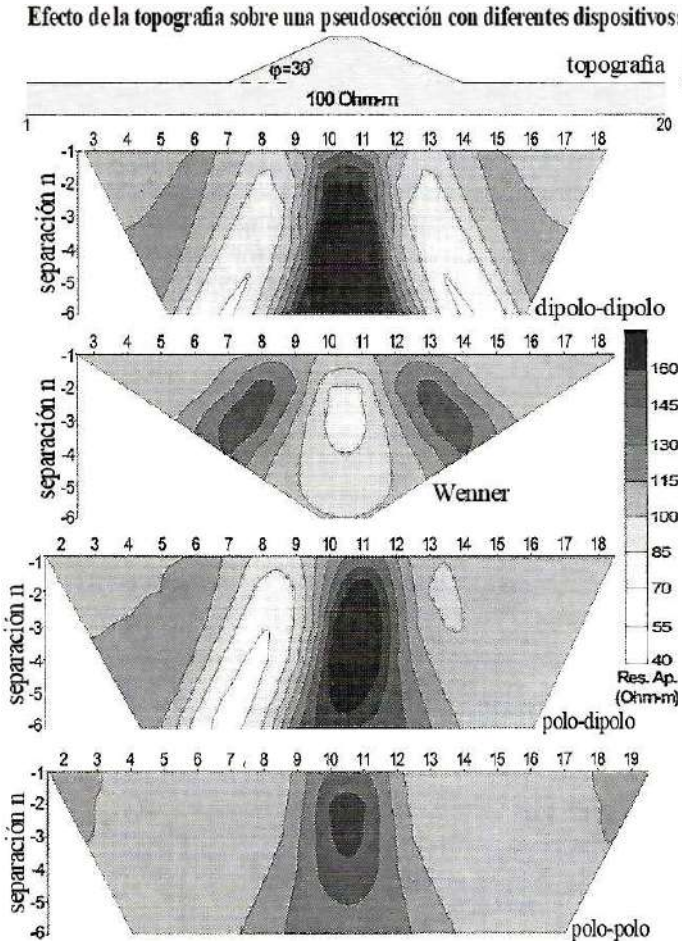


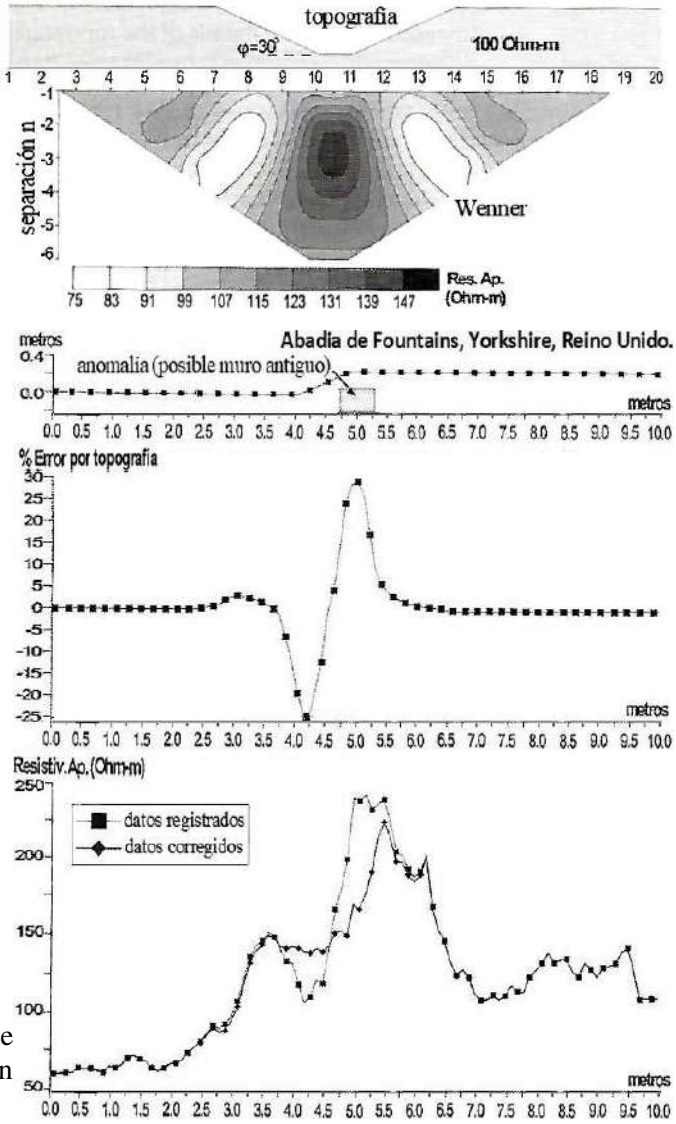
Tomografía eléctrica 2D sobre acuíferos (modificado de agiusa.com)

Trabajo de campo en la sabana africana (foto agiusa.com)

La precedente tomografía en dos dimensiones (x, z) fue registrada con 20 metros de espaciamiento interelectródico y la combinación de dispositivos Schlumberger y polo-dipolo. Luego se procesó realizando una inversión de los datos (ajuste con un modelo de subsuelo) que requirió de 6 iteraciones para llegar a un error RMC (raíz de la media cuadrática) aceptable del 4%. Se interpretaron fracturas con presencia de agua potable profunda.

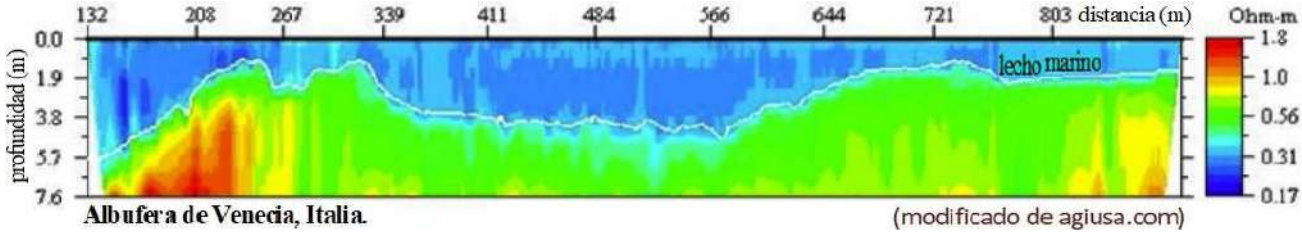
Las siguientes figuras evidencian la evaluación de la influencia del relieve sobre distintos dispositivos alternativos que han sido empleados para una TE hecha a través de una colina (izquierda), un valle (derecha) y la cuantificación del error causado por un desnivel (más abajo), en este caso en un relevamiento de extremo detalle, que constituye una **corrección topográfica** ***mediante un modelo calculado, lo cual ha de hacerse también para los SEV, CE y LE si hay relieve relativamente marcado, dependiendo de la escala de trabajo, el detalle requerido y el error aceptable.***





(gráficos modificados de Tsourlos *et al.*, 1999)

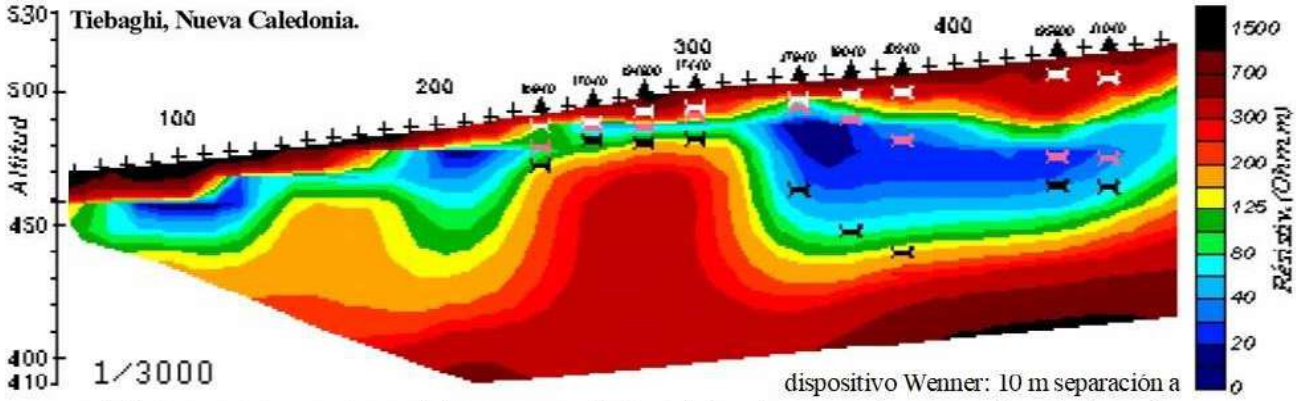
Abajo, caso de registro marino de TE, del modo antes ilustrado con el dispositivo flotante apenas bajo el pelo de agua. Acá con 11 pares de electrodos de potencial, más un par de corriente y 3 m de espaciamiento por par.



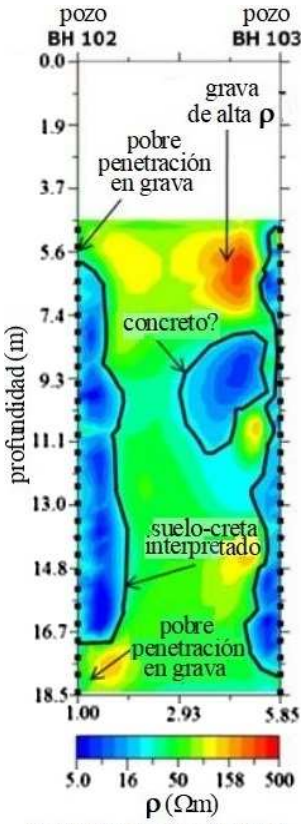
(modificado de agiusa.com)

A continuación un ejemplo de prospección metalífera en la isla de Nueva Caledonia (colonia francesa en Melanesia, con represión del movimiento independentista). Dentro del horizonte de saprolita (roca ígnea alterada) existe acumulación de níquel de intéres económico. La tomografía geoeléctrica, junto con muestreos, permite tener clara visión de la zona de interés en profundidad.

(modificado de Savin *et al.*, 2003)



Se indican muestreos en pozos: en blanco contacto ferricreta / limonita, en rosado contacto limonita / saprolita, en negro contacto saprolita / roca ígnea inalterada.



Estudio de fundación.
(modific. de agiusa.com)

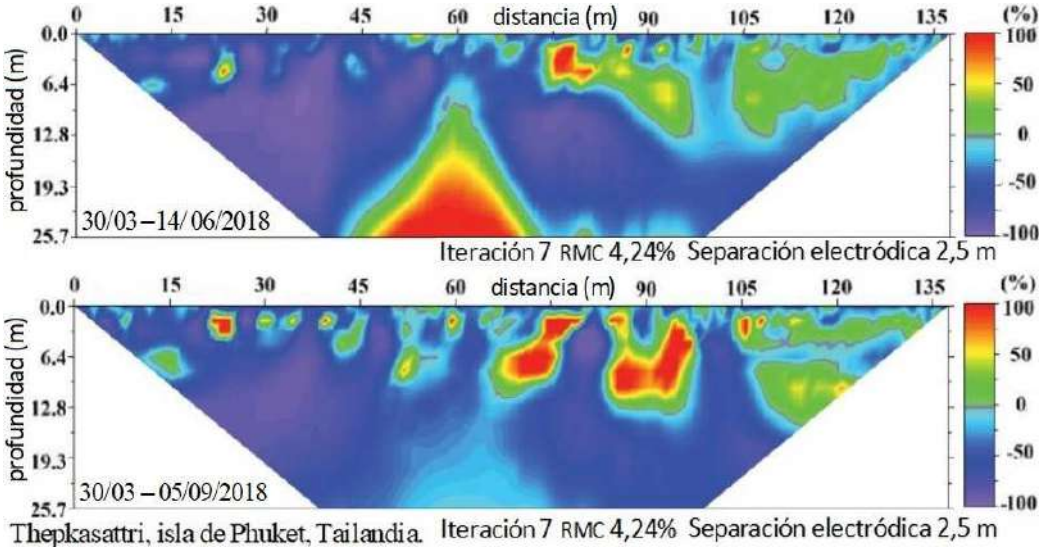
Las fallas pueden igualmente muchas veces ser visualizadas mediante TE, tal el caso de la falla recientemente activada, causante de potentes sismos, estudiada en la isla de Java (Indonesia) por Daryono *et al.*, 2023.

- Tomografías entre pozos superficiales

Se obtienen bajando el dispositivo electródico elegido dentro de dos o más pozos, emitiendo desde uno de ellos y registrando en el otro u otros, a veces también haciendo luego el enroque. A la izquierda se presenta un ejemplo en Carolina del Norte (USA) con dispositivo dipolo-dipolo de 0,5 m de separación entre electrodos M-N y A-B. Se necesitaba conocer la competencia del suelo para fundación edilicia. Se registraron tres de estas secciones entre pozos (*2D cross borehole*) con unos 6 metros entre ellos para tener un triángulo de terreno estudiado y poder así planificar mejor los cimientos a realizar.

- Tomografías a intervalos de tiempo (*time-lapse*)

Consiste en adquirir los datos en diferentes fechas –distantes días, semanas, meses o años–, según sea el objetivo específico en subsuelo, para monitorear el movimiento de fluidos, generalmente agua. Una vez registrada esa información temporalmente repetida se efectúa la operación de restar entre los conjuntos los valores de cada celda correspondiente de datos. Es decir, a cierto valor de $\rho_{n\,(t1)}$ en la ubicación x_n, z_n se le resta el valor de $\rho_{n\,(t2)}$ de la misma posición x_n, z_n, siendo t_1 y t_2 las fechas de uno y otro registro.

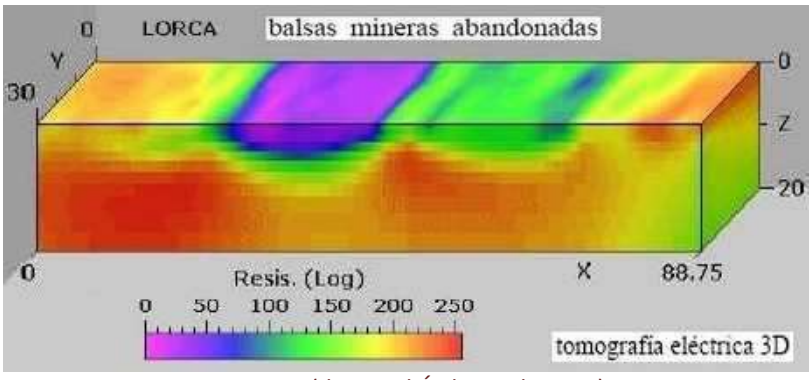


(modificado de Tesfaldet & Puttiwongrak, 2019)

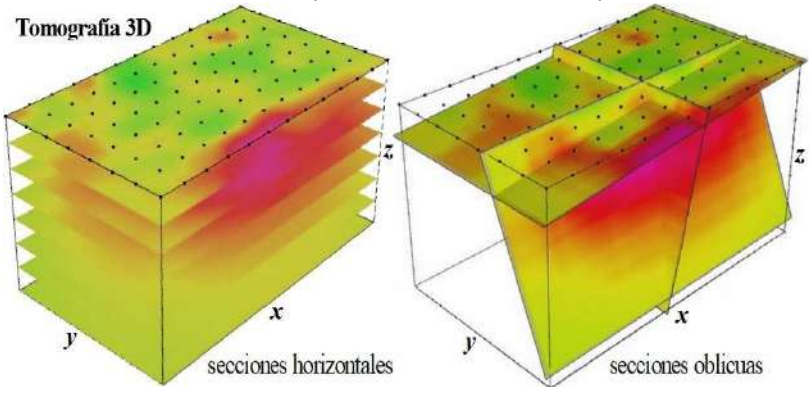
Esa simple operación hecha mediante un programa permite desplegar una tomografía de porcentual de diferencia donde entonces interpretar los eventuales cambios ocurridos.
El caso en la página precedente, en la paradisíaca Phuket –en Tailandia primer punto de arribo del tsunami de 2004– se registró con dispositivo Wenner en los meses de marzo (estación seca), junio (lluviosa) y septiembre (lluviosa recargada), siempre calor, obvio. Le resta entre las tomografías de marzo y junio y entre las de marzo y septiembre, expresadas en %, permiten observar un significativo decrecimiento de los valores de resistividad durante la estación de lluvias indicando infiltración de agua meteórica, y además puede ser estudiada la dinámica del proceso de recarga a través de los meses en ese sector de divisoria de aguas. Este conocimiento es útil para el manejo estacional del recurso dado el continuo incremento de la demanda a través de los años. Es útil en situaciones similares realizar modelados de la variación de conductividad eléctrica ante distintas condiciones de porosidad y saturación de la rocas (véase Cai *et al*., 2017).

- Tomografías 3D

Los ejemplos de TE vistos hasta acá son bidimensionales; los más habituales. Pero en casos particulares, más bien raros por su complejidad y costo, se puede optar por registros tridimensionales (TE 3D).



(de Aracil Ávila *et al.*, 2006)

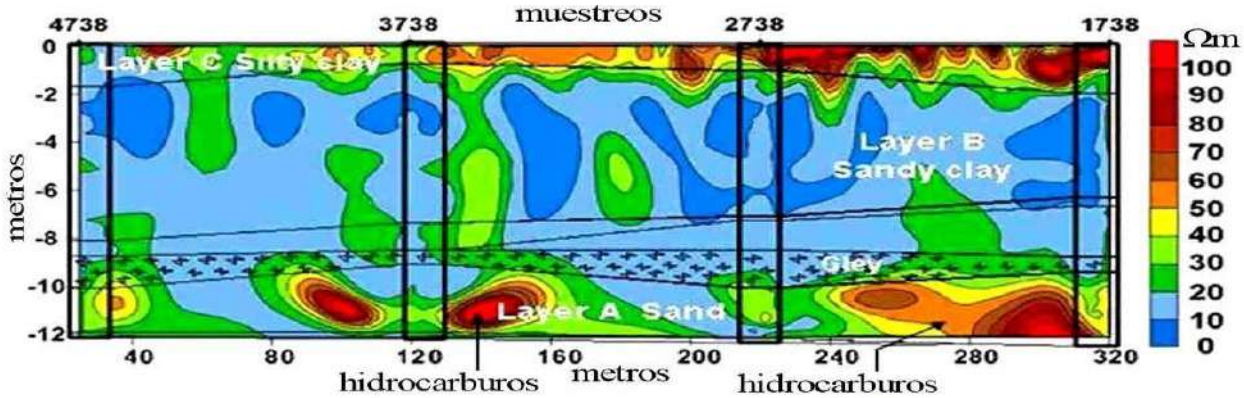


A la izquierda, ejemplo de tomografía 3D, realizada en una mina de España. Más abajo las imágenes de cómo un paralelepípedo (aunque en la jerga se dice siempre "cubo") de datos en x, y, z se puede visualizar mediante secciones (*slices*) horizontales, oblicuas o también verticales, según sea la conveniencia para su interpretación.
Un dispositivo para obtener ***anisotropía resistiva*** provee nueve términos en un arreglo de tensores de voltaje de 3 por 3, para cualquier medición dada. Los 9 acoplamientos son medidos de modo simultáneo y luego con una técnica de inversión matemática se extraen las ρ desde la matriz de voltajes registrados.
Las CE y TE (2D y 3D) se utilizan para el cateo y desarrollo minero, así como en la exploración geotérmica, hidrogeológica o arqueológica, para detección de cavernas, fundaciones de diversa magnitud, en estudios de remediación ambiental, etc.

Aplicaciones en la prospección de hidrocarburos

Además del perfilaje de pozos profundos –que se verá un poco más adelante– los métodos geoeléctricos de corriente continua desde la superficie han sido utilizados en algún grado en la prospección e incluso desarrollo de yacimientos de hidrocarburos.
Los principales ejemplos de aplicación tienen que ver, como se mencionó, con los ***SEV profundos*** realizados para la exploración de nuevas cuencas potencialmente hidrocarburíferas, especialmente en los países de la ex Unión Soviética. Téngase presente que, si bien los hidrocarburos son resistivos y el agua formacional es conductiva, estos métodos casi nunca permiten distinguirlos desde la superficie si los fluidos se hallan a gran profundidad a causa del espesor relativamente acotado de los reservorios. También recuérdese que la halita, sal de roca o sal gema que forma los ***diapiros o domos salinos tiene alta resistividad*** (véanse las magnitudes en el Tema 06) y, dado que la carga litostática impide la presencia de agua intersticial, no hay conductividad en estos emplazamientos que son típicos de algunas cuencas sedimentarias.
Otras aplicaciones someras modernas están vinculadas a condiciones de suelo alterado por eventuales ***microfugas o manaderos de hidrocarburos***, configurando una herramienta prospectiva que en algunas áreas ha dado interesantes resultados. Los suelos pueden poseer cementación carbonática debajo de la superficie (que

resulta en anomalías de alta resistividad) y también zonas más profundas de baja resistividad asociada a la presencia de pirita, magnetita y otros minerales conductivos generados a partir del metabolismo de las bacterias que se nutren biodegradando hidrocarburos.
La siguiente gráfica corresponde a una TE 2D en la cual las capas subsuperficiales evidencian aumento de resistividad allí donde existen pequeñas acumulaciones de hidrocarburos provenientes de trampas profundas.



Perfil resistivo somero para la búsqueda de hidrocarburos en Enid, Oklahoma (modificado de agiusa.com)

Mediante dispositivos electródicos de corriente continua también puede procederse a la prospección de shungitas, rocas altamente ricas en carbono orgánico, resistivas respecto a otras rocas del entorno.

Prospección de shungitas en la cuenca de Onega,
norte de la Rusia europea (foto de Ryazantsev & Deines, 2022)

En todos los casos, incluso con la evolución tecnológica, en campaña la prospección mediante inyección de corriente todavía conserva el aroma sabiamente estacionado de las antiguas cosechas…

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué equipamiento de campo se requiere en los métodos de CC y cuáles ruidos podemos tener?
- ¿Cómo son las líneas equipotenciales y de corriente en planta y perfil ante una anomalía?
- Explicar el significado y la utilidad del factor geométrico.
- ¿Qué diferencias hay entre los dispositivos de Wenner y Schlumberger en operación y resultados para el método de SEV?
- ¿Cómo se interpreta la información con las curvas patrón?
- ¿Cómo pueden ser los dispositivos dipolares y cómo los de electrodos lineales?
- ¿En qué consisten las CE y las TE?
- ¿Qué tipo de información brindan las CE y TE 2D?
- ¿Cómo se obtienen las TE entre pozos, las intervaladas en el tiempo y las 3D?
- ¿Qué aplicaciones tienen los métodos de inyección de corriente?
- ¿Cómo podrían detectarse las microfiltraciones de hidrocarburos con estos métodos?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Aracil Ávila, E., Porres, J., Espinosa, A., Martínez, P., Faz, A., Maruri, U. & Vallés, J., 2006. Balsas mineras abandonadas y balsas de purines: dos problemas medioambientales abordables mediante tomografía eléctrica. III Congreso de Ingeniería Civil, Territorio y Medioambiente, Ponencias (8 p).

- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 242-307). Prentice-Hall.

- Cai, J., Wei,W., Hu, X. & Wood, D., 2017. Electrical conductivity models in saturated porous media: a review. Earth-Science Reviews, V.171 (p 419-433).

- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 394-420, 431-446). Librería de Ciencia e Industria.

- Daily, W., Ramírez, A., Binley, A. & LaBrecque, D., 2004. Electrical resistance tomography. The Leading Edge, V.23 N°5 (p 538-442).

- Daryono, M., Pamumpuni, A., Wardhana, D. & Natawidjaja, D., 2023. Mataram Fault, new active fault crosses east-west in the centre of Yogyakara City. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, N°1227 (6 p).

- Díaz, E., Savoy, H. & Ponti, N. 1987. Prospección geoeléctrica para la determinación de las condiciones hidrogeológicas en el valle del río Senguerr, Colonia Sarmiento, provincia del Chubut. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas, V.3 (p 215-218).

- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 574-591). McGraw-Hill.

- Griffiths, D. & King, R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 19-84). Editorial Paraninfo.

- Kraev, A., Semenov, A. & Tarkhov, A., 1947. Сверхглубокое электрозондирование (*Ultradeep electric sounding*). Разведка и охрана Недр (*Exploration and Protection of Subsoil*), N°3 (p 40-41).

- Herrero Ducloux, 1981. Memoria de los primeros 10 años de la unidad geofísica (86 p). INCyTH.

- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 212-217). Cambridge University Press.

- Maillet, R., 1947. The fundamental equations of electrical prospecting. Geophysics, V.12 (p 529-556).

- Orellana, E., 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua (p 26-33,100-460,489-495). Editorial Paraninfo.

- Orellana, E. & Mooney, H., 1966. Master tables and curves of vertical electrical sounding over layered structures (34 p). Interciencia.

- Panissod, C., Dabas, M., Hesse, A., Jolivet, A., Tabbagh, J. & Tabbagh, A., 1998. Recent developments in shallow-depth electrical and electrostatic prospecting using mobile arrays. Geophysics, V.63 Nº5 (p 1542-1550).

- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 175-205). Editorial Paraninfo.

-Rinaldi, V., Guichón, M., Ferrero, V., Serrano, C. & Ponti, N., 2006. Resistivity survey of the subsurface conditions in the estuary of the Río de la Plata. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, V.132 N°1 (p 72-79).

- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 447-478). John Wiley & Sons.

- Ryazantsev, P. & Yulia Deines, Y., 2022. Electrical resistivity tomography for characterization of carbon-rich rocks (shungites). Journal of Applied Geophysics, V.203 (6 p),

- Savin, C., Robineau, B., Montell, G, Beauvais, A., Parisot, J. & Ritz, M., 2003. Electrical imaging of peridotite weathering mantles as a complementary tool for nickel ore exploration in New Caledonia. A.S.E.G. extended abstracts (5 p).

- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 263-293). Elsevier Scientific Publishing Co.

- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Schlumberger, 1979. Schlumberger, the first years (29 p).

- Tagg, G., 1934. Interpretation of resistivity measurements. Transactions of the Metallurgical Society of A.I.M.E., V.110 (p 110-135).

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 632-701). Cambridge University Press.

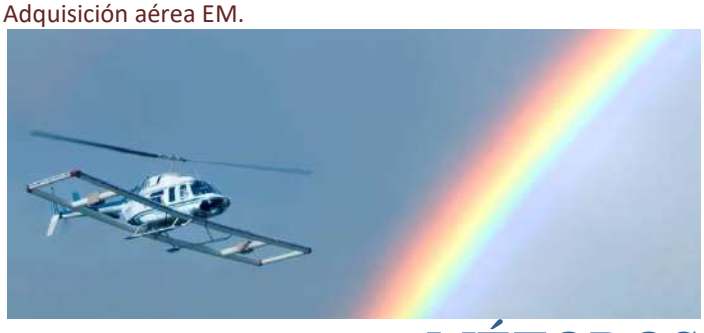
- Tesfaldet, Y. & Puttiwongrak, A., 2019. Seasonal groundwater recharge characterization using time-lapse electrical resistivity tomography in the Thepkasattri watershed on Phuket Island, Thailand. Hydrology, V.6 N°2 (36 p).

- Tsourlos, P., Szymanski, J. & Tsokas, G., 1999. The effect of terrain topography on commonly used resistivity arrays. Geophysics, V.64 N°5 (p 1357-1363).

- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 365-379). Alianza Editorial.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Adquisición aérea EM.



MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

…"Gin a body meet a body
Flyin' trhough the air.
Gin a body hit a body,
Will it fly? And where? (…)
"Ilka problem has its method
By analytics high;
For me, I ken na ane o'them,
But what the waur am I?"…

[…"Si un cuerpo halla un cuerpo
Volando por el aire.
Si un cuerpo le da a un cuerpo,
¿Volará? ¿Y dónde? (…)
"Todo problema tiene método
Por análisis superior;
Para mi, no conozco ninguno,
¿Pero qué tan astuto soy?"…]

James Clerk Maxwell (*circa* 1855)

Con su madre y su padre provenientes de familias tradicionales escocesas, James nació en Edimburgo en 1831 y pasó su infancia en un caserón de estancia (Glenlair) en la campiña del sur de Escocia. Una hermanita falleció muy pequeña y su madre murió de cáncer abdominal cuando él tenía ocho años. A la edad de diez volvió a la capital a estudiar en la Academia y posteriormente en la Universidad. Se casó a los veintisiete y su esposa –a quien dicen que adoraba– lo ayudó siempre en el laboratorio. No tuvieron hijos.
Genio polifacético, Maxwell sintetizó los estudios previos de electricidad y magnetismo y formuló la visión unificada de ambos campos físicos. Pero además estudió la estadística cinética de los gases (en paralelo con el alemán **Ludwig Boltzmann**), también hizo importantes estudios de óptica, sobre el color y la visión, planteó cuestiones relativas al origen del sistema Solar y propuso que los anillos de Saturno –las misteriosas orejas que había visto **Galileo Galilei**– en verdad están constituidos por una miríada de fragmentos. Y hasta se dio tiempo para la poesía, a veces irónica, como la letra que le cambió a la vieja canción infantil "*Comin' thro' the rye*" de Robert Burns.

Glenlair House (foto Stuart Reid) y Edinburgh Academy (foto MacUmba)

En la rica historia del electromagnetismo también debemos citar al serbio **Nikola Tesla**, quien, como **Lorand Eötvos** e **Isidor Rabi**, nació dentro de los confines del Imperio austrohúngaro (que habría de desintegrarse tras la derrota en la Primera Guerra Mundial, igual que el Imperio otomano). Tesla –que era un bebé cuando Maxwell ya tenía 25 años– estudió en las universidades de Graz y Praga, trabajó en Budapest y París, y luego, tras cruzar el gran charco, entre 1884 y 1900 desarrolló en Estados Unidos investigaciones tecnológicas diversas que, entre otras numerosas aplicaciones, permitieron surgir toda la hoy indispensable tecnología de corriente alterna, base del confort. Y lo hizo contrariando a su primer patrón y rival científico, un rico que lo perjudicó con alevosía, el estadounidense **Thomas Edison**, quien como espectáculo público hizo electrocutar un elefante y además patrocinó la invención de la silla eléctrica (la primera ejecución fue cruelmente larga) para

así mostrar el peligro del empleo de ese tipo de corriente a favor de su empresa de corriente continua (luego General Electric) en contra de Westinghouse, adonde se había pasado exitosamente Tesla –que sin embargo murió pobre–. Hoy su apellido da nombre a lujosos coches eléctricos, uno de los cuales transita en forma elíptica en torno al Sol desde la órbita terrestre hasta más allá de la de Marte, con un monigote al volante.
Cuando **James Maxwell** en 1861 publicó *On physical lines of force* consiguió completar el integral entendimiento del campo electromagnético (EM), cuyos brillantes planteos teóricos habrían de ser demostrados experimentalmente por el alemán **Heinrich Hertz** hacia 1886, siete años después de la muerte de Maxwell (de cáncer abdominal a los cuarenta y ocho, idéntica edad y patología que su madre).
Las componentes eléctrica y magnética se hablan. Oscilan ortogonalmente a la dirección de propagación del campo EM y a su vez lo hacen en planos perpendiculares entre sí. Las ya citadas ecuaciones vinculadas por Maxwell, todas a partir de integrales de bucle, formulan los siguientes conceptos fundamentales:

Ley de Gauss (1835): $\oint B\,ds = 0$ *donde* B *es el flujo magnético*
para el campo magnético (dice que las líneas de inducción magnética son continuas, no hay polos aislados)

Ley de Gauss (1835): $\oint D\,ds = q$ *donde* D *es la Inducción electrostática y* q *la carga*
para el campo eléctrico (manifiesta que las líneas de campo eléctrico pueden ir de una a otra carga)

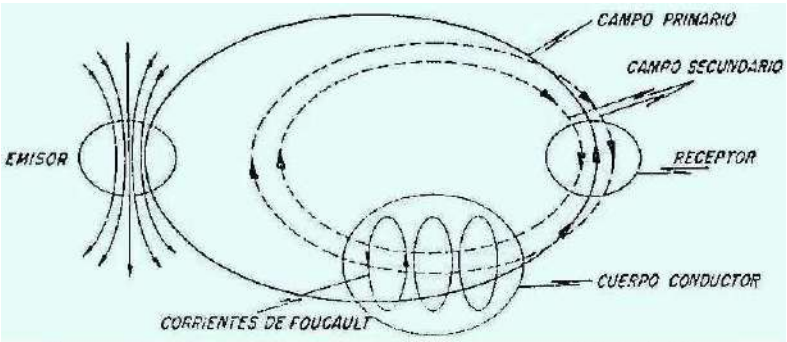
Ley de Faraday - Lenz: $\oint E\,ds = -dB/dt$ *donde* E *es el campo eléctrico y* t *el tiempo*
(1831-33) (enuncia que un campo magnético variable produce un campo eléctrico opuesto)

Ley de Ampère (1826): $\oint H\,ds = J + dD/dt$ *donde H es el campo magn. y J la densidad de corriente*
(expresa que un campo eléctrico variable genera un campo magnético desfasado)

Teniendo presente que $D = \varepsilon.E$ y que $B = \mu.H$
Maxwell descubrió además que la velocidad de la luz en el vacío está dada por: $c = 1/(\varepsilon_o\mu_o)^{1/2}$
(recordamos que μ_o es la permeabilidad magnética y ε_o es la constante dieléctrica, ambas en el vacío)
Téngase en cuenta que la velocidad de propagación de los fotones en el vacío es de 299.792 km/s, en el aire de 299.705, en el agua de 224.844, en el cuarzo –densidad 2,65 g/cm^3– de 194.166 y en un material muy denso como el diamante –3,52 g/cm^3– de 124.034 km/s.
También recuérdese que la regla de la mano derecha o del sacacorchos para el producto vectorial aplicado al EM establece que, si el dedo pulgar da el sentido de una corriente eléctrica, el índice da la del campo magnético y el mayor (ortogonal a los anteriores) da el sentido de la FEM (fuerza electromotriz) inducida.

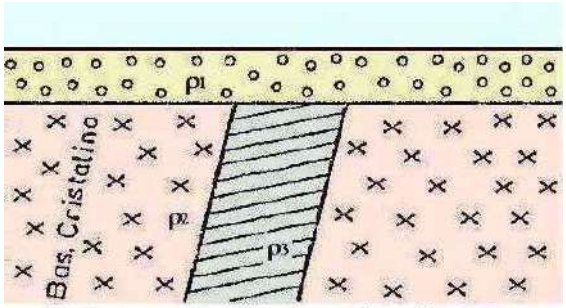
FUNDAMENTOS DE LA PROSPECCIÓN ELECTROMAGNÉTICA

Jagadis Bose, nacido en Bangladesh (en bengalí, país de Bengala) fue un adelantado en la investigación de ondas EM en Calcuta (India) y en 1894 hizo la primera emisión telegráfica sin hilos, que no patentó. Fue un logro que en 1897 también alcanzó el italiano **Guglielmo Marconi**, que sí lo divulgó y comercializó. Bose también inventó el más primitivo diodo semiconductor e hizo experiencias pioneras de ondas cortas.
Pero los métodos prospectivos fueron desarrollados inicialmente por la *Svenska Skolan* (Escuela Sueca) desde la década de 1920, aunque también por geofísicos rusos, estadounidenses, canadienses y de otros países. Los investigadores suecos **Hans Lundberg** y **Karl Sundberg** fueron entre los años 1919 y 1932 los principales desarrolladores de los fundamentos de los métodos de cateo electromagnético.
Estos métodos se basan en generar un campo EM variable a través del flujo de una corriente alterna por una bobina (inglés, *coil*) o un cable muy largo llamado **emisor** (*emitter*) **o transmisor** (*transmitter*). El campo generado se llama **campo normal o primario**. Éste habrá de inducir corrientes eléctricas alternas o FEM en cualquier conductor que encuentre en su camino de propagación: se trata de las **corrientes de remolino** (*eddy currents*) o de Foucault (porque fue el francés **León Foucault**

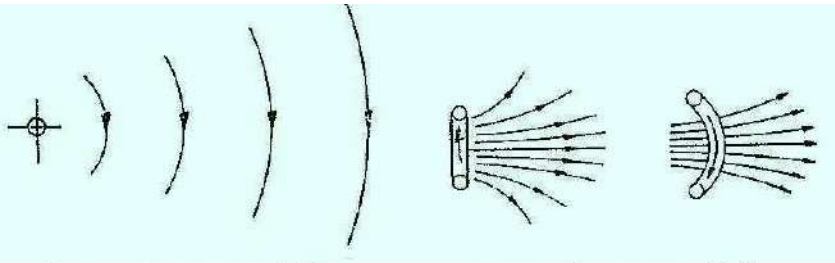


Campo primario generado por un emisor y campo secundario inducido por la presencia de un cuerpo conductor.
(modificado de Cátedra Geofísica Universidad Nacional de Cuyo)

quien en torno a 1850 comprendió su origen). La intensidad de estas corrientes dependerá fundamentalmente de la resistividad del conductor y de la frecuencia del campo primario, es decir que ***su intensidad será mayor cuanto menor sea la resistividad y cuanto más alta sea la frecuencia***.
Las corrientes inducidas en el conductor tienen una dirección tal que el **campo secundario** que generan adopta un sentido opuesto al primario, según la Ley de (**Heinrich**) **Lenz** (físico ruso, nacido en Tartu, actual Estonia). El estadounidense **Louis Slichter** en 1932 evaluó los fundamentos de este tipo de prospección.
La frecuencia de la corriente alterna primaria se selecciona de tal manera que el campo electromagnético inducido por la presencia de las corrientes de remolino en el suelo sea insignificante cuando el subsuelo tenga una conductividad normal. Esto lleva a un límite superior cercano a los 5.000 hertz o hercios (ciclos por segundo) para la frecuencia de operación, dentro del rango de *VLF* (*Very Low Frequency*), lo que implica una longitud de onda del orden de unos 60 km. Sin embargo en algunas prospecciones se registra con frecuencias de hasta unos 50 KHz (ya dentro del rango de baja frecuencia o *LF*). E incluso se han concebido variantes específicas que recurren a altas (*HF*), muy altas (*VHF*) o ultra altas frecuencias (*UHF*). En cualquier caso, ***los campos primario y secundario dan un*** **campo resultante** ***que se mide con un receptor*** (*receiver*), que consiste en una bobina conectada a un amplificador electrónico sensible.
Actualmente la prospección electromagnética o inductiva se aplica a muy variados objetivos, incluyendo la detección de acuíferos con distintas salinidades en tareas hídricas o ambientales. Pero las áreas donde se originaron estos métodos son las que suelen presentar las ***mejores condiciones para su aplicación***: topografía suave, encape superficial de alta resistividad y roca cristalina no alterada. Si en tal contexto favorable existen mineralizaciones que se presentan como cuerpos tabulares casi verticales con más de un 25% de contenido de sulfuros metálicos, entonces las conductividades anómalas pueden llegar a ser más de 1.000 veces superiores a a las que registra la roca de caja, como sucede en el arcaico escudo Fenoscándico (900 a 3.400 millones de años) en torno al mar Báltico, donde por primera vez se comenzaron a aplicar estos métodos (esquema adyacente).
Naturalmente no son necesarios contrastes tan elevados en el emplazamiento y pueden presentarse otras relaciones geométricas de muy variado origen que sean de interés prospectivo. Pero ***es importante no tener un encape conductivo porque, de haberlo, su alta respuesta tenderá a minimizar la respuesta de los conductores más profundos***, circunstancia tanto más perniciosa cuanto mayor sea la frecuencia del campo primario que sea aplicado.



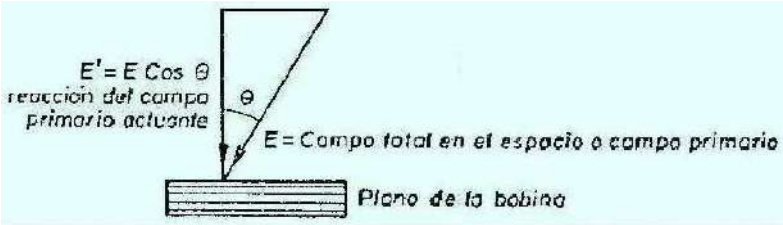
Condiciones ideales de aplicación de los métodos electromagnéticos: ρ1 >>> ρ2 > ρ3
(figuras modificadas de Cátedra Geofísica U. N. Cuyo)


Campo electromagnético generado por un cable. Campo electromagnético generado por una bobina.

En cada punto del espacio habrá una intensidad eléctrica y habrá otra magnética oscilando ortogonalmente entre sí. En ausencia de conductores en el subsuelo, el campo EM en cada punto oscilará a lo largo de una línea y se puede representar por un vector cuya magnitud dará la amplitud del campo. La dirección de éste dependerá de la posición relativa del transmisor y del punto de observación. Por ejemplo, las líneas del campo debidas a una bobina fuente (emisora) son diferentes de las originadas en un cable largo emisor, como se ilustra a la izquierda.
Los físicos franceses **Jean Biot y Félix Savart** determinaron en 1820 la relación que existe entre la intensidad I de una corriente rectilínea e indefinida (en la práctica un cable largo) y el campo magnético B creado por ella a una cierta distancia r: $B = \mu_0 I / 2\pi r$
En el caso de una bobina emisora se deduce que: $B = \mu_0 I a / 2\pi r^2$ (***a*** es el área de la bobina)

Para detectar un campo electromagnético en el espacio se puede utilizar una bobina que es denominada receptora o exploradora, cuyos terminales van conectados a un amplificador y de ahí a un par de auriculares o a cualquier otro sistema indicador de corriente alterna. El voltaje inducido en la bobina por un campo magnético alterno es proporcional a la componente de ese campo que es perpendicular al plano de la bobina,

tal como se ve en la figura a la derecha. Consecuentemente habrá posiciones definidas de la bobina con respecto al campo primario que harán que la señal sea máxima, mínima o intermedia. Así, cuando el vector campo primario B_P sea perpendicular al plano de la bobina, el ángulo θ será igual a 0º y como consecuencia la tensión inducida en la bobina será máxima –porque los vectores eléctrico y magnético son mutuamente normales–, lo cual se manifestará con una señal de salida en el indicador (auriculares o lector digital). Por otra parte, cuando el ángulo θ sea igual a 90º, o sea cuando el vector campo primario B_P (que en adelante llamaremos P) esté en el plano de la bobina, no habrá campo magnético atravesándola, no se inducirá voltaje alguno y la señal registrada será nula. Habrá un número infinito de posiciones de la bobina receptora para las cuales el ángulo θ será de 90º y la señal resultará cero. Esto se debe a que el vector campo primario P continuará en el plano de la bobina cuando ella se haga rotar alrededor del diámetro que coincide con la dirección del campo.

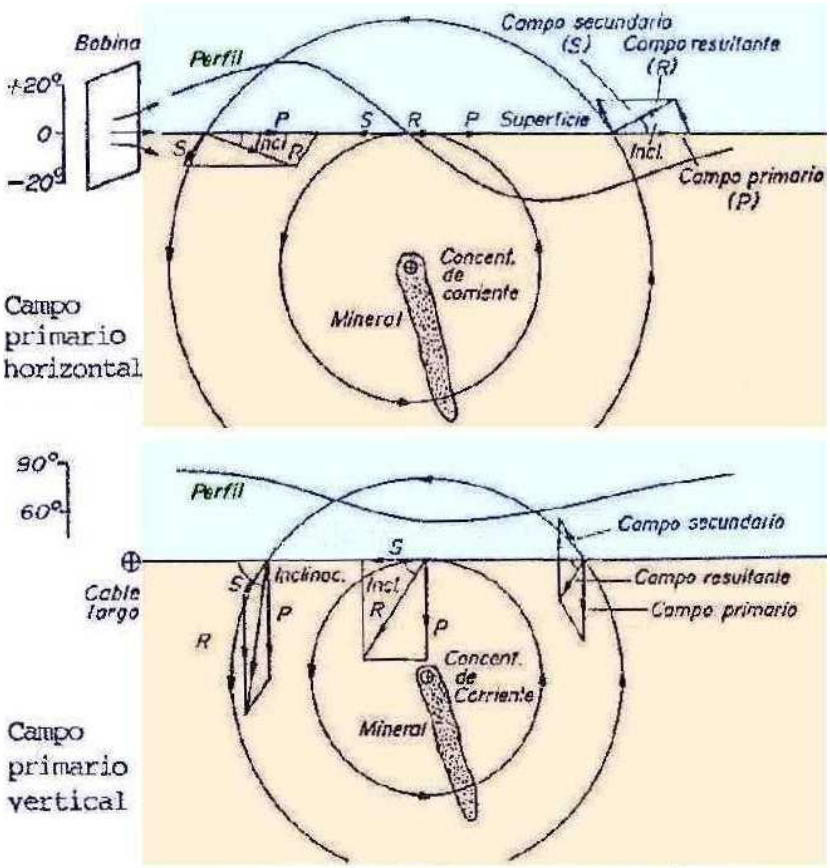


Campo EM efectivo que actúa sobre una bobina exploradora.
(modificado de Parasnis, 1971)

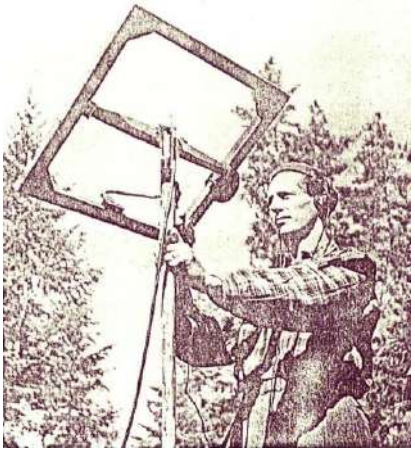
En el caso en que un conductor esté presente en el subsuelo y genere un campo magnético alterno secundario B_S (que llamaremos S), el vector campo resultante B_R (en adelante R) en cualquier punto describirá una elipse en un plano bien definido: el campo estará elípticamente polarizado. Será equivalente a dos vectores perpendiculares oscilantes, uno a lo largo del eje mayor de la elipse y el otro a lo largo del eje menor. Igual que antes, cuando el campo resultante R coincida con el plano de la bobina la señal será nula, pero a diferencia de antes –cuando sólo teníamos al campo primario y había infinitas posiciones de señal nula–, en este caso habrá sólo una posición de la bobina para la cual el voltaje inducido sea cero: aquella en la que el plano de la elipse de polarización coincida con el plano de la bobina receptora.

Para encontrar tal plano de polarización en la práctica debe procederse a rotar la bobina receptora alrededor de un eje vertical hasta que la señal resulte mínima, luego ha de rotarse en torno de un eje horizontal hasta que pueda encontrarse otra mínima y finalmente se debe rotar respecto de un eje normal a los otros dos hasta que la señal se anule. Después, para poder conocer la orientación del eje mayor de la elipse de polarización, la bobina exploradora debe orientarse sobre uno de los planos ortogonales al de silencio (el que no sea de máxima señal) y luego se la debe girar hasta tener la mayor señal relativa: en ese momento el eje mayor de la citada elipse coincidirá con la perpendicular al plano de la bobina.

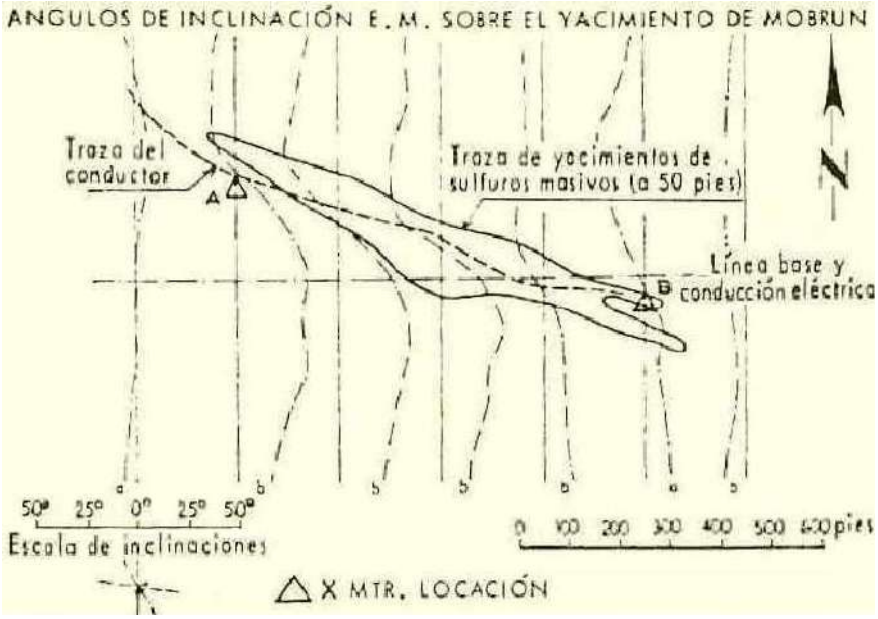
Se llama **inclinación** *(tilt)* **del campo EM** al ángulo formado por el eje mayor de la elipse de polarización con la horizontal y fue el concepto aprovechado por la primera técnica de prospección electromagnética que se empleó: el **Método de Inclinación de Campo.** En éste se opera del modo arriba descripto, buscando máximo sonido y máximo silencio en la bobina exploradora para así poder hallar la ubicación de la elipse de polarización y la inclinación de su eje mayor.



Inclinación del campo electromagnético
(modificado de Parasnis, 1971)

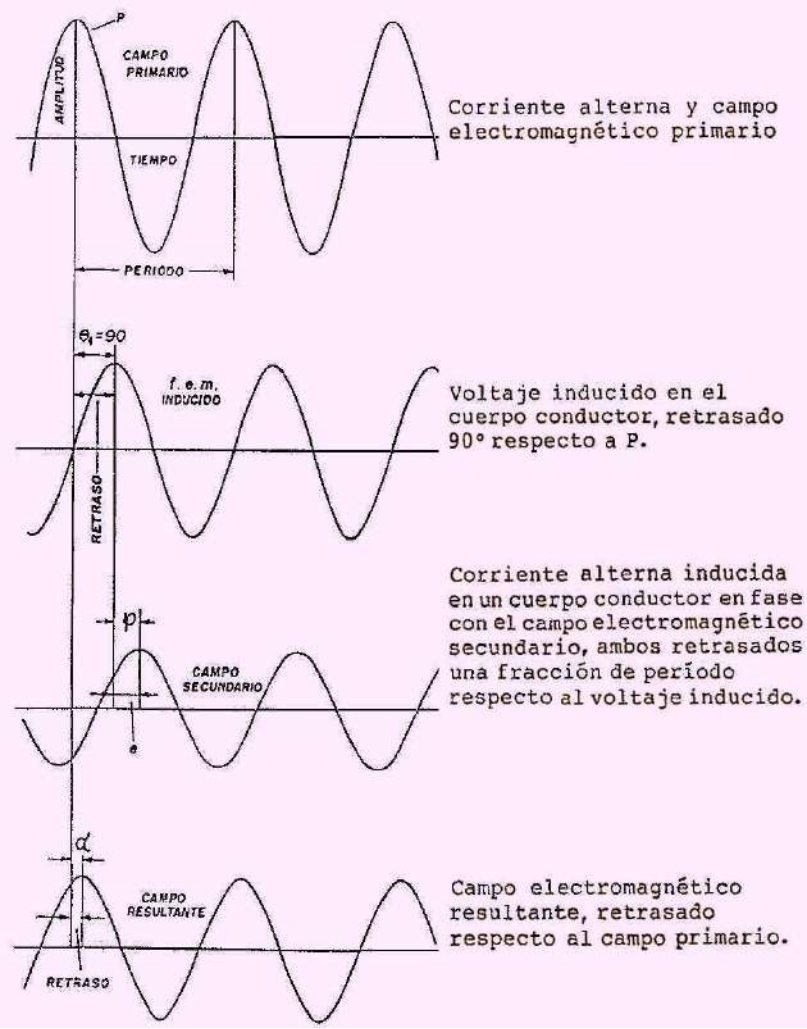


Observador del campo electro-magnético operando con la bobina exploradora durante la adquisición del método de inclinación de campo (foto BGAB)



Prospección por el método de inclinación de campo en Quebec, Canadá, con equipo de Sharpe Instruments (modificado de Parasnis, 1971)

También se registra de esta forma con el método magnetotelúrico de Afmag, referido en el Tema 06 (pág.137), aunque ese caso aprovechando el campo natural de audiofrecuencias magnéticas (dentro del rango audible para el ser humano, de bajas frecuencias o *LF*).



(modificado de Parasnis, 1971)

Naturaleza de las anomalías electromagnéticas

Si se hace fluir una corriente alterna a través de una bobina se originará un campo electromagnético primario que estará en fase con dicha corriente y que podrá representarse por una sinusoide en la que P será su amplitud. Si este campo actúa sobre un conductor (por ejemplo roca con pirita, FeS_2), se inducirá un voltaje oscilante que estará atrasado un cuarto de periodo (90°) con respecto al campo primario (ley de Faraday-Lenz). A su vez la corriente inducida en el conductor se atrasará respecto al voltaje inducido y su retraso (*delay*) dependerá de la resistencia del cuerpo conductor en subsuelo. El campo EM secundario inducido por esta corriente alterna estará en fase con ella, o sea que estará atrasado respecto al voltaje (ley de Ampère).

El campo resultante en un punto cualquiera del espacio será la suma de los campos primario y secundario, es decir, la curva resultante de la suma de la primera y la tercera. Este campo ***tendrá diferente amplitud que la del campo primario y además estará retrasado temporalmente una fracción α de períodos respecto a él***.

En general puede expresarse que en el **emisor** será la intensidad: **I = Io.sen(ωt)**
y en el **receptor** resultará: **I = Io.sen(ωt+α)** con un retraso de fase **α**
y frecuencia angular o pulsación **ω = 2π.f** (**f** es la frecuencia)

Diagrama vectorial

Lo expresado precedentemente puede ser representado a través de un diagrama vectorial, transformando la diferencia de fase en una relación de atraso temporal entre el campo primario, el secundario y el resultante de ellos, tomándose como convención el sentido contrario a las agujas del reloj para indicar un retraso relativo, como se ilustra a la derecha. Véase que se considera al campo primario P como un vector que yace sobre el eje ***x***, siendo OA la amplitud del mismo durante una oscilación. La FEM (fuerza electromotriz, aunque en rigor no es una fuerza) inducida en el conductor (corrientes de remolino o *eddy*), al estar retrasada 90° o π/2 (desfasaje en cuadratura) con respecto al campo primario, podrá representarse por el vector AB de la figura precedente.

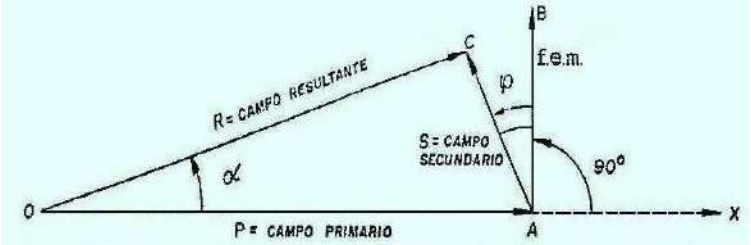


Diagrama vectorial que representa las relaciones de fase entre los campos primarios, secundarios y resultante.
(modificado de Parasnis, 1971)

Como la corriente inducida en el conductor está atrasada respecto a la FEM y a su vez el campo secundario está en fase con dicha corriente, la representación del campo secundario corresponde al vector AC del diagrama siendo φ el ángulo de retraso de este respecto a la FEM inducida. Además el vector AC representará la amplitud del campo secundario durante una oscilación.

Se ha dicho previamente que la diferencia de fase entre la FEM y la corriente inducida dependen de la conductividad del cuerpo, siendo mayor cuanto más conductivo es el mismo. Por lo tanto:

- Cuando el cuerpo en estudio en el subsuelo es ***muy buen conductor***, el ángulo **φ** se aproxima a 90º. El campo secundario está atrasado casi 180º respecto al campo primario
- Si en cambio el emplazamiento tiene ***baja conductividad***, **φ** adopta un valor cercano a cero. El atraso es, en este casi muy próximo a 90º.

El campo resultante estará retrasado un ángulo α respecto al primario, pudiéndose observar que cuando el conductor es muy bueno el ángulo α tiende a cero.

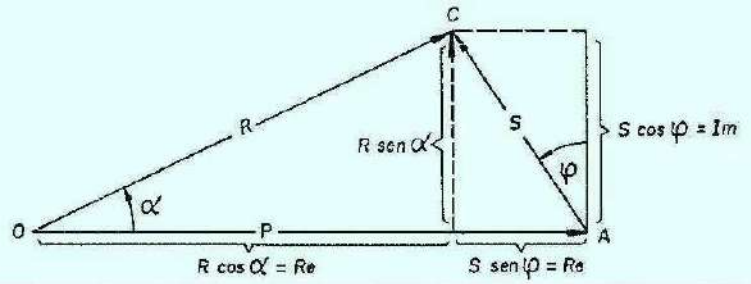


Diagrama vectorial que representa las relaciones entre las componentes real e imaginaria de los campos Secundario y Resultante.
(modificado de Parasnis, 1971)

Utilizando este mismo diagrama vectorial han sido introducidos los conceptos de componentes real e imaginaria, que son de mucha importancia en los métodos de prospección más utilizados. Proceden de los abordajes teóricos que en torno al 1900 hizo el brillante matemático italiano **Tullio Levi-Civita**. La proyección del vector resultante R sobre el eje *x* es igual a R.cos **α**. De la misma manera, la proyección de S sobre *x* es S.sen **φ**. Tanto una como otra componente están en fase con el campo primario y se las denomina componente real o en fase.

De igual modo, la proyección de R y S sobre el eje *y* nos dará en cada caso una componente atrasada 90º respecto al campo primario, a la que se llama componente imaginaria o en cuadratura. Para el campo resultante esta componente es R.sen **α**, mientras que para el secundario es S.cos **φ**.

Debe entenderse que ***el campo primario, el secundario y el resultante de la interacción de esos dos tienen una cierta posición en el espacio*** y que ***lo expresado hasta ahora solamente se refiere a cada una de sus respectivas posiciones en el tiempo*** (por más que los esquemitas parezcan representar espacio).

La elipse de polarización es el resultado de dos vectores oscilantes sobre un punto, que son el campo primario y secundario. En el tiempo decimos que el campo secundario está retrasado respecto al primario porque este último alcanza su amplitud máxima, una fracción de tiempo antes que el secundario.

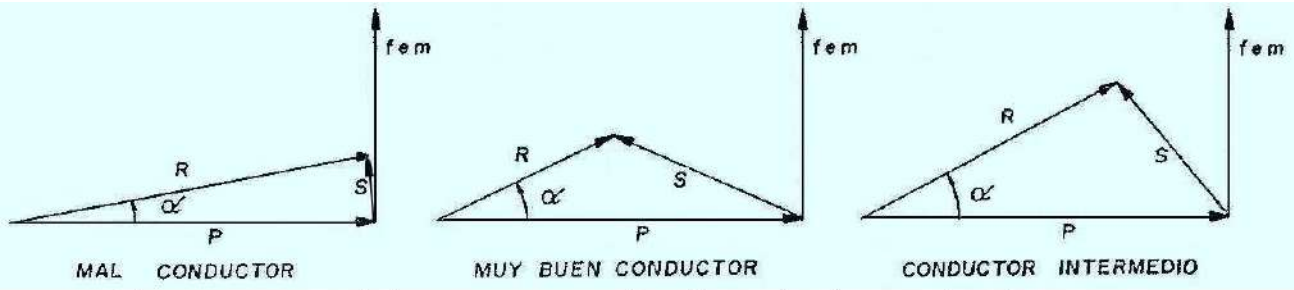
En el espacio cualquier vector campo podrá ser descompuesto en sus 3 componentes, y de ellas es la vertical (*z*) la componente que generalmente es empleada en la prospección EM. Pero además ***cualquiera de estas***

componentes espaciales del campo secundario y del campo resultante podrá ser separada en dos* componentes temporales*, llamadas una* real *y la otra* imaginaria*, o sea respectivamente, una en fase y la otra en cuadratura respecto al campo primario.

En el diagrama vectorial se puede observar que cuanto mayor es el ángulo φ, mayor es la componente real del campo secundario y menor es su componente imaginaria. Pero, como φ aumenta cuando aumenta la conductividad del conductor, podemos entonces relacionar el valor del cociente Re/Im con la conductividad del cuerpo inductor del campo secundario, tendiendo este valor a infinito para un emplazamiento de muy elevada conductividad y a cero para uno altamente resistivo.

De la misma manera podemos analizar la amplitud y el desfasaje del campo resultante:

- Si el **conductor es muy resistivo**, las corrientes inducidas en él serán débiles y por ende el campo secundario tendrá una amplitud pequeña, y por añadidura el desfasaje será apenas superior a los 90º de retraso ya dados por la FEM inducida. En consecuencia el campo electromagnético resultante diferirá poco del campo primario, tanto en amplitud como en fase.
- Si se trata de un **muy buen conductor**, el campo secundario tendrá una amplitud grande y su dirección será casi igual a la del campo primario, pero con sentido opuesto. Esto significa que el desfasaje tenderá a los 180º, o sea que cuando el campo primario alcance un valor máximo, el secundario estará próximo al mínimo y viceversa. Por esto la amplitud del campo resultante disminuye notablemente aunque la diferencia de fase con el primario sea relativamente pequeña.
- Cuando el cuerpo conductor tiene una **conductividad media**, el campo resultante será bastante menor en amplitud que el primario, pero el retraso o desfasaje será marcado.



Diagramas vectoriales que representan las relaciones entre los campos P, S y R para distintos tipos de conductores.
(modificado de Cátedra Geofísica Universidad Nacional de Cuyo)

La importancia de estos razonamientos está dada por el hecho de que las posiciones relativas en el tiempo de los campos primario, secundario y resultante han servido de base para el desarrollo de los más modernos métodos EM. En algunos de ellos se miden la amplitud y el retraso del campo resultante, mientras que en otros se miden las componentes real e imaginaria del campo secundario.

La mayoría de los métodos opera en la modalidad de **calicatas** (perfiles horizontales). Más adelante veremos **sondeos** ***y otras variantes prospectivas***.

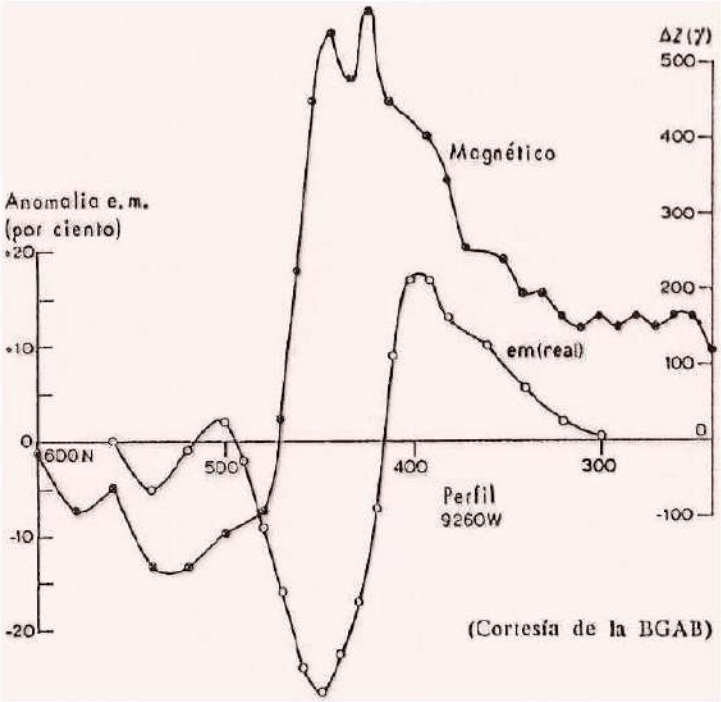
CALICATAS EM DE EMISOR FIJO (*fixed source EM profiling*)

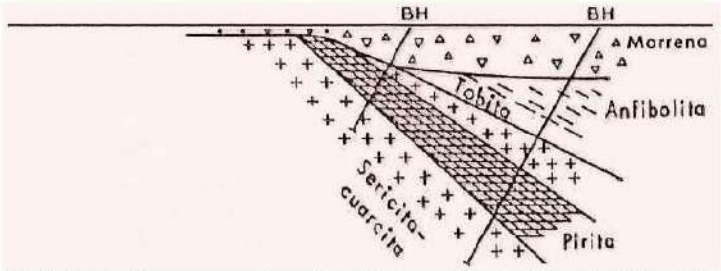
Existen diversos tipos de calicatas electromagnéticas que varían según el dispositivo empleado y otros detalles funcionales. (Podrían modificarse para registrar sondeos verticales EM análogamente a los SEV de corriente continua, pero no resulta práctico). Todos ellos están diseñados para dar buenas respuestas en terrenos relativamente llanos. ***Si el relieve es significativo, debe hacerse una* corrección topográfica *en base a un modelo***, de forma análoga a lo visto con inyección de corriente.

Estos son los métodos más conocidos, aunque hay varios otros:

- De Inclinación de Campo, el método más antiguo, descripto en las páginas previas.
- De Bieler-Watson (concebido por **Etienne Bieler** y **Horace Watson** en 1931 en Canadá) el cual en cada punto de medición con la bobina receptora en posición horizontal asume que registra la componente real y en posición vertical capta la imaginaria, cuyos resultados luego se comparan.
- De Sundberg o del Compensador (ideado por **Karl Sundberg** en 1931 en Suecia) para mediciones de las componentes real e imaginaria, que utiliza un compensador o puente de corriente alterna para tener tensiones de referencia y así conocer las magnitudes real e imaginaria en cada punto medido a lo largo de la calicata (ejemplo en la página siguiente).

- De Turam (**Erik Helmer** y **Lars Hedström**, 1937 en Suecia) de dos cuadros (bobinas receptoras) a cierta distancia fija entre sí, con un compensador para medición de la razón de amplitudes y la diferencia de fases, como se detalla más abajo.
- Detector de Metales (**Gerhard Fisher**, 1925 en Estados Unidos) que opera en muy alta frecuencia.
- De Elipticidad de Alta Frecuencia (**Haven Whiteside**, 1962 en Estados Unidos).





Mediciones de compensador. Perfil sobre el yacimiento de Svansele con la componente electromagnética real, anomalía magnética de la componente vertical, interpretación y resultados de las perforaciones.
(modificado de Parasnis, 1971)

Método de *Turam*

(del sueco, dos cuadros)

Es un método de calicateo EM que mide el gradiente del campo alterno.

El dispositivo consiste en:

- Un emisor o fuente, que puede ser un cable largo o bien un bucle (*loop*) rectangular de cable aislado con lados superiores a 1 km de longitud, en cualquier caso alimentado por una corriente alterna.
- Un receptor que está compuesto por dos bobinas de inducción (exploradoras) llevadas con una separación constante (20 a 40 m) y que van conectadas a un compensador que mide la **diferencia de fases** y la **relación de amplitudes** ***entre los campos resultantes recibidos*** por las dos bobinas.

Éstas se calculan, respectivamente, como:

$\Delta P = \Phi_1 - \Phi_2$ y $RR = (B_1 / B_2) / (r_2 / r_1)$

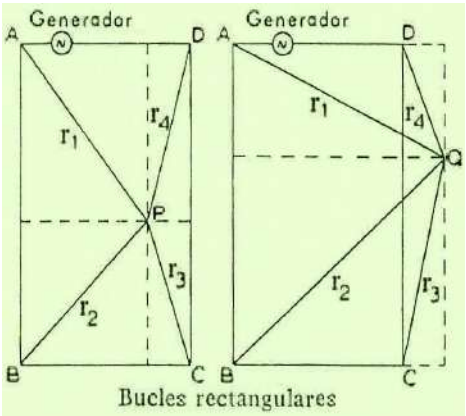
El denominador (r_2 / r_1) es la corrección geométrica resultante del cociente:

$(\mu_o . I / 2\pi . r_1) / (\mu_o . I / 2\pi . r_2)$

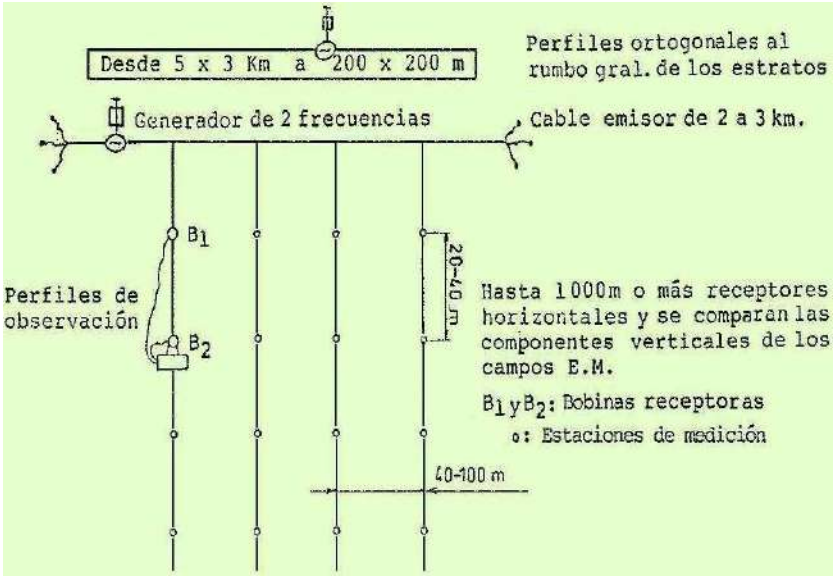
a partir de la ley de Biot y Savart para un cable largo.

En un medio homogéneo:

$RR = 1$ y $\Delta P = 0$



Esquema de mediciones sobre un bucle.



Calicatas o perfiles paralelos entre sí y perpendiculares al cable emisor.
(figuras modificadas de Parasnis, 1971)

Los bucles rectangulares en general son formas de emisión prácticas en zonas llanas.

Un **compensador** ***de corriente alterna*** es un sistema para medir componentes en fase y en cuadratura de un

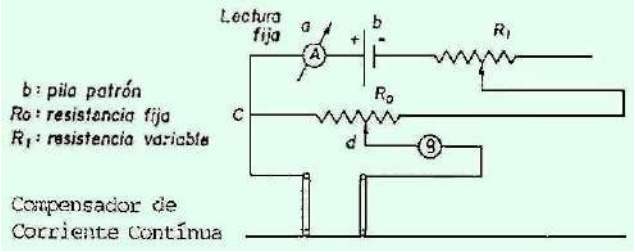
voltaje alterno inducido sobre una bobina receptora. Es parecido al compensador de corriente continua, con la diferencia de que se debe disponer de dos voltajes ajustables y comparables con la tensión inducida, estando ambos voltajes con una diferencia de fase de 90°. Esto se puede conseguir a través de un circuito apropiado con capacitores e inductancias.

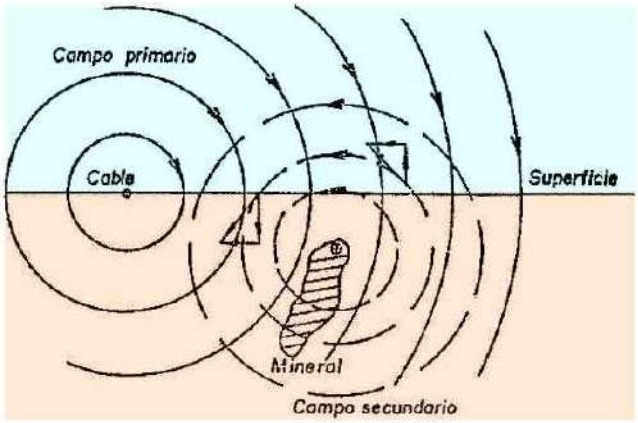
Los compensadores pueden calibrarse para medir la amplitud y fase del campo en el receptor, tal como es requerido para el método de Turam, ***o bien, alternativamente, para cuantificar los valores de las componentes real e imaginaria*** del campo resultante. Dichas componentes también pueden medirse sobre el campo secundario, ya que éste puede ser deducido inmediatamente a partir del conocimiento de los campos primario y resultante.

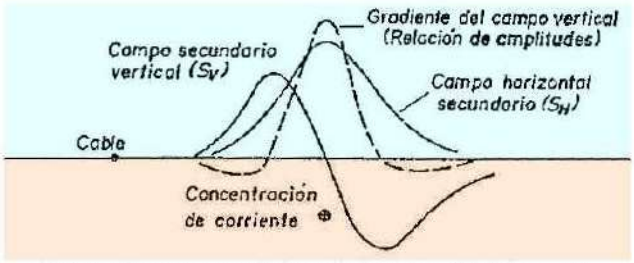
La intensidad del campo primario depende del tamaño y forma del transmisor y de la ubicación del punto de observación.

Al llegar al conductor, la razón de amplitudes alcanza un valor máximo mientras que la diferencia de fases da un máximo negativo.

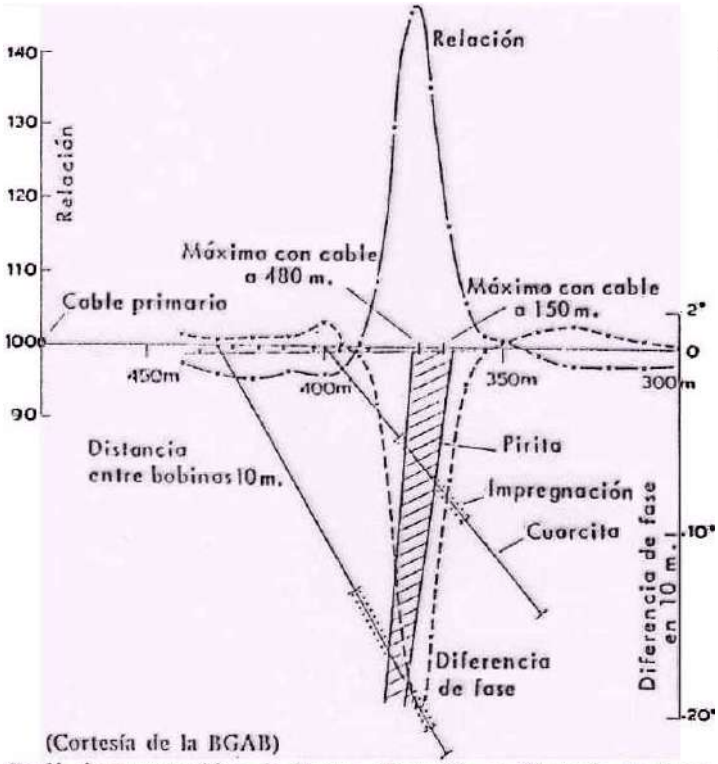
(figuras modificadas de Parasnis, 1971)







Campo Electromagnético Primario debido a un cable largo y campo secundario debido a la presencia de un cuerpo conductor en subsuelo.



Perfil electromagnético de Turam. (Relación y diferencia de fases cada 10m) sobre el yacimiento de Kimheden, perfil 720 E. Frec.350 c/s.

El método de Turam es sumamente efectivo en yacimientos superficiales, vetiformes y de alto buzamiento; ver caso a la izquierda. Las calicatas deben ser ortogonales a los rumbos geológicos. La profundidad de exploración se puede controlar en cierta medida mediante la variación de la distancia entre bobinas, así como cambiando las frecuencias empleadas, como veremos para los sondeos de frecuencia.

Carrito detector de metales (foto Geonics)

Detector de metales (*metal detector*)

Es un sistema de bobina receptora única, de fácil transporte (foto arriba, tracción a sangre…), con la que se explora el terreno en el rango de las muy altas frecuencias (*VHF*, *Very High Frequency* de 30 a 300 MHz) con el objetivo de detectar mineralizaciones metalíferas, objetos de metal enterrados por acción humana o fracturas del terreno con presencia de agua. (O la hebilla del cinto en el preembarque). La bobina mide la inclinación del campo resultante y de ahí se calculan las componentes real e imaginaria del campo secundario. ***Su fuente***

son las ondas de radio (en su rango de frecuencias, en esencia planares y horizontales por su lejana emisión, y su rebote en la ionosfera), ***lo cual hace de él un método de campo natural***, aunque suele recurrirse al refuerzo del campo radial disponible en el área con pequeñas antenas emisoras *VHF* dispuestas en las cuatro esquinas de la zona a prospectar, o bien un cable tendido en el suelo a lo largo de hasta 1 km, alternativas que mejoran las imágenes obtenidas. ***Adicionalmente se puede recurrir a un par de electrodos de potencial espontáneo para dar mediciones de resistividad que pueden asociarse a alteraciones en zonas donde hay presencia de oro, plata u otros metales de interés económico***. Con el detector de metales ***también puede registrarse desde dron***.

Elipticidad de alta frecuencia (*high frequency ellipticity*)

A partir de las ondas electromagnéticas dadas por una antena emisora de altas frecuencias, del orden de los 500 a los 2.000 kHz, mide las tres componentes de los campos resultantes (polarizados elípticamente) para resolver sus vectores componentes H (magnético) y E (eléctrico), girando una bobina sobre los tres ejes del espacio y haciendo las determinaciones mediante un sistema de compensador electromagnético y detección electrónica. Puede operar con uno o varios receptores.

CALICATAS EM DE EMISOR Y RECEPTOR MÓVILES

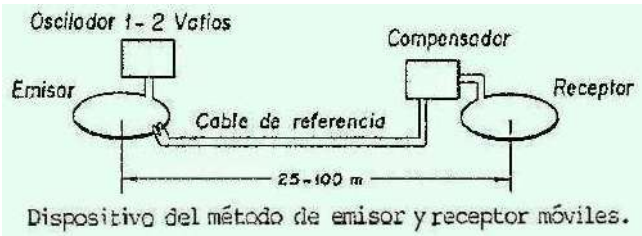
Surgidas durante la Segunda Guerra Mundial, esencialmente para prospección aérea, también se registran en la modalidad terrestre. El dispositivo general consta de una bobina emisora y otra receptora, pudiendo éstas situarse en distintas posiciones:

– Coplanares horizontales **–** **0** Coplanares Verticales **0** **|** Coaxiales Verticales **|**

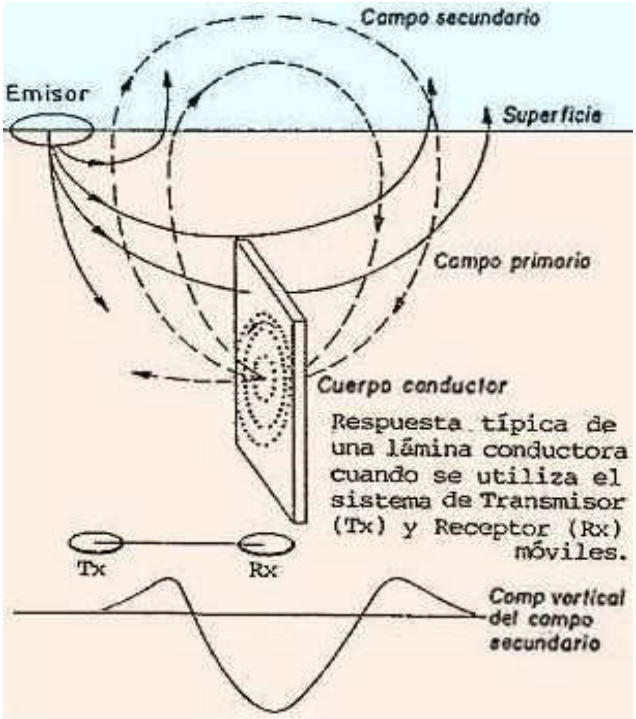
El arreglo coplanar horizontal se usa en prospección terrestre, tal el caso del método de Slingram. Los otros dos, en cambio, son típicos del relevamiento aéreo: las bobinas pueden ir en los extremos de las alas del avión, también en la nariz y en la cola del mismo, con soportes especiales (algo muy usual cuando se recurre a helicópteros), o bien montadas en un soporte que cuelga lejos de la nave, o con una bobina sobre la máquina y la otra remolcada con un cable (de unos 50 ó 100 metros, más abajo y algo más atrás), en cuyo caso hay cierto grado de rotación y la relación planar ya no se mantiene.

Método de *Slingram* (del sueco, remolcar cuadros; en inglés *HLEM, Horizontal Loop EM*)

Este método, desarrollado por la empresa sueca ABEM, emplea bobinas coplanares horizontales y se caracteriza porque no sólo es móvil el receptor, sino que lo es también la fuente del campo primario, constituida por una bobina portátil de peso liviano.



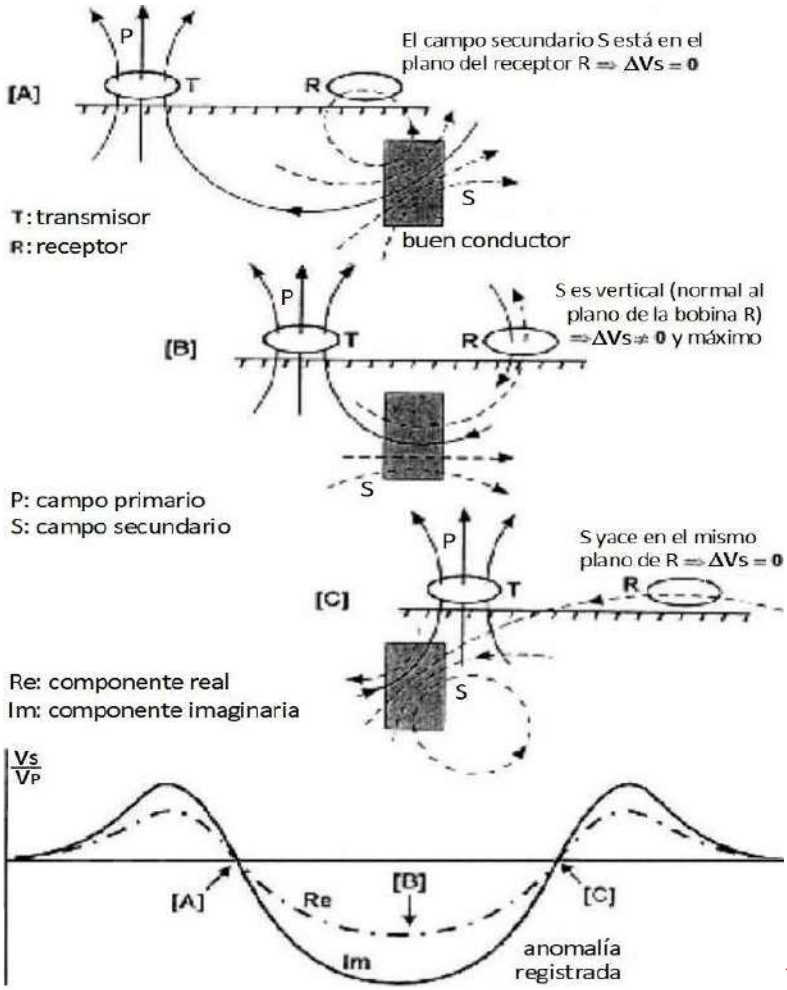
(modificado de Parasnis, 1971)



(modificado de Cátedra Geofísica Univ. Nac. de Cuyo)

La bobina emisora es alimentada por la corriente alterna suministrada por un oscilador portátil de 1 a 2 vatios y de ella se toma una tensión fija de referencia que es introducida en un compensador. La tensión en el receptor se descompone en dos partes, una en fase y la otra desfasada 90° (un cuarto de periodo) respecto a esa tensión de referencia. La magnitud de cada componente se determina por comparación con ella. Este campo primario es muy sensible a pequeñas variaciones de distancia entre Tx y Rx, como también a variaciones de la orientación de las bobinas.

El emisor y el receptor, separados por una distancia fija, son desplazados conjuntamente en la dirección de la línea que determinan, la cual puede ser paralela o perpendicular al rumbo supuesto para el conductor buscado, según la orientación del emisor (Tx) y del receptor (Rx). El trabajo con los sistemas de emisor y receptor móviles es ágil, la prospección no necesita



ligarse rígidamente a una red de líneas estaqueadas y los sistemas permiten gran flexibilidad. Un miniequipo de dos personas basta para hacer las mediciones, llevando uno el oscilador sobre su espalda y el transmisor o emisor (bobina) alrededor de su cintura, mientras el otro fulano o fulana lleva la bobina receptora y el compensador.

Los esquemas de la izquierda ilustran las respuestas registradas con su graficación abajo. Una bobina receptora horizontal no detecta anomalía cuando está justo encima de ella porque el campo secundario allí es horizontal. Tampoco si la bobina emisora es vertical y está sobre el cuerpo anómalo porque en ese caso no induce corrientes de Foucault. Los mayores valores negativos de S se registran cuando el conductor está en medio de las dos bobinas.

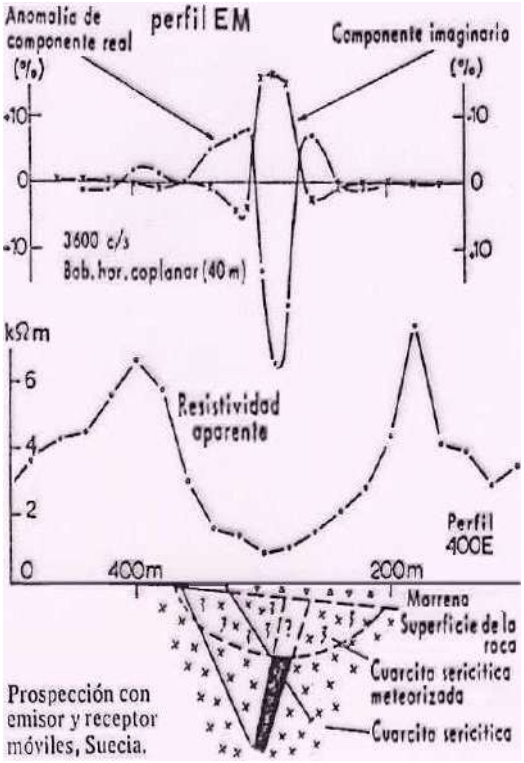
En este, como en otros métodos EM, puede ser necesario proceder a una **corrección por topografía**, si ésta es significativa. Por caso, para bobinas coplanares horizontales la corrección de la componente real vale:

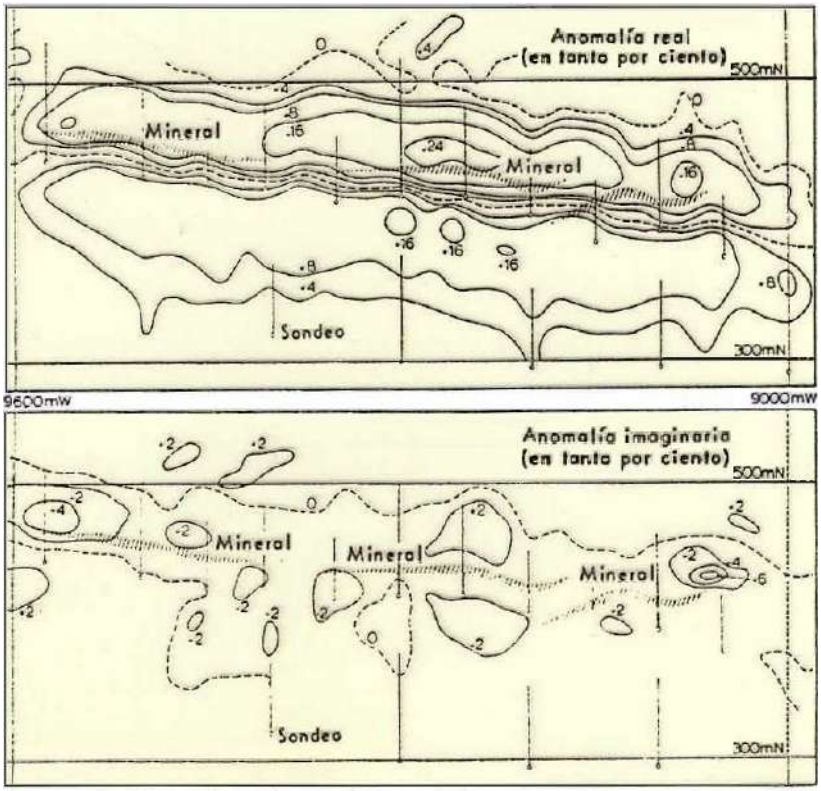
$$\mathbf{CR} = 300(\mathbf{h}^2/\mathbf{r}^2)$$

(siendo h la diferencia de cota y r la distancia entre las bobinas)

Izquierda, registros en 3 posiciones y perfil Slingram tras **n** registros (gráfico modif. de Laurent Marescot)

Abajo y derecha, casos de prospección con el calicateo de Slingram (modif. de Parasnis, 1971)

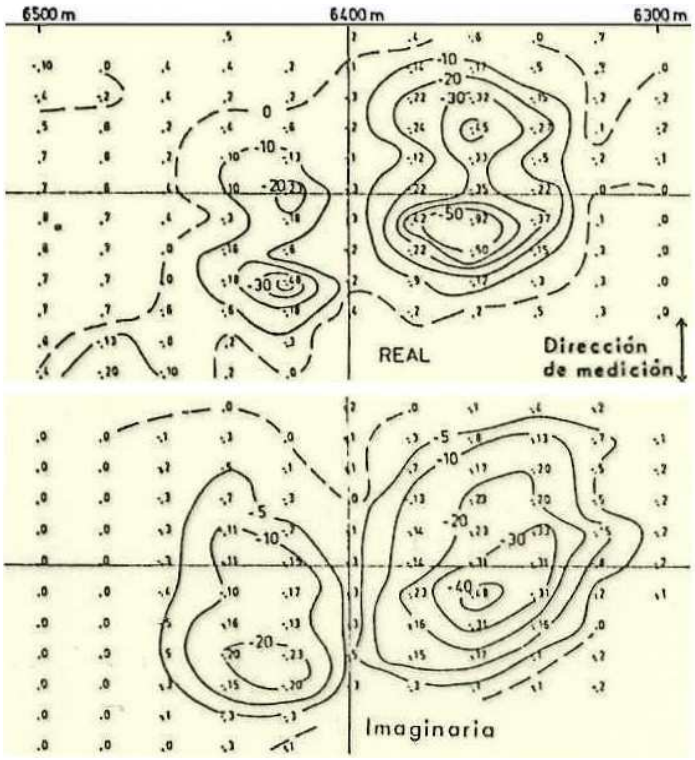




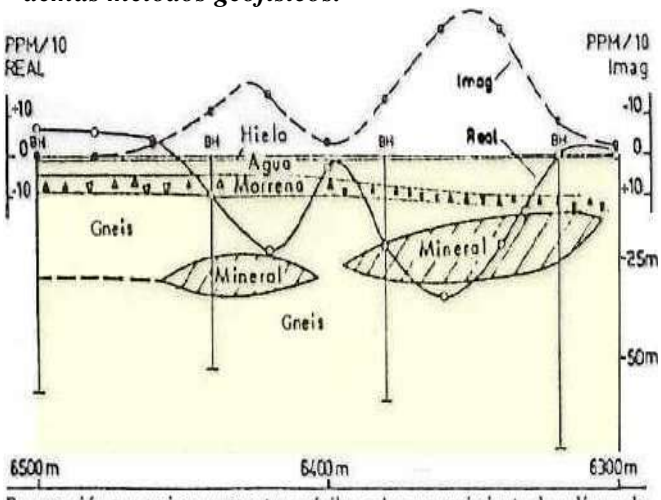
Prospección del yacimiento de pirita de Svansele (Suecia) con emisor y receptor móviles. Bobinas coplanares horizontales, separación 60 m. Frecuencia 3600 Hz. (cortesía BGAB)

Por motivos prácticos suele recurrirse a separaciones entre bobinas relativamente pequeñas (25 a 100 m) y generalmente no están vinculadas rígidamente entre sí; la distancia entre ellas se mantiene constante usando como cinta el cable de referencia. ***Se leen las componentes real e imaginaria del campo secundario en el receptor como porcentaje del campo primario***; este último es el campo existente en el receptor cuando el sistema se coloca en terreno sin anomalías o neutro. Entonces, una vez seleccionada la distancia entre Tx y Rx, el sistema se coloca en terreno neutro y las agujas se colocan en cero, y cuando no haya señal en el receptor significa que el campo primario ha sido compensado. Tras haber hecho esto, los valores que se obtienen dan directamente el valor de las componentes del campo EM.

En la posterior interpretación de los datos debe tenerse presente que las ***anomalías dispersas debidas a la conductividad de las formaciones próximas a la superficie pueden interferir con las anomalías de origen más profundo, interferencia que será mayor cuanto más alta sea la frecuencia de trabajo empleada***.



La asimetría de las curvas, ya sea en perfil o planta, en general es indicativa del buzamiento de los emplazamientos anómalos en el subsuelo, al igual que en otras variantes EM y en todos los demás métodos geofísicos.



Prospección con emisor y receptor móviles sobre un yacimiento de sulfuros de Suecia. Bobinas verticales coaxiles. Separación 8 m. Frecuencia 800 c/s. (BGAB)

Mapa y sección este-oeste (modificado de Parasnis, 1971)

Conductivímetro (foto Geonics)

Conductivímetro (*conductivity meter*)

Basado en el "*beam slingram*" de la compañía sueca Boliden, es un sistema tipo vara (foto a la derecha) de bobinas móviles portátiles, coplanares horizontales o verticales de separación fija, que permite registrar el campo electromagnético y obtener datos de resistividad eléctrica ρ –o su inversa, la conductividad σ– y opcionalmente de susceptibilidad magnética a profundidades variables según la configuración del sistema, desde 1 hasta 60 m. Puede llevarse suspendido desde aeronaves y la vara es de un material aislante, usualmente fibra de vidrio.

En éste, como en algunos otros métodos EM, es posible entonces obtener valores de σ (o ρ) que surgen de la siguiente expresión analítica: $H_s/H_p = V.\sigma^2.\omega\,\mu_o.l/4$

de donde: $\sigma = [(4/V.\omega\,\mu_o.l).(H_s/H_p)]^{1/2}$

(siendo H_s el campo magnético secundario, H_p el primario, μ_o la permeabilidad magnética en el vacío, V el potencial eléctrico, l la distancia, y la frecuencia angular $\omega = 2\pi.f$)

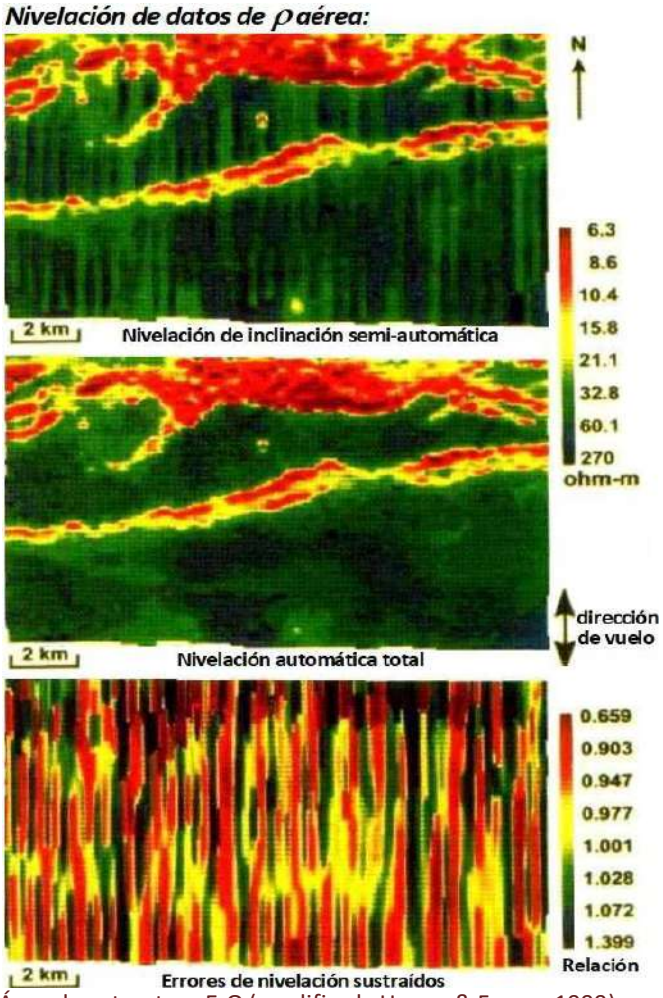
Ejemplos aeroelectromagnéticos

Al igual que en magnetometría, también ***los métodos EM se emplean principalmente desde el aire***. Se trata de distintas variantes de los métodos de emisor y receptor móviles: sea con bobinas coaxiales o coplanares verticales, en la nave o remolcadas, o desde drones (ver Parshin *et al*., 2021). Si sólo una de las bobinas va colgando, gira respecto a la que va en la máquina y en este caso solamente puede medirse la diferencia en la

fase (temporal, que no es dependiente de la orientación) y no se registra el módulo del campo R ni del S (y por tanto tampoco de las componentes real/imag).

Dron llevando vara de bobinas (foto sagtechgeophysics.com)

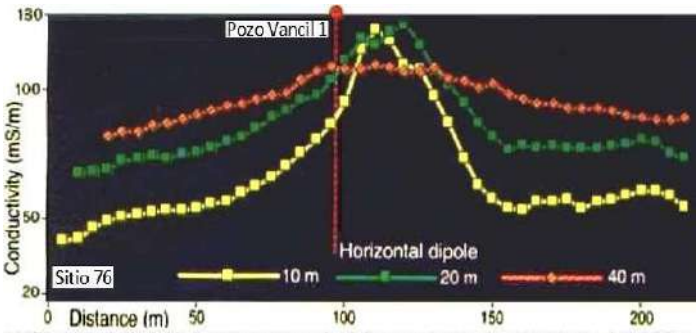
Slingram helitransportado (foto US Geological Survey)



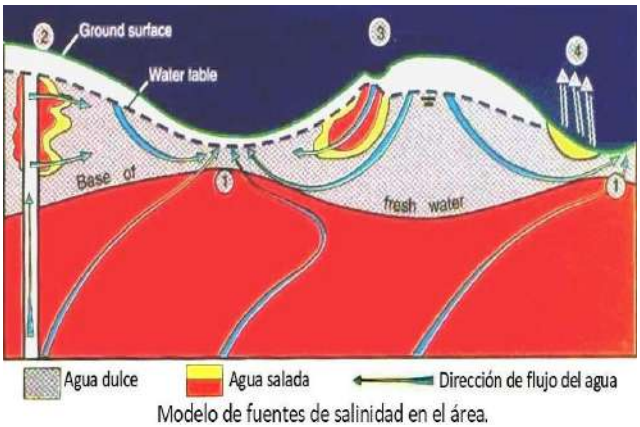
Área de estructura E-O (modific. de Huang & Fraser, 1999)

En las figuras más a la derecha, para geología regional, ***adquisición desde helicóptero y correcciones aplicadas a los datos procesados*** (ya con los valores calculados de ρ) para así homogeneizar las diferencias de amplitud de la señal debidas a los desniveles de las líneas de vuelo (evidentes en la tercera figura).

Abajo, un caso de adquisición desde avión sobre una ***explotación de hidrocarburos*** en Texas. La figura debajo es el modelo de las fuentes de contaminación del acuífero somero dulce (*fresh*) por la presencia de salinas naturales en la superficie y por el ascenso de aguas de formación saladas en pozos con mal aislamiento. A la derecha se ven las curvas obtenidas con las calicatas EM que atraviesan la locación de un pozo petrolero antiguo, registradas con distintas distancias entre bobinas (en amarillo la lectura más somera, en verde la intermedia, en rojo la más profunda) y abajo su interpretación.

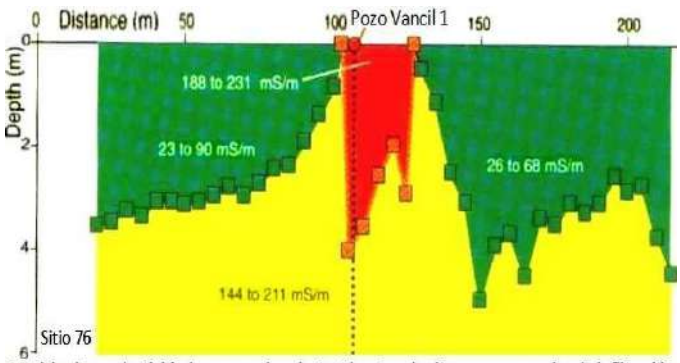


Perfiles de conductividades aparentes registrados con un arreglo EM terrestre de 10, 20 y 40 metros de separación entre bobinas. Véase cómo se entrecruzan las tres curvas en el sector del pozo. Cuanto mayor separación de bobinas, mayor profundidad de investigación.



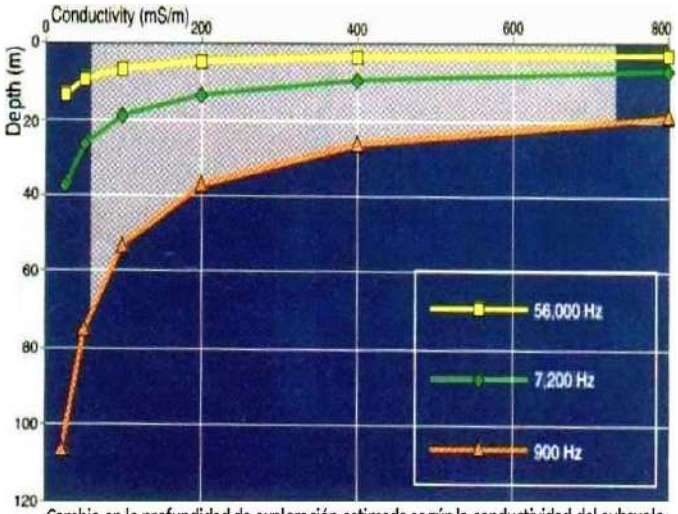
Modelo de fuentes de salinidad en el área.

EM en Texas, ver texto (figuras modif. de Paine *et al.*, 1997)

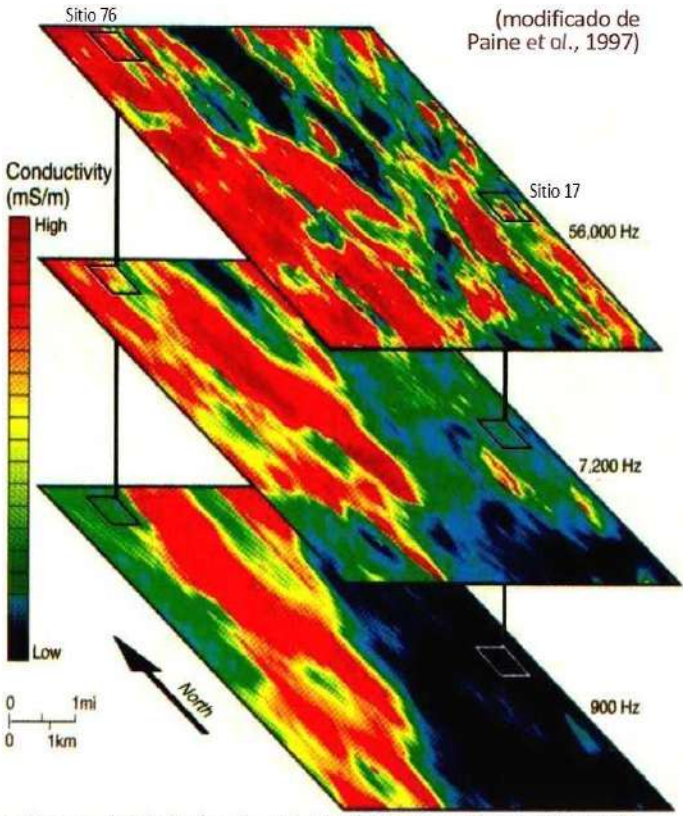


Modelo de conductividades que mejor ajusta. El sector de alta σ corresponde a la infiltración de agua salada desde la profundidad por mala cementación del encamisado del pozo.

Avión en prospección EM; las bobinas pueden ser instaladas en la nariz, la cola o los extremos de las alas (foto Éireann Suirbhéireacht Gheolaíochta)

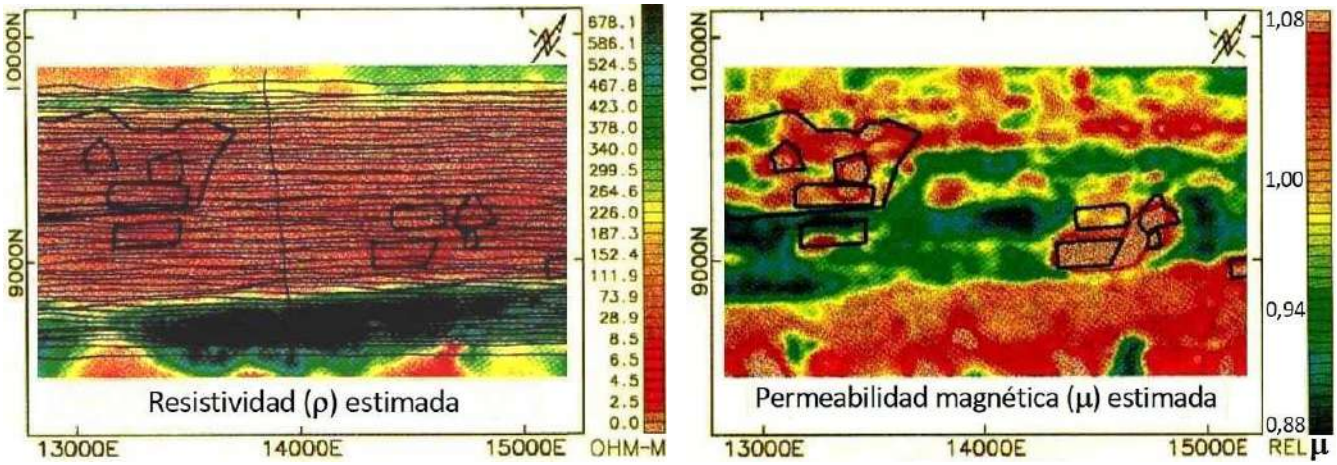


Cambio en la profundidad de exploración estimada según la conductividad del subsuelo para las tres distintas frecuencias. En gris el rango de valores dentro del área en estudio.



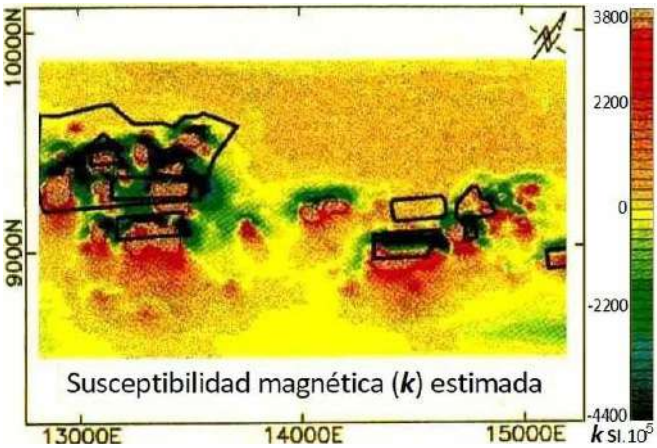
Imágenes registradas desde avión con bobinas horizontales coplanares y frecuencias de 56000, 7200 y 900 Hz, correspondientes en ese orden a crecientes profundidades de iluminación. Las mayores conductividades indican zonas de presencia de agua salada.

La figura acá arriba, en el mismo yacimiento texano, exhibe data de EM aéreo para evaluar el impacto ambiental del ascenso de las aguas formacionales hacia la napa freática dulce. ***Interpolando entre calicatas se generan mapas.*** La penetración que se consigue varía con el cambio de frecuencia emitida y también en función de la conductividad del medio (fiqura izquierda, ***a mayor σ y mayor f, menor z***), lo cual constituye una ***aplicación combinada de calicata con sondeo de frecuencias*** (que se explica más adelante). Es la técnica de *Frequency Domain EM*, *FDEM*.



Los trazos horizontales y el vertical son las trayectorias de vuelo de adquisición EM; los contornos cerrados indican los sectores de basurales cubiertos en Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. (figuras modificadas de Beard & Nyquist, 1998)

Los dos mapas precedentes corresponden a un relevamiento hecho sobre ***basurales*** donde se presentan los resultados en tres fórmulas de cálculo diferentes a partir de la misma información registrada, lo cual revela la



(modificado de Beard & Nyquist, 1998)

importancia de emplear diferentes algoritmos para hallar los parámetros de representación que mejor evidencien las anomalías a evaluar (y en este caso remediar). Obsérvese que de los tres mapas, es el de susceptibilidad magnética (acá a la izquierda) el que mejor evidencia los sectores de descarga de residuos con componentes magnéticamente distintivos. A veces incluso sin cambiar la fórmula de cálculo, sino solamente modificando las escalas cromáticas de los mapas o perfiles, se consigue hacer resaltar las anomalías geofísicas de cualquier tipo que sean (eléctricas, gravimétricas, geotérmicas y demás).

SONDEOS DE FRECUENCIAS

(frequency soundings)

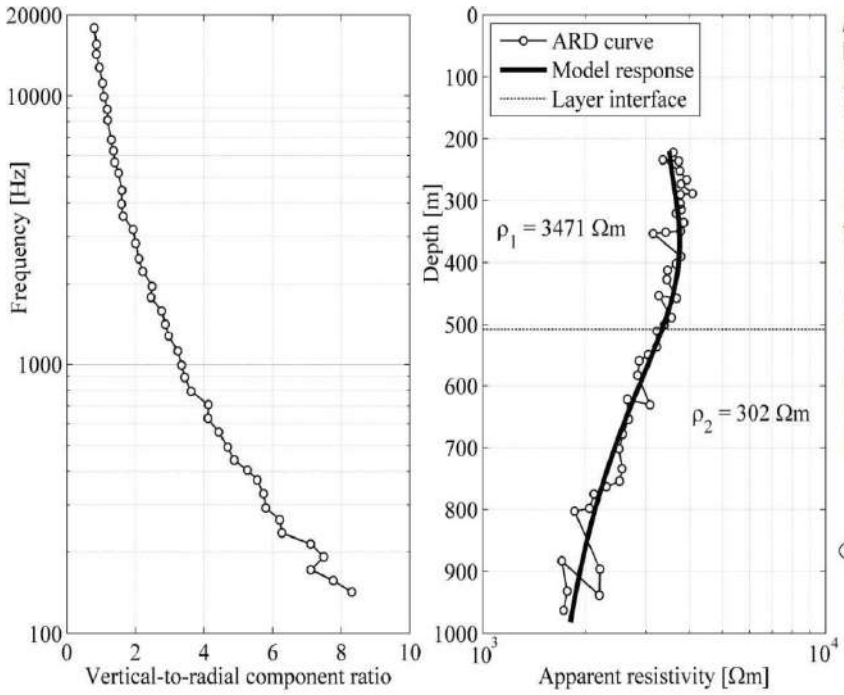
Consisten en la ***emisión y recepción en posiciones fijas, variando la frecuencia de la fuente*** –sin recurrir a la alternativa de ir aumentando la separación de las bobinas–, de modo de ***iluminar en forma predominante zonas sucesivamente más profundas a medida que se utilizan más bajas frecuencias***. Debe recordarse que las altas frecuencias generan respuestas muy intensas incluso de rocas poco conductivas, por lo cual el encape, aun siendo relativamente resistivo, puede dar una alta respuesta cuando se opera con muy altas frecuencias. *Ergo*, ***cuanto más se baje la frecuencia***, más se logrará evitar respuestas poco profundas de conductores hasta de mediana conductividad y consecuentemente ***mejor se verán los niveles profundos*** que sean muy conductivos.

La profundidad de penetración **Z** depende inversamente de σ, μ y ω: $Z=\sqrt{\frac{2}{\sigma \cdot \mu \cdot \omega}}$

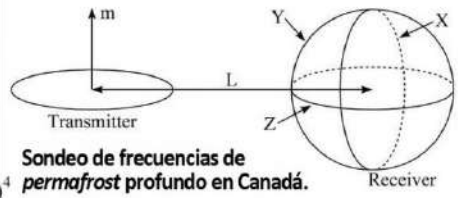
(con $\omega = 2\pi.f$) de donde **Z** puede estimarse con la siguiente expresión empírica: $Z(m)=503\sqrt{\frac{\rho(\Omega m)}{f(Hz)}}$

Para, por ejemplo, 10 Ωm de resistividad del medio, con 10 Hz se obtiene una profundidad de investigación de unos 500 m, con 100 Hz se alcanzan 150 m y con 1.000 Hz los 50 m.

Además de las imágenes de Paine *et al*., 1997 (pág.184, que combinan sondeo con calicateo aéreo y terrestre), a continuación vemos las figuras de un caso canadiense que ejemplifica esta modalidad electromagnética.



Asumiendo una geología local de capas horizontales, los cocientes entre las componentes vertical y radial ***Ri*=*Zi*/*Xi*** para cada frecuencia ***fi*** son los que proveen información acerca de la estructura conductiva vertical del subsuelo desde distintas profundidades hasta el punto medio entre emisor y receptor. Para la interpretación cualitativa, los cocientes ***Ri*** son transformados en curvas de **ρ** aparente en función de la profundidad (curvas ARD) empleando el algoritmo de cálculo de Aittoniemi y colaboradores (1987). La interpretación cuantitavia de los sondeos se realiza por medio de un programa computacional (Sipola, 2002) que, mediante una optimización no lineal, hace encajar la respuesta de un modelo de terreno en capas 1D con los cocientes ***Ri*** observados.

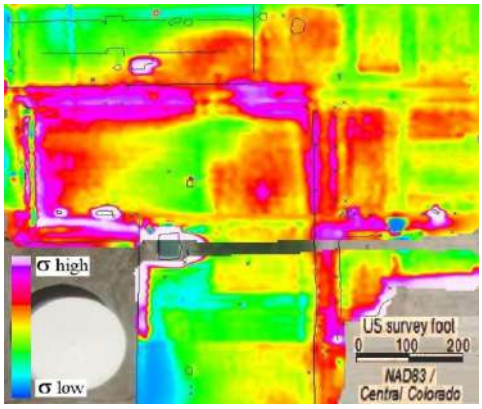


Sondeo de frecuencias de *permafrost* profundo en Canadá.
(modificado de Korhonen *et al*., 2009)

Hemos ya graficado un sondeo EM ultraprofundo (hasta 60 km, Tema 06, pág.139) en el escudo Fenoscandio oriental (Rusia) con las modalidades *MT-AMT* y *CSAMT* (*Controlled Source Audio Magneto-Tellurics*), la primera de campo natural y la segunda recurriendo a uno artificial muy potente para mejorar los registros pero siempre con el procedimiento usual en campos naturales.

TOMOGRAFÍAS EM en el Dominio de la Frecuencia (*Frequency-Domain EM* o *FDEM*)

Al igual que en los sondeos de frecuencia, también esta técnica registra distintas frecuencias, tal como acaece con las calicatas aéreas interpoladas como mapas en el caso descripto de Texas. La adquisición se obtiene con un conductivímetro (Slingram de vara) terrestre o aéreo. Pueden registrarse las componentes del campo electromagnético en fase (real) y en cuadratura (imaginaria) por separado. En fase es mayor la sensibilidad a la componente magnética, y por ende más sensible a cambios en la susceptibilidad magnética, principalmente por presencia de metales. En cuadratura la sensibilidad es mayor para la componente eléctrica, y en consecuencia lo es más respecto a la litología y en especial el contenido de agua. El mapa ilustrado a la derecha, en cuadratura (componente imaginaria), exhibe justamente mayores contenidos de humedad en colores cálidos en sectores de lenta filtración ácuea.



Mapa en *FDEM comp. imag*, en Colorado, U.S.A. (modific. de Olson Engineering Assoc.)

TOMOGRAFÍAS EM en el Dominio del Tiempo (*Time-Domain EM* o *TDEM*)

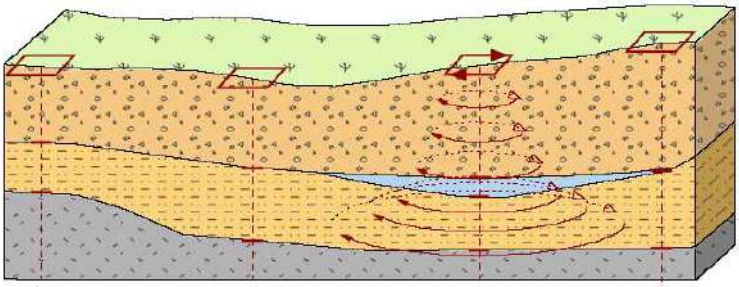
También se lo llama método **EM Transitorio** (*Transient EM*) **o Eltran** y el concepto surgió del canadiense **Arthur Brant** y colaboradores en 1966, luego completado por los estadounidenses **David Halliday** y **Robert Resnick** en 1974. Consiste en calicatas desde decenas hasta 3.000 o más metros de longitud con un procedimiento que a la vez permite sondear a gran profundidad. Puede hacerse con emisor fijo o móvil. ***En éste, como en los demás métodos EM debe ponerse atención a los posibles ruidos de cualquier índole: tuberías, líneas de alta tensión y todo aquello que puede ser detectado sin ser la señal buscada; en la adquisición para intentar evitarlos o minimizarlos, en el procesamiento para tratar de disminuirlos o eliminarlos y, de persistir, también en la interpretación para descartarlos evitando malos diagnósticos.***

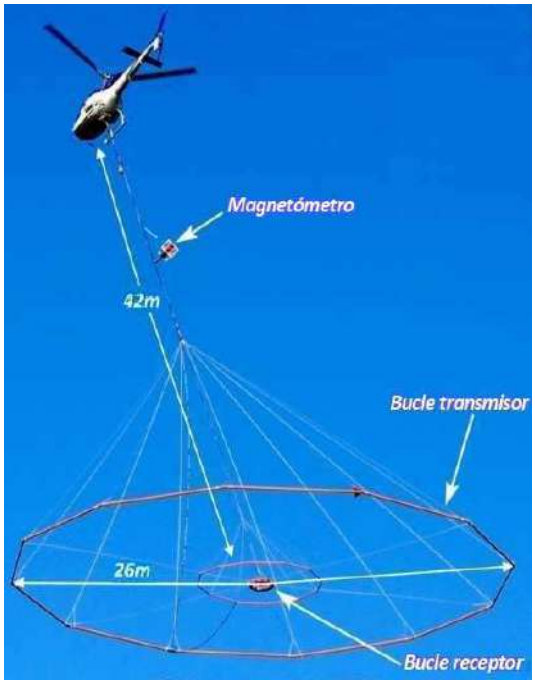
Con emisión móvil

Se emplean ***uno o más transmisores y uno o más receptores*** (por ejemplo, dos bobinas coplanares y dos coaxiales), ***generalmente en modalidad aérea***, avión o helicóptero (ver foto, con bucles), aunque también se están utilizando drones. Se opera transmitiendo un campo EM primario y luego registrando su respuesta transitoria (*transient*) en los planos ***x***, ***y***, ***z*** en ***ventanas temporales*** (30 o más) entre alrededor de 1 y 2.000 o más µs, información que proviene de distintas profundidades, según la demora en su registro.
Usualmente se obtienen ***registros buenos desde decenas hasta cientos de metros de profundidad***.

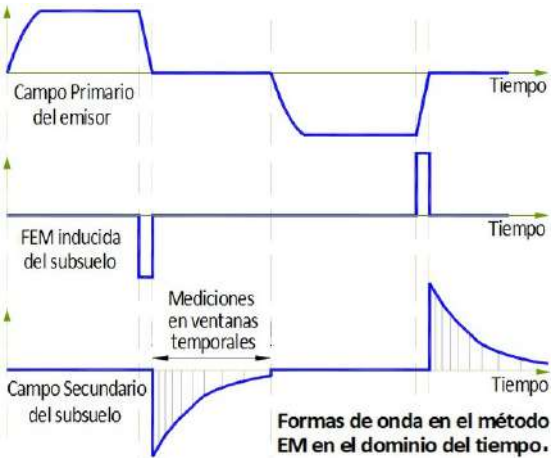
Con emisión fija

Desde un ***bucle cuadrado en el terreno*** (cable de decenas hasta cientos de metros de lado; figura abajo) se aplican ***pulsos de corriente alterna de algunos µs*** que generan un campo magnético primario variante en el tiempo que se introduce en el subsuelo con la forma del bucle. Éste crea una FEM y un campo secundario por cada conductor del subsuelo, que va decayendo y generando nuevas corrientes de remolino que se expanden como anillos de humo. ***Las mediciones de estos campos EM transitorios se hacen en el centro del bucle en los intervalos de no emisión***.


Emisión desde bucles fijos (gráfico de Northwest Geophysical)



VTEM helitransportado (foto Geotech)

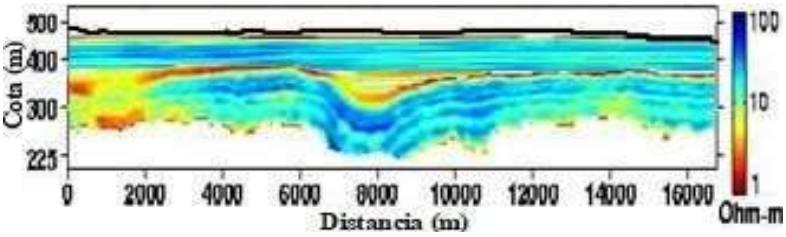


(modificado de McNeill, 1990)

Receptor *TDEM* portátil (foto Olson Engineering Assoc.)

Equipo para adquisición EM en el dominio del tiempo (foto cqtopgeo.com; China)

El equipo generador va conectado al bucle emisor tendido en el terreno. El bucle receptor se ubica en el centro del anterior, tiene de 1 a pocos metros de diámetro y puede ser transportado fácilmente (fotos arriba).
La profundidad de investigación depende del tiempo transcurrido entre el corte y la medición. La intensidad de las respuestas procedentes de campos secundarios generados es proporcional a las corrientes de remolino de donde proceden y por tanto de la conductividad de las profundidades de las cuales provienen. Además del tiempo, también el tamaño del bucle, la frecuencia de la señal y la resistividad del suelo determinan la ***profundidad de investigación máxima, que en condiciones favorables puede superar los 2.000 m***.



Sección EM regional en el noroeste de Estados Unidos (modificada de Northwest Geophyisical)

Procesamiento de los datos

Se aplican correcciones metodológicas y luego los datos se invierten a través de un proceso en computadora –por ejemplo, mediante una migración por continuación descendente, como en gravimetría, magnetometría o sísmica– que permite la generación de modelos de cuerpos conductivos, fallas, etc. ***Se puede calcular la* conductividad *(o su inversa, la resistividad), además de la* susceptibilidad *y la* permeabilidad *magnéticas***, partiendo de la asignación de valores conocidos o estimados en uno o varios sectores de la calicata obtenida y calculando estas magnitudes en el resto de los puntos registrados en función de la variación de los parámetros electromagnéticos adquiridos.
Estas tomografías pueden conformar cortes o secciones de kilómetros de longitud (figura inmediata superior) y de una profundidad desde cientos hasta un par de miles de metros, según el tipo de emisor. Además se pueden interpolar los datos en planta generando ***imágenes areales para distintas profundidades*** de interés con las magnitudes antes citadas ***e incluso procesamiento de datos en 3D***.

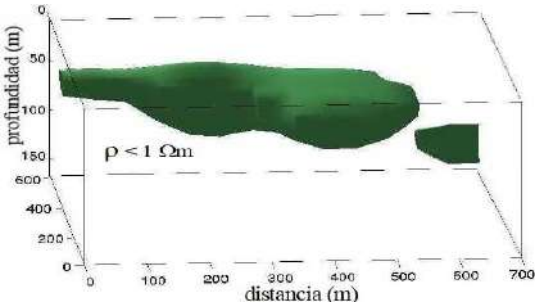
Aplicación en pozos

La variante de emisor fijo se puede aplicar en pozos, con el bucle en la superficie en torno a la locación (de unos 500 m de lado) y la bobina receptora haciendo estaciones de registro en puntos preestablecidos desde la parte profunda del pozo hacia arriba, cada estación con un intervalo de registro del campo EM resultante.
Sólo se registra esta modalidad en trabajos muy específicos, principalmente mineros.

REGISTROS HERTZIANOS

También conocidos como **radiografías hertzianas** o Радиокип (*Radiokip)* en Rusia (**A. Tharkov**, 1962), han sido ***empleados en galerías o perforaciones mineras,*** en etapa de cateo o de explotación, ***para detectar metalizaciones*** entre ellas. El registro EM se basa en la emisión de un campo P de ondas de radio de fuente lejana, ya sea disponibles por las emisiones radiales preexistentes –en cuyo caso puede considerarse un método de campo natural– o bien emisiones artificiales generadas especialmente para este fin.
Lo que se mide, con un microvoltímetro, es el campo eléctrico secundario S generado a partir de dichos campos radiales, el efecto **jaula de** (**Michael**) **Faraday**, como la interferencia de radio que oímos al cruzar bajo un puente con hierro. La intensidad de S –y por ende su diferencia de tensión medible– es proporcional a

la presencia de cuerpos conductores emplazados en las rocas entre las galerías mineras, como también depende del rumbo de tales mineralizaciones, debido a que se produce una respuesta más intensa si su orientación es aproximadamente concordante con la dirección del campo electromagnético P generado por las ondas de radio.



Mapeo Radiokip (modific. de Tharkov, 1962)

UTILIDAD DE LOS MÉTODOS EM

Se orientan sobre todo a la ***prospección de minerales conductivos o sus paragenéticos***, tal cual se explicó. Pero los registros EM superficiales tienen otras diversas aplicaciones, como hemos ido refiriendo, principalmente en la ***búsqueda de acuíferos*** (con ρ mayores a 10 Ωm suelen indicar acuíferos dulces, y aguas de formación saladas si las ρ son menores), así como ***zonas de fractura, descargas contaminantes, yacimientos arqueológicos, identificación de cavernas o conductos artificiales, fundaciones, vapor geotérmico***, y en general todo aquello que genere un cambio en los registros electromagnéticos, principalmente a profundidades menores a los 100 metros (aunque en algunas variantes a más de 1.000 metros con menor detalle). A veces se usan para hallar ***tierras raras***, que son 17 elementos químicos: Y, Sc y los 15 lantánidos que se presentan sobre todo en carbonatitas, ígneas alcalinas, arcillas lateríticas y depósitos de placer. A ellos se suman Li, Ti, Co, Mn, Ni, Cr, In, etc. para los circuitos electrónicos, microprocesadores, baterías y armamento de última generación.

En la ***búsqueda de hidrocarburos*** los métodos EM pueden dar respuestas diferentes en casos de reservorios con agua de formación (salada) frente a otras posiciones con hidrocarburos (más resistivos), pero no constituyen una herramienta de rutina por su baja resolución a grandes profundidades, salvo algunos casos favorables donde la metodología EM en el domino del tiempo da buenos resultados. Es por esto que sólo se la utiliza esporádicamente como complemento, algunas veces importante, de otras metodologías.

Su principal ventaja respecto a los métodos de **inyección de corriente** (**continua**) ***es que***, ***al no necesitar contacto con el terreno, pueden operar en prospección aérea*** con la ventaja que representa poder hacer una rápida cobertura de grandes áreas exploratorias.

Se sabe que los perfiles de inducción, que operan según los mismos principios que en cateo superficial, son herramientas muy aplicadas en la evaluación de pozos de exploración y desarrollo petrolero, como se verá.

RADAR DE SUBSTRATO O GEORRADAR (*Ground Penetrating Radar, GPR*)

Se diferencia de los métodos EM ya descriptos en que sus registros se fundamentan en las variaciones de la **permitividad o constante dieléctrica ε**, en tanto que todos los anteriores se basan en los cambios de ρ.

El *radar* (acrónimo de *RAdio Detection And Ranging*) fue empleado por primera vez por el británico **Edward Appleton** en 1924 para determinar la altura de la ionosfera. Y durante la Segunda Guerra Mundial los ingleses lo usaron para detectar el arribo de bombarderos alemanes y así poder interceptarlos.

Se basa en la emisión de ondas EM en el rango de las microondas (*VHF* y *UHF, Ultra High Frequency* de 30 a 3.000 MHz) y la sucesiva detección de sus reflexiones. Han sido utilizadas para navegación marina (detección de costas, otros barcos, etc.) y también para navegación aérea: radar Doppler (en aviones y torres de control), basado en el efecto de acortamiento o alargamiento de las ondas según el movimiento relativo del observador, análogo al sonido agudo de un motor acercándose y grave alejándose, fenómeno estudiado por el austríaco **Christian Doppler** en1845, aplicado en 1927 por el cura belga **Georges Lamaître** para descubrir la expansión del Universo: la luz corrida hacia el rojo, tanto más cuanto más lejos está un grupo de galaxias en su fuga.

Los radares también se utilizan desde satélites para mediciones altimétricas aplicadas a diversos campos, entre ellos el estudio del geoide y las anomalías gravimétricas del mismo. Y también para obtener ***imágenes de la superficie terrestre***, generalmente desde aviones, las cuales tienen aplicaciones geocientíficas y muchas otras. Un caso aplicado a la sismología puede verse en el Tema 11 (pág.301) mediante interferometría.

Son las mismas microondas que nos permiten calentar la comida. Las moléculas dipolares del agua y las de otras sustancias alimenticias rotan para alinearse con el campo electromagnético aplicado, vibran y producen calentamiento dieléctrico. Fue justamente durante el curso de un proyecto de investigación sobre radar con un magnetrón, en 1946 en Estados Unidos, cuando **Percy Spencer** descubrió esta aplicación cotidiana. Ocurrió que un chocolatito que tenía en su bolsillo se le había derretido. A la mañana siguiente decidió colocar el magnetrón cerca de un huevo de gallina, con un colega curioso como testigo. El huevo empezó a vibrar debido al incremento de su presión interna por el rápido aumento de la temperatura y el curioso terminó con la cara salpicada con yema caliente…

Las primeras aplicaciones del radar de substrato fueron realizadas en 1929 por **Walter Stern** en Austria para medir espesores de glaciares, y sólo fueron reiniciadas después de que, a fines de la década de 1950, aviones de la fuerza aérea estadounidense infortunadamente se estrellaran contra el hielo de Groenlandia al leer sus radares de vuelo la base de los glaciares como si fuera su superficie.

La expresión matemática básica de esta interacción física es: $\varepsilon = (C.\ T_0 / 2Z)^2$

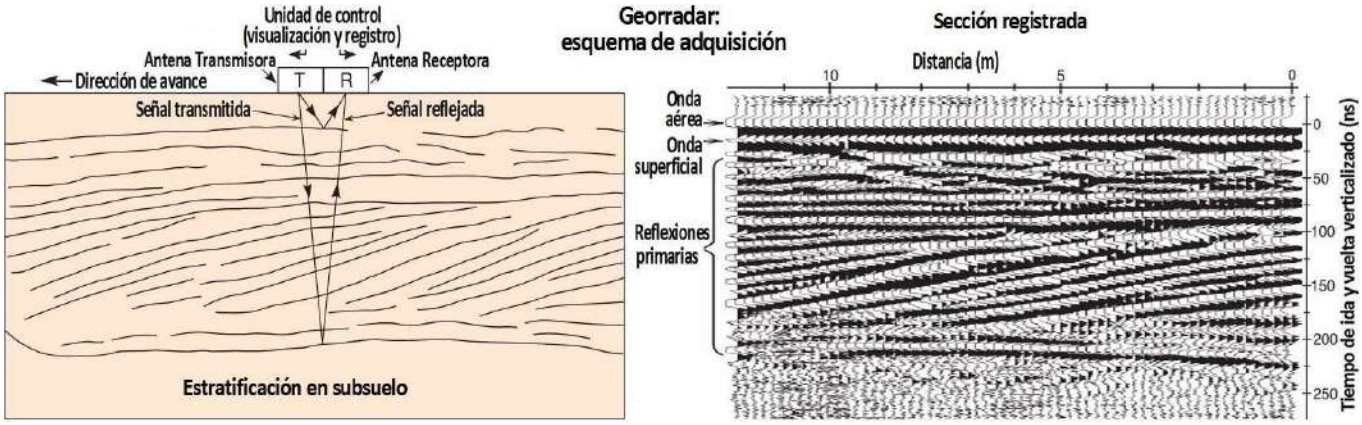
(**C** es la velocidad de la luz, $\mathbf{T_0}$ el tiempo vertical de ida y vuelta de las ondas, **Z** la profundidad)

Tabla de parámetros en distintos medios (modific. de Neal, 2004)

medio	permitividad dieléctrica relativa (εr)	velocidad onda electro-magnética (m ns^{-1})	conductividad (mS m^{-1})	atenuación (dB m^{-1})
aire	1	0.3	0	0
agua dulce	80	0.03	0.5	0.1
agua de mar	80	0.01	30,000	1000
arena insaturada	2.55–7.5	0.1–0.2	0.01	0.01–0.14
arena saturada	20–31.6	0.05–0.08	0.1–1	0.03–0.5
arena y grava insaturada	3.5–6.5	0.09–0.13	0.007–0.06	0.01–0.1
arena y grava saturada	15.5–17.5	0.06	0.7–9	0.03–0.5
limo insaturado	2.5–5	0.09–0.12	1–100	1–300[a]
limo saturado	22–30	0.05–0.07	100	1–300[a]
arcilla insaturada	2.5–5	0.09–0.12	2–20	0.28–300[a]
arcilla saturada	15–40	0.05–0.07	20–1000	0.28–300[a]
till insaturado	7.4–21.1	0.1–0.12	2.5–10	sin datos
till saturado	24–34	0.1–0.12	2–5	sin datos
turba de agua dulce	57–80	0.03–0.06	<40	0.3
roca inalterada	4–6	0.12–0.13	10^{-5}–40	7×10^{-6}–24

Georradar (foto aidatainc.com)

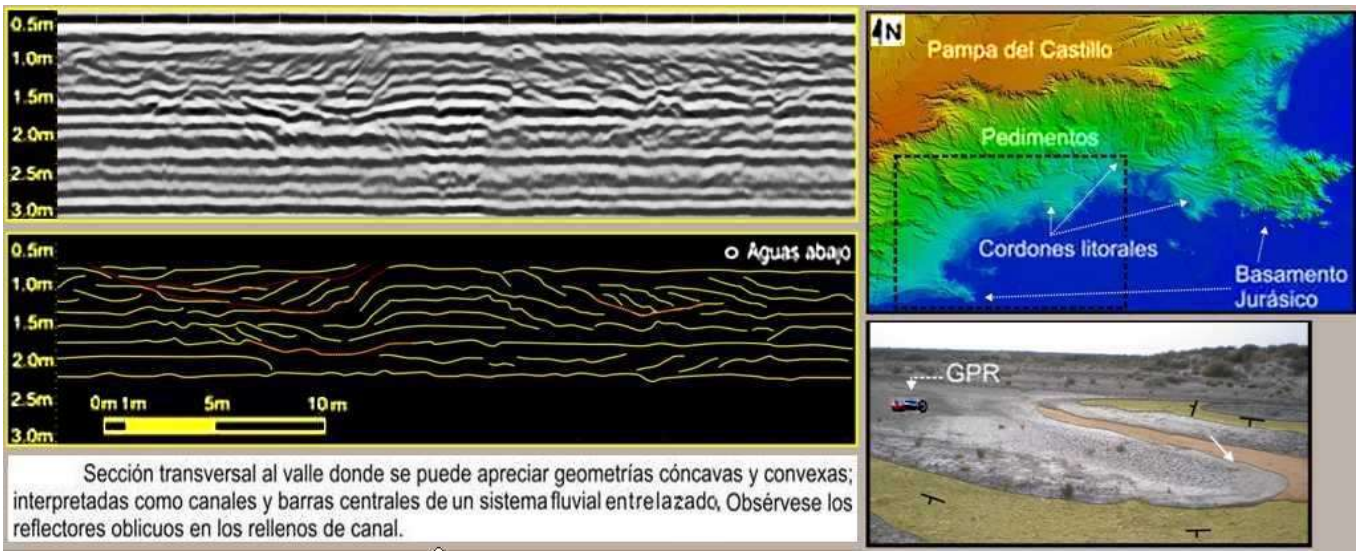
En la prospección geofísica el georradar ha sido empleado crecientemente desde hace tres décadas. ***Tiene poca penetración dada la ultraalta frecuencia que emplea***. Generalmente es aplicado a objetivos de muy poca profundidad (***pocos metros***) donde logra una ***altísima resolución*** (***de pocos cm***), aunque puede también a veces iluminar zonas a algunas decenas de metros con menor definición (en suelos arenosos secos, calizas, rocas ígneas o metamórficas). Las imágenes se obtienen con una antena emisora y otra receptora, o bien única emisora-receptora montada en un carrito con rueditas tipo cortadora de césped, la información se graba en computadorita y se le efectúa un ***proceso de datos muy similar al que se aplica sobre los datos de sísmica de reflexión***. El resultado son secciones con una escala vertical dada por tiempos de ida y vuelta de la onda electromagnética (en nanosegundos) donde se observan reflectores cuya amplitud es función de los contrastes de la constante dieléctrica entre las distintas capas del substrato. Véase la siguiente ilustración.



(modificado de Neal, 2004)

Adicionalmente pueden hacerse registros en pocitos de algunos metros para ajustar la puesta en profundidad, resultando **radargramas** de pozo análogos a la sísmica de sondeos petroleros. E igualmente se puede hacer **registros 3D**, o sea volúmenes de información comparables a una mini sísmica tridimensional.

Dado que la permitividad es muy sensible al agua –ésta tiene un valor muy alto de la constante, debido el carácter fuertemente dipolar de sus moléculas– el georradar ha sido muy utilizado en áreas de suelos congelados para iluminar por debajo de hielo o permahielo (*permafrost*), aunque también en otros diversos ambientes geológicos, con objetivos de investigación hidrogeológica, ambiental, minera, paleontológica, arqueológica o estratigráfica (como el caso de la figura siguiente en la bahía Bustamante, Chubut).

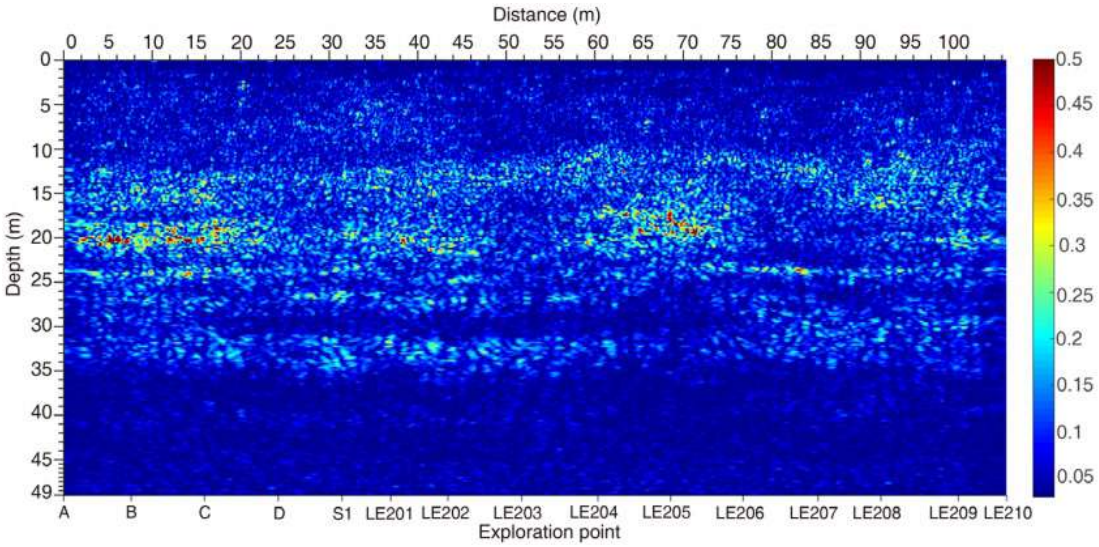


Sección transversal al valle donde se puede apreciar geometrías cóncavas y convexas; interpretadas como canales y barras centrales de un sistema fluvial entrelazado. Obsérvese los reflectores oblicuos en los rellenos de canal.

Aplicación de georradar; sobre fondo negro la interpretación (gentileza de José Allard y Alejandro Montes, 2008)

También es utilizado para aplicaciones a la **geología forense** (es decir del foro judicial), porque un cadáver enterrado es denunciado por el georradar como un pequeño sector con más agua que el entorno. Hay antecedentes en muchos países en años recientes y en Argentina ha sido empleado en la búsqueda de desaparecidos, como los casos de Julio López o de Marita Verón (todavía sin éxito) y también en el hallazgo del cuerpo del brigadier Juan B. Bustos, bajo el presbiterio de la iglesia de Santo Domingo en Santa Fe. (Bustos luchó durante las invasiones inglesas, fue el primer gobernador constitucional de Córdoba en 1820, colaboró con Belgrano en el Ejército del Norte y en 1830 falleció a causa de traumatismos de tórax tras una de tantas batallas de la guerra civil contra los unitarios –comandados por el general José M. Paz– que acabarían imponiendo su modelo injustamente porteñocéntrico hasta hoy).

A unos 384.000 km de Santa Fe y de Córdoba, una adaptación del georradar ha sido exitosamente empleada para el estudio del regolito de la superficie selenita (figura siguiente). Las sondas chinas *Chang'e 3*, *4* y *5* han llevado un *Lunar Penetrating Radar* cada una, los cuales han proporcionado interesante información nueva sobre la geología (en rigor selenología) de nuestro apedreadísimo satélite natural.



Sección de una tomografía de LPR donde la profundidad se calculó a partir de una velocidad EM media de 0.16 m/ns; altas reflectividades –altos contrastes EM– se indican en rojo y bajas en color azul; se deduce la variable naturaleza del regolito lunar (modificado de Li *et al.*, 2020)

CUESTIONARIO BÁSICO

- Indicar y justificar las condiciones ideales de uso de los métodos de corriente alterna en superficie.
- ¿Cómo es el método electromagnético de inclinación de campo?
- Graficar un diagrama vectorial indicando brevemente su significado.
- Señalar las diferencias entre los métodos de Turam y Slingram.
- ¿Qué opciones y ventajas tiene la prospección EM aérea?
- ¿Qué parámetros permiten variar la profundidad de investigación?
- Explicar brevemente los sondeos de frecuencia y los registros hertzianos.
- Qué tipos de tomografías EM en el dominio del tiempo pueden efectuarse.
- Comentar aplicaciones de los métodos electromagnéticos.
- ¿Cuáles son los fundamentos del georradar?
- Referir aplicaciones prospectivas del georradar.

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Beard, L. & Nyquist, J., 1998. Simultaneous inversion of airborne electromagnetic data for resistivity and magnetic permeability. Geophysics, V.63 Nº5 (p 1556-1564).
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 310-311). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 420-422, 429-431). Librería de Ciencia e Industria.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 601-622). McGraw-Hill.
- Griffiths D. & King,R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 212-215). Editorial Paraninfo.
- Huang, H. & Fraser, D., 1999. Airborne resistivity data leveling. Geophysics, V.64 N°2 (p 323-649).
- Jol, H., 2009. Ground penetrating radar: theory and applications (543 p). Elsevier.
- Korhonen, K., Ruskeeniemi, T., Paananen, M. & Lehtimäki, J., 2009. Frequency domain electromagnetic soundings of Canadian deep permafrost. Geophysica, V.45 Nº1-2 (p 77-92).
- Legault, j., 2015. Airborne electromagnetic systems; state of the art and future directions. C.S.E.G. Recorder, N°6 (p 38-49).
- Li, C., Su, Y., Pettinelli, E., Xing, S., Ding, C., Liu, J., Ren, X., Lauro, S., Sodovieri, F., Zeng, X., Gao, X., Chen, W., Dai, S., Liu, D., Zhang, G., Zuo, W., Wen,W., Zhang, Z., Zhang, X. & Zhang, H., 2020. The Moon's farside shallow subsurface structure unveiled by Chang'e 4 lunar penetrating radar. Science Advances, V.6, N°9 (8 p).
- Liang, S., Sun, S. & Lu, H., 2021. Application of airborne electromagnetics and magnetics for mineral exploration in the Baishiquan–Hongliujing area, Northwest China. Remote Sensing, V.13 N°903 (15 p).
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 219-225). Cambridge University Press.
- McNeill, J., 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies. En Geotechnical and Environmental Geophysics ,V.1 (p 191-218); Ward, S. Ed. Society of Exploration Geophycisists, IG N°5.
- Neil, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. Earth-Science Reviews, N°66 (p 261–330).
- Paine, J., Dutton, A., Mayorga, J. & Saunders, G., 1997. Identifying oil-field salinity sources with airborne and ground-based geophysics: a West Texas example. The Leading Edge, V.16 Nº11 (p 1603-1607).
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 111-163, 314-344). Editorial Paraninfo.
- Parshin, A., Bashkeev, A., Davidenko, Y., Persova, M., Iakovlev, S., Bukhalov, S., Grebenkin, N. & Tokareva, M., 2021. Lightweight unmanned aerial system for time-domain electromagnetic prospecting; the next stage in applied UAV. Geophysics, Applied Sciences, V.11 N°2060 (26 p).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 490-500). John Wiley & Sons.
- Serson, P., 1973. Instrumentation for induction studies on land. Physics of the Earth and Planetary Interior, V.7 N°3 (p 313-322).

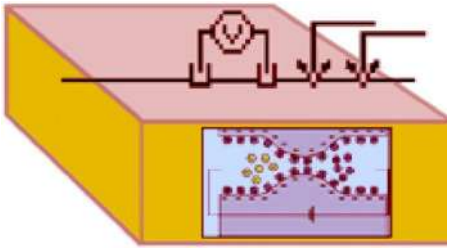
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Tarkhov, A., 1962. Электроразведка методом радиокипа (*Electrical prospecting using the Radiokip method*). Разведка и охрана Недр (*Exploration and Protection of Subsoil*) N°1 (p 29-34).

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 500-631). Cambridge University Press.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"… your goals are to leave a better world than you found it…"
["…tus metas deben ser dejar un mundo mejor del que encontraste…"]
Arthur Albert Brant (1987)


Boceto conceptual de P. I.

MÉTODOS DE POLARIZACION INDUCIDA

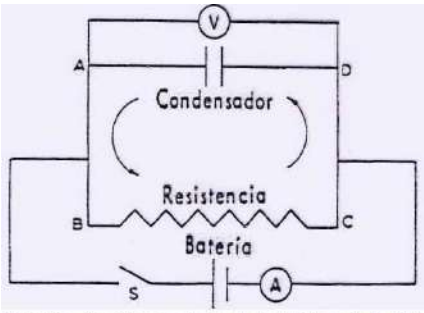
Hijo único, Arthur nació en un hogar humilde de Toronto en 1910, descendiente directo de Joseph Brant (cuyo nombre original era Thayendanegea), legendario cacique de los Mohawk. Tras las guerras con los franceses, ingleses, aborígenes y estadounidenses, Canadá llevaba cuatro décadas independiente, pero la discriminación hacia los habitantes originarios todavía era muy acentuada. (Mientras en el otro extremo de América la oligarquía argentina celebraba el centenario de la Revolución de Mayo bajo estado de sitio para reprimir obreros explotados, y con la servidumbre semiesclava de miles de mujeres y niños sobrevivientes a las masacres ordenadas por Julio A. Roca y la oligarquía enriquecida con millones de hectáreas sustraídas a los aborígenes).
Arthur Brant tenía sólo un año cuando **Conrad Schlumberger** comenzó en 1911 en Francia los primeros planteos con polarización inducida (PI o PP, *polarisation induite* o *p. provoquée*), luego discontinuados hasta 1920 a causa de la Primera Guerra Mundial. Y todavía cursaba en la Uni en Toronto cuando el ruso **A. S. Semenov** y otros ya hacían sus propios abordajes para petróleo en Chechenia y Azerbaiyán, al norte del Cáucaso, desde 1929. Arthur obtuvo los máximos honores en matemática y física al laurearse en 1932, fue gran jugador de hockey sobre hielo, se doctoró en Berlín en 1936 y fue entrenador del primer seleccionado alemán de hockey en las olimpíadas de ese año en las que Hitler buscaba demostrar la superioridad de la "raza aria" (aunque en ese nuevo deporte tuvo que aceptar a un morocho canadiense como DT). En la misma Alemania **Max Müller** publicaba por esos años sus investigaciones sobre polarización inducida. Pero, antes de estallar la Segunda Guerra Mundial, Arthur ya estaba de vuelta en Toronto haciendo sus propios experimentos de laboratorio donde descubrió parte de los fundamentos de la PI en el dominio del tiempo, y también viajó al noroeste canadiense donde pergeñó aplicaciones radiométricas aéreas.
En paralelo y bajo estricto secreto, **William Rooney** y **William Keck** del U. S. Naval Ordnance Laboratory (artillería) idearon una técnica en la que buzos tácticos podían arrastrar un dispositivo para localizar mediante PI las minas bélicas escondidas en las playas –para así tener desembarcos anfibios más seguros en territorios enemigos– detectables por la acumulación de cargas eléctricas que se produce entre la humedad del suelo y el metal de una mina antipersonal o antitanque (diseñadas para explotar por presión a fin de causar sobre todo heridos graves y mutilados para complicar y desmoralizar al enemigo… porque los humanos somos una joyita evidentemente incompatible con un dios creador supuesto bondadoso y omnipotente).
Tras la guerra, **David Bleil**, que había colaborado con los William como estudiante, probó la técnica con el U.S. Geological Survey en áreas mineralizadas, vio que daba,

Explotación minera en Jerome, Arizona, *circa* 1950
(foto miningartifacts.org)

y la bautizó IP (*induced polarization*). El gerente general de la Newmont Mining Corporation había formado parte del War Production Board del presidente Roosevelt. Corría el año 1946 y **Arthur Brant** fue llamado como consultor por sus avances hechos en la Universtiy of Toronto. Y desde 1949 colideró un equipo en Jerome (Arizona), un área de minas de cobre en sulfuros diseminados, junto a los canadienses **Harold Seigel** y **James Wait**, ambos también de Toronto –Canadá es líder en geofísica minera mundial–. Seigel fue cofundador de la compañía Scintrex y logró 21 patentes en PI, EM, etc. Wait hizo grandes aportes al EM y las telecomunicaciones. A ellos siguieron el estadounidense **Ted Madden** (del Massachusetts Institute of Technology, pionero de la PI en el dominio de la frecuencia), el ruso **Victor Vacquier** (del New Mexico Institute of Mining and Technology), el también ruso **Vladimir Komarov** (de la Ленинград университет, Universidad de Leningrado, hoy San Petersburgo) y muchos otros.
Hacia 1960 Brant condujo la exitosa exploración con PI en Cuajone, gran mina de cobre porfírico a 3.500 msnm en la cordillera Occidental del sur de Perú, cuya explotación a cielo abierto comenzó en 1970. Arthur fue un tipo muy activo, más en temas prácticos que en docencia, a la que igualmente se dedicó mucho. Tenía poco respeto por abogados, banqueros, contadores y políticos, y gran aprecio por los granjeros, petroleros, mineros y en general todos quienes producen valor agregado y no especulación. Casado con Lilli Umbach, pintora retratista, tuvieron una hija que se laureó en teología y falleció a los cuarenta y tres años.
Brant obtuvo 14 patentes en diversos métodos, incluyendo EM aéreo con la Newmont en 1956 y EM en el dominio del tiempo en 1966, testeado exitosamente en Chipre (antes de que la isla sufriera la invasión turca de 1974 que separó la parte norte del resto, que siguió griega). También ayudó a desarrollar la RMN y la tecnología satelital (*Landsat*). Recibió medallas y honores a la excelencia científica y falleció en 2002, a los noventa y dos años en Tucson, Arizona, cuando, aunque había bajado un cambio, el viejito todavía conducía por la ruta de la geofísica. Lilli murió tres años después.

FUNDAMENTOS DE LA POLARIZACIÓN INDUCIDA

La polarización inducida es el fenómeno que se verifica al desconectar una batería situada entre dos electrodos conectados al terreno. Se trata de un ***decrecimiento gradual de la tensión una vez desconectada la batería***, fenómeno análogo al de un condensador eléctrico. Implica que algún movimiento de iones se vea impedido y la PI aparece como una posterior difusión de iones. Alternativamente se verifica ***una variación de resistividad cuando ésta es medida en un medio dado utilizando corrientes de distinta frecuencia***.

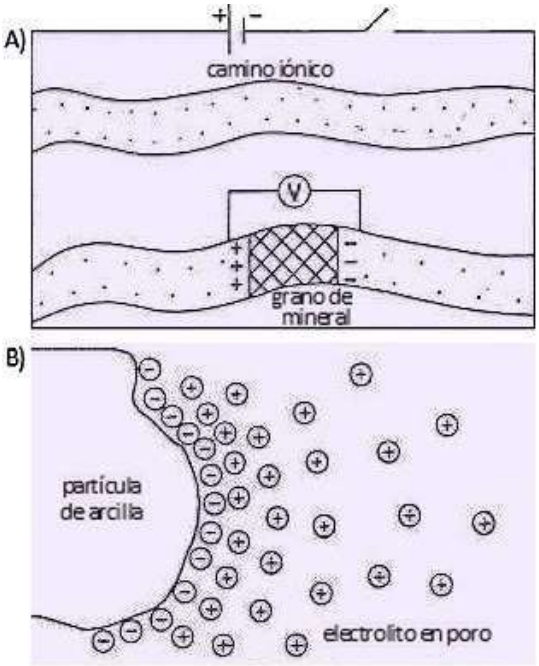


Circuito eléctrico análogo al fenómeno de la P.I.
(figuras modificadas de Parasnis, 1971)

Existen dos modos de crear este fenómeno:

- Polarización de electrodos:
Por cargas iónicas acumuladas en el límite electrolito-partícula metálica, las cuales crean una tensión que se opone al flujo, por lo que, cuando la corriente se interrumpe, queda un potencial residual debido a las cargas iónicas allí retenidas (figura, caso A). Este potencial luego decrece continuamente al difundirse las cargas en los electrolitos porales –igual a lo que sucede con los electrodos A y B si no son impolarizables–. Arriba puede verse el análogo eléctrico de este proceso.

- Polarización de membrana:
Se produce por la presencia de partículas de arcilla (figura, caso B), silicatos laminares cuyos reemplazos de cationes de Al, Fe, Mg, etc. adsorben cargas negativas en su superficie y por lo tanto atraen iones positivos de los electrolitos. Cuando se hace pasar una corriente los iones positivos se desplazan, y al interrumpirse ésta se redistribuyen generando una tensión decreciente entre los dos electrodos en contacto con la arcilla.



A) polarización de electrodos en contactos mineral-electrolitos. B) polarización de membrana en arcillas.

PROSPECCIÓN MEDIANTE P. I.

Con los mismos dispositivos electródicos empleados para prospectar con corrientes continua (dipolares, polo-dipolo o

cualquiera de los otros vistos, según lo aconseje cada caso particular) en la PI se efectúan ***calicatas con una o varias profundidades de interés*** (como en las tomografías eléctricas). Existen variantes prospectivas en dos dominios diferentes, con significativos progresos técnicos plasmados desde 1990.

En el Dominio del Tiempo

Se inyecta al terreno una corriente continua y se registra el decrecimiento de la tensión entre los electrodos de potencial después de haber cortado la corriente (véanse las tres figuras sucesivas). Pueden medirse:

- Polarizabilidad (*polarizability*, η):
cociente entre la tensión residual V_i en un instante determinado después del corte de la corriente (en milivoltios) y la tensión normal V_o (en voltios) mientras la corriente fluye.

Es decir: $\eta = \mathbf{mV_i / V_o}$

O alternativamente: $\eta = \mathbf{mV_i . 100 / mV_o}$

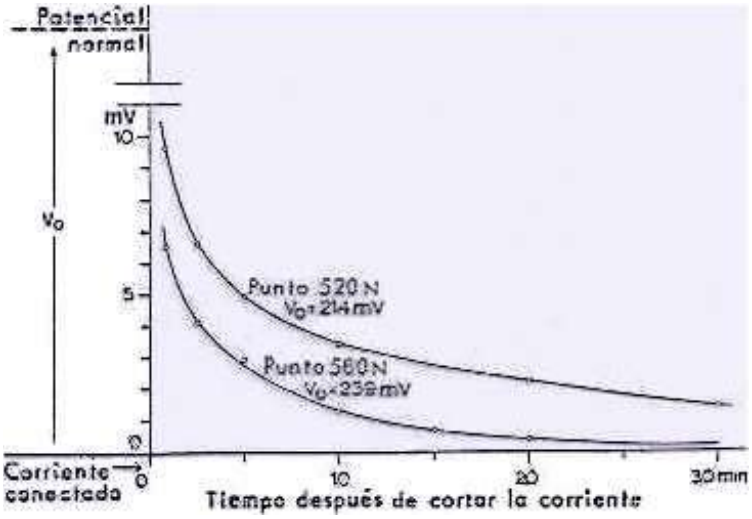
(en % midiendo mV_o en milivoltios)

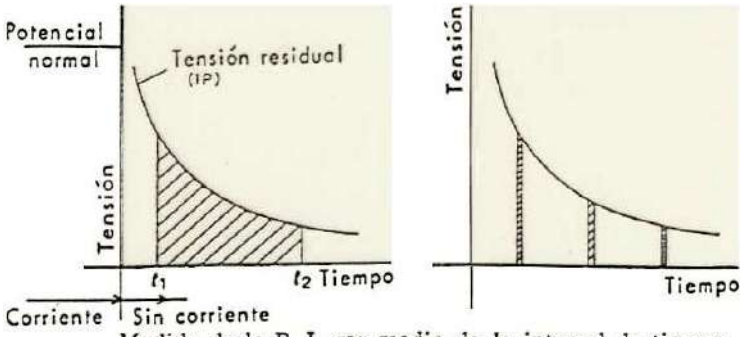
- Cargabilidad (*chargeability*, m)**:**
se registra la curva de descenso durante un cierto lapso y se calcula el área debajo de ella entre dos límites de tiempo, que se divide por el potencial normal V_o, con lo que se obtiene la medida de la integral de tiempo de la PI, según la expresión:

$$m = (1/V_o) \int_{t_1}^{t_2} V(t)\, dt$$

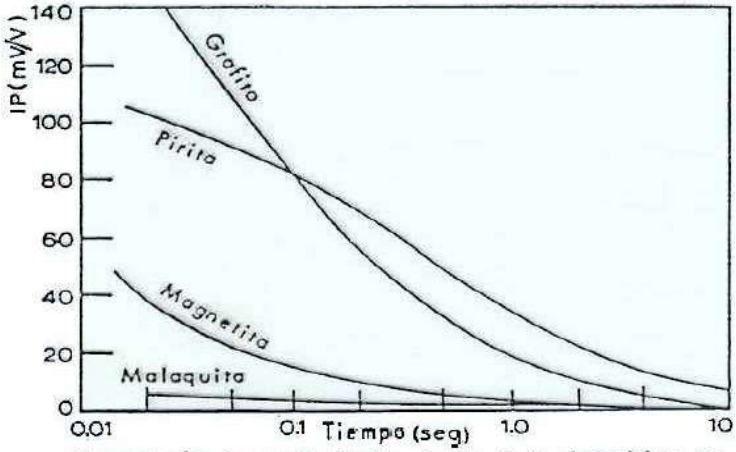
Alternativamente puede definírsela como la más simple relación:

$$m = (V_o - V_i) / V_o$$

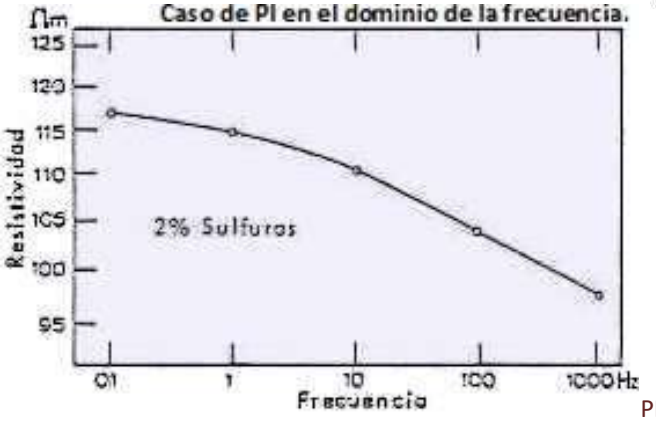




Medida de la P. I. por medio de la integral de tiempo.



Curvas de decrecimiento de la P. I. obtenidas en laboratorio, para minerales en matriz de andesita.



PI en ambos dominios; ver texto (figuras modific. de Parasnis, 1971)

En el Dominio de la Frecuencia

En esta modalidad se mide la variación de la resistividad aparente del terreno en función del cambio de frecuencia de la corriente aplicada (figura de la izquierda para una muestra que contiene 2% de sulfuros).

El pasaje del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia (y viceversa) puede hacerse matemáticamente mediante la **transformada de Laplace** (desarrollada por el ya citado matemático y astrónomo francés), análogamente a los datos de RMN de pozo (Tema 05). A diferencia de la transformada de Fourier, la integral inicia en cero y en la exponencial se tiene un número complejo.

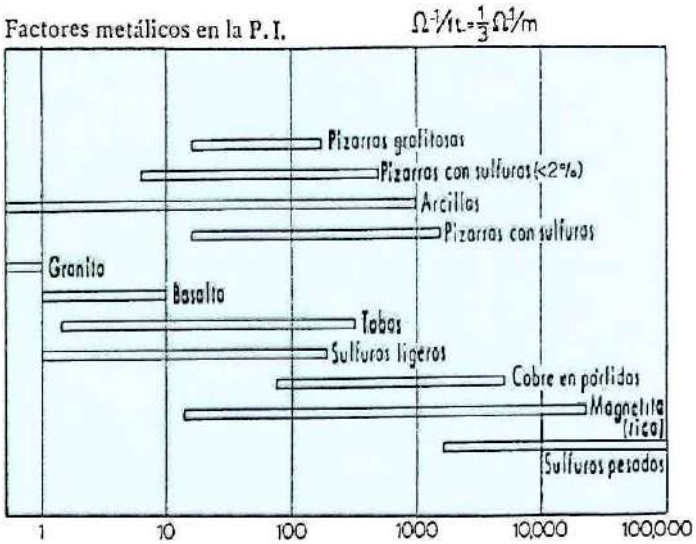
Su expresión analítica es: $F(r) = \int_0^{\infty} f(t)\, e^{-rt}\, dt$

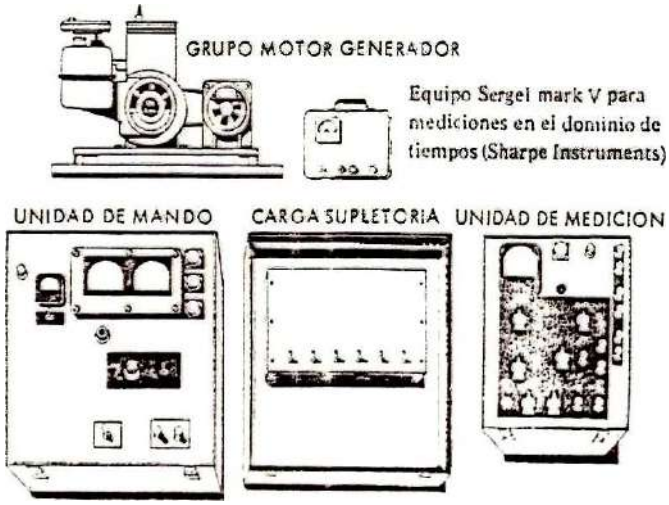
Se muta de magnitudes (en este caso voltajes) en función del tiempo a otras magnitudes (para este fin ahora resistividades) en función de una frecuencia angular compleja.
Aplicándola se puede mostrar la equivalencia de una resistencia **r** y un condensador en función de sus condiciones iniciales, por lo cual las anomalías de polarización inducida en los dominios de la frecuencia y del tiempo **t** son equivalentes.
En la práctica, en el dominio de la frecuencia se procede a determinar la resistividad a dos frecuencias, una de ellas muy baja y la otra más alta. Pueden medirse:

- Efecto de Frecuencia, e.f. (*frequency effect, f.e.*)**:** la resistividad de las rocas decrece al aumentar la frecuencia aplicada. La medida de la PI en función de la frecuencia se define como la diferencia entre la ρ con CC y con CA, dividido por la resistividad con CA, es decir: $\mathbf{e.f.} = (\rho_{CC} - \rho_{CA}) / \rho_{CA}$

En la prospección, dado que se trabaja con un alternador (o sea, sólo CA), la ρ_{CC} es en verdad una ρ_{CA} pero de sólo 0,1 Hz, que en la práctica equivale a una ρ_{CC}. La ρ_{CA} suele ser de unos 10 Hz.

- Factor Metálico, FM (*Metalic Factor, MF*): es un parámetro ideado para corregir la influencia de la resistividad de la roca de caja. Se define como el efecto de la frecuencia dividido por la ρ aparente en CC (en la práctica es una CA de 0,1 Hz) multiplicado por un factor numérico arbitrario para dar resultados no tan pequeños. La expresión matemática de esta magnitud es: $\mathbf{FM} = 2\pi.10^5 (\rho_{CC} - \rho_{CA}) / (\rho_{CC} \,.\, \rho_{CA})$

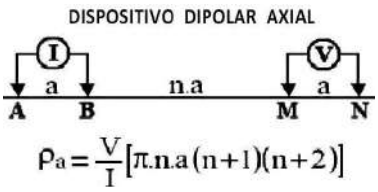


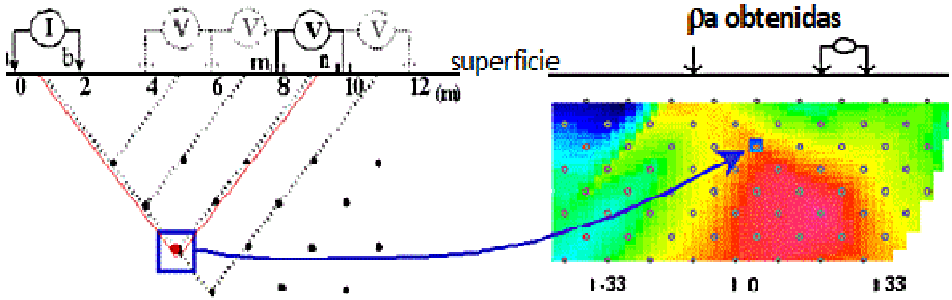


(figuras modificadas de Parasnis, 1971)

Puede graficarse la curva de ρ_a ***junto con la de*** η, **m, e.f. ó MF** ***para una calicata a profundidad constante*** (primer caso de la siguiente página). O bien, con varias separaciones interelectródicas, tener datos para generar una **pseudosección** ***de profundidades arbitrarias*** mediante la técnica de atribución que acá se ilustra, tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia.

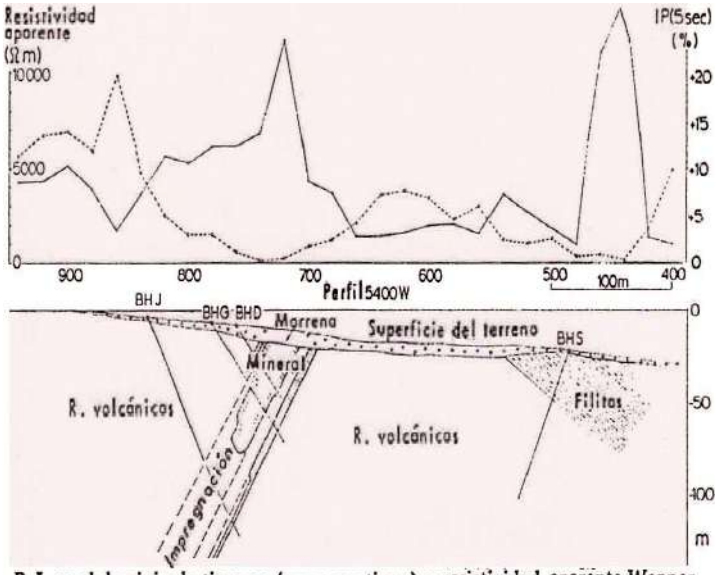
Esquema de adquisición y generación de una pseudosección.



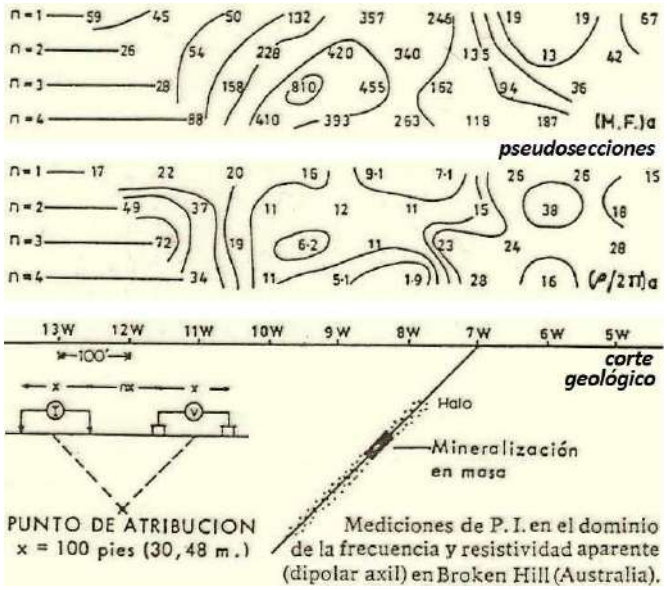


Aplicaciones convencionales de la polarización inducida

Son muchas las aplicaciones, incluyendo las referidas a ***hidrogeología, medioambiente, ingeniería civil*** y ***arqueología***. ***Es muy usada para mineralizaciones metalíferas, sobre todo para sulfuros diseminados (caso de los yacimientos de cobre y oro porfírico), pero también si son masivos con dispositivos por gradiente. Si en cambio se requiere prospectar filones subverticales, dan mejores resultados los arreglos dipolares.*** Modernos dispositivos multicanal permiten optimizar la adquisición, incluso 3D.

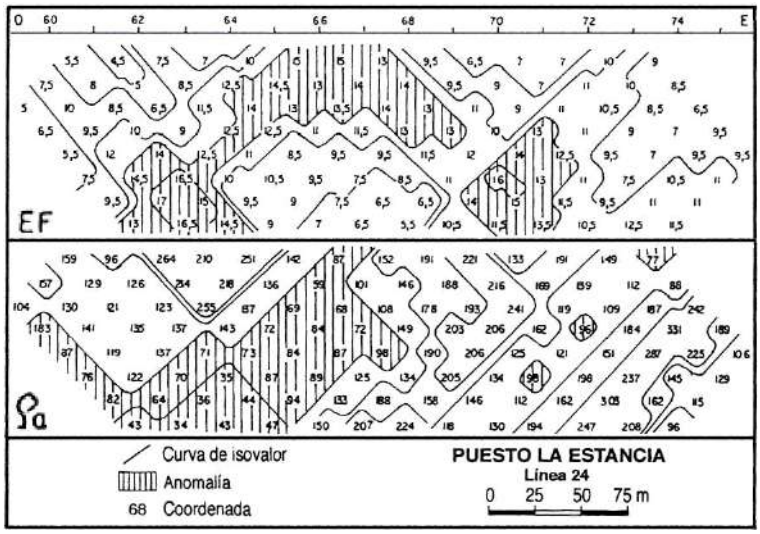


P. I. en el dominio de tiempos (curva continua) y resistividad aparente Wenner (curva de trazos) sobre el yacimiento de sulfuros de Kankberg, Suecia.

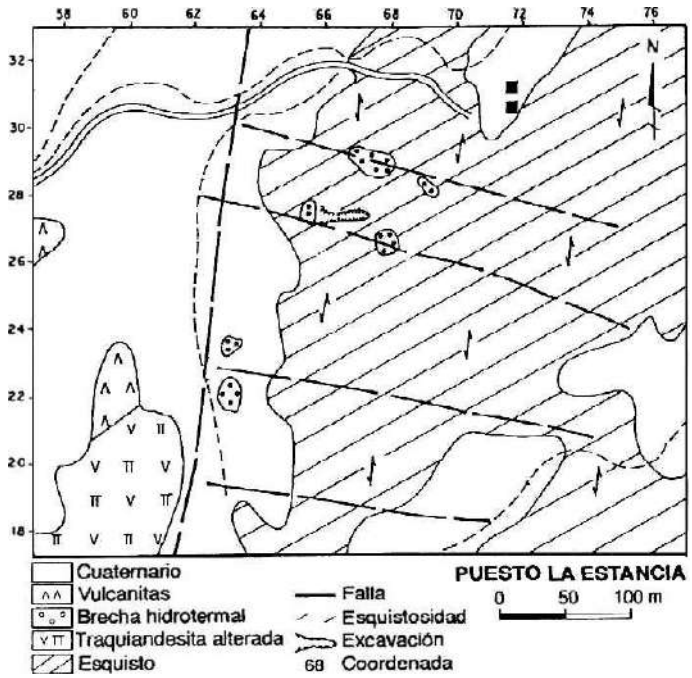


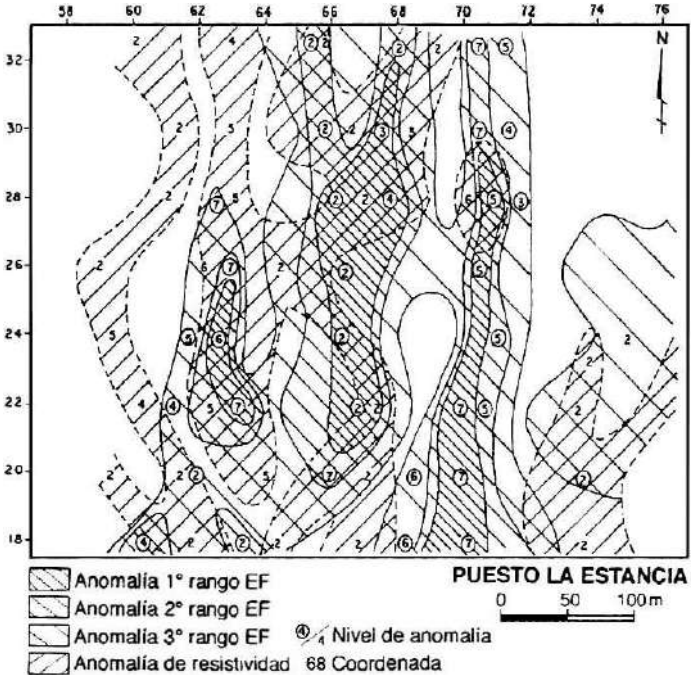
(figuras modificadas de Parsnis, 1971)

Aquí se presentan tres casos de aplicación minera. En todos ellos puede apreciarse la correspondencia inversa que generalmente se verifica entre la resistividad aparente y el parámetro de polarización inducida elegido (dominio temporal el primero, de frecuencias los otros dos), cotejo que es muy útil a los fines interpretativos. Son tres secciones y abajo dos mapas. El caso de San Luis se registró con un arreglo dipolar en un distrito minero con sulfuros diseminados que contienen una mineralización polimetálica, también oro, en brechas epitermales alojadas en esquistos, piroclastitas y rocas volcánicas.

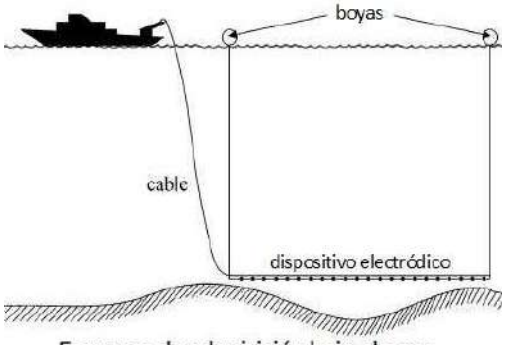


PI en La Carolina, San Luis (modificado de Carotti, 1993)





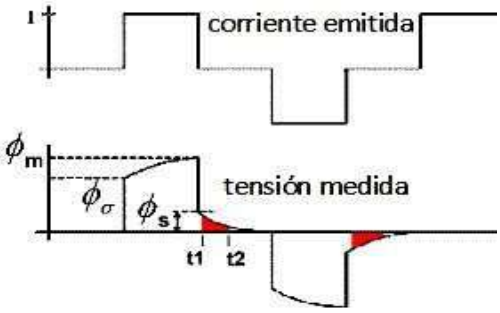
La prospección también es posible desde lanchas o gomones arrastrando el arreglo electródico por el lecho de un río, lago o mar (esquema adyacente, como en inyección de corriente, Tema 07), aunque se trata de un ámbito poco habitual para la adquisición de la PI.



Esquema de adquisición bajo el agua

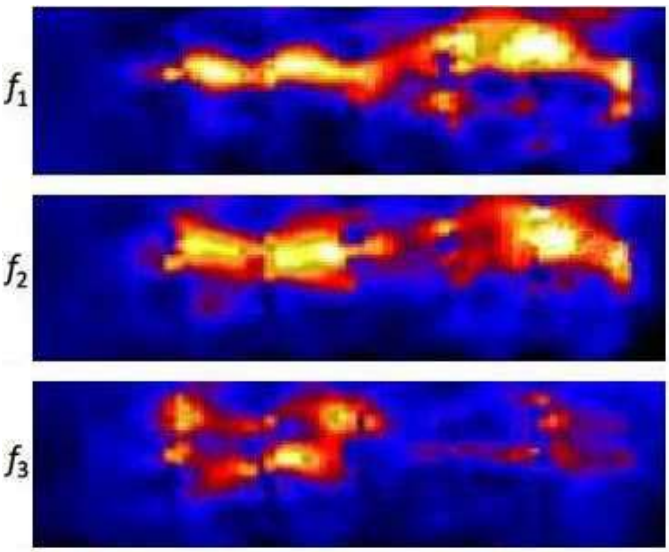
P I Espectral (*Spectral Induced Polarization, SIP*)

Fue así bautizada por el canadiense **James Wait**, uno de sus precursores, y mide la variación de resistividad con distintas frecuencias (que van desde kHz a MHz). ***Puede registrarse directamente en el dominio de las frecuencias, o bien medir en el dominio del tiempo y luego pasar los datos a frecuencias mediante la transformada de Laplace. Se cuantifican dos variables, la amplitud (también llamada resistividad) y la fase***, tal como se hace en el método magnetotelúrico (MT), aunque aquí con una metodología un tanto diferente, pudiéndose además separar componentes reales e imaginarias (desfasadas 90°, es decir en cuadratura temporal). A la derecha procedimiento habitual consistente en aplicar sucesivas corrientes de cierta intensidad y signo inverso y registrar las resultantes curvas de decrecimiento durante los tiempos de espera intermedios, con identificación de magnitudes de fase ϕ e intervalos temporales **t**.

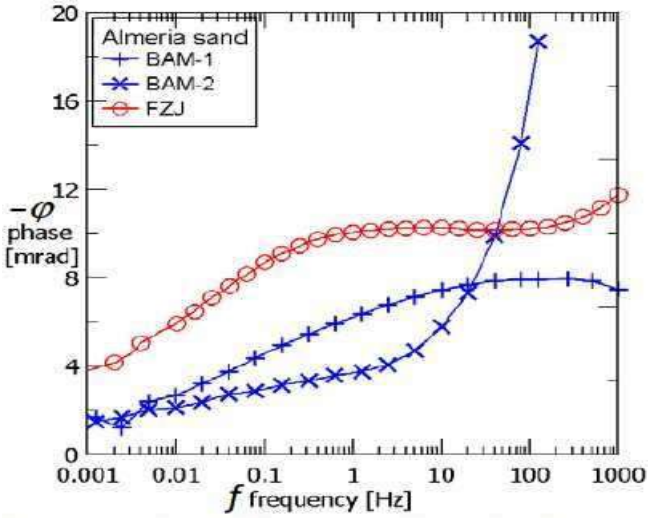


Emisión y recepción para la PI espectral.

Abajo se ve una misma pseudosección o tomografía adquirida (y procesada) con distintas frecuencias: ***la polarización inducida aumenta con la frecuencia, pero la proporción con que sucede depende de los minerales y fluidos del subsuelo***. A la derecha se ilustra el espectro de fase (milirradianes) versus frecuencia (hercios) en arenas de distinta compactación de un acuífero de Almería, vecino a la costa mediterránea andaluza. En SEV con inyección de corriente se presenta un caso de esta misma área (pág.163).

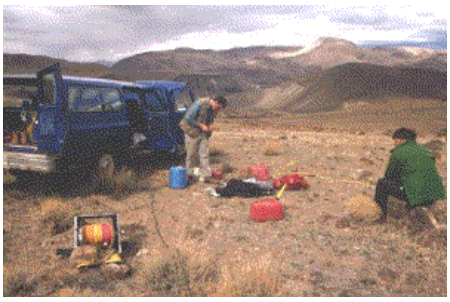


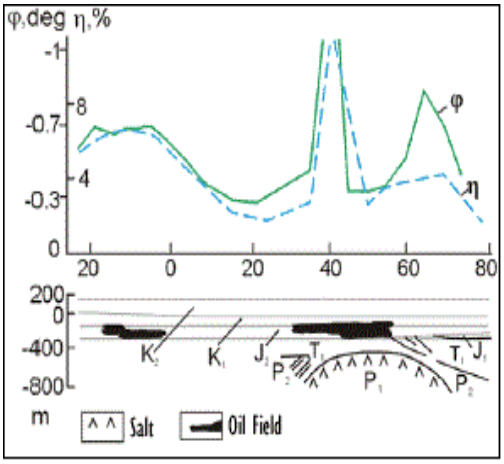
Tomografía, variación espacio-espectral. Almería, España.
(figuras modificadas de Kemna *et al.*, 2012)

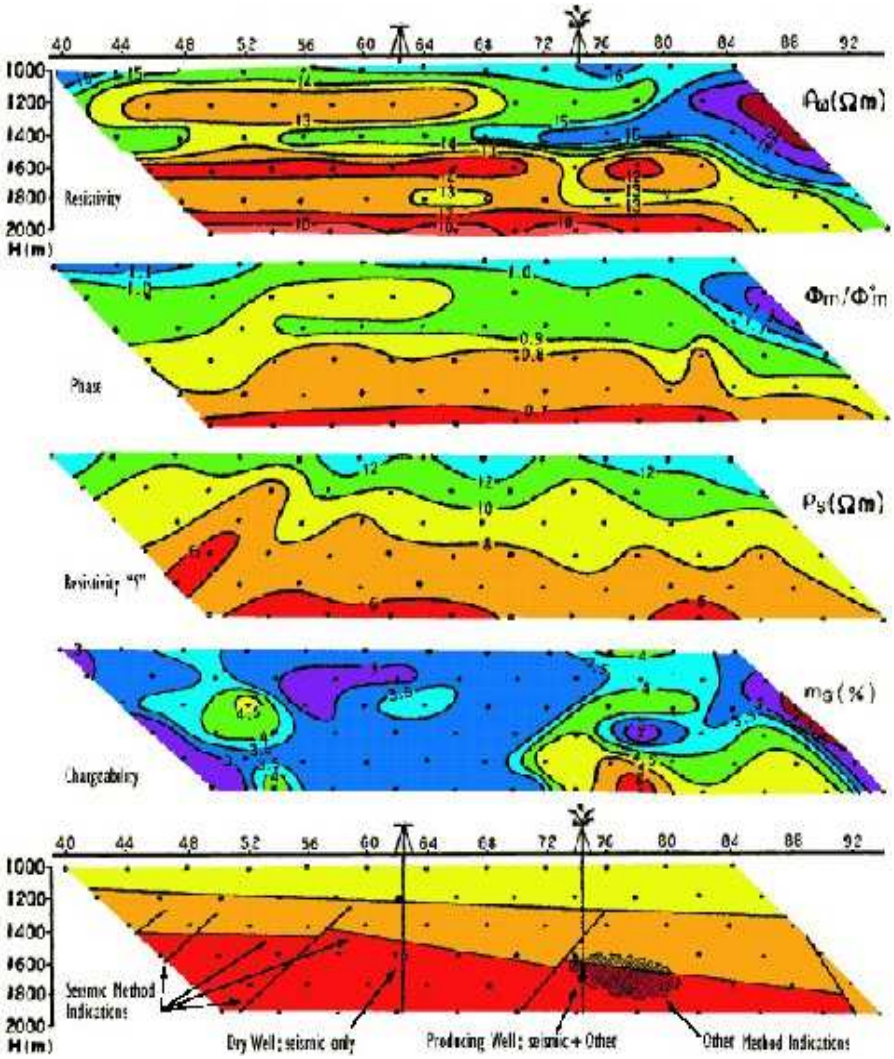


Espectro de polarización inducida de una arena en un acuífero. FZJ: muestra muy compactada
BAM-1: muestra poco compactada
BAM-2: muestra suelta, no optimizada

La PI espectral puede ser útil para definir parámetros de emplazamientos geológicos polarizables. Sirve en la ***discriminación de grafito y arcilla de las mineralizaciones sulfurosas de interés metalífero***, a veces da información sobre el ***hábito de ciertos minerales***, otras veces sobre ***salinidad*** o ***saturación de fluidos***, o ***aspectos geoquímicos o medioambientales***, y es útil en la ***identificación de hidrocarburos***, tanto gas como petróleo por su contraste resistivo. En algunos casos se ha conseguido una importante profundidad de investigación para inferir la presencia de reservorios, siempre que éstos no tengan poco espesor, tal como se ilustra en las figuras de la página siguiente.





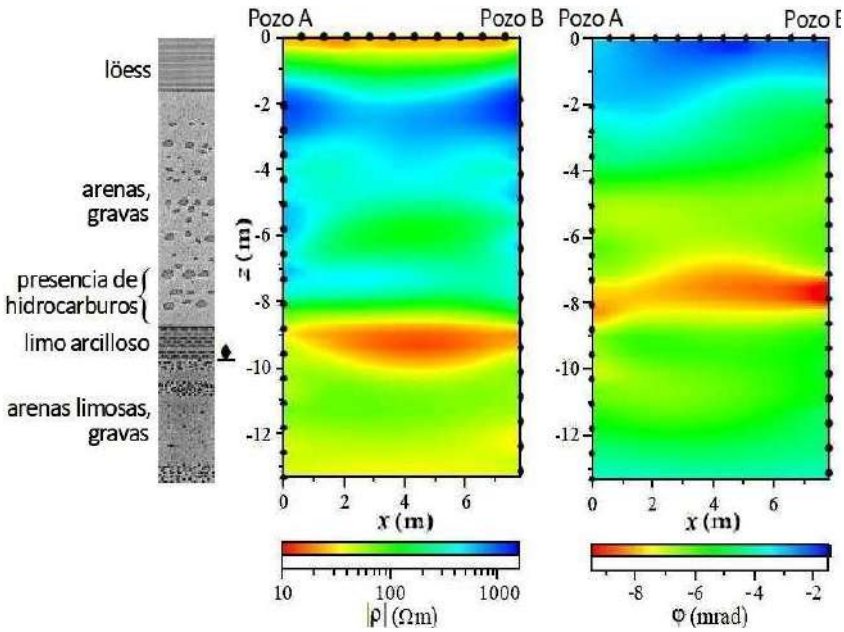


Arriba, foto del trabajo en el campo y ejemplo de prospección por PI en el dominio del tiempo, más PI espectral. Derecha, en China, PI en el dominio de la frecuencia más espectral; en rojo menores **ρ** y mayores **m** y ϕre/ϕim. (figuras de Phoenix Geophysics)

Otras variantes de la PI

En 1970 el canadiense **Harold Seigel** propuso ***medir el campo magnético en simultáneo con la PI***, dando lugar a la variante PIM (o en inglés *MIP*) que ha resultado útil en casos de mineralizaciones por debajo de formaciones de alta conductividad, particularmente bajo rocas que contienen aguas muy saladas, como ocurre en Australia y otros países.

Asimismo, se ha recurrido a la aplicación de PI ocasionalmente en **perfiles de pozos**, ya desde las primeras experiencias hechas por el ruso **V. N. Dakhnov** en 1959, tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia y en años recientes en su variante espectral, incluso entre pozos que pueden ser profundos o muy someros, como el siguiente caso de evaluación de una contaminación sub-superficial con hidrocarburos.



Registro de polarización inducida entre dos pocitos superficiales; se identifica un sector con presencia de hidrocarburos en los sedimentos (modificado de agiusa.com)

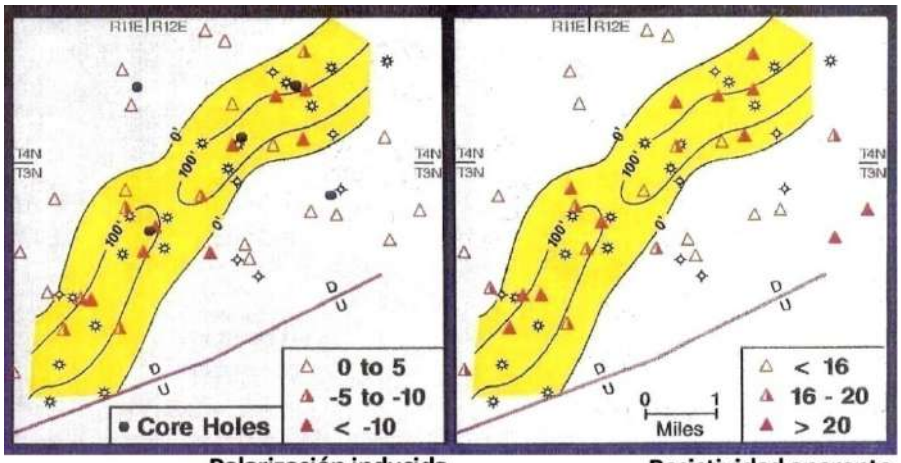
MÉTODOS GEOELÉCTRICOS Y GEOQUÍMICA

En no pocas regiones los métodos geoeléctricos resultan ser sensibles a las características geoquímicas de los terrenos, constituyendo así una muy útil herramienta prospectiva.

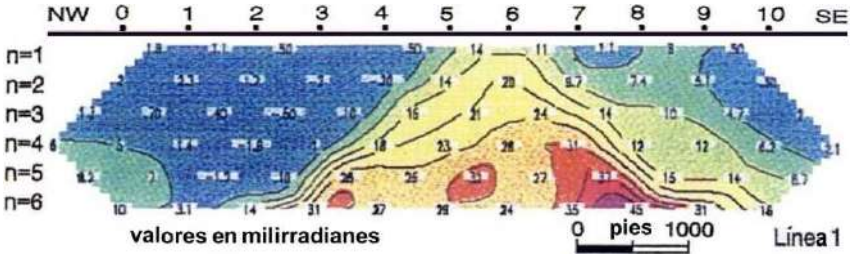
De especial interés son los resultados de la ***geoeléctrica como complemento del mapeo de la alteración geoquímica de los suelos causada por la presencia de hidrocarburos*** y de los compuestos químicos asociados sobre sus áreas de entrampamiento, ***por ejemplo por la presencia de pirita, como también de magnetita y de otros varios semiconductores generados como subproducto de la dieta de las bacterias que se nutren de petróleo y así lo biodegradan.*** En 1954 el ruso **A. A. Kartsev** y colaboradores fueron pioneros en estudiar esto. Véase también Price, 1985.

Arriba se ilustra un ejemplo de los Estados Unidos, donde se compara el mapeo isopáquico de un reservorio profundo con las respuestas someras entregadas por la polarización inducida y la resistividad aparente. Debajo de él se reproduce una calicata que fue registrada sobre otra área petrolífera estadounidense cuyas anomalías corresponden también al escape de hidrocarburos desde trampas profundas.

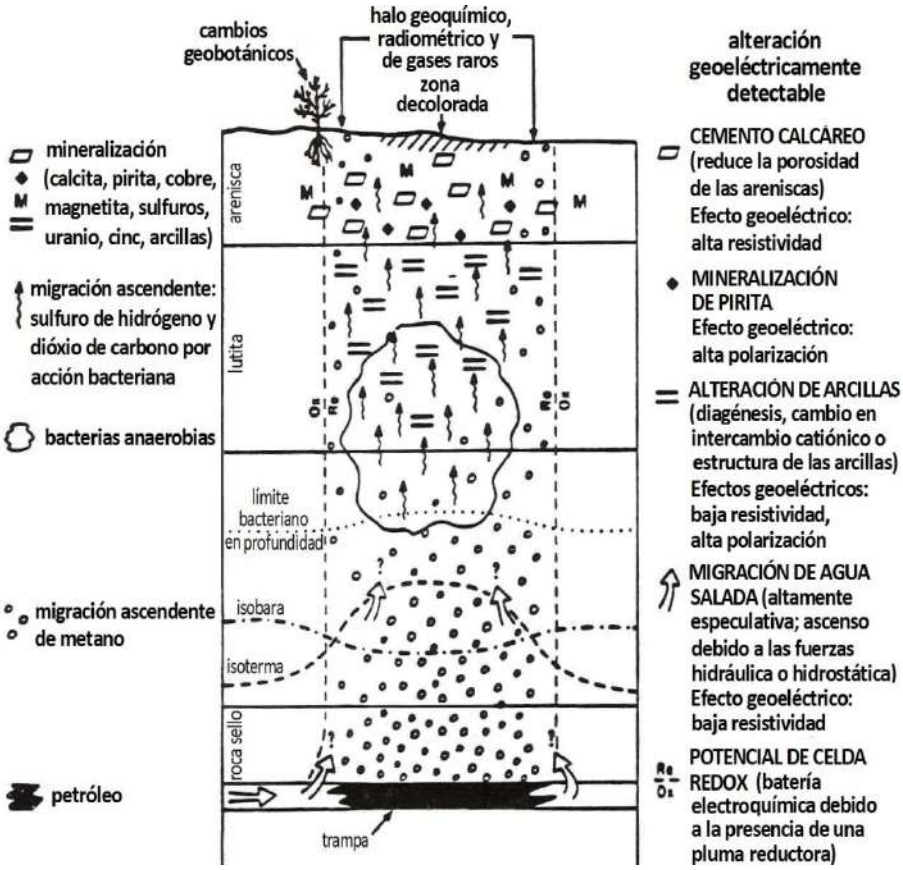
En el esquema general de la derecha se resumen las posibles aplicaciones de los diversos métodos geoeléctricos que se orientan a localizar zonas con



Los hidrocarburos que manaron desde un paleocanal de areniscas del Pensilvaniano han producido la formación de pirita autigénica y calcita en niveles subsuperficiales. Esta mineralización causa marcadas anomalías eléctricas. Véase la buena correspondencia entre los datos geoeléctricos (triángulos) y los sectores más productivos desde el subsuelo (mapa isopáquico del reservorio en amarillo). Yacimiento de gas Ashland, cuenca de Arkoma, U.S.A. (modificado de Oehler & Sternberg, 1984)



Condado de Garza, Texas; pseudosección de PI representada con valores de fase ϕ cuyos máximos, en colores cálidos, denuncian alteraciones geoquímicas cuyo tope está a unos 230 m bajo la superficie, causadas por micromanaderos de hidrocarburos desde un yacimiento profundo de la cuenca Midland (modificado de Carlson & Zonge, 1996)



(modificado de Hughes *et al.*, 1986)

potenciales manaderos de hidrocarburos a partir de los múltiples efectos geoquímicos que pueden producirse a poca profundidad a raíz de tales microfugas.
Se trata, claro, de fugas de información sensible para los sabuesos del petróleo.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Cuáles son las dos causas del fenómeno de polarización inducida?
- ¿Cómo opera el método en el dominio del tiempo y qué se mide?
- ¿En qué se fundamenta el dominio de la frecuencia y cómo se hacen las mediciones?
- ¿Cómo se adquieren y representan usualmente los datos de campo?
- ¿Qué ventaja tiene registrar PI espectral?
- Mencionar otras variantes prospectivas con polarización inducida.
- ¿Qué aplicaciones tiene el método de PI?
- Comentar la vinculación entre geoeléctrica y geoquímica.

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 308-309). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 422-429). Librería de Ciencia e Industria.
- Carotti, M., 1993. Polarización inducida en el distrito de La Carolina, San Luis, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino. Actas, V 1 (p 248-254).
- Carlson, N. & Zonge, K., 1996. Induced polarization effects associated with hydrocarbon accumulations: minimation and evaluation of cultural influences. En Hydrocarbon migration and its near-surface expression (p 127-138). Schumacher, D. & Abrams, M. Eds, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 66.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 601-622). McGraw-Hill.
- Hughes, L., Zonge, K. & Carlson, N., 1986. The application of electrical techniques in mapping hydrocarbon-related alteration (p 5–26). En Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas, symposium IV. Davidson, M. Ed., Southern Methodist University Press.
- Kartsev, A., Mogilevsky, G., Subbota , M. & Tabasaranskii, Z., 1954. Геохимические методы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений (429 p) (*Geochemical methods of prospecting and exploration for petroleum and natural gas*). Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы (*State Scientific and Technical Publishing House of Oil, Mining and Fuel Literature).*
- Kemna, A., Binley, A., Cassiani, G., Niederleithinger, E., Revil, A., Slater, L., Williams, K., Flores Orozco, A., Haegel, F., Hoerdt, A., Kruschwitz, S., Leroux, V., Titov, K. & Zimmermann, E., 2012. An overview of the spectral induced polarization method for near-surface applications. Near Surface Geophysics, V.10 Nº6 (p 453-468).
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 217-219). Cambridge University Press.
- Oehler, D. & Sternberg, B., 1984. Seepage-induced anomalies, “false” anomalies and implications for electrical prospecting. A.A.P.G. Bulletin, V.68 N°9 (p 1121–1145).
- Orellana, E., 1972. Prospección geoeléctrica en corriente continua (p 79-88). Editorial Paraninfo.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 206-225). Editorial Paraninfo.
- Price, L., 1985. A Critical overview of and proposed working model for hydrocarbon microseepage. United States Geological Survey, Open-File Report 85-271 (83 p).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 478-484). John Wiley & Sons.
- Serson, P., 1973. Instrumentation for induction studies on land. Physics of the Earth and Planetary Interior, V.7 N°3 (p 313-322).
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 702-735). Cambridge University Press.
- Veeken, P., Legeydo, P., Davidenko, Y., Kudryavceva, E., Ivanov, S. & Chuvaev, A., 2009. Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration. Geophysics, V.74 Nº2 (12 p).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"Αἰσθάνομαι πρᾶγμες περὶ ἡμεῖς ἀριστεύω τακτικός προς αἰσθάνομαι πρᾶγμες εἰμὶ πέραν"

["Comprender las cosas que nos rodean es la mejor preparación para comprender las cosas que hay más allá"]

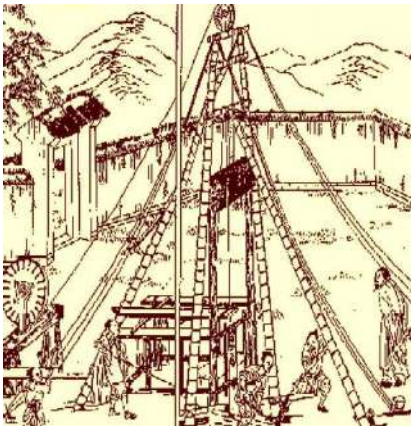
Hipatia de Alejandría (*circa* 400)

PERFILAJE GEOELÉCTRICO DE POZO

Amanecer en un pozo exploratorio.

Egipto era colonia romana cuando nació Hipatia, alrededor del 355 d.C. en Alejandría, ciudad portuaria que había fundado siete siglos antes (en 331 a.C.) el invasor macedonio Alejandro Magno (Μέγας Αλέξανδρος, megas y *magnus* significan el más grande) tras haber expulsado a los opresivos invasores persas. Allí mismo, entre tantos grandes sabios, **Eratósthenes de Cirene** había hecho sus pioneros cálculos geodésicos, cuando la ciudad del monumental faro llevaba unos cien años desde su fundación y todavía era colonia griega.

Hipatia de Alejandría fue la mayor sabia y docente de su tiempo, hizo cartografía astronómica, pergeñó aparatos de laboratorio y, como Eratósthenes, también llegó a ser directora de la famosa biblioteca. Pero le tocó vivir en una época más difícil, cuando de la grandiosa institución fundada por el rey macedonio Ptolomeo I Sóter (museo, zoológico, laboratorio, jardines) sólo quedaba una fracción de los quizá 200.000 rollos de papiros y pergaminos que había llegado a acopiar, escritos en griego, latín, persa, hebreo, sánscrito, etc. Funcionaba en lo que en origen había sido la biblioteca hija, separada de la principal ya destruida, en el templo consagrado a Serapis (dios sincrético greco-egipcio). Los emperadores Aureliano en 273 y Diocleciano en 297 habían promovido asesinatos, saqueo y destrucción en Alejandría. Y, para colmo de males, en 365 un potente terremoto produjo cerca de 50.000 muertos y grandes daños, aunque sobrevivió el gran faro, maravilla del mundo antiguo –hasta que otro terremoto mayor lo hizo caer bajo las olas en 1303–. Además, como parte de ese siniestro combo histórico, en 391 el emperador Teodosio el Grande decidió que el cristianismo ya adoptado por Constantino fuese la religión oficial del Imperio romano y mandó arrasar los templos paganos y acallar a sus cultores. Fue así que el año 416 una turba impune –tipo barras del fútbol argento, aunque quizá sin los negocios ilegales que éstos manejan en connivencia con jefes de club y gobierno– que en verdad eran hinchas y beneficiarios del obispo Cirilo, asaltaron la biblioteca, destruyéndola en parte, y asesinaron a Hipatia, quien había tenido la poco feliz idea de negarse a convertirse al cristianismo. La arrastraron muerta por la ciudad, la descuartizaron e incineraron –cosa que afortunadamente los barras aún no han hecho a nadie que no guste de sus colores–. Fanático proviene del latín *fanum* (templo)…

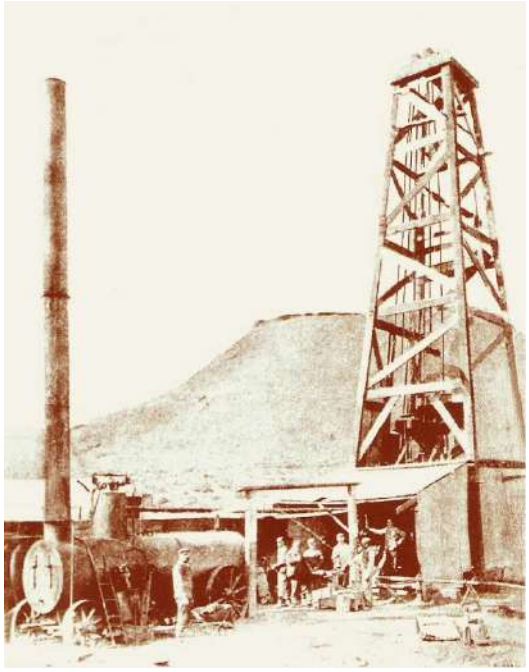


Perforación en la antigua China (boceto de salt.org.il)

Cuando en 642 el califa Umar ibn al-Jattab ordenó asaltar Alejandría –durante su islamización de Egipto a sangre y fuego– fue consultado por lo que todavía quedaba de la biblioteca y respondió por escrito (en árabe, obvio): "*Si los libros contienen la misma doctrina del Corán, no sirven para nada porque repiten; si los libros no están de acuerdo con la doctrina del Corán, no tiene caso conservarlos*". Argumentadamente resolutivo el califa… Tras lo cual la llama religiosa consumió todo raciocinio. Como aún hoy en ciertos enclaves fundamentalistas.

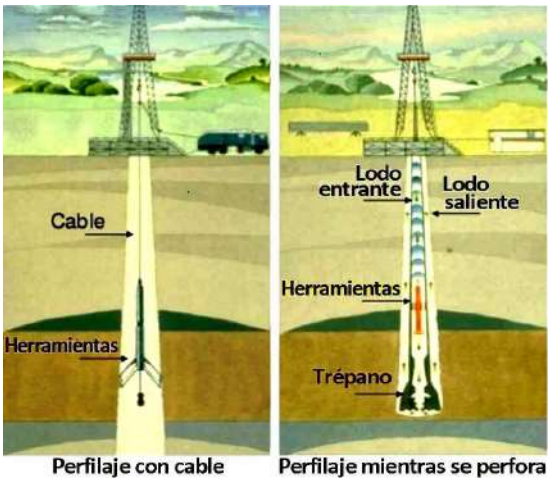
POZOS DE ANTAÑO

Hipatia no escribió sobre pozos petroleros porque en Egipto no los había en su tiempo. Donde ya los había era en China, más precisamente en la occidental provincia de Sichuan (alta cuenca del río Yangtsé), que horadaban con trépanos percutores desde un aparejo de caña bambú. Venían perforando hasta pocas decenas de metros desde hacía siglos, en esos años se cree había algún pozo de 200 m y llegaron a 1.000 m en 1835. Quemaban petróleo para evaporar la salmuera y obtener sal. Pero también transportaban gas mediante ductos de bambú para iluminar, cocinar y calefaccionar viviendas, y el alquitrán se usaba para engrasar ejes y calafatear barcos.
Los hidrocarburos también fueron aprovechados en la Edad Media en Japón, Azerbaiyán, Persia y otras naciones; incluso para pavimentar las calles de Bagdad en el siglo VIII. (Recordemos que el petróleo está formado por compuestos de carbono e hidrógeno, mayormente parafinas, naftenos y aromáticos, con pequeñas proporciones de derivados hidrocarbonados de oxígeno, azufre y nitrógeno. En tanto que el gas natural es en promedio un 88% metano, 8% etano y luego propano, butano, etc., incluso helio).
También mediante percusión fueron perforados en Pensylvania en 1859 los sólo 21 m del pozo de Oil Creek, bajo las órdenes de **Edwin Drake,** que significó el primer descubrimiento comercial moderno.
En Argentina los primeros antecedentes datan de 1865 cuando la Compañía Jujeña del Kerosene fue habilitada para extraer y fabricar ese combustible a partir de los asfaltos jujeños, lo cual sucedió sólo 50 días después de que a otro interesado se le rechazara la solicitud de hacer lo mismo… (ya por entonces nuestros políticos eran inmoralmente discrecionales). La empresa comenzó con 3.000 acciones cotizadas a 25 pesos bolivianos cada una –recuérdese que el Alto Perú había sido parte del Virreinato rioplatense y a esta fecha todavía había fuertes vínculos entre el noroeste argentino y Bolivia–. Las extracciones de ésta y otras pequeñas compañías años más tarde se hicieron desde pozos muy rudimentarios y someros (hasta 30 metros) en laguna La Brea y otros sitios; produjeron hidrocarburos pero no tuvieron éxito económico.
En Mendoza la historia comenzó en 1877 con una muy superficial excavación para extraer asfalto y continuó en 1886 con la Compañía Mendocina de Petróleo que perforó cuatro pozos en la localidad de Cacheuta, tres de los cuales fueron productivos, más un quinto surgente en 1888, y otros en años posteriores con profundidad máxima de 280 metros.
En el Golfo San Jorge se hizo el primer intento en 1903 en medio del caserío de Comodoro Rivadavia y ese pozo N°1 alcanzó los 175 metros, abortando por la rotura de un engranaje. Luego, el 13 de diciembre de 1907, aconteció el conocido hallazgo en el pozo N°2 de Km 3 (donde hoy está el Museo del Petróleo), dirigido inicialmente por el ingeniero **Martín Hermitte**, con surgencia desde los 545 metros (miembro inferior o Glauconítico de la formación Salamanca, límite Cretácico-Terciario, de origen marino).
En el extremo norte de Salta, también en 1907, cuatro pozos fueron perforados con profundidad de entre 39 y 188 metros, y se hallaron hidrocarburos en la Quebrada de Galarza.
En la cuenca Neuquina el primer hallazgo ocurrió en Plaza Huincul en 1918 a 603 metros de profundidad.


Pozo N°2, descubridor en Comodoro Rivadavia (foto Museo del Petróleo)

Yacimientos Petrolíferos Fiscales fue fundada en 1922 al final de la presidencia del radical Hipólito Yrigoyen –mendazmente difamado por la prensa dominante, siempre perteneciente a familias ricas, y derrocado como otros presidentes que buscaron un país con menos privilegios para los potentados y mayor dignidad para las mayorías–. Meses después Y.P.F. quedó bajo la dirección del general e ingeniero **Enrique Mosconi**. Su creación había sido promovida años antes por **Luis Huergo** (el primer ingeniero argentino, hombre prolífico y con visión federal, cuyo proyecto de puerto de Buenos Aires fue rechazado para dárselo al menos eficiente plan de Eduardo Madero, sobrino del vicepresidente durante el primer mandato de Julio A. Roca).
En la cuenca Austral o de Magallanes el primer descubrimiento comercial, después de muchos intentos, ocurrió en 1945 en el extremo norte de Tierra del Fuego, en territorio chileno.
En 1989 en la península de Kola, norte de la Rusia europea, tras varios años de perforación rotativa se alcanzó la marca de 12.262 m de profundidad en un pozo de investigación de la corteza terrestre.

Un pozo es un buen lugar donde aplicar la máxima de Hipatia, ya que puede obtenerse mucho conocimiento en un punto de la geografía (***x***, ***y***) con todo el detalle que permita la tecnología –y el presupuesto autorizado por la gerencia– a lo largo del eje ***z***, incluso con alguna componente en ***x*** o ***y*** si la perforación fuese dirigida. Y entonces luego podrá extrapolarse más allá para avanzar en la exploración o el desarrollo minero.
Desde esta perspectiva, abordaremos las aplicaciones geoeléctricas con cable en pozos (*wireline*), de carácter específico e interrelacionadas. Constituyen servicios geofísicos casi siempre solicitados para la exploración y explotación de hidrocarburos, aunque también, en menor proporción, como herramientas auxiliares en la búsqueda de aguas subterráneas, minería metalífera y otras, geotermia e investigación cortical.



Esquemas de perfilaje:
- Convencional, *wireline*, con cable tras la perforación.
- Especial, *logging while drilling*, durante la perforación.
(modificado de Bassiouni, 1994)

Operador del malacate en el camión de perfilaje.
(foto Century WL Services)

PERFILES DEL SUBMUNDO

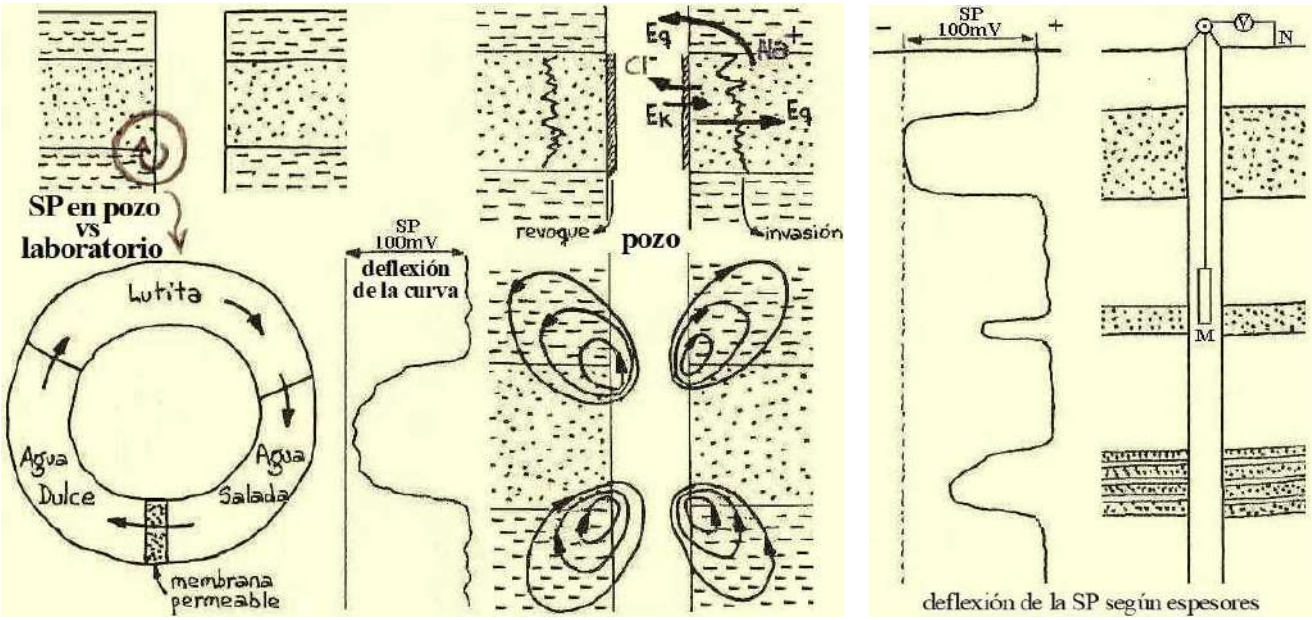
El pozo se dice "abierto" (*open hole*) cuando no tiene el revestimiento, entubamiento o encamisado (*casing*) de acero que se instala una vez finalizado de perforar todo o al menos un tramo muy largo del mismo. El pozo se entuba (con caños que se van enroscando entre sí) para luego hacer ensayos de producción si los datos del perfilaje y otros (muestreo de recortes de roca, parámetros de perforación, etc.) indican que hay buena probabilidad de que sea productivo. En el mínimo espacio anular restante entre el caño de revestimiento y la roca se inyecta cemento muy fluido y el pozo queda así "entubado" (*cased hole*) y cementado. Si se decidiera seguir perforando debajo del zapato (*shoe*), que es la base del encamisado, entonces habría que hacerlo con menor diámetro de trépano que el empleado en el tramo suprastante. Además lo que siempre se hace en pozos petroleros es perforar un primer tramo de pocos cientos de metros para entubarlo mediante la denominada "cañería guía" (*liner*). Ésta también es cementada para así dar estabilidad a ese primer tramo de sedimentos en general poco compactos (fácilmente desmoronables) y adicionalmente proteger los acuíferos dulces de la contaminación por fluidos de perforación o por ascenso de aguas formacionales salobres desde reservorios acuíferos más profundos, algo que en el pasado solía descuidarse. Véase la evaluación referida en el Tema 08 (pág.183) mediante electromagnetismo en Texas.
Siempre se perfila un pozo, o un tramo del mismo, luego de haberlo perforado y antes de haberlo revestido. Se realizan perfiles con el encamisado ya puesto si por algún problema el perfilaje no se pudo hacer antes o salió mal, por ejemplo por grandes cavernas en las paredes o inestabilidad de las mismas. Y en cambio se realizan mientras se perfora en caso de ser necesarios los datos durante la perforación, para tomar decisiones sobre la marcha (como ensayar una capa a pozo abierto, cambiar el tipo de lodo antes de un intervalo estratigráfico sobrepresionado o entubar el tramo, entre otras). En tal caso se opera con un ensamble de herramientas (*tools*) adaptadas a ir sobre el trépano y el conjunto de fondo, quedando por encima el resto de la sarta de perforación (los *tubings* enroscados entre sí, de 9 metros de largo cada uno). Y la data llega al camión mediante pulsos electromagnéticos que viajan por el lodo o por el metal de la sarta. La calidad nunca es tan buena como en el perfilaje convencional, pero tenerla en tiempo real puede ser críticamente ventajoso.
En el caso más habitual de perfilar una vez retirada toda la sarta del pozo, la o las herramientas (ensambladas entre sí) se conectan al cable eléctrico para poder bajarlas dentro del hueco hasta la maxima profundidad prestablecida y luego registrar mientras se las sube a velocidad apropiada. La mayoría de los cables utilizados a pozo abierto están compuestos de 7 conductores de cobre aislados, mientras que los más recientes incluyen conductores de fibra de vidrio en el centro y 6 conductores de cobre. El cable se recubre con un armazón de acero para brindarle más fuerza a fin de soportar adecuadamente el peso de la herramienta y poder traccionarla en el caso de que se atore dentro del pozo. Perderla podría significar una costosa operación de pesca.

La información que llega al camión de perfilaje (por el cable que se desenrolla desde el malacate –*winch*– en su parte posterior) es grabada y procesada en computadora y se grafica en pantalla, así como en impresiones continuas en papel o película transparente para hacer las primeras evaluaciones rápidas en boca de pozo. La reproducción de la información y su transmisión eficiente hasta las unidades de cómputo mayores u oficinas lejanas donde se requiera una primera visualización es hoy possible por los grandes avances en materia de telecomunicaciones. Así es posible tener los resultados y tomar decisiones en un tiempo mucho menor. Antiguamente las decisiones eran tomadas necesariamente en boca de pozo o alternativaente se debía esperar el viaje de ida y vuelta de los carretes de cinta u otros soportes digitales hasta la central de operaciones de servicios –y eventualmente de la compañia operadora–, incrementando los costos a causa del mayor tiempo de equipo ocioso. Recuérdese siempre que "*time is money*", y no precisamente poca en este ámbito frenético.
Pozo viene del latín tardío *putium* (a su vez del latín temprano *puteus*), acaso porque siempre los pozos hicieron putear bastante… (si bien la etimología de putear es otra). En inglés es *borehole* (*bore*, taladrar –o aburrir…– y *hole*, hueco) o *well* (manantial) aunque esté mal hecho.

POTENCIAL ESPONTÁNEO (PE o *SP*)

El *SP* (*Spontaneous* o *Self Potential*) constituye una de las más antiguas herramientas de perfilaje (pergeñado por **Henri Doll** y **Gilbert Deschâtre** en 1931 en Francia) y consiste sólo de un electrodo de tensión móvil dentro del pozo y otro fijo en superficie (figura derecha), más el correspondiente milivoltímetro para medir dichas diferencias de potencial. El origen del fenómeno del potencial espontáneo en pozos fue estudiado en 1943 en Estados Unidos por **W. Mounce** y **W. Rust** usando un recipiente anular con arcilla, agua dulce, una membrana permeable y agua salada (figura izquierda).

(figuras modificadas de Geofísica Exploración Y.P.F.)



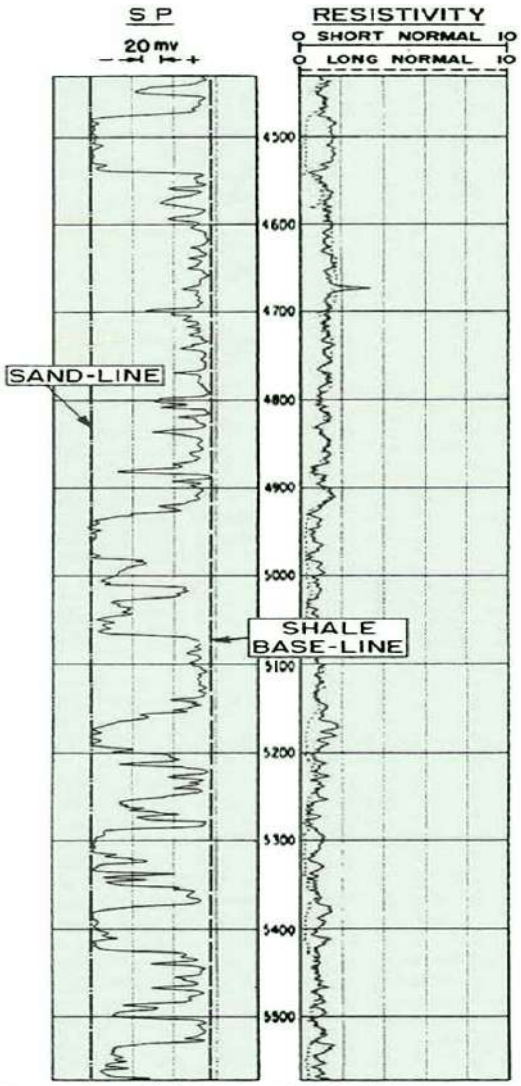
Vieron que, en analogía a un pozo, pasa corriente del agua dulce a la arcilla y de ésta al agua salada: en sentido contrario viajan los cationes Na^+ a través de la arcilla a causa de las cargas negativas acumuladas sobre su estructura laminar (potencial de membrana), no pudiendo ser atravesada por los aniones Cl^- debido a su signo. A su vez, pasa corriente del agua salada a la dulce a través de la membrana que representa la arenisca, entre la zona lavada y la virgen donde en un caso típico hay mayor salinidad, dado que los Cl^-, por su menor tamaño, tienen mayor movilidad que los Na^+. En cada contacto las corrientes rodean los 360° del pozo.
A partir de los estudios del estadounidense **M. R. Wyllie** (1949) el **potencial espontáneo electroquímico** Eq –también llamado potencial de difusión– se expresa como:

$Eq = -K \log \mathbf{a}w/\mathbf{a}m$ (K depende del tipo de lodo, **a**w y **a**m son las actividades electroquímicas del agua de formación y del filtrado de lodo, respectivamente)

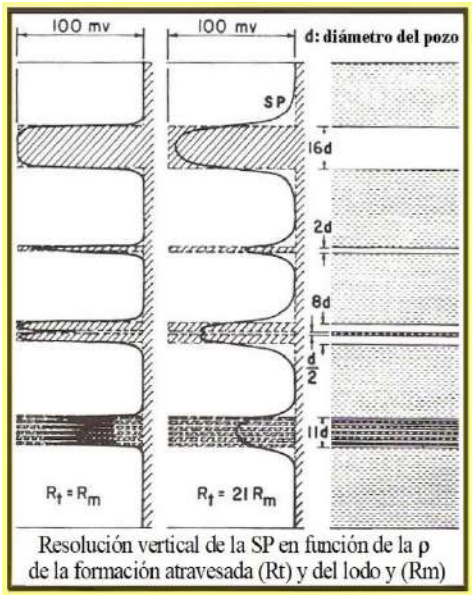
Pero asimismo puede existir un potencial espontáneo de origen electrocinético –también conocido como potencial de filtración– debido a la diferencia de presiones entre la columna de lodo (usualmente mayor) y el fluido formacional a través del revoque depositado sobre el estrato o capa permeable como residuo sólido del filtrado del lodo (es decir, como consecuencia de dicha diferencia de presiones). Este **potencial espontáneo**

electrocinético Ek puede expresarse como:

Ek = K ΔP Rmf/μ (K depende del lodo, ΔP es la diferencia de presiones, *Rmf* es la resistividad del filtrado de lodo y μ la viscosidad del filtrado)



Tramo de perfil de SP y Resistividad (corta y larga)
(figuras modificadas de Schlumberger, 1975)



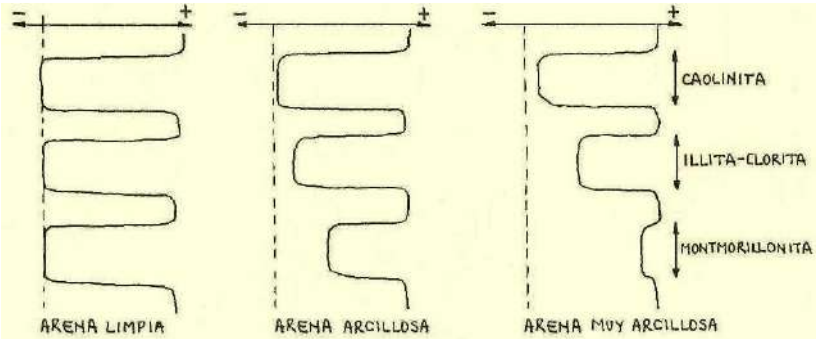
Resolución vertical de la SP en función de la ρ de la formación atravesada (Rt) y del lodo y (Rm)

Cuando* Ek *se anula, tenemos un* potencial espontáneo estático** (*static*) ***denominado SSP.

El potencial espontáneo frente a las arcilitas o lutitas generalmente tiende a seguir una secuencia de valores más o menos constante que define la llamada **línea base de arcillas o lutitas** (*shale base-line*), y frente a formaciones permeables la curva de *SP* se aparta de dicha línea. Cuando los estratos de areniscas tienen suficiente espesor pueden alcanzar una desviación pareja definiendo entonces **una línea de arenas** (*sand-line*) como se ve en la figura adyacente.

La deflexión de la curva frente a las capas permeables puede ser hacia la derecha o la izquierda, dependiendo de las salinidades relativas de lodo y agua de formación. Cuando el filtrado del lodo es más dulce que el fluido formacional, la deflexión es hacia la izquierda (*SP* negativo, el más habitual), caso contrario hacia la derecha o positivo. ***No es importante el valor absoluto del potencial espontáneo sino el valor relativo respecto a la línea base de lutitas***, cuya posición fija arbitrariamente el ingeniero de perfilaje para que las desviaciones permanezcan dentro de la escala de graficación.

Los ***valores mensurados por la SP fluctúan por diversas razones***: aumentan con la contraste de salinidades entre lodo y agua de formación, también con la resistividad de capas y con la diferencia de presión entre lodo y formación, y disminuyen con el aumento del radio de invasión del lodo, con la mayor arcillosidad de las capas permeables (más si la arcilla es montmorillonita, menos si es illita o clorita y menos aún si es caolinita; figura abajo) y también con la presencia de hidrocarburos y espesor de capa muy reducido.



Bocetos de deflexión de la curva de potencial espóntaneo de pozo frente a areniscas conteniendo matriz arcillosa de tres distintas mineralogías.

Las tobas de la cuenca Golfo San Jorge registran una Ek anormal por la alta ΔP debido a su impermeabilidad.

No hay SP sin contraste de salinidades –salvo alguna componente electrocinética carente de interés primario–, en cuyo caso ***puede recurrirse al perfil de rayos gamma naturales*** (Tema 09) como una alternativa para poder conocer la permeabilidad relativa de las capas atravesadas.

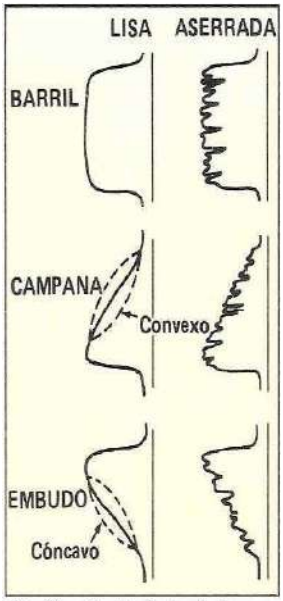
La curva del potencial espontáneo puede presentar ruidos en su mayor parte provocados por acoples magnéticos instrumentales, perturbaciones eléctricas vecinas, interferencias del cable de la herramienta y corrientes telúricas intensas.

Como todo perfil de pozo, se baja la herramienta hasta el fondo –o la

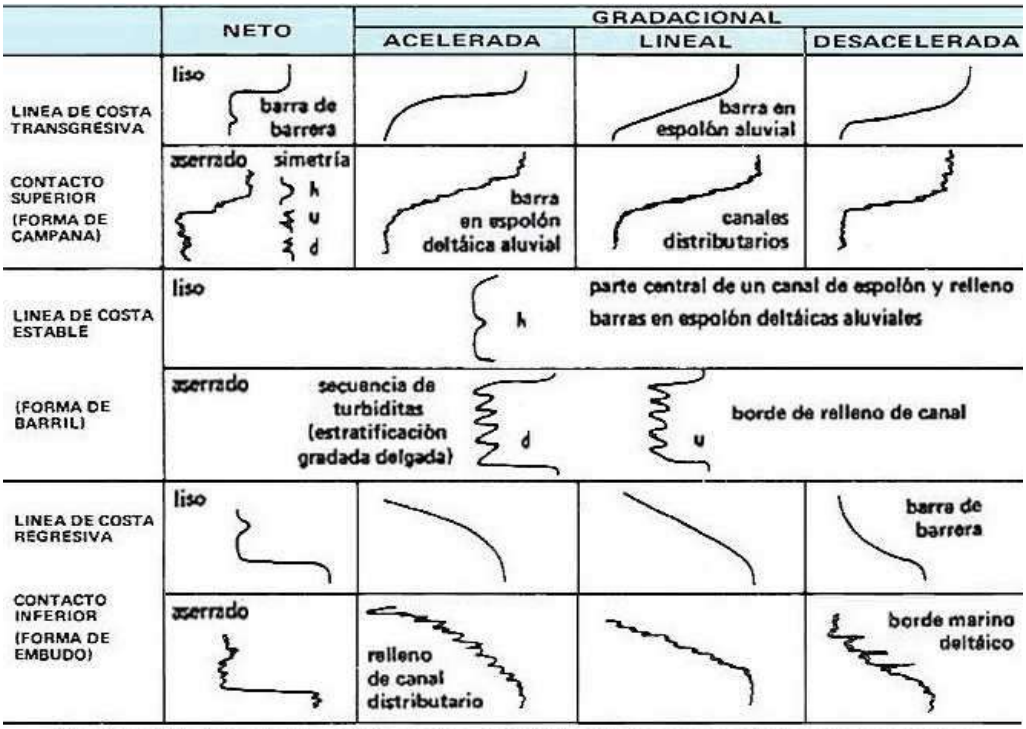
parte más profunda de interés– y ***se registra en subida***, traccionando el cable a velocidad constante y con la certeza de que, si se pudo bajar, casi seguramente se podrá subir el dispositivo a través de las eventuales curvas y contracurvas del pozo (patas de perro), así como en tramos con arcillas expansibles que podrían reducir mucho el diámetro del hueco.
Como en todos los demás perfiles de pozo, ***la resolución vertical del SP tiene limitaciones***, que se indican al final de la página anterior, mejor cuando las resistividades de formación (Rt) se parecen a la del lodo (Rm).

Aplicaciones

Los perfiles de potencial espontáneo son utilizados en pozo para:
- detectar estratos permeables,
- determinar valores de ρ ***del agua de formación*** (*Rw*), como se explica algunas páginas más adelante,
- dar una idea cualitativa del ***contenido de arcilla en los intervalos rocosos permeables***,
- ***definir electrofacies***, es decir, facies sedimentarias a partir de la forma de las curvas registradas, tanto del potencial espontáneo como de la resistividad u otras (figuras inmediatas),



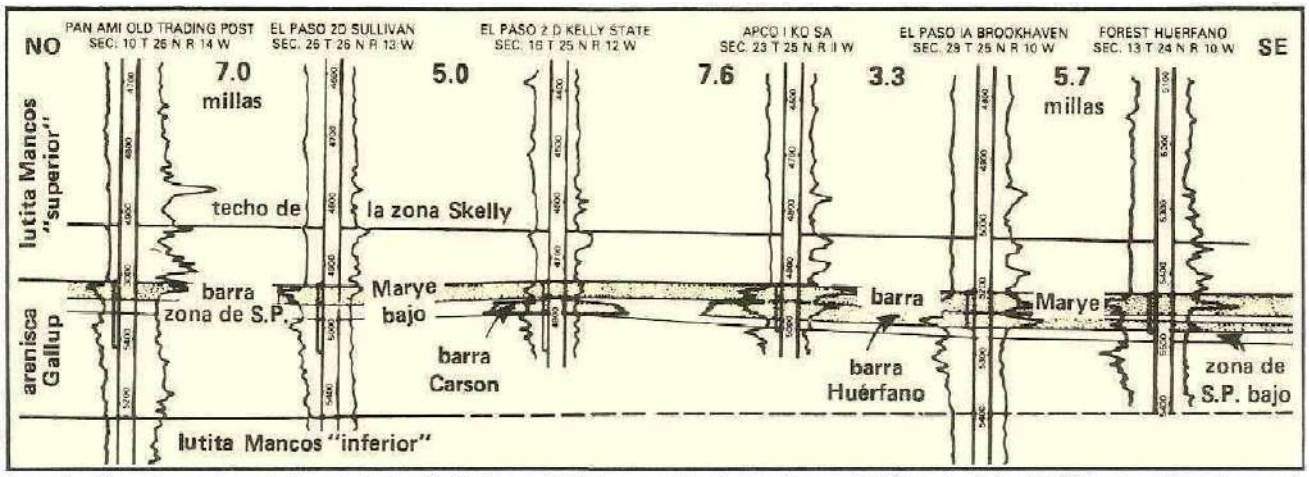
Clasificación de electrofacies por las formas de respuesta de perfiles (gráficos modificados de Serra, 1985a)



Clasificación de las formas de la curva de SP en términos de modelos sedimentarios

- hacer ***correlación de capas*** en cortes entre pozos, en conjunto con los perfiles de resistividad, acústicos y otros, como se aprecia en el ejemplo siguiente con las curvas de *SP* y R*deep* (profunda en sentido lateral).

(modificado de Serra, 1985a)



Correlación entre pozos del yacimiento Bisti, Nuevo México, mediante perfiles de SP (izquierda) y Rd (derecha de cada pozo).

MEDICIÓN DE RESISTIVIDAD EN EL PERFILAJE DE POZO

Camión de perfilaje: ingeniero operando en su interior y vista posterior del malacate (fotos Schlumberger)

Como ya comentamos, la resistividad (ρ) puede definirse como la capacidad que una sustancia tiene de resistir o impedir el flujo de una corriente eléctrica. Es una propiedad física de la sustancia e independiente del tamaño o forma de la misma. La resistividad de los niveles geológicos atravesados (o su recíproca, la conductividad σ) es una de las mediciones de mayor importancia en los registros geofísicos de pozo.

La unidad de resistividad que se usa en los registros es el ohmio-m. La conductividad eléctrica se expresa en ***mhos por metro o siemens*** y, con el objeto de evitar fracciones decimales en los registros eléctricos, la conductividad se expresa en milimhos por metro (o, simplificadamente, milimhos).

La relación entre la resistividad y la conductividad es en la práctica: ρ (Ω.m) = 1.000 / σ (milimhos.m)

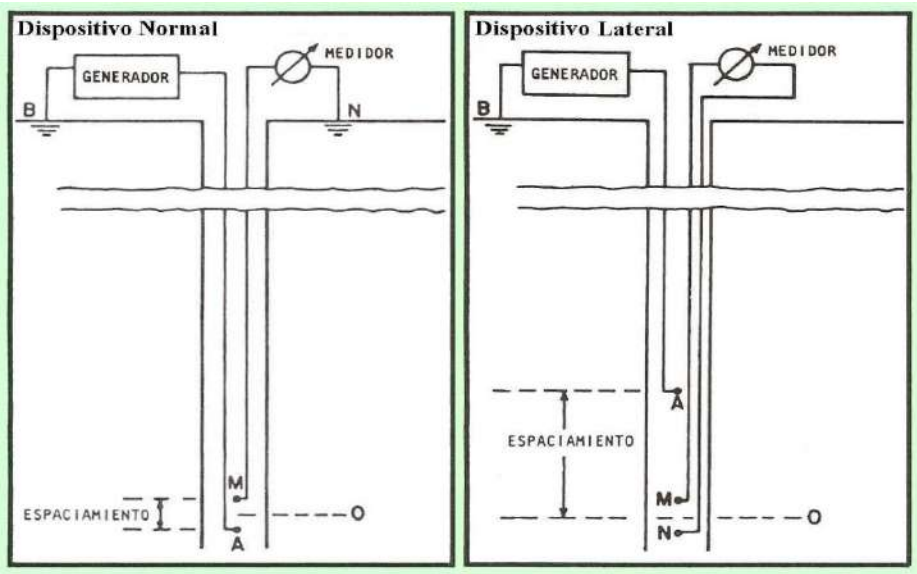
Los registros de ρ de pozo (sean éstos inductivos o de inyección de corriente) ***sirven para correlaciones y electrofacies. También pueden coadyuvar a precisar numerosas propiedades físicas de las rocas (sean o no reservorios) que ha perforado el trépano, al interpretarse junto con los perfiles dados por instrumentos que miden otras propiedades, a la vez que junto con otros datos de pozo (ingeniería de la perforación, ensayos, etc.)***. Además, las mediciones de resistividad de perfil, en conjunción con la porosidad y la resistividad del agua, se usan en el cálculo de la saturación de agua de formación en el espacio poral de los reservorios, y por ende en la estimación de la eventual saturación de hidrocarburos (petróleo o gas).

Antes de abordar estos cálculos de saturación, vamos a tratar los principios y características básicas de los diversos instrumentos a los que se recurre para medir la ρ. Los registros de resistividad presentan más de una clase de medición de esta magnitud, tanto por el detalle vertical como por la profundidad lateral de investigación. De hecho, como veremos, el cruce de curvas suele indicar la posible presencia de hidrocarburos.

La adquisición de estos perfiles, como adelantamos, se hace en sentido ascendente, enrollando el cable del malacate y haciendo un seguimiento desde la computadora del camión y su velocidad la mayoría de las veces está en el orden de los 1.000 a 1.500 metros por hora. ***Cada perfil individual, ya sea adquirido por una herramienta de bobina inductiva o de inyección electródica, tiene una definida distancia o profundidad de investigación lateral y en consecuencia es una suerte de calicata registrada en dirección vertical. Y siempre debe leerse el*** **calibre de pozo** ***porque las cavernas cambian el escenario de lectura y podrían confundir.***

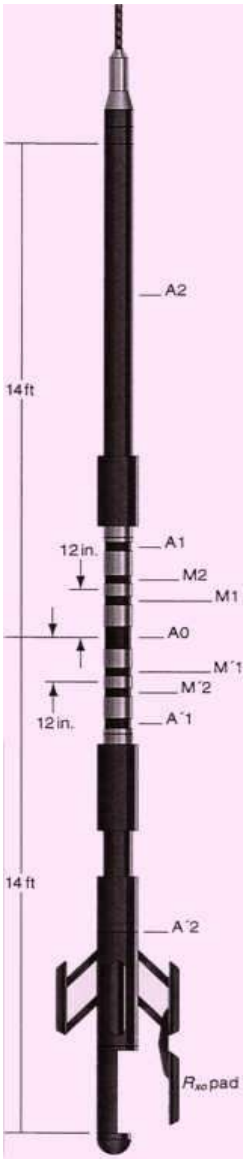
REGISTROS CON INYECCIÓN DE CORRIENTE (CONTINUA)

Antecedieron a los registros de inducción, desde que en 1927 los hermanos **Conrad y Marcel Schlumberger** idearon bajar un dispositivo tetraelectródico a un sondeo. En rigor, ellos comenzaron aplicando una **configuración normal** (sería equivalente a polo-polo) en la que se ubicaba uno de los electrodos de corriente y uno de los de potencial en la superficie –años más tarde sobre el mismo cable de perfilaje– moviéndose con los otros dos dentro del pozo para hacer las mediciones de cada intervalo.

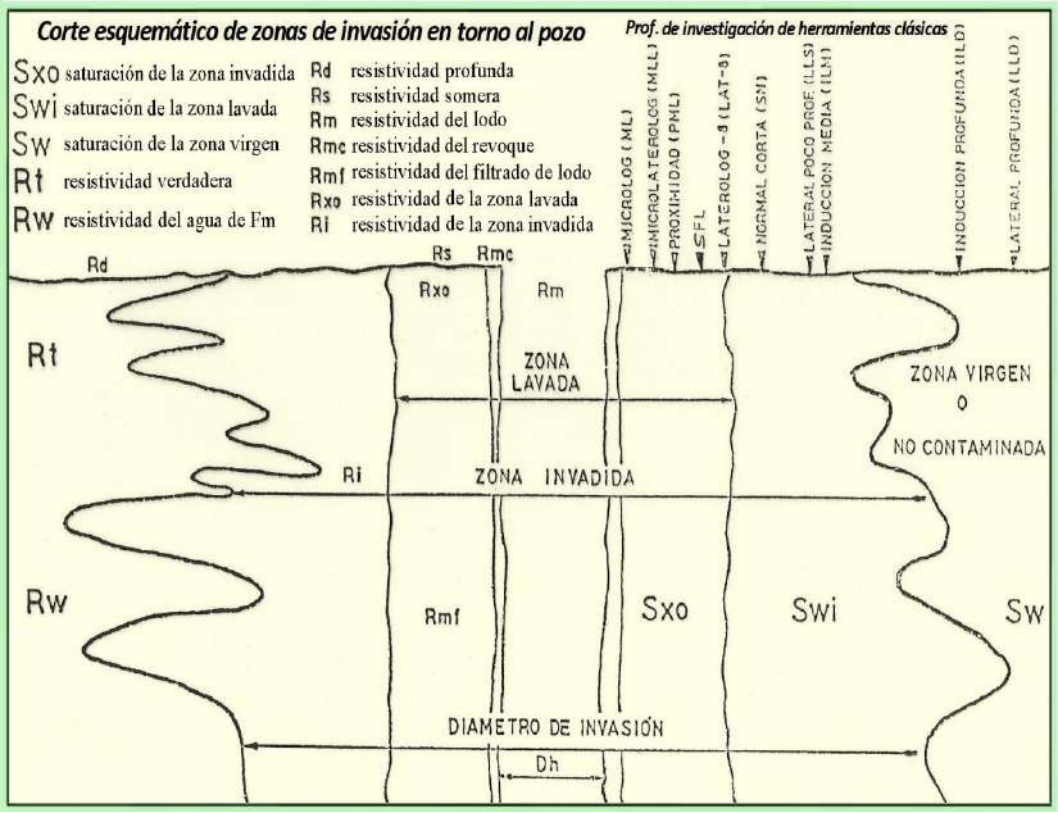


Dispositivos básicos de corriente continua (modificado de Schlumberger, 1975)

Los Schlumberger concretaron su primera prueba en 1928 en Alsacia y desde 1929 tuvieron éxito en pozos de Rusia, Venezuela y Estados Unidos; tras lo cual se expandieron por todo el mundo. Viralmente, pero bien.
Tiempo después comenzó a emplearse la **configuración lateral** (polo-dipolo), donde queda lejos en el cable un electrodo de corriente y los tres restantes (en la herramienta) se mueven por el sondeo. En estos circuitos la resistividad resultante *Rr* es la suma de la contribución de cada zona como en los circuitos en serie, donde cada una está afectada por un factor geométrico de contribución *G*: $Rr = RmGm + RxoGxo + RiGi + RtGt$
Rm es la resistividad del lodo (*mud)* y del revoque, costra o enjarre (*mud cake*).
Rxo es la correspondiente a la zona lavada (*flushed* o *washed out*) donde todo el fluido original ha sido reemplazado por un filtrado de lodo (*mud filtrate*) de resistividad Rmf que mide el inyeccionista en su laboratorio de boca de pozo, corrigiendo su valor por efecto de temperatura dentro del sondeo.
Ri es la resistividad de la zona invadida o transicional (*invaded*, *transition* o *annulus*) con mezcla de fluidos de la invasión con el original o natural, aunque en rigor puede llamarse invadido a todo el volumen desde el mismo pozo hasta el borde externo de la zona transicional.
Rt es el valor en la roca sin invasión, no contaminada o virgen (*noninvaded, virgin* o *uncontaminated*), que corresponde a la resistividad total original o verdadera (*truth*).
El corte esquemático de acá abajo para rocas permeables o reservorio (*reservoir*) muestra las zonas con distinto grado de invasión del fluido de perforación en torno al pozo, desplazando parcial o totalmente el fluido original de formación. (Téngase presente que frente a una zona impermeable no existe invasión ni se genera el revoque que resulta del residuo sólido dejado por la filtración de lodo –su parte líquida– hacia las zonas lavada y transicional.) También son señalados los nombres de algunas herramientas de perfilaje tradicionales para distintas profundidades de investigación, tanto de inyección de corriente como electromagnéticas –de todas ellas surgen nuevos modelos continuamente– y cuyos principios se explicarán en seguida.



Herramienta de lateroperfil dual (modif. de Liu, 2017)

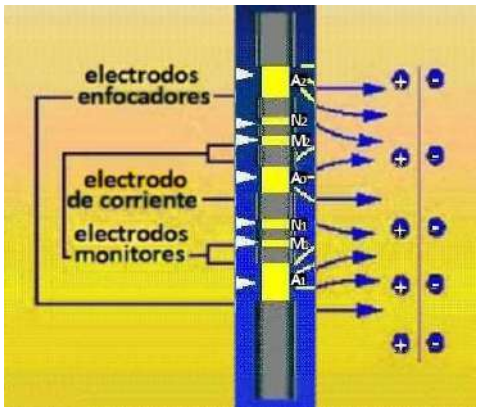


Para los cálculos de saturación de fluidos en los reservorios atravesados –asunto que abordaremos algunas páginas más adelante– son necesarios datos de resistividad medidos en la zona lavada (a veces referidas como resistividades Rs, someras o *shallow*) y en la zona virgen (resistividades Rd, profundas o *deep*).
Al igual que en los dispositivos corridos en la superficie, los electrodos A y B pueden ser intercambiados por los M y N –**principio de reciprocidad**– sin que este enroque modifique los resultados.

Sistemas convencionales de lateroperfil (*laterolog*)

Utilizan un principio básico (distribución de la densidad de corriente) inyectando electricidad a la formación que rodea un relativamente pequeño electrodo fuente de esa corriente. La misma circula desde dicho electrodo a través del medio que lo rodea hacia un remoto electrodo de retorno eléctrico en superficie o en el cable, tal cual lo ya referido. Se emplean dos electrodos adicionales ubicados dentro de la esfera de corriente y a distancias predeterminadas del electrodo fuente, para efectuar mediciones de potencial que pueden relacionarse con la resistividad de la formación a través de la cual circula dicha corriente. ***Investigan a mayor profundidad que los perfiles normales (de 2 a 4 m, contra 1 a 2 m en los llamados normal corto y largo), pero dan curvas asimétricas, por lo que se corren combinados con los dos normales y luego se procesan los datos adquiridos haciendo una inversión***, o sea un modelado que da los valores de resistividad finales que se grafican mediante curvas que son simétricas y ajustadas a la posición real de cada capa atravesada.

Los dispositivos duales tienen dos distintas distancias interelectródicas y por lo tanto pueden medir a dos profundidades laterales de interés, en las zonas lavada y virgen. Se muestra uno de ellos en la página anterior. Cuando se aplica este tipo de sistema de perfilaje en pozos con fluidos de perforación muy conductivos, de resistividades considerablemente distintas de las que tienen las formaciones que los rodean, la distribución de corriente se distorsiona y las mediciones son afectadas. Este efecto se hace más severo a medida que aumenta la conductividad del fluido y por ende se reduce la corriente que entra en la formación. Es por esto que se desarrollaron los sistemas de **lateroperfil enfocado** (*focused laterolog*) en los que a una gran parte de la corriente de perfilaje se le impide que circule radialmente hacia fuera en todas direcciones (como ocurre con las disposiciones comunes), de manera que se la confina en un cierto volumen. Esto se consigue colocando electrodos enfocadores (A_1 y A_2) a ambos lados de dos pares de electrodos monitores de potencial (M_1N_1 y M_2N_2) entre los cuales va el electrodo principal de corriente (A_0) como muestra la figura de la derecha. Manteniendo en cero la ΔV en los monitores a la corriente no le queda otra que circular en dirección lateral perpendicular al eje de la herramienta, es decir más profundo (recuérdese que el electrodo B se halla en la superficie, considerado como el infinito). Y esta estrategia con el bonus de obtener un menor intervalo vertical de muestreo, menor a 60 cm a lo largo del eje del pozo.

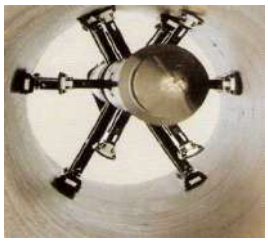


Esquema del sistema enfocador.

Los perfiles de inyección de corriente funcionan bien en los pozos que contienen fluidos de perforación conductivos (poco o muy salinos), pero no son corridos cuando el lodo es extremadamente dulce o es inverso (en base a hidrocarburos y no agua), ni cuando se perfora con aire (bajísimas σ). En estos casos ***la corriente inyectada casi no pasa y debe consecuentemente recurrirse a los perfiles de inducción***.

Perfil de microrresistividad

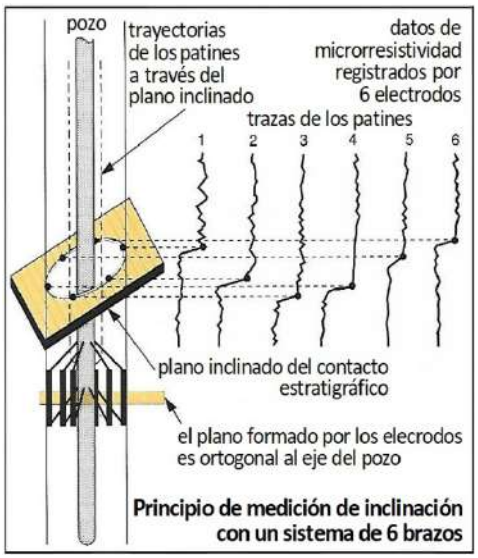
Basado en el principio de inyección de corriente, es una herramienta que se corre montada en un patín (en inglés *pad*, ver figura del lateroperfil dual) que va siendo movido contra la pared del pozo. El objetivo es hacer mediciones de la resistividad a muy poca profundidad, esto es, ***en la zona lavada***. Sus mediciones pueden verse afectadas por un pozo con mal calibre, registrando el valor de la resistividad del lodo (y no de la formación) allí donde existan cavernas dejadas por derrumbes de la pared.


Clinómetro de 6 patines (imagen Western Atlas)

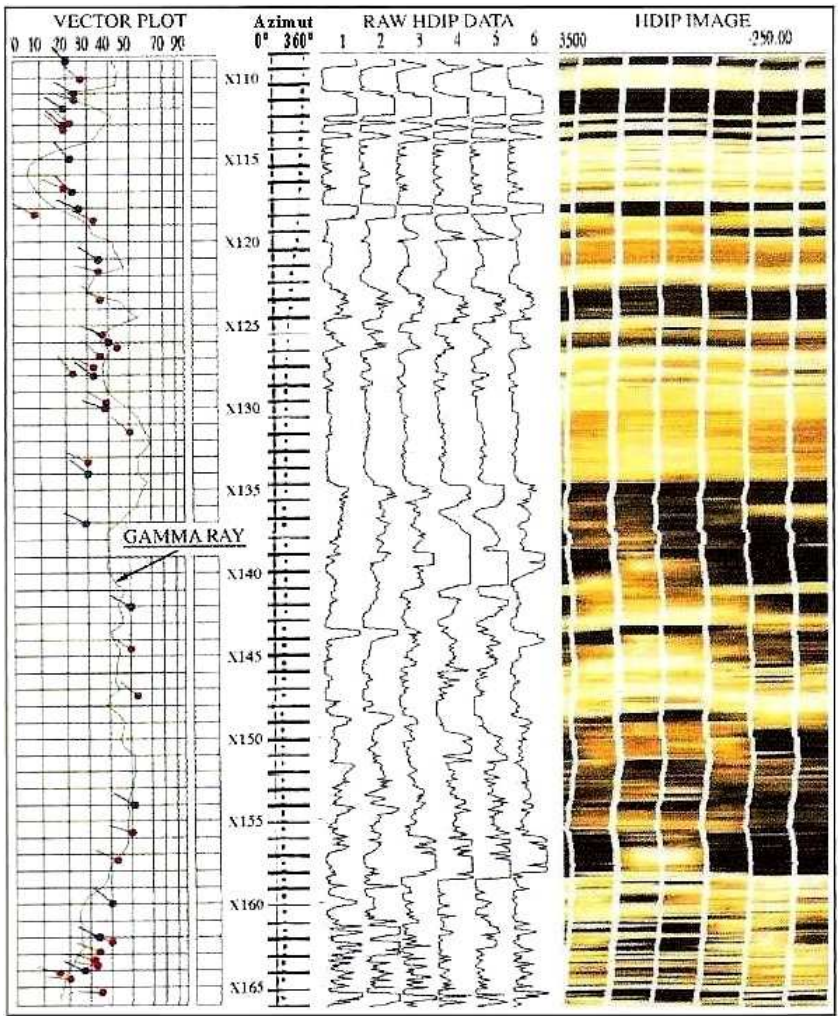
Perfil de buzamiento (*dipmeter* o *diplog*)

El clinométrico es otro perfil basado en la inyección de corriente continua, con una herramienta (acá arriba) similar a la microrresistiva, pero en este caso multiplicada por cuatro. De modo que las lecturas de estos cuatro patines ortogonales se combinan en un procesamiento que toma en cuenta la información giroscópica (a fin de conocer en todo momento la orientación del conjunto), para entonces poder calcular datos de ***rumbo e inclinación de los estratos, tipos de estructuras sedimentarias, fracturas menores o fallas***.

Actualmente se suele correr una herramienta con seis patines que ofrece mayor detalle. Véanse también las figuras arriba de la página siguiente. En la pista izquierda van los vectores de rumbo (según para donde apunta el segmentito; N arriba) y el punto gordito da el buzamiento (escala 0 a 90°) resultante del proceso, más la curva de rayos gamma (Tema 09). Luego azimut de la herramienta, curvas adquiridas y su imagen en colores.



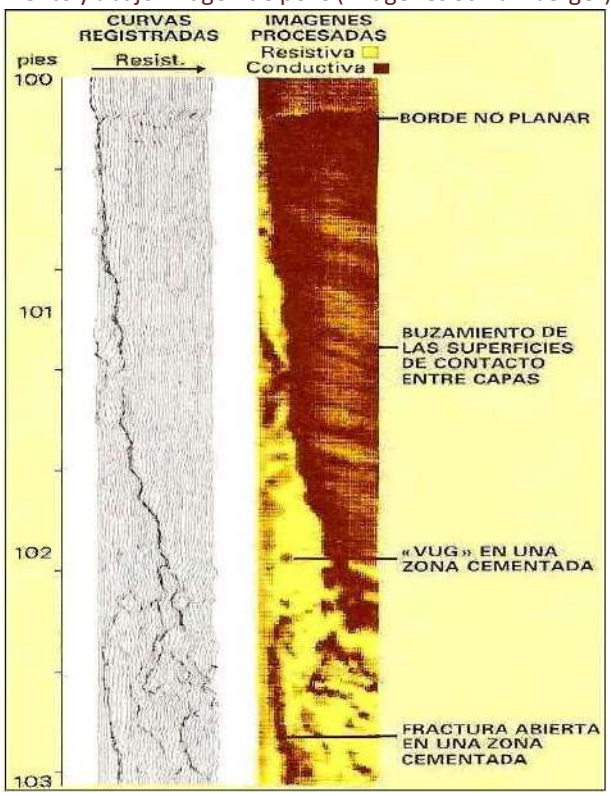
(modificado de Western Atlas, 1987)



Arriba perfil de buzamiento y abajo imagen de pozo (imágenes Schlumberger)

Registro de Imágenes de Pozo

Desde 1980; tiene la misma lógica operativa del perfil de buzamiento. Se agregan más botones de registro sobre los 6 patines (hasta tener 48 o más curvas) y se consigue una densidad de muestreo radial tal que ***permite convertir esos numerosos perfiles microrresistivos en una imagen de pozo***, función de la variación de resistividades. Un adecuado proceso y coloración asemejan a lo que se podría ver en un testigo-corona (figura abajo) que permite inferir datos sedimentarios, diagenéticos y estructurales, si bien un núcleo de roca suministra mucha más información (pero a muchísimo más alto costo). (Imágenes análogas, complementarias de las resistivas, pueden obtenerse registrando curvas acústicas, lo cual se trata en el Tema 16 pág.398).



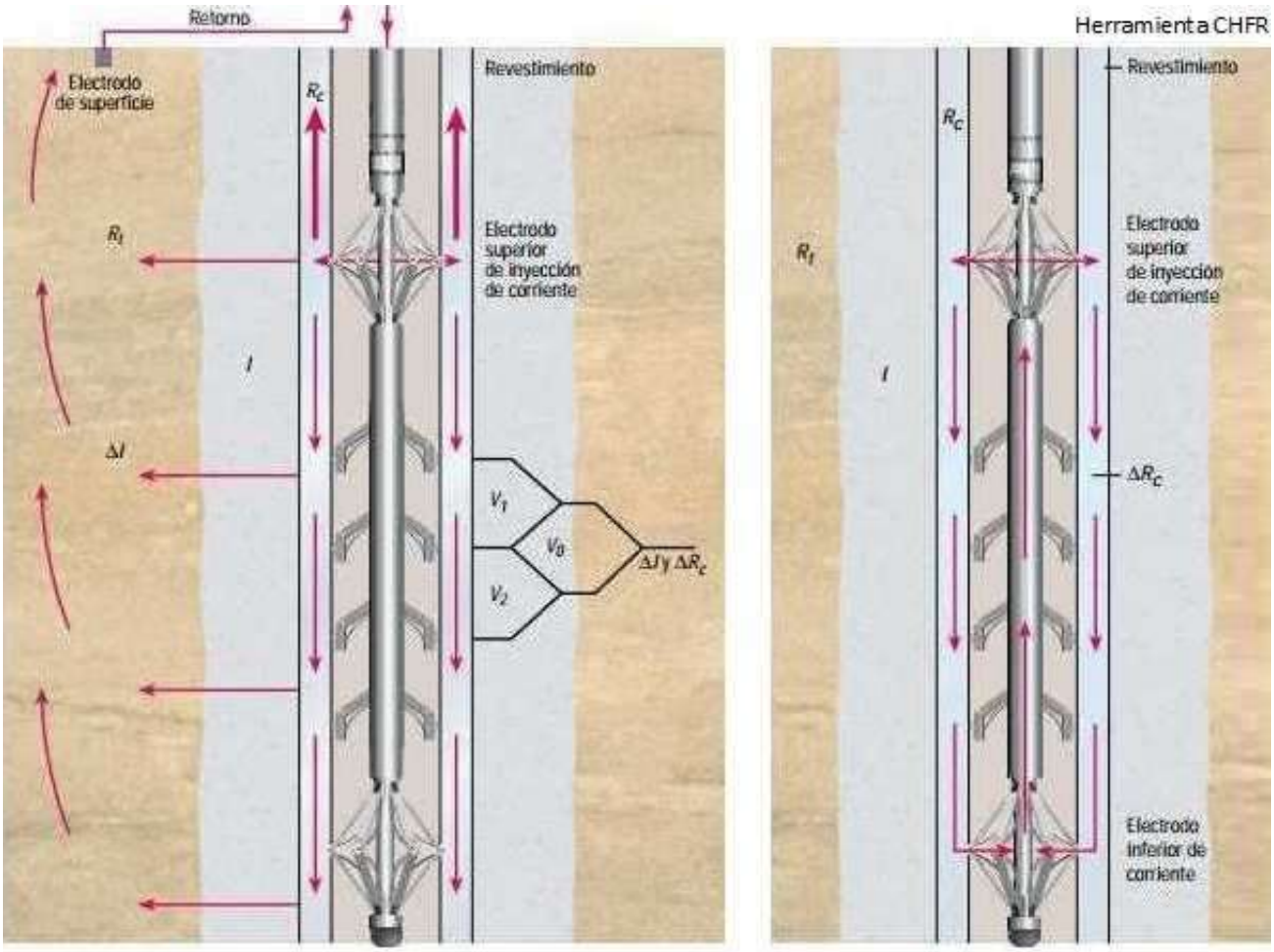
Perfilaje eléctrico durante la perforación

Como se citó al inicio, llamado ***LWD*** (*Logging While Drilling*) y aplicado desde la década de 1980, consiste en registrar en simultáneo (*real time*) mientras se perfora, ***con herramientas de CC o EM*** que van ensambladas por encima del conjunto de fondo y envían telemétricamente la información al camión de perfilaje. Ofrecen datos de regular calidad, pero que permiten tomar decisiones inmediatas sobre ensayos, coroneo, entubamiento (por ejemplo antes de una formación sobrepresiónada), ajuste de una perforación horizontal, etc.

Registro de resistividades a pozo entubado

En un pozo ya entubado la cañería funciona como un enorme electrodo y entonces el retorno hacia el electrodo de corriente superficial se canaliza a través de ella (su conductividad es unas 10^8 veces mayor que en las rocas)

por lo cual es mínima la penetración de corriente hacia las formaciones atravesadas. Pero, como no es nula, con sistemas de medición de alta precisión (del orden de 10 a 100 mV; siguiente figura) puede calcularse para cada intervalo vertical (de unos 60 cm entre los sucesivos electrodos de potencial) cuál es la magnitud de la corriente fugada en el camino descendente y luego entonces la resistividad de tales intervalos. Esto se hace en dos pasos, el primero como en un dispositivo lateral (con un electrodo de corriente en superficie), y el segundo con los dos electrodos de corriente en contacto con el caño, este último paso a fin de conocer la resistividad del revestimiento del pozo y restarla en el cálculo, para poder así disponer de las ρ de las capas atravesadas.



En la primera etapa (medición, imagen izquierda) la corriente alterna de baja frecuencia pasa del electrodo a la cañería de revestimiento y por ésta asciende hasta la superficie (donde hay un electrodo de retorno) y también desciende desde el electrodo de pozo transmitiéndose en parte hacia las rocas atravesadas. La herramienta mide la diferencia de corriente descendente entre pares de electrodos de potencial; con 3 electrodos se obtienen 2 restas que a su vez se restan entre sí. En la segunda etapa (calibración, imagen derecha) la corriente sólo fluye hacia abajo del electrodo de corriente del pozo permitiendo calcular la resistividad de la cañería de revestimiento, que habrá de restarse del dato de la primera etapa para así obtener la resistividad formacional en cada tramo. (modificado de Aulia *et al.*, 2001)

La estrategia descripta permite registrar resistividades formacionales con corriente continua o alterna de muy baja frecuencia (1 Hz, casi como si fuera continua), pero ***de ser empleadas corrientes alternas de frecuencias algo mayores, el campo secundario generado por la cañería se irá tornando tan fuerte que impedirá todo registro de las formaciones atravesadas.***

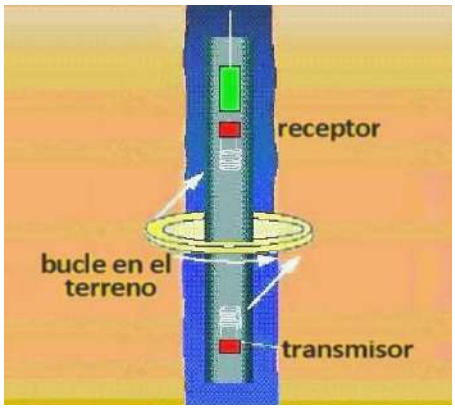
REGISTROS CON CORRIENTE ALTERNA (INDUCTIVOS)

Ideados por **Henri Doll** en 1949, son en esencia **conductivímetros** (emisor y receptor móvil) que miden la conductividad de las formaciones y son muy efectivos en rocas con porosidades medias a altas. Como en los conductivímetros de superficie, el cuerpo de la herramienta es de fibra u otro material aislante.

En los registros de inducción se hace circular una corriente alterna de determinada amplitud por una bobina transmisora aislada. El campo magnético P de la bobina induce una corriente alterna en la formación (FEM), la cual genera un campo magnético secundario S que, a su vez, induce una corriente en una bobina receptora. La inversa de la resistividad medida es la resultante de la contribución de cada zona en torno al pozo, como ocurre

en un circuito en paralelo, según la expresión: $(1/Rr) = (Gm/Rm) + (Gxo/Rxo) + (Gi/Ri) + (Gt/Rt)$ (respectivamente, las inversas de las resistividades del lodo y de las zonas lavada, invadida y virgen, cada una afectada por un factor geométrico G de contribución)

El dispositivo básico es un slingram de vara o conductivímetro adaptado a las condiciones de pozo. La corriente inducida entre las bobinas transmisora y receptora representa un compromiso entre la profundidad de investigación y la resolución en la identificación electromagnética de los estratos delgados. Al igual que en los perfiles con corriente continua, en los EM se registran a la vez datos someros para la zona lavada y profundos para la zona virgen (**sistema dual**), para lo cual se agrega como mínimo una bobina receptora adicional a diferente distancia de la transmisora.



Esquema de herramienta inductiva básica.

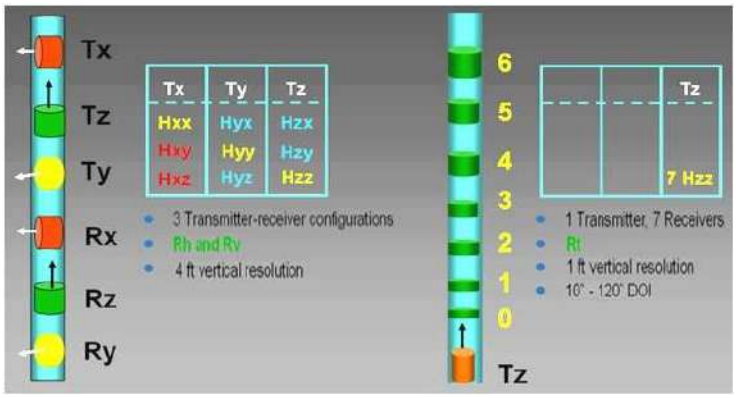
Para enfocar la corriente en la formación es normal colocar bobinas extra arriba y abajo, lo cual así deviene en los perfiles de **inducción enfocada** (*focused induction log*) que logran mayor profundidad (2 a 3 m) sin perder resolución vertical.

El procesamiento fasorial aplicado desde mediados de la década de 1980 logró corregir los efectos de borde de capa y mejorar la identificación de estratos delgados. Bajo condiciones favorables es posible usar los valores obtenidos en los registros de inducción en la determinación de la resistividad real (o su inversa, la ***conductividad, la cual es muy habitual graficar***). Sin embargo deben ***casi siempre hacerse correcciones, para las que se utilizan diferentes nomogramas o ábacos, como los referidos a la influencia de estratos delgados, diámetro de pozo muy grande, invasión extensa, etc. Y esta consideración también debe aplicarse a los perfiles hechos con corriente continua, tanto sea de configuración normal como lateral.***

Cuando se perfora con lodos muy conductivos (salados) las mediciones de resistividad obtenidas son de muy poco o ningún valor para la determinación de la resistividad real de la formación. Esto se debe a que se obtiene una respuesta demasiado notoria dada por la inducción electromagnética en el lodo (tipo cortocircuito) y en contraposición una respuesta muy débil, casi nula, de las formaciones rocosas. En consecuencia, los sistemas de inducción no son aplicables en pozos en los que se presenten tales condiciones y se debe alternativamente recurrir a herramientas de inyección de corriente continua.

Registro de inducción eléctrica tridimensional

La herramienta conductiva convencional trabaja con un solo anillo de corriente ubicado en un plano horizontal que, por ser subparalelo a los planos de la estratificación, hace que las corrientes se concentren en las láminas más conductivas. La herramienta de inducción tridimensional, en cambio, trabaja induciendo anillos de corriente ubicados en tres planos perpendiculares entre sí y mide las conductividades asociadas a cada uno de ellos tomando unas 120 muestras por pie vertical de roca, cuando lo normal es 4 a 8 muestras/pie.



Izquierda, esquema de herramienta de inducción tridimensional 3DEx y matriz de datos; derecha, inducción convencional de alta definición HDIL (imagen Baker Atlas)

De este modo la herramienta, además de medir la resistividad horizontal, también mide la magnitud vertical de ρ, para lo cual utiliza los anillos de corrientes verticales; y este registro no se ve tan afectado por la presencia de arcilitas laminares de baja resistividad porque las corrientes de medición, al ser verticales, deben atravesar tanto las láminas de arcilita como las de arenisca.

Haciendo una analogía con los circuitos eléctricos, las resistividades horizontal y vertical se pueden expresar en función de las resistividades de las láminas de arcilita (R_{sh}) y de arenisca (R_{sand}) y del volumen porcentual de arcilita laminar (V_{shl}). La expresión de la resistividad horizontal (R_h) es una ecuación que se asemeja a la de las resistencias en paralelo, mientras que la de la resistividad vertical (R_v) se asemeja a la de las resistencias en serie:

$$R_v = (1 - V_{shl})\, R_{sand} + V_{shl} \cdot R_{sh} \qquad \frac{1}{R_h} = \frac{1 - V_{shl}}{R_{sand}} + \frac{V_{shl}}{R_{sh}}$$

En estas dos expresiones R_h y R_v son medidas por la herramienta, R_{sh} se puede estimar de las arcilitas vecinas a la capa analizada con lo que quedan dos ecuaciones con dos incógnitas: $\boldsymbol{V_{shl}}$ y $\boldsymbol{R_{sand}}$

CÁLCULO DE SATURACIÓN DE FLUIDOS

La porosidad total ϕ en una roca se define mediante: ϕ = volumen poral / volumen total de roca

El espacio poral tiende a comportarse como fractales, algo intrínseco de la naturaleza. Encontramos las mismas geometrías repetidas a distintas escalas del tamaño de grano. Un concepto importante es el de la **porosidad efectiva**: poros interconectados hidráulica y –por ende– iónicamente, es decir los poros de los que resulta un comportamiento permeable de la roca. Y sabemos que ***una roca permeable es un reservorio***.

Es conocido que la **permeabilidad** es la capacidad de flujo de los líquidos y gases contenidos dentro de una roca. Para que un reservorio sea de interés comercial es necesario no sólo que la roca contenga petróleo o gas, sino que estos fluidos puedan desplazarse dentro de la roca y, una vez perforado un pozo, puedan salir a la superficie mediante alguna técnica rentable. Si los números no cierran, con la música a otra parte.

En lo que hace a la relación entre porosidad y permeabilidad, en general las rocas más porosas con clastos de tamaño uniforme tienen una mayor permeabilidad que las menos porosas y, ***aunque la porosidad puede ser alta en algunas rocas de grano fino, la reducción del tamaño de los poros trae como resultado una disminución en la capacidad de flujo*** dentro de la roca, y en consecuencia la permeabilidad disminuye.

La ya citada ley del francés **Henry Darcy** (1856) expresa que un caudal Q está dado por: $Q = \boldsymbol{k}.A.\Delta P/\mu.\Delta x$

(siendo A el área medida en sección, ΔP la diferencia de presión que depende del gradiente hidráulico, μ la viscosidad dinámica del fluido, Δx el espesor del medio considerado y $\boldsymbol{k}$ la permeabilidad)

En los reservorios se mide la permeabilidad intrínseca en *Darcy* = $9{,}87.10^{-13}$ m^2 ó *miliDarcy* = $10^{-3}D$

Es una medida de longitud al cuadrado y resulta de una combinación de sistema de unidades: 1*D* es el flujo de 1cm^3/s de un fluido cuya viscosidad es de 1 cP (centipoise = 1mPa.s) con un gradiente de presión de 1 atm/cm a través de una sección de 1cm^2.

Valores típicos buenos son de 100 a 10.000, muy pobres de 1 a 10 y en rocas-sello menos de 0,1 *miliDarcy*.

El ***concepto de permeabilidad*** en la práctica también se encuentra fuertemente ***ligado a la presión en el fluido y a la viscosidad*** de éste, puesto que un dado reservorio puede ser más permeable cuanto menor sea la viscosidad y mayor la presión del fluido que contiene.

También sabemos que ***la saturación en fluido de una roca es la relación entre el volumen de fluido alojado en los poros y el volumen poral total.*** Las saturaciones se expresan como porcentajes del volumen de los poros: una saturación en agua del 30 % significa que 3/10 del espacio poral está ocupado por ella.

En un yacimiento de hidrocarburos se pueden encontrar simultáneamente agua, petróleo y gas, aunque es sabido que por su densidad se segregan gravitacionalmente. Parte de los fluidos de un yacimiento no puede extraerse; esta parte recibe el nombre de **saturación residual o irreducible**. Al menos una cierta proporción de dicha saturación residual puede ser extraíble mediante métodos de recuperación secundaria o terciaria.

Asimismo debe tenerse presente que en algunos **reservorios no convencionales** (areniscas gasíferas compactas –*tight gas sands*– y lutitas –*shales*– con gas o petróleo) la porosidad impermeable de la fracción fina pasa a ser importante porque la hidrofracturación la interconectará. Como en las lutitas de las formaciones Vaca Muerta, Palermo Aike y D-129, respectivas rocas madre de las cuencas Neuquina, Austral y Golfo San Jorge.

Conceptos básicos aplicados a los reservorios

En las rocas de los yacimientos los minerales que componen la matriz casi no conducen corrientes eléctricas y se llaman no conductores. (Recuérdese que ***en geoeléctrica el concepto de matriz incluye a los clastos, el cemento y la matriz fina propiamente dicha***). Por consiguiente, el flujo de corriente en las rocas sedimentarias prácticamente depende del volumen de agua contenida dentro de su espacio poral.

Casi todas las aguas en los poros contienen poco o mucho cloruro de sodio en solución, además de otras sales en mucho menor proporción, y por ende la corriente es transportada por los iones de dichas sales disueltas. En otras palabras, ***la conductividad es proporcional a la concentración de sales en el agua***. Pese a que cada uno de los iones únicamente puede transportar una cantidad definida de electricidad, ***un aumento en la temperatura de la formación produce*** una mayor velocidad en el movimiento de tales iones, lo cual resulta en un ***incremento en la conductividad*** de la formación (o estratos o sectores específicos de ella), como se referido.

La litología también afecta la resistividad formaciónal. Las rocas carbonáticas, por ejemplo, en general tienen resistividades más altas que las clásticas, debido primordialmente a la geometría poral: el agua sigue vías mucho más tortuosas y en consecuencia se reduce la conductividad.

Las variables que afectan la resistividad de la formación son, en resumen:

- Porosidad (total y cómo se distribuye, lo cual define la permeabilidad)
- Saturación en agua
- Concentración de sales en el agua
- Litología (composición y agregación de la "matriz")
- Temperatura del reservorio (y en mucho menor medida su presión)

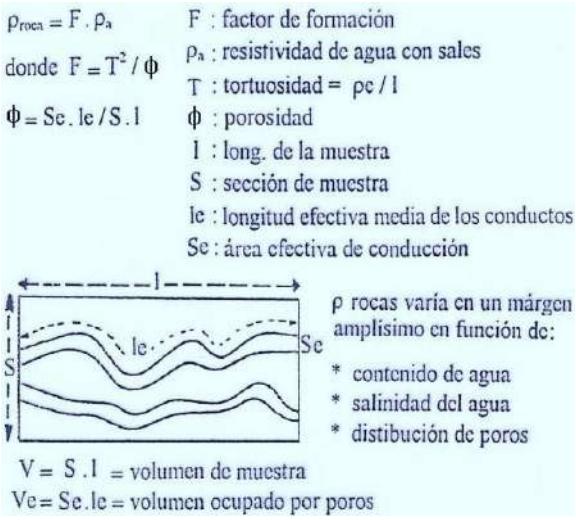
Ahora, si llamamos *Ro* a la resistividad de una formación arcillosa saturada 100 % en agua y *Rw* a la resistividad del agua de formación, la relación entre *Ro* y *Rw* es una constante de proporcionalidad que recibe el nombre de **factor de resistividad de la formación (F).** (A *Ro* y *Rw* deberíamos llamarlas ρo y ρw, respectivamente, ya que no son resistencias sino resistividades, pero éstas son las letras habitualmente empleadas en la jerga petrolera desde los tiempos de teclados sin letras griegas). El concepto de F es muy importante en la comprensión del análisis de registros de pozo: $F = Ro / Rw$, por lo que, obvio, $Ro = F \cdot Rw$

Como se dijo, la resistividad de una formación porosa está determinada principalmente por la resistividad del fluido que la satura, que generalmente es agua de formación, pero en ciertos casos (generalmente deseables) son hidrocarburos (petróleo o gas, ambos mucho más resistivos que el agua con muchas o pocas sales).

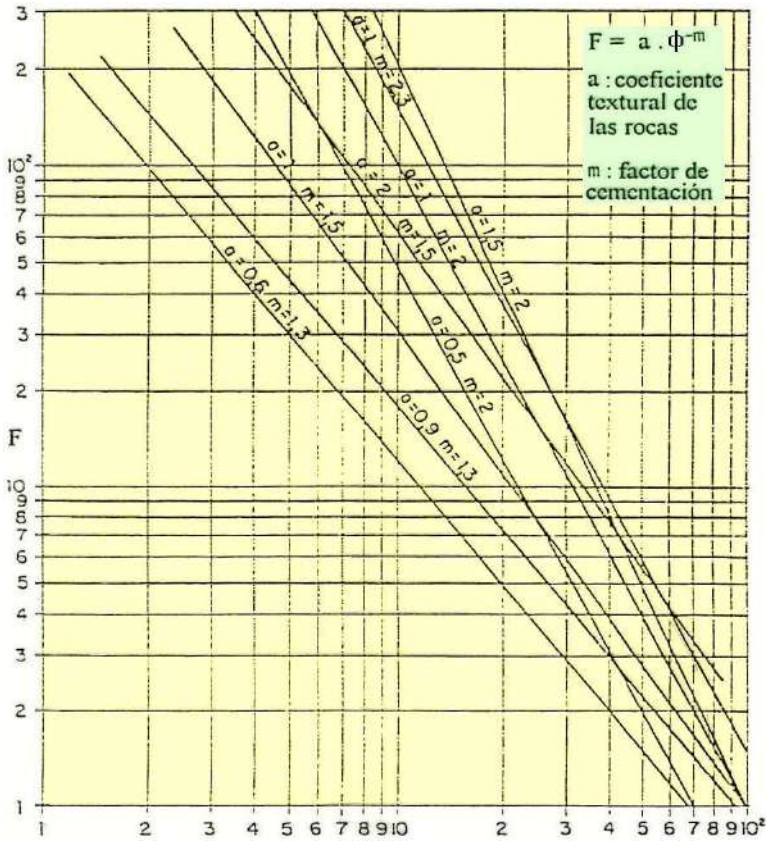
El factor F se relaciona matemáticamente con la porosidad mediante la ecuación: $F = \mathbf{a} / \phi^{\mathbf{m}}$

(ϕ es la porosidad, **a** el coeficiente textural de la roca y **m** un factor relativo al tipo de cementación)

A la derecha, boceto de canales de permeabilidad y relaciones matemáticas relativas a la evaluación de la porosidad efectiva, así como su vinculación con el factor de formación, un concepto de suma importancia en la evaluación de los reservorios de hidrocarburos.



(figuras modificadas de Schlumberger, 1975)



A la izquierda vemos un ábaco que permite resolver gráficamente el cálculo de F a partir de disponer de ϕ, **a** y **m**.

Las constantes **a** y **m** son función de la litología. Valores típicos de las mismas en el caso de una arenisca bien cementada o una caliza porosa serían: **a** = 1, **m** = 2

Las soluciones a esta ecuación para distintos valores de ϕ ilustran la magnitud del cambio en la ρ de la formación en función de los cambios en la porosidad.

Φ (%)	Φ	F
10	0.1	100
20	0.2	25
30	0.3	11

Continuando con el mismo ejemplo, un valor característico para Rw sería 0.05. Reemplazando en la ecuación del factor de formación, se obtienen los valores referidos en este segundo cuadro.

Φ (%)	Rw	F	Ro
10	0.05	100	5.00
20	0.05	25	1.25
30	0.05	11	0.55

Hasta acá únicamente hemos considerado formaciones con el 100 % de saturación de agua. Las resistividades aumentan al disminuir la porosidad debido al decremento en el volumen de agua formacional. El mismo efecto se observa cuando parte del agua de una formación ha sido desplazada por petróleo o gas. Los hidrocarburos se comportan igual que la matriz rocosa, de manera que ***casi no son conductores de corrientes eléctricas*** y en consecuencia, cuando parte del agua de la formación es desplazada por estas sustancias casi aislantes, la conductividad disminuye con el consiguiente aumento de la resistividad medida.
Llamando Rt a la resistividad real o verdadera de la formación puede definirse el **índice de resistividad** *IR* como la relación entre *Rt* y *Ro*: $IR = Rt / Ro$

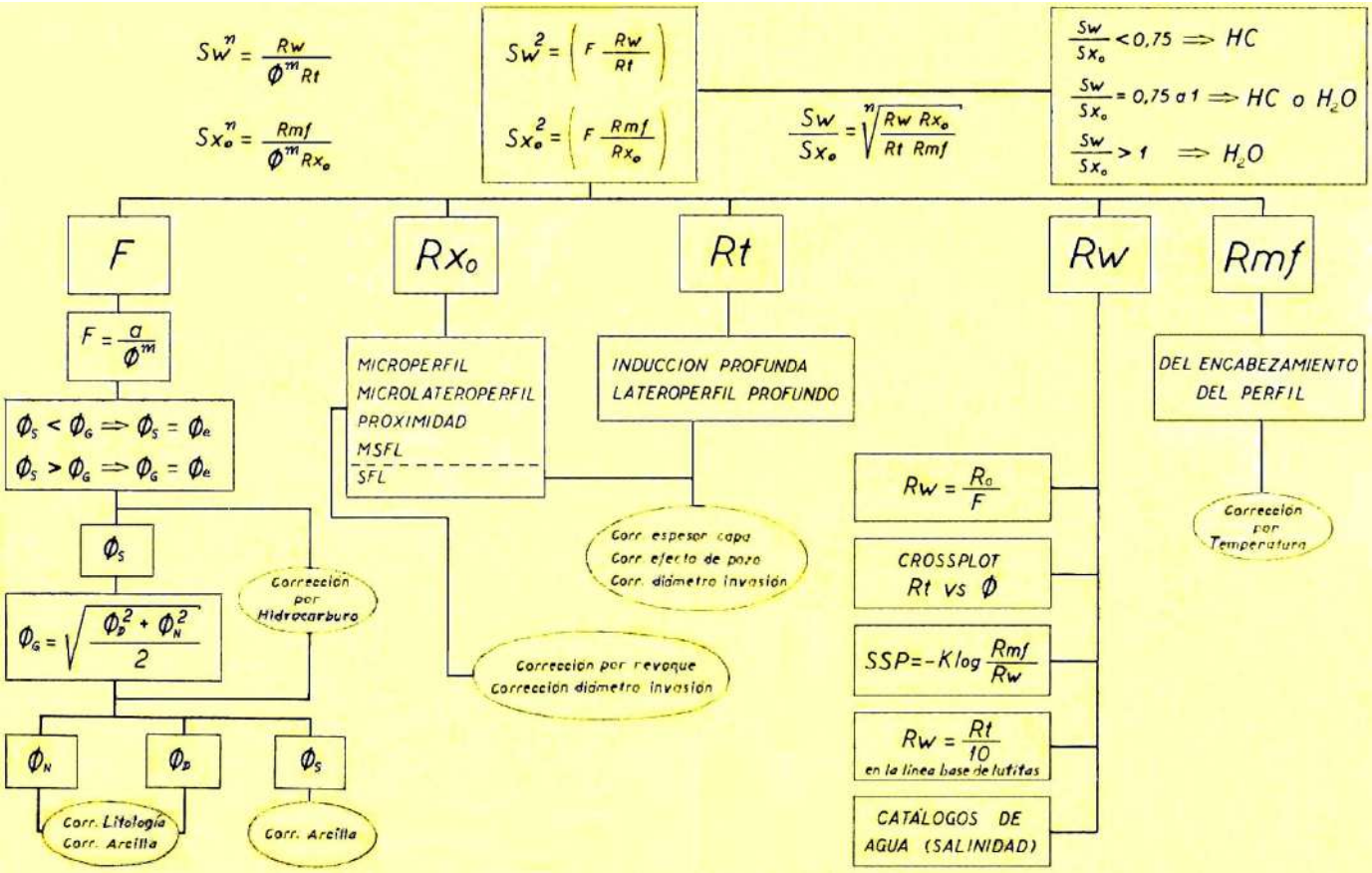
La fórmula de Archie

El cálculo de saturación de fluidos en los reservorios se realiza rutinariamente a partir de mediciones de resistividad en el perfilaje y otros datos complementarios a partir de las investigaciones hechas en Estados Unidos por **Gustave Archie** en 1942 –eran años en que urgía sacar petróleo para sostener la inmensa guerra–.
Los porcentajes de saturación en agua pueden ser determinados a partir del índice de resistividad mediante la expresión matemática: $(Sw)^n = 1 / IR$, de donde: $Sw = \sqrt[n]{Ro / Rt}$

Se asume que el exponente de saturación **n** es igual a 2, a menos que se tenga información empírica más específica respecto a las propiedades petrofísicas de los reservorios locales.

Lo fundamental de los registros de resistividad se basa en la comparación de diversos valores y en la relación entre los diferentes parámetros. La resistividad real de la formación Rt se calcula mediante mediciones individuales o combinadas de esta magnitud física. Por consiguiente es de gran importancia para el analista familiarizarse con las características de los diversos instrumentos que la miden.

Y téngase presente que ***si ρ varía entre la medición de un perfil lateralmente somero y la de uno profundo, significa que hay invasión***, por ejemplo un filtrado de lodo dulce dará mayor ρ que una formación salobre.
A continuación se presenta un cuadro generalizado de aplicación de la fórmula de Archie.



Esquema general de cálculos de saturación con datos de pozo (modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)

Aquí arriba se expresan las ***relaciones matemáticas para estimar la saturación de fluidos en las zonas virgen y lavada en torno al pozo***, así como el planteo de cocientes entre *Sw* y *Sxo* a partir de los cuales se puede

pronosticar el fluido original de la formación que se obtendría en el caso de ejecutarse un ensayo de producción (agua con sales o hidrocarburos), aunque las magnitudes de referencia (0,75 - 1) pueden variar y deben ajustarse en cada yacimiento en particular. El esquema también indica desde dónde pueden obtenerse los distintos datos requeridos y qué correcciones deben hacerse en cada caso. Las porosidades pueden surgir alternativamente de un perfil sónico (ϕ_S) o de promediar las porosidades que surgen de los perfiles de densidad (ϕ_D) y neutrónico (ϕ_N), es decir ϕ_G, eligiéndose siempre la menor de ellas debido a que suelen medir en exceso.
Dado que en un intervalo productivo aquella fracción del espacio poral que no contiene agua (S_W) se supone que contiene hidrocarburos (S_{HC}), el pronóstico de saturación de hidrocarburos también puede hacerse simplemente como: $S_{HC} = 1 - S_W$ (siendo 1=100%)
También existen fórmulas alternativas, que en general son modificaciones de la original de Archie, mejor ajustadas para contextos productivos más específicos y disponibles en los distintos programas informáticos.

Cálculo de la arcillosidad

Es necesario determinar el contenido pelítico para calcular correctamente la porosidad que proporcionan los perfiles, la cual, a su vez, entra en la fórmula de Archie.
Ante todo debe tenerse presente que pueden obtenerse porosidades desde los perfiles de densidad (o litodensidad), neutrónico (en sus distintas variantes), acústico (sinónimo de sónico) y dieléctrico, aunque este último se usa poco. (Los perfiles radiactivos son abordados en el Tema 09 y el acústico en el Tema 16).
Si se dispone de más de un perfil, normalmente se elige el valor más bajo o conservador, ya que ***estas herramientas calculan la porosidad ϕ incluyendo aquella de la matriz fina (impermeable) del reservorio***.
Por eso se refiere el contenido pelítico o arcillosidad como un volumen V_{sh} (*shale*, lutita en inglés) involucrando también alguna posible fracción limosa. A continuación las ecuaciones generales.

Si la arenisca reservorio es limpia: $\delta b = (1 - \phi e).\delta m - \phi e.\delta f$

(δm, δf, δb son las densidades de matriz, de fluido y la bruta medida por la herramienta; como δm ***se toma el dato conocido dentro del intervalo analizado***, pero suele aproximarse con el valor del cuarzo: 2,65)

Por lo cual la porosidad efectiva resulta: $\phi e = (\delta m - \delta b) / (\delta m - \delta f)$

Pero si la arenisca es arcillosa: $\delta b = (1 - \phi e - V_{sh}).\delta m - \phi e.\delta f - V_{sh}.\phi_{sh}$

De donde: $\phi e = [(\delta m - \delta b) / (\delta m - \delta f)] - V_{sh}\,[(\delta m - \delta_{sh}) / (\delta m - \delta f)]$ Es decir que: $\phi e = \phi b - V_{sh}.\phi_{sh}$

(V_{sh}, δ_{sh}, ϕ_{sh} son volumen, densidad y porosidad de lutitas, ϕb la porosidad bruta o *bulk,* al bulto)

La porosidad efectiva puede calcularse a partir de porosidades brutas medidas por las herramientas de densidad, neutrónicas, acústicas o dieléctricas. La fórmula es análoga.

Existe una variedad de alternativas para el **cálculo de la arcillosidad**, con la cual ajustar tales porosidades. Entre ellas se elige el menor valor dado que suelen resultar por exceso. Son las siguientes:

1) con un perfil de **rayos gamma** (Tema 09), $V_{sh} = (\gamma_i - \gamma_{mín}) / (\gamma_{máx} - \gamma_{mín})$

(γ_i, $\gamma_{mín}$, $\gamma_{máx}$ son los valores en la capa de interés, mínimo y máximo en el perfil; en casos particulares puede multiplicarse por alguna constante empírica válida para el área)

2) con un perfil **espectrométrico** (Tema 09), $V_{sh} = (K_i - K_{mín}) / (K_{máx} - K_{mín})$

O bien con Th en lugar de K, $V_{sh} = (Th_i - Th_{mín}) / (Th_{máx} - Th_{mín})$

3) con un perfil **neutrónico** (Tema 09), $V_{sh} = (\phi_{Ni} - \phi_{Nmín}) / (\phi_{Nmáx} - \phi_{Nmín})$

(ϕ_{Ni}, $\phi_{Nmín}$, $\phi_{Nmáx}$ son las porosidades neutrónicas en la capa de interés, la mínima y la máx. leídas en perfil)

4) con un perfil **sónico o acústico** (Tema 16), $V_{sh} = \phi_{Si} / \phi_{Ssh}$

(ϕ_{Si}, ϕ_{Ssh} son las porosidades acústicas en la capa de interés y en una capa de lutitas)

Los registros acústicos no responden linealmente ante la variación de cada componente individual de una roca; en cambio sí los registros de densidad, pero con poca profundidad de investigación. Véase Wyllie et al., 1958.

5) con un perfil de **potencial espontáneo**, $V_{sh} = 1 - (SP_i / SSP)$ O bien, $V_{sh} = (SP_i - SP_c) / (SP_{sh} - SP_c)$

(SP_i es el potencial espontáneo en la capa de interés y SSP un valor de referencia estático en arcilla; SP_c es la medida frente a capas limpias o *clean* y SP_{sh} es la medición sobre la línea base de arcillas)

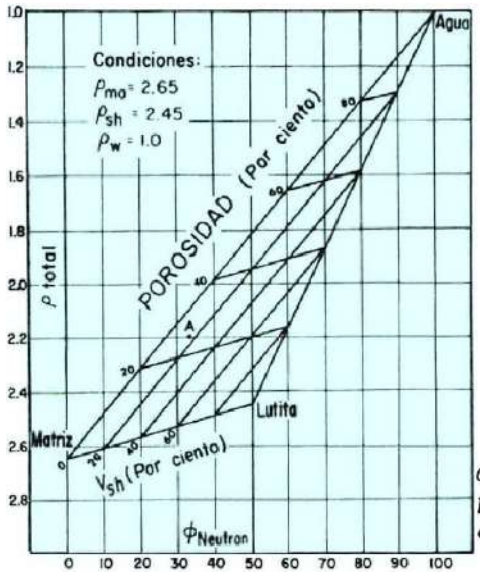
6) con un perfil de **resistividad**, $V_{sh} = (R_{sh} / R_t)^{1/2}$

(R_{sh}, R_t son las resistividades de las lutitas y la profunda o verdadera en la capa de interés)

7) con **Ábacos**, a partir de datos de dos perfiles: se puede representar ϕ_N vs ϕ_D, ϕ_N vs ϕ_S, ó ϕ_D vs ϕ_S.

Por ejemplo, en una gráfica ϕ_N versus ϕ_D (derecha) la recta a 45° se refiere a una arenisca limpia, en tanto la arcillosidad crece paralelamente hacia la derecha.

Parecido es el ábaco de la izquierda: en las ordenadas se representa la densidad dada por el *density log* o perfil densimétrico. (Véase estos perfiles en el Tema 09).



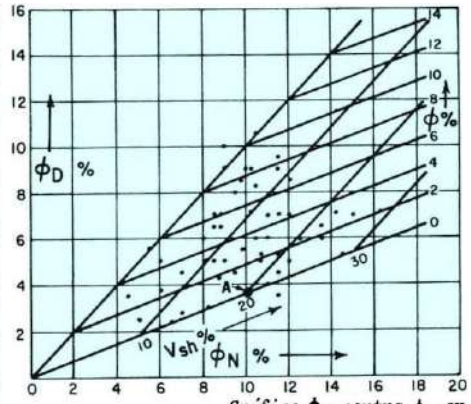


Gráfico ϕ_D contra ϕ_N en sección de caliza arcillosa

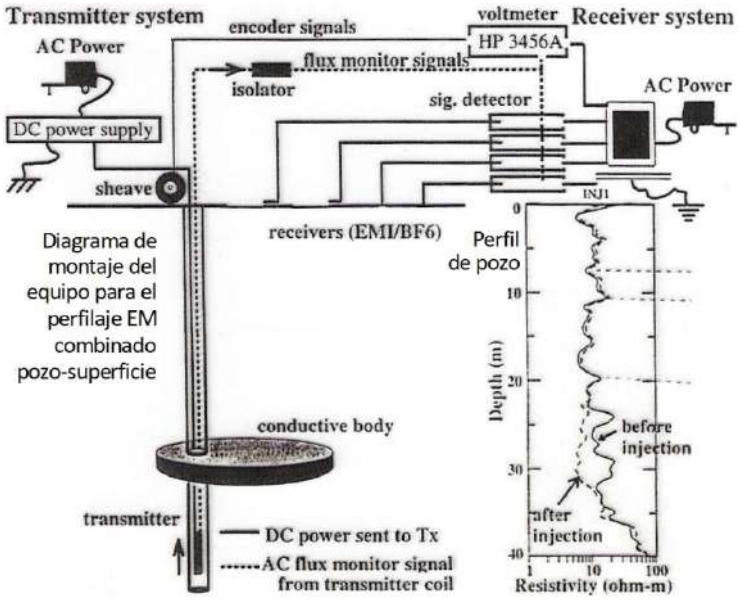
Gráfico Densidad-Neutrónico que muestra puntos para matriz, fluido y lutita calibrados para determinar V_{sh} y porosidad

(modificado de Schlumberger, 1975)

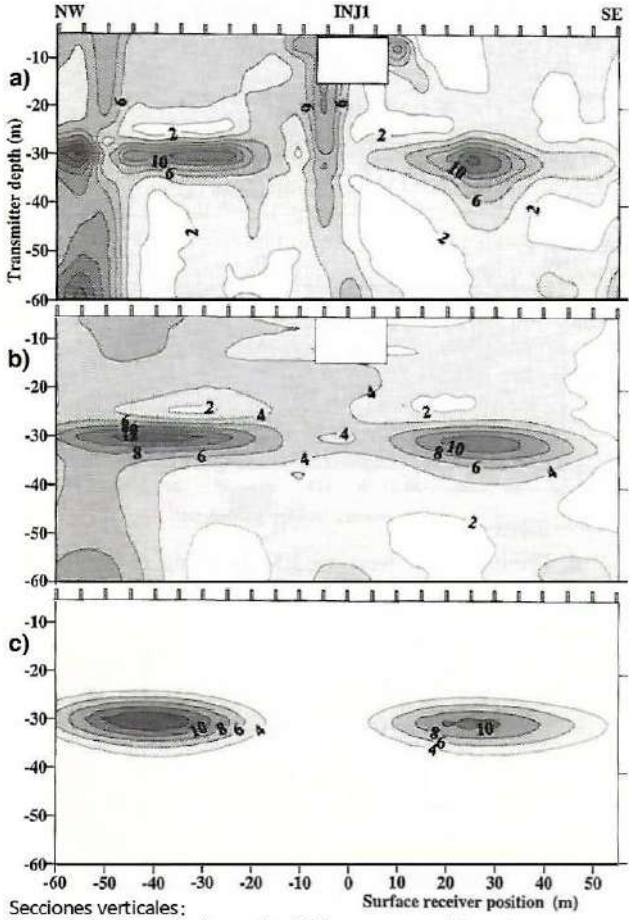
APLICACIONES ESPECIALES DE GEOELÉCTRICA DE POZO

Es práctica frecuente que los perfiles geoeléctricos se corran para mejorar la producción en pozos de reacondicionamiento (*workover*), sea que luego se baje cañón para abrir y evaluar nuevas capas o que se estimulen reservorios ya conocidos, o por otras necesidades de mayor conocimiento del yacimiento. ***Los perfiles radiactivos y sónicos son los que dan mejor información a través de la cañería de revestimiento.***

El siguiente es un caso distinto: adquisición de datos electromagnéticos combinados pozo-superficie en un sondeo poco profundo en Japón para modelar la respuesta de reservorios con agua de formación conductiva.



(figuras modificadas de Tseng *et al.*, 1998)



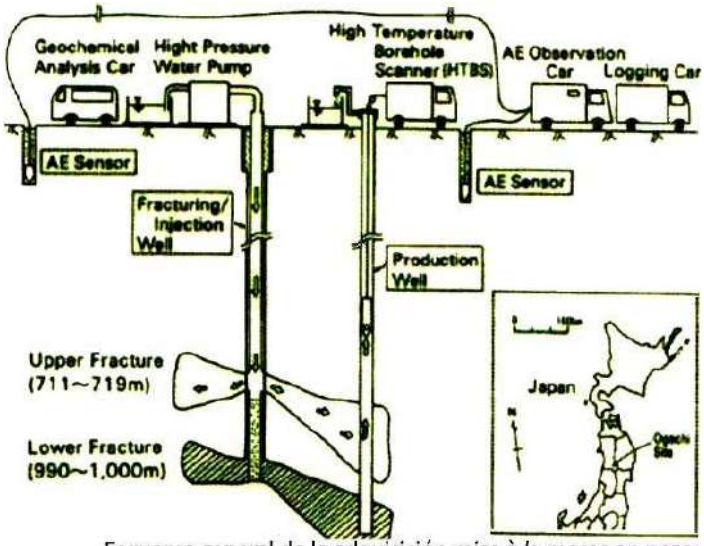
Secciones verticales:
Fasor de la diferencia de amplitud del campo magnético entre post y pre-extracción de los datos del campo EM vertical, expresado en porcentaje.
a) campo registrado; b) campo filtrado; c) modelado númerico.

Se esquematiza el dispositivo, se presenta el perfil de ρ del pozo (obsérvese el cambio entre antes y después de inyectar agua salada en el reservorio) y la sección vertical que pasa por el pozo INJ1 donde se destaca la respuesta del reservorio (antes y después de filtrar ruidos) y su comparación con el modelo esperado.

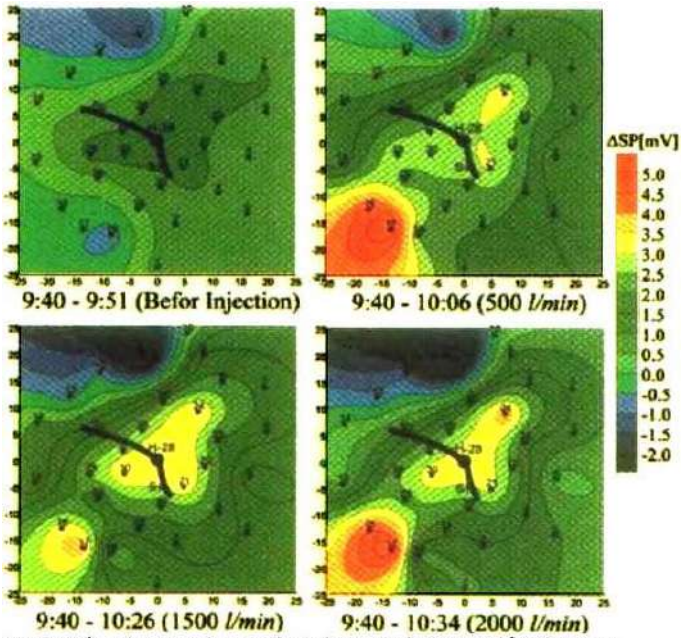
Seguidamente otro ejemplo de registro pozo-superficie, también en Japón, donde fueron cosechados datos de potencial espontáneo y resistividad a partir de la emisión de un campo EM de muy baja frecuencia (0,1 Hz, en la

práctica equivalente a corriente continua). Es una modalidad particular del método de *mise à la masse* que emplea la cañería de revestimiento como uno de los electrodos de corriente (electrodo cargado), el electrodo de puesta a tierra está muy lejos (infinito), uno de los electrodos de potencial está también en el infinito y el otro se halla en el cable dentro del pozo. Estos registros se hicieron con intensidades de 1 a 10 A a intervalos de tiempo en operaciones de inyección de agua y vapor, más posterior hidrofracturación, haciendo un seguimiento geoeléctrico tomográfico del cambio petrofísico progresivo de las condiciones del reservorio (zonas fracturadas). Se trató de una investigación piloto para el monitoreo de explotaciones geotérmicas –parecidas a las petroleras– en lo que constituye una técnica 4D (espacio más tiempo) que permite identificar sectores más permeables y direcciones preferenciales de fracturamiento. Véanse los mapas de ρ residual (ρ calculada con los voltajes, intensidades y factor geométrico, restando luego la componente regional) y de los *SP* causados por los potenciales de flujo y medidos durante la adquisición de datos.

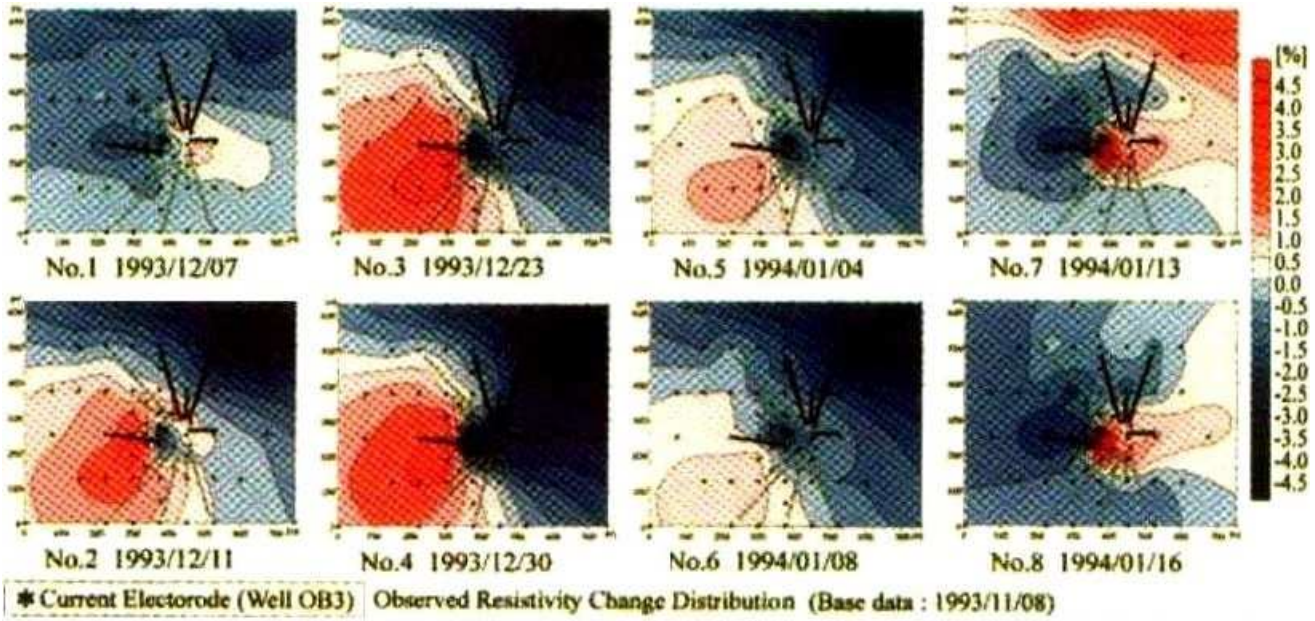
(figuras modificadas de Keisuke *et al.*, 1999)



Esquema general de la adquisición *mise à la masse* en pozo.



Variación observada en el SP durante la inyección de agua.



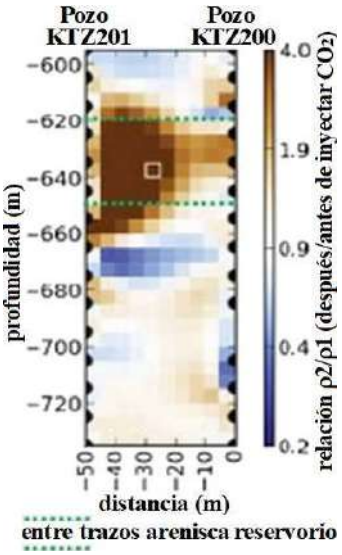
Cambios en la resistividad aparente residual durante las operaciones de inyección de vapor.

TOMOGRAFÍAS ELÉCTRICAS ENTRE POZOS

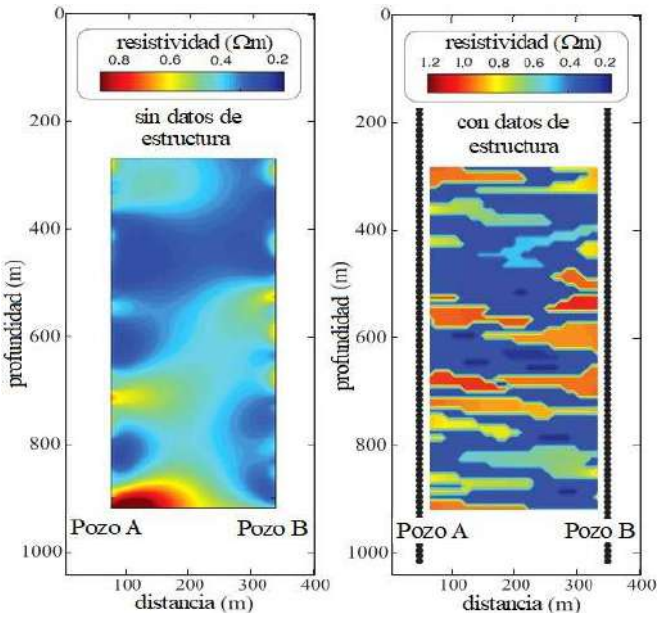
Existen muchas variantes de este tipo de registros no convencionales, comúnmente obtenidos mediante perfiles de inducción dado que suele tener más penetración, aunque la inyección de corriente continua también puede utilizarse si el lodo es salado o si la profundidad del pozo es menor a 100 metros (casos no petroleros), ya que en

esta situación se evitan ruidos culturales. Se procede con emisión y recepción alternada entre pozos cercanos o entre un pozo y la superficie. La idea es generar imágenes continuas entre los sondeos, 2D ó 3D, cuya calidad depende de los contrastes de resistividad del subsuelo y de la cercanía de los pozos entre sí. Se presenta un caso para pocitos muy superficiales en el Tema 07 pág.166.

A continuación dos casos de tomografías en pozos profundos. El primero, a la izquierda, a 25 km de Berlin, cuenca Noreste de Alemania, tuvo como objetivo, tras 5 años de inyección de dióxido de carbono, evaluar su saturación en un reservorio sedimentológicamente heterogéneo que originalmente tenía sólo agua salada. Se hizo la inversión de datos mediante un modelado 3D repetido en el tiempo (*time-lapse*). El dispositivo electródico quedó ahí permanente para continuar la evaluación a través de los años. También fueron realizadas mediciones de presión del reservorio, se adquirió sísmica, se hizo perfilaje neutrónico-gamma, obtención de datos geoquímicos, etc. Un solo pozo es inyector (el KTZ201) y otros son de observación. El CO_2 es tomado de la atmósfera e inyectado a presión para contribuir a mitigar el cambio climático global.



Ketzin, Alemania. Proyecto CO_2 (modificado de Schmidt-Hattenberger *et al.*, 2016)



Modelado sismoeléctrico (modificado de Sava *et al.*, 2014)

El segundo caso trata de un modelado entre pozos que procesó la imagen tomográfica de los datos resistivos sin información adicional de la estructura del subsuelo. Y después esos mismos datos con la guía de información de la sísmica cuyos horizontes reflectores aportan sobre la estructura y canalizan las resistividades. Esto se consiguió mediante el auxilio de un algoritmo sismoeléctrico empleado a tal fin. El resultado claramente es mejor, como podemos apreciar cotejando las imágenes.

PERFILAJE DIELÉCTRICO DE POZOS

Desarrollado en Rusia hacia 1970, es un registro que ha sido muy utilizado como ***indicador de porosidades y tipos de fluidos*** en muchas cuencas. A diferencia de los demás perfiles eléctricos de pozo, éste no se basa en medir cambios en la resistividad, sino en la magnitud de la **permitividad** o **constante dieléctrica**, como ocurre en el georradar. La permitividad, como se mencionó, es muy sensible a los cambios en el contenido de agua, molécula dipolar por excelencia. El perfil en rigor mide el **tiempo de propagación** de las ondas electro-magnéticas, el cual es proporcional a la permitividad, según la relación:

$$V = 1 / (\mu.\varepsilon)^{1/2}$$ (donde μ es la permeabilidad magnética y ε es la permitividad eléctrica)

Corre sólo a pozo abierto y tiene muy buena resolución vertical (5 cm), que permite ver capas muy delgadas, registrándose a partir de un patín que va contra la pared del pozo, por ejemplo con dos emisores (arriba y abajo, con unos 20 cm entre uno y otro) y dos receptores (en el centro, a unos 5 cm entre sí). Una medida adicional es la atenuación del arribo comparando las amplitudes entre uno y otro receptor. Se registra dos veces, una desde cada transmisor, y posteriormente se promedia. También puede medirse el ángulo de fase Φ del campo S dado que $(1/Rw) = \Phi w^2 + C$ (constante del aparato). Φ aumenta con la salinidad y la temperatura (mayor σ).

El rango de frecuencias es el de microondas, de unos 20 a más de 1.000 MHz, como en el georradar. Puede operar con distintas frecuencias y distancias emisor-receptor para investigar a distintos radios. No se utiliza con lodos inversos en razón de que en este escenario sólo podría dar datos de la zona virgen.

En la figura de la página siguiente, junto al perfil dieléctrico (en este caso el *EPT*, *Electromagnetic Propagation Tool*, ya que hay otros, incluso más modernos) se grafican los perfiles de calibre del pozo, rayos gamma naturales (*GR*), potencial espontáneo (*SP*), resistividad del lateroperfil profundo (*LLD*) y microesféricamente enfocada (*MSFL*). También fue corrido un perfil de densidad (fuente radiactiva) cuyas porosidades resultantes

(ϕ_D) se representan en comparación con las porosidades del perfil dieléctrico (ϕ_{EPT}), que difieren proveyendo valores más bajos frente a reservorios hidrocarburíferos, ya que allí existe mucha menos agua (fluido que es prácticamente sinónimo de porosidad en el perfil dieléctrico). Esto, a su vez, puede cotejarse contra los valores de ρ (en el carril derecho, con valores crecientes de izquierda a derecha) ya sea que hayan sido leídos con dispositivos de corriente continua o alterna. Con lodos de baja salinidad, como en este ejemplo –que es lo más común–, ***la resistividad profunda*** (en este caso la *LLD*) ***generalmente da valores algo más bajos que la de alcance medio o somero*** (aquí la *MSFL*) ***porque la conductividad del agua de formación (lectura en zona virgen) es mayor que la medida en la zona parcial o totalmente invadida por lodo (lectura en zona lavada o transicional). Pero en presencia de hidrocarburos la relación de σ se invierte y las curvas se cruzan entre sí.*** Este comportamiento típico frente a los reservorios de interés productivo se observa aquí en varios intervalos.

MATERIAL	ϵ RELATIVA AL AIRE	t_{po} SIN PERDIDAS DE ENERGIA
Gas	1.0	3.3
Petróleo	2.2	4.9
Agua	56 - 80	25 - 30
Cuarzo	4.7	7.2
Caliza	7.5	9.1
Dolomita	6.9	8.7
Anhidrita	6.5	8.4

en una formación acuífera limpia: $t_{po} = \phi \cdot t_{pw} + (1-\phi)\, t_{pma}$

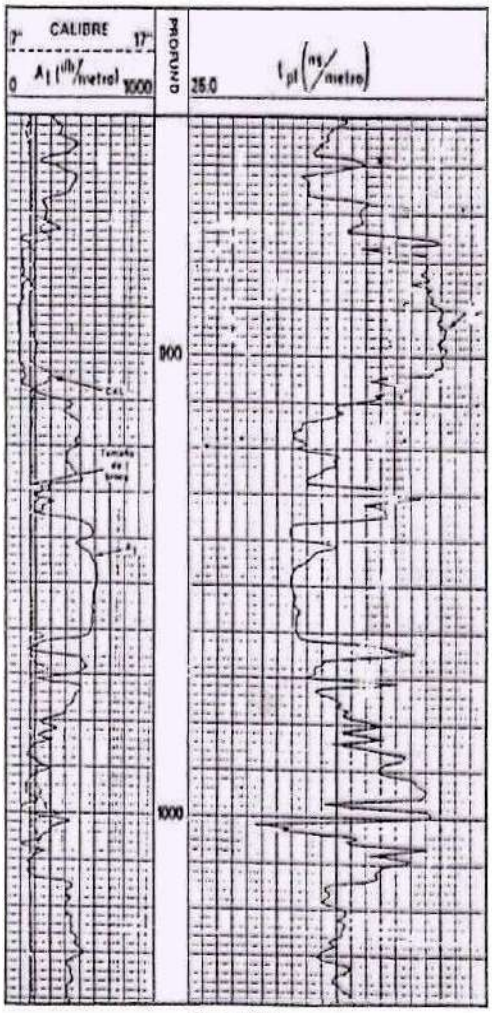
$$\phi = \frac{t_{po} - t_{pma}}{t_{pw} - t_{pma}}$$

donde t_{po} = tiempo de propagación sin pérdidas de transmisión de la formación

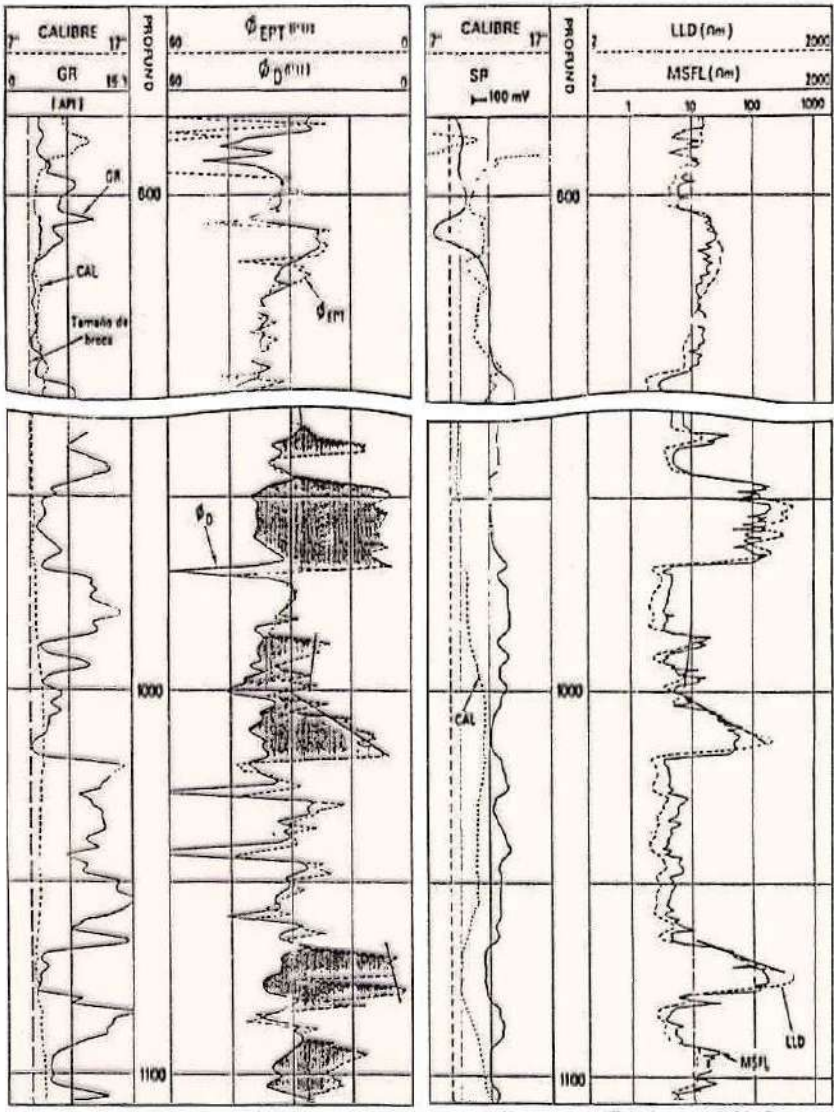
t_{pw} = tiempo de propagación sin pérdidas de transmisión del agua

t_{pma} = tiempo de propagación sin pérdidas de transmisión de la matriz

ϕ = porosidad



Perfil EPT

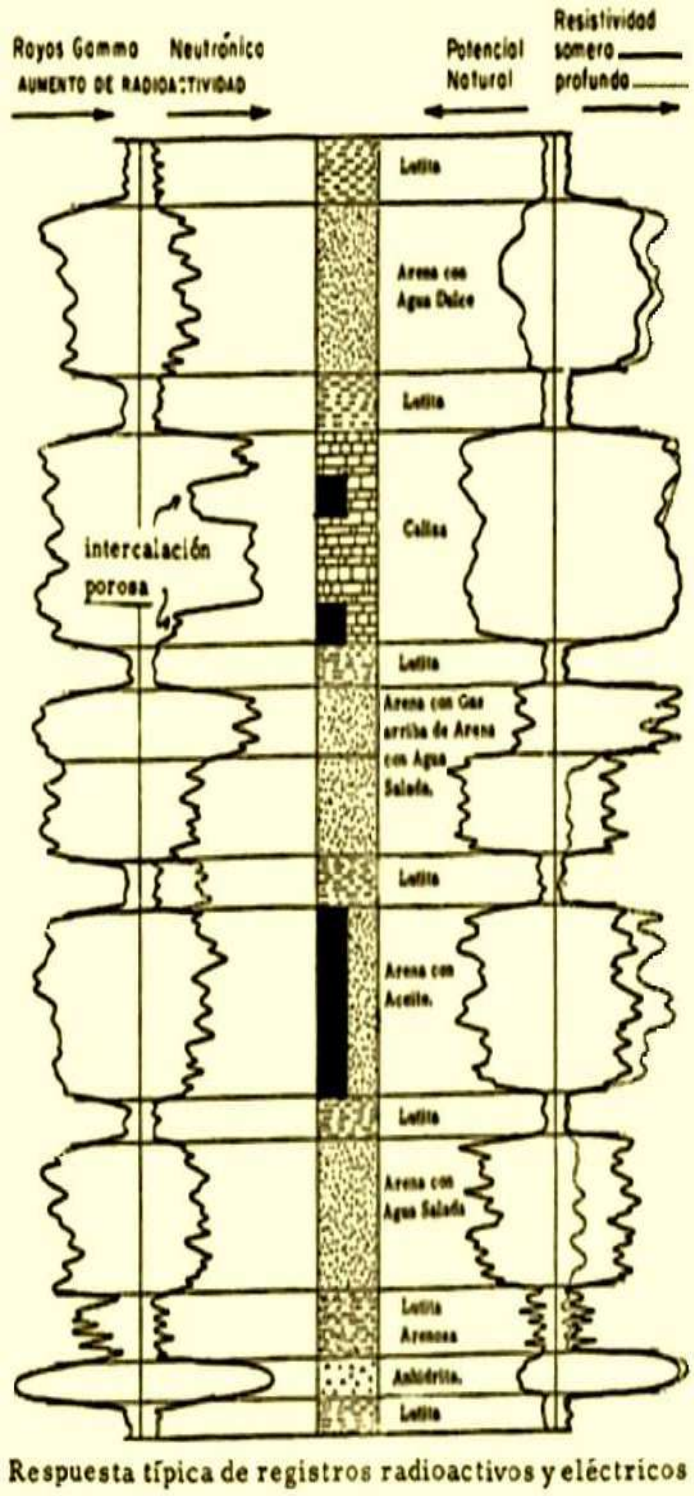


Evaluaciones rápidas con el EPT *Comparación con perfiles de resistividad*

Izquierda, tramo de perfil dieléctrico; centro y derecha, evaluación en dos tramos (modificado de Schlumberger)

PAUTAS IMPORTANTES EN TODOS LOS PERFILES

Es ampliamente sabido que el término hidrocarburo (en inglés *hydrocarbon*) deriva del griego *ύδρο*, hidro, agua, y del latín *carbo*, carbón. Y sabemos que petróleo viene del latín *petra* (a su vez del griego *πέτρα*, petra, piedra) y de *oleum* (aceite, al principio sólo referido al de oliva), aunque en tiempos romanos al petróleo lo llamaban *naphta*, del griego *νάφθα* (que suena igual) derivado del acadio *naptu* (lengua de la Mesopotamia, actual Irak, entre aproximadamente 2800 a.C. y 300 d.C.). La palabra gas fue en cambio acuñada por el alquimista belga (flamenco) **Jan van Helmot** hacia 1640 inspirado en el latín *chaos* (masa sutil informe), a su vez del griego *χάος* (caos, abismo primordial, en el que intentaremos no seguir cayendo ahora)…



(perfil modificado de World Oil)

Digresión etimológica al margen, hemos ya mencionado la importancia del tipo de lodo. También el calibre de pozo y las posibles cavernas. Hemos advertido sobre la dificultad de leer capas muy delgadas. Hicimos referencia a los diferentes radios de lectura de las herramientas. Y acabamos de comentar cómo pueden cruzarse las lecturas resistivas hechas con distinto radio lateral (ver igualmente esta última figura), indicando la posible presencia de hidrocarburos. Ha de recordarse también que las ***arcilitas***, aunque impermeables, son casi siempre más porosas que las areniscas y que, por tal motivo, si contienen los usuales fluidos salobres, ***registran menor resistividad en perfil***, como se ve en la figura adyacente.

Como sea, ***siempre hay que observar todas las curvas disponibles*** –y tener en cuenta otras informaciones del pozo– ***antes de apresurarse a sacar conclusiones sobre qué intervalos punzar*** en los ensayos para hallar hidrocarburos. ***Aditivos del lodo alojados en la zona lavada o cambios geológicos laterales podrían dar respuestas fatalmente engañosas***.

Además ***recuérdese que con la profundidad se incrementan la presión, la temperatura, la densidad, la diagénesis de las rocas*** que ha perforado el trépano o broca (*bit*). ***Factores que determinan una tendencia o deriva general en casi todos los perfiles (incluyendo los gravimétricos, magnéticos, radiométricos, acústicos, etc.), que es específica de cada propiedad mensurada.***

En fin, será deseable que esta historia termine con el montaje de un equipo de bombeo (sea una "jirafa" o la antigua noble "cigüeña", invento inspirado en los trabucos medievales para asaltar castillos) y no finalizar en cambio con un tapón de abandono en esta suerte de asalto a la riqueza del subsuelo.

Si todo va bien, años después llegarán los equipos de mantenimiento (*pulling*, en ocasiones sólo un servicio varillero: *flushby*) para cambiar bomba, varillas y/o tubería de producción (*tubing*), así como los equipos de reacondicionamiento (*workover*) a veces para incorporar otras

capas productivas. Es decir, para prolongar la explotación del territorio conquistado.
Con máximo ***respeto medioambiental*** y compartiendo la imperiosísima ***necesidad de un veloz avance hacia las energías que tienen nula huella de carbono***. No sea cosa que haya que dedicarse a las palmeras cocoteras en los futuros decenios en la Patagonia…

Aparejos de producción: tradicional "cigüeña"a la izquierda, y reciente "jirafa" a la derecha; yacimiento Loma Campana, cuenca Neuquina, con producción de petróleo no convencional desde las lutitas de la Formación Vaca Muerta (foto Adriano Calalesina)

Plataforma de producción del yacimiento Fénix en Tierra del Fuego, cuenca Austral, desde tres pozos gasíferos horizontales dentro de las areniscas marinas de la Formación Springhill (foto totalenergies.com)

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué causas puede tener el potencial espontáneo dentro de un pozo?
- ¿Cómo se mide el potencial espontáneo en pozos y qué utilidades tiene?
- ¿Qué parámetros afectan la resistividad en los reservorios?
- ¿Cuándo se usan los perfiles inductivos y cuándo los de inyección de corriente en pozos petroleros?
- Explicar la utilidad de las curvas resistivas (o conductivas) en pozos, profundidades de investigación e implicancias hidrocarburíferas en el cruce de las mismas.
- ¿Cómo se calculan las saturaciones según el método de Archie?
- Enumerar las alternativas para calcular arcillosidad desde perfiles de pozo.
- ¿Qué tipos de perfiles avanzados se fundamentan en la medición de la resistividad?
- Citar algunas aplicaciones no convencionales.
- Dar el fundamento y la utilidad del perfil dieléctrico.
- ¿Qué pautas importantes debe considerarse al interpretar perfiles geofísicos de pozo?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Archie, G., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Petroleum Transactions, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 146 (p 54-62).
- Argentine Chapter, South American Petroleum Institute, 1952. Glosario técnico de la industria del petróleo; Rikles, B. Ed. (619 p).
- Aulia, K., Poernomo, B., Richmond, W., Wicaksono, A., Béguin, P., Benimeli, D., Dubourg, I., Rouault, G., VanderWal, P., Boyd, A., Farag, S., Ferraris, P., McDougall, A., Rosa, M. & Sharabak, D., 2001. Medición de la resistividad detrás del revestimiento. Oilfield Review, Nº1 (p 2-25).
- Bassouni, Z., 1994. Theory, measurements and interpretation of well logs. Textbook Series, V.4 (372 p). Society of Petroleum Engineers.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 475-483, 486-494). Librería de Ciencia e Industria.
- Dahlberg, K & Ference, M., 1984. Electromagnetic propagation tool (12 p). Schlumberger.
- Ellis, D. & Singer, J., 2007. Well logging for Earth scientists (p 1-245, 597-685). Springer.
- Gearhart Industries, 1984. Well service systems (varios capítulos, 129 p).
- Griffiths D. & King,R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 215-219). Editorial Paraninfo.
- Holt, O., 1974. Aplicaciones del diplog en la geología práctica (69 p). Dresser Atlas.
- Khatchikian, A., 1997. Predicting fluid production of tuffaceous sandstones in the San Jorge Basin with array-type induction logs. SPE Annual Technical Conference (p 257-266).
- Lawrence T. & Fernández, J., 1990. Interpretación del perfil dieléctrico simplificado en ambientes de salinidad variable utilizando gráficos cruzados resistividad-ángulo fase (96 p). Western Atlas.
- Liu, H., 2017. Principles and applications of well logging (356 p). Springer Geophysics.
- Maugeri, L., 2006. L'era del petrolio: mitologia, storia e futuro della più controversa risorsa del mondo. Feltrinelli Editore.
- Pape, H., Clauser, C. & Iffland, J., 1999. Permeability prediction based on fractal pore-space geometry. Geophysics, V.64 N°5 (p 1447-1460).
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 93-110). Editorial Paraninfo.
- Repsol YPF S.A., 2000. La exploración del petróleo y el gas en Argentina; Turic, M. & Ferrari, J. Eds (varios capítulos, 178 p).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 501-531). John Wiley & Sons.
- Sava, P., Revil, A. & Karaoulis, M., 2014. High definition cross-well electrical resistivity imaging using seismoelectric focusing and image-guided inversion. Geophysical Journal International, N°198 (p 880-894).
- Schlumberger, 1975. Fundamentos de interpretación de perfiles (p 1-48, 95-144).
- Schlumberger, 1987. Evaluación de formaciones en la Argentina (cap. III, 1-40; IV, 1-22; VI, 1-8, 11-13).
- Serra, O., 1985a. Análisis de ambientes sedimentarios mediante perfiles de pozo (272 p). Schlumberger.
- Serra, O., 1985b. Estudios estratigráficos y tectónicos mediante perfiles de pozo (159 p). Schlumberger.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Schmidt-Hattenberger, C., Bergmann, P., Labitzke, T., Wagner, F. & Rippe, D., 2016. Permanent crosshole electrical resistivity tomography (ERT) as an established method for the long-term CO_2 monitoring at the Ketzin pilot site. International Journal of Greenhouse Gas Control, V. 52 N°9 (p 432-448).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 771-789). Cambridge University Press.
- Tseng, H., Becker, A., Wilt, M. & Deszcz-Pan, M., 1998. A borehole-to-surface electromagnetic survey. Geophysics, V.63 Nº5 (p 1565-1572).
- Ushijima, K., Mizunaga, H.& Tanaka, T., 1999. Reservoir monitoring by a 4-D electrical technique. The Leading Edge, V.18 Nº12 (p 1422-1424).
- Welex, 1984. Introducción al perfilaje (varios capítulos, 294 p).
- Western Atlas, 1987. Fundamentals of diplog analysis (232 p).
- Western Atlas, 1994. Introducción al perfilaje de Pozos (cap. 1, 2, 3, 4, 5 y 9; 175 p).

- Wyllie, M., 1951. An investigation of the electrokinetic component of the self potential curve. Journal of Petroleum Technology, V.3 N°1 (p 1-18).

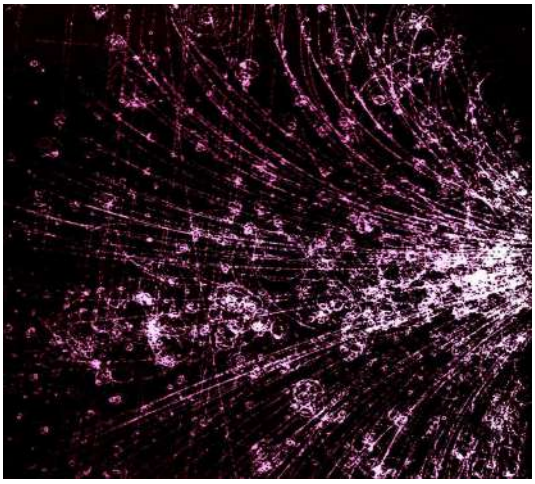
- Wyllie, M., Gregory, A. & Gardner, L., 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophysics, V.23 (p 459-493).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

"Je suis de ceux qui pensent que la science a une grande beauté. Un savant dans son laboratoire n'est pas seulement un technicien, c'est aussi un enfant placé en face de phénomènes naturels qui l'impressionnent comme un conte de fées."

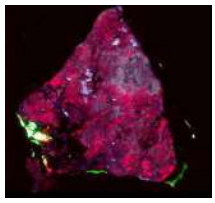
["Soy de quienes piensan que la ciencia tiene una gran belleza. Un científico en su laboratorio no es sólo un técnico, es también un niño frente a fenómenos naturales que le impresionan como un cuento de hadas."]

Maria Salomea Sklodowska-Curie (1929)



Radiación de partículas (imagen CERN)

PROSPECCIÓN RADIOMÉTRICA



Axinita fluorescente.

Cuando nació Maria en 1867 Varsovia y gran parte de Polonia pertenecían al Imperio ruso –mientras que el sur (donde nació **Isidor Rabi**) estaba bajo el Imperio austrohúngaro y el oeste formaba parte del Reino de Prusia, esencia del que poco después sería el Imperio alemán: *Deutsches Reich*–. Maria era la menor de cinco hermanos. Tenía diez años cuando la tuberculosis le quitó a su madre. Tres años antes su hermana mayor había muerto por tifus. Maria ya tenía pensamiento crítico y le resultó evidente que Dios estaba pintado. Se volvió agnóstica.
Dado que la universidad oficial estaba prohibida para las mujeres, cursó estudios en una sede universitaria clandestina que tenía el *bonus* de conservar la lengua y cultura polacas que los sucesivos zares rusos también habían prohibido con brutal autoritarismo –como el dictador Franco con la lengua y cultura catalanas, y mil casos más–. (La palabra царь –zar– como también en alemán *kaiser*, provienen de césar, latín *caesar*).
Hizo el secundario en un colegio de señoritas y luego empezó a ganar unos rublos dando clases particulares.
En 1890 **Maria Sklodovska** se mudó a la capital francesa, donde ya vivía una de sus hermanas, y al año siguiente ingresó a la parisina Universidad de la Sorbona (fundada en 1257) para continuar sus estudios en química, física y matemática. Logró sobrevivir con los escasos francos que recibía de una beca, hasta que pudo comenzar a desempeñarse en un laboratorio. Al año siguiente, 1894, ya laureada, se cambió de laboratorio: fue a colaborar con **Pierre Curie**. Cuando Pierre le propuso matrimonio, Maria le dijo que *Oui!*, pero que deseaba regresar a Polonia. Pierre aceptó ir con ella, pese a que profesionalmente no le convenía a ninguno de los dos. Maria fue a averiguar las posibilidades laborales en la Universidad de Cracovia: le dijeron que las mujeres no tenían nada qué hacer allí. Entonces volvió a París, y desde 1895 fue más conocida como Marie Curie –los franchutes eran menos conservas, pero el apellido del marido obvio que debía aplicarse–.

Université de la Sorbonne (foto pantheonsorbonne.fr)

La radiactividad fue descubierta por el francés **Henri Becquerel** en 1896: había dejado sales de uranio sobre una placa fotográfica (lámina de vidrio recubierta de emulsión fotosensible) dentro de un cajón a oscuras en un lluvioso día parisino y, *Voilà!*, un par de días después notó que en parte se había velado. Becquerel (hijo y nieto de físicos) también descubrió que la emisión radiactiva atacaba los tumores. Años después obtuvo el Nobel.
Maria Sklodowska y **Pierre Curie** en 1899 hallaron otros dos elementos radiactivos: el polonio (así llamado por la patria de Maria) y el radio (del latín *radius*, rayo, y de ahí radiactividad, radiometría y demás).
Marie llegó a ganar dos premios Nobel (física y química), algo que sólo otros tres investigadores han logrado

hasta hoy. Pierre obtuvo el Nobel en física. Y lo mismo conseguiría Irène, la mayor de sus dos hijas, quienes desde temprana edad quedaron huérfanas de su padre: en 1906 Pierre fue atropellado por un carro tirado por caballos: parece que en la París de aquellos años el tráfico ya empezaba a ser un peligro…
Durante la Primera Guerra Mundial Marie e Irène decidieron ir al frente a sacar radiografías a los heridos. (El alemán **Wilhelm Röentgen** había descubierto en 1895 los rayos X al radiografiar la mano de su esposa, hoy también usados para densitometría ósea). Marie falleció en 1934, a los sesenta y seis años, ya ciega como consecuencia de la leucemia adquirida por su reiterada exposición a las radiaciones. Las palabras arriba citadas, que ella repetía ante sus alumnos, ilustran la maravillosa sensibilidad que tenía esta gigante de la ciencia.
Irène dejó Francia tras la invasión nazi, refugiándose en Suiza (país neutral). Otros se fueron a Estados Unidos, tales los casos de **Enrico Fermi** (emigrado de Italia en 1938, luego de recibir el premio Nobel de física por investigaciones sobre irradiación neutrónica, creación de isótopos y reacciones nucleares, debido a la amenaza que representaba el fascismo para su esposa judía), **Niels Bohr** (premio Nobel de física en 1922 por sus descubrimientos sobre la estructura atómica, hijo de madre judía, que huyó en 1943 de su Dinamarca natal tras la ocupación nazi), **Leo Szilard** (judío húngaro que huyó de Berlín en 1933), **Albert Einstein** (premio Nobel de física en 1921, judío alemán que emigró en 1932 ante el inminente ascenso del nazismo y que en 1939 fue convencido por sus colegas de escribir una carta al presidente Roosevelt para promover el proyecto atómico antes que los nazis) y otros (como **Isidor Rabi,** judío polaco emigrado siendo niño) quienes bajo la dirección de **Julius Oppenheimer** (estadounidense, hijo de un judío alemán) directa o indirectamente colaboraron con el Proyecto Manhattan para desarrollar las bombas de fisión nuclear de uranio ($_{92}U^{235}$) y plutonio ($_{94}Pu^{239}$) que luego serían lanzadas sobre las mujeres, niños y ancianos de Hiroshima y Nagasaki –para aplastar incondicionalmente al atroz régimen enemigo, evitar muertes de soldados estadounidenses y ocupar Japón antes que los soviéticos–. Todos estos científicos manifestaron luego su pesar ante tanta monstruosidad.
Las posteriores bombas de fusión de hidrógeno y su variante neutrónica afortunadamente no han masacrado gente.

Prueba nuclear en el atolón Bikini, islas Marshall, 1946, tras expulsar a sus aborígenes (foto U. S. Navy)

PROCESOS RADIACTIVOS

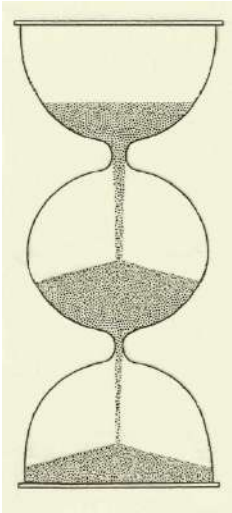
La radiactividad es la facultad de emisión de radiaciones (alfa, beta, gamma) que poseen los núcleos de ciertos elementos químicos inestables llamados radiactivos, que al hacerlo transmutan en otros elementos (diferente cantidad de protones o número atómico Z, por lo que también difiere el número másico A) o bien en otros **radionúclidos o isótopos** (del griego ἴσος, isos: igual; τόπος, topos: lugar) del mismo elemento (igual Z pero distinta cantidad de neutrones, por lo que sólo difiere A), que pueden resultar inestables o estables. **Es un proceso estocástico** (aleatorio para átomos individuales) y son radiactivos todos los elementos naturales de número atómico alto, a partir del polonio (Po, Z=84), aunque también algunos isótopos del bismuto ($_{83}Bi^{214}$), del plomo ($_{82}Pb^{210}$, $_{82}Pb^{214}$) y muchos otros entre los de menor número atómico, hasta inclusive el tritio ($_{1}H^{3}$).
La **actividad radiactiva** es el número de átomos desintegrados por segundo, una característica propia de cada sustancia. Se cuantifica en ***Becquerel (Bq)*** o ***Curie (Ci)***: $1\,Bq = 1\,\text{desintegración/segundo.gr}$ $\quad 1\,Ci = 3{,}7.10^{10}\,Bq$
Las modificaciones de un determinado elemento radiactivo dependen del número de átomos desintegrados y de la proporción entre cantidad de sustancia transformada y existente.
Siendo No el número de átomos de la sustancia radiactiva existentes en un instante t_o y N los presentes en un instante posterior t la velocidad de desintegración será:

$-\frac{dN}{dt} = \lambda.N$, donde λ es la **constante de desintegración**, es decir el descenso de radiactividad por unidad de tiempo

de modo que: $\frac{dN}{N} = -\lambda dt$, e integrando: $\ln N = -\lambda.t + K$

Puede calcularse el valor de K, dado que en el instante inicial, cuando $N = N_o$ y $t = t_o$ resulta: $K = \ln N_o$
Entonces: $-\lambda.t = \ln N - \ln N_o = \ln \frac{N}{N_o}$ y tomando el **período de semidesintegración** $t_{½}$, o sea el tiempo necesario para que la cantidad de átomos iniciales se reduzca a la mitad, resulta: $-\lambda.t_{½} = \ln \frac{1}{2} = -0{,}693$ De modo que: $t_{½} = \frac{0{,}693}{\lambda}$

La **vida media** τ es la inversa de la constante λ, es decir que: $t_{½} = 0{,}693\,\tau$



En una **serie de isótopos** que van desde un elemento radiactivo inicial a uno estable final puede definirse el equilibrio radiactivo al cabo de un tiempo suficiente para que se hayan llegado a formar los primeros átomos estables.
La cantidad de átomos de un isótopo en una serie que se encuentra en equilibrio radiactivo resulta inversamente proporcional al tiempo de vida media de dicho isótopo:

$$\frac{N_1}{\tau_1} = \frac{N_2}{\tau_2} = \dots = \frac{N_n}{\tau_n}$$

La cantidad de granos de un compartimiento en un reloj de arena o clepsidra múltiple, una vez alcanzado el equilibrio, resulta inversamente proporcional al diámetro del cuello que les permite caer. Lo mismo se da con la cantidad de autos en un cuello de botella del tránsito, aunque no sea la clase de vida media que quisiéramos tener. (De paso, clepsidra viene del griego κλέπτειν –kléptein, robar–, de donde cleptómano, e ὑδρο (hidro), agua– porque al inicio no fueron de arena sino de agua "robada" de a gotas).

DATACIONES

Ahora bien, dado que, $-\lambda.t = \ln \frac{N}{No}$ entonces, $\frac{N}{No} = e^{-\lambda t}$ y $No = N.e^{\lambda t}$

El número de átomos hijo Dc producidos por el decaimiento del elemento padre inicial No será:

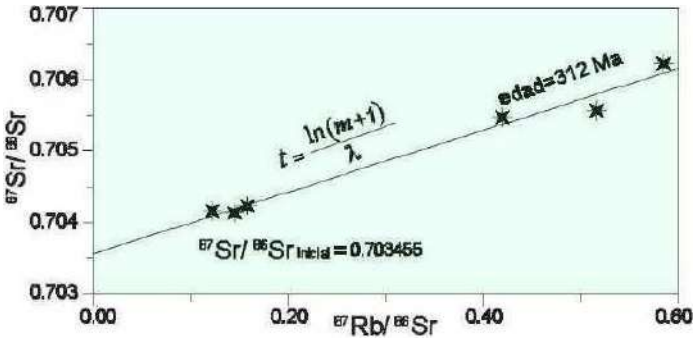
$$Dc = No - N \quad \text{por lo que,} \quad Dc = N.e^{\lambda t} - N \quad \text{y} \quad Dc = N\,(e^{\lambda t} - 1)$$

El número total de átomos hijo en cualquier tiempo es: $D_T = D_o + D_c$
(siendo Do aquellos ya preexistentes en el instante inicial de formación de la roca, por decaimientos previos)

Entonces, $D_T = D_o + N\,(e^{\lambda t} - 1)$ –que es la ecuación de una recta–

Despejando resulta: $t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{(D_T - D_o)}{N} + 1$

Por lo tanto, ***la proporción de isótopos radioactivos transmutados desde la formación de la roca o fósil que los contiene es proporcional al tiempo t transcurrido***.
Y este es el fundamento de la **geocronología absoluta** –a diferencia de otros muchos métodos de datación relativa–, partiendo de los estudios pioneros de **Bertram Boltwood** en 1907 en Estados Unidos, después intensamente desarrollados por el inglés **Arthur Holmes**, quien en 1913 calculó en $1{,}6.10^9$ años la edad de la Tierra (un número muy elevado para la expectativas de la época), la cual fue estirando él mismo con estudios cada vez más ajustados hasta llevarla en 1944 a valores cercanos a los actualmente aceptados.



(modificado de Hernández-Bernal *et al.*, 2000)

A la izquierda puede observarse el diagrama de una isócrona (línea que une puntos de igual edad) a partir de datos de Rb/Sr. Resulta evidente el arreglo lineal de los puntos que representan a varias rocas cogenéticas, donde la edad de la roca es directamente proporcional a la pendiente de la recta y la ordenada al origen proporciona el valor inicial de Sr^{87}/Sr^{86}. Obsérvese que tanto en las abscisas como en las ordenadas los isótopos padre (Rb^{87}) e hijo (Sr^{87}) han sido divididos por un isótopo estable y bastante abundante del elemento hijo (Sr^{86}), circunstancia que no altera el resultado de los cálculos antes vistos y permite obtener la cantidad del isótopo hijo inicial Do llevando la recta hasta la ordenada al origen, es decir el cociente isotópico Sr^{87}/Sr^{86} para el caso de no existir Rb^{87} a partir del cual pudiera crearse Sr^{87} por desintegración radiactiva, o sea que en esa instancia de tiempo inicial el Sr^{87} preexistente (cantidad Do) debió tener otro origen (incluso seguramente a partir de una cierta porción de Rb^{87} anterior a ese suceso), pero no provino del isótopo padre No que a partir de la formación de esa roca ha ido generando por decaimiento la cantidad Dc.
Si los puntos de la isócrona corresponden a distintos minerales, se trata de una edad de enfriamiento promedio, pero si corresponden a la roca total, la edad se refiere a la última homogenización isotópica de la roca sin importar eventuales procesos metamórficos.
Existen otras series isotópicas empleadas para hacer dataciones (Sm-Nd, Lu-Hf, K-Ar, U-Pb; tabla en pág.232), así como otros métodos de cálculo y diversas técnicas de cuantificación isotópica de muestras en laboratorio.
Las concentraciones de isótopos radiactivos han variado a lo largo de la historia terrestre, hecho que ha sido

documentado, como así también las diferencias composicionales entre la Tierra y el sistema Solar original: el *CHUR* (*chondritic uniform reservoir* o reservorio condrítico uniforme), cuya denominación obedece a que los meteoritos denominados condritas son representativos de la materia original del sistema Solar, a su vez muy similar al manto terrestre primigenio. También se ha ido ajustando un modelo sobre las variaciones entre distintas porciones de nuestro planeta, por ejemplo la mayor abundancia relativa de plomo en el núcleo (por la marcada tendencia de éste a formar sulfuros) y en cambio la escasez de uranio, que fue mayormente segregado hacia el manto y la corteza. Otras muchas consideraciones geoquímicas exceden el tema aquí abordado.

Termoluminiscencia: La palabra luminiscencia (de *lumen*, lumbre en latín) fue acuñada en 1888 por el alemán **Eilhard Wiedemann** y la hay de distintos tipos. (Luz viene de *lux* y recuérdese que lux, lumen y candela son unidades de iluminación del S.I.). La luminiscencia térmica, descubierta ya en 1663 por el inglés **Robert Boyle** (el de la ley de presión del gas, y no sólo) es una propiedad eléctrica de muchos minerales: la emisión de luz de un sólido aislante o semiconductor al ser calentado –aparte de la incandescencia al quemarse–.

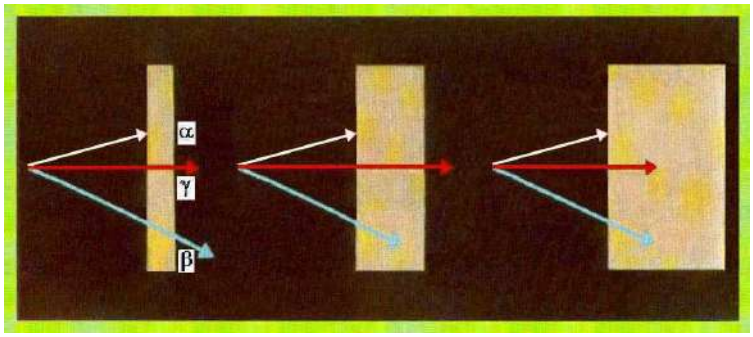
La radiación ionizante (cósmica, α, β, γ, así como rayos X y catódicos) al incidir sobre un material hace que los electrones y sus huecos queden retenidos en imperfecciones de la red cristalina (trampas) entre las bandas de conducción y valencia. A mayor tiempo de exposición a la radiación, mayor cantidad de electrones y huecos que podrán quedar así retenidos. Al calentar el material los electrones y huecos se liberan, deshaciéndose el sólido del exceso de energía adquirida y emitiendo los fotones que visualizamos. Esto acontece en la fluorita, apatita, calcita y otros minerales.

Termoluminiscencia variable en muestras de fluorita (fotografías Julien Simon)

La termoluminiscencia se emplea para dataciones absolutas, dado que la cantidad de luz emitida aumenta en función del período de tiempo que la muestra dispuso para absorber y producir huecos. El inglés **Martín Aitken** en 1964 comenzó con su aplicación para arqueología (hogares, cerámicas) y luego otros lo han hecho para sedimentos, lavas, depósitos carbonáticos, etc. Las muestras deben tener edades de entre 1.000 y 500.000 años; no aplica más que al Pleistoceno superior y Holoceno. El mineral más utilizado para datar es el cuarzo por su abundancia y porque los rayos cósmicos que llegan constantemente a la superficie terrestre producen cambios acumulativos en su estructura cristalina. La unidad empleada para cuantificarlo es el gray, igual a un joule de radiación absorbida por cada kg de materia. (**Louis Gray** fue un inglés pionero en el estudio de los rayos X). Entonces, al calentar una muestra a temperatura superior a 500°C, ésta emite una luz tanto más intensa cuanto mayor ha sido la radiación recibida –o sea mayor el tiempo transcurrido– para que los granos de cuarzo vuelvan a la normalidad energética. Se calibra la escala temporal por comparación con otras dataciones previas y ha de tenerse presente que también influirán las emisiones α, β y γ –que ahora describiremos– de los posibles minerales radiactivos de la propia muestra.

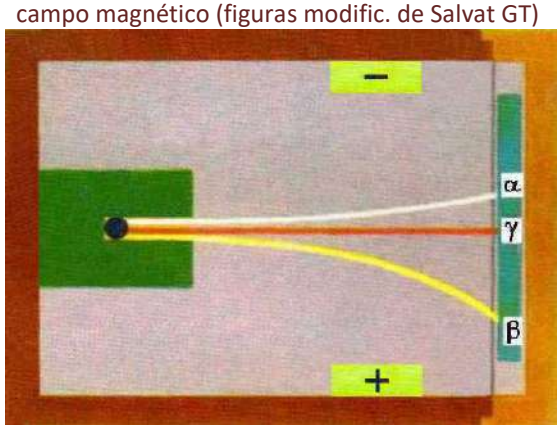
TIPOS DE RADIACIONES

El neocelandés **Ernest Rutherford** (gran jugador de rugby, como debía ser) descubrió en Cambridge en 1900 los tres tipos básicos de radiación ***emitidas por el núcleo atómico*** (y logró el premio Nobel) por la experiencia de desviación dada por un imán entre la placa fotográfica y el bloque de plomo taladrado donde se situaba el elemento radiactivo (figura a la derecha),



Esquema ilustrando la distinta penetración de las partículas α, β y γ.

Desviación de partículas α, β y γ por acción de un campo magnético (figuras modific. de Salvat GT)



viendo la distinta desviación de las partículas. El gráfico de la izquierda ilustra la capacidad de penetración relativa de las radiaciones a causa de su distinta naturaleza: máxima en las γ, media en las β, mínima en las α.

Alfa (α): Núcleos de helio, $_2He^4$ (2 protones, 2 neutrones: carácter corpuscular y carga positiva) lanzadas a una velocidad del 5 al 20% de la luz en el vacío (**c**) por fisión espontánea, escapando a la fuerza nuclear fuerte. Por ser relativamente masivos su poder de penetración es bajo (no atraviesan una hoja de papel) y por lo mismo su poder de ionización es alto (100 veces más que las **β** y 10.000 más que las **γ**), andan "chocándose" fácilmente con los átomos y les arrancan un electrón, son como un elefante en un bazar.

Beta (β): Electrones, $_{-1}e^0$ (carga negativa, masa reducida, carácter corpuscular), emitidos a una velocidad del 40 al 99,9% de **c** por la disociación de un protón del núcleo, mutándolo a neutrón y eyectando también un antineutrino (masa similar al electrón, sin carga y con espín levógiro), escapando a la fuerza nuclear débil. Por su pequeño tamaño poseen mayor poder de penetración que la radiación **α** (para detener la **β** se requiere, por ejemplo, de una madera de algunos cm de espesor) pero es menor su poder de ionización. (En la radiación **β+** un neutrón da protón+positrón+neutrino; y en la **captura electrónica** electrón+protón dan neutrón+neutrino).

Gamma (γ): De tipo electromagnético (fotones, sin carga ni masa, viajando a la velocidad de la luz), su poder ionizante es más reducido, pero no nulo, y la capacidad de penetración es muy elevada (son detenidas por varios cm de plomo). Su emisión es el resultado de un reajuste energético del núcleo de isótopos inestables. Su frecuencia ($f > 10^{19}$Hz, $\lambda < 10^{-11}$m), y por tanto su energía, son muy altas.

Radiación de Neutrones ($_0n^1$): El neutrón y su radiación fueron descubiertos en 1932 por el inglés **James Chadwick** a partir de los experimentos del alemán **Walther Bothe** (premios Nobel ambos) y las inferencias del italiano **Ettore Majorana** (joven genio desaparecido misteriosamente en 1938, suicidado o improbablemente fugado hacia Buenos Aires). Rara en la naturaleza, la radiación neutrónica ocurre en el proceso de fisión espontánea como el caso del $_{35}Br^{87} \Rightarrow {}_{36}Kr^{87} + {}_0n^1 + \beta$. También se la puede inducir artificialmente, lo cual se aplica a herramientas de perfilaje de pozo. Para altos números atómicos los neutrones tienen mayor capacidad de penetración que los rayos **γ** y únicamente los detiene una gruesa barrera de compuestos ricos en hidrógeno.

Rayos Cósmicos: En 1909 el jesuita y físico alemán **Theodor Wulf** inventó el primer electrómetro (aparato para medir la tasa de producción de iones dentro de un contenedor herméticamente sellado) y al emplearlo en la parisina torre Eiffel descubrió que los niveles de radiación ionizante arriba eran mayores que abajo. Dos años después el italiano **Domenico Pacini** observó variaciones simultáneas de la tasa de ionización en la superficie de un lago y del mar, así como a 3 metros bajo la superficie. De la disminución verificada bajo el agua, Pacini razonó que una parte de la ionización se debe a fuentes independientes de la radiactividad terrestre.

Victor Hess, 1912, aterrizaje del globo (foto American Physical Society)

Uno de los tanques con detectores de rayos cósmicos en Malargüe (foto Observatorio Pierre Auguer)

Posteriormente el austríaco **Víctor Hess** halló que la radiación aumentaba con la altura, tras enviar detectores sobre globos-sonda desde los Alpes tiroleses en 1912, por lo que dedujo que ésta provenía del cielo. Consiguió el Nobel, al igual que el estadounidense **Robert Millikan**, quien años después los llamó rayos cósmicos al registrar que en su mayor parte provenían de fuera del sistema Solar. La densidad de la atmósfera hace que su decaimiento suceda predominantemente a una altura de unos 20 km, creando un estrato de partículas cargadas conocido como Máximo de Pfotzer, por el fisico alemán **Georg Pfotzer** que lo descubrió en 1936.
En Malargüe desde el año 2004 funciona el Observatorio Internacional de Rayos Cósmicos que fue bautizado en honor a **Pierre Auger**, el físico francés que en 1938 formuló la teoría de las lluvias cósmicas. Son 1.600 tanques de agua que tienen sistema de espejos y detectores fotomultiplicadores, a lo que se agregan detectores de luz azul de Cherenkov. (**Pavel Cherenkov** fue el físico ruso que descubrió el fenómeno y obtuvo el Nobel en 1958). Esa luz destella cuando una partícula se mueve en medios transparentes a una velocidad mayor de la

que corresponde a la luz en dicho medio. Allí se descubrió que gran parte de los rayos de más alta energía provienen de fuera de la Vía Láctea y una buena porción quizá de la ergósfera exterior al agujero negro del núcleo de una galaxia de la constelación del Centauro. Rayos de menor energía proceden de las tormentas solares y de otras estrellas. En conjunto se trata de partículas subatómicas de dos tipos: rayos primarios (protones, partículas α y en menor medida electrones y otras) y secundarios, resultantes de la interacción de los primarios con la atmósfera (muones –electrones pesados inestables– neutrones y fotones).

Los* rayos X *son de origen extranuclear, a diferencia de los anteriores, originados por el frenado de un haz de electrones, por ejemplo contra un blanco metálico, produciendo fotones a partir de la energía cinética, con una frecuencia entre el UV y los rayos γ.

SERIES RADIACTIVAS

A la derecha se despliegan algunas de las series radiactivas de mayor utilidad para prospección (caso de las tres primeras) o para geocronología (todas, aunque no es tan usada la del $_{90}Th^{232}$). Se indica la radiación emitida en cada etapa.

Además del $_{92}U^{238}$, también el $_{92}U^{235}$ es radiactivo y tiene una serie con diversos isótopos intermedios, pero existe menos del 1% respecto al primero, por lo cual no suele ser importante en actividades exploratorias.

SERIES RADIACTIVAS NATURALES

Elemento	*Núm. de masa*	*Número atómico*	*Período de semidesintegración*	*Radiación*
			Serie del uranio 238	
U	238	92	$4{,}5 \times 10^9$ años	α
Th	234	90	24 días	β
Pa	234	91	6,7 h, 1,2 min (2 isómeros)	β
U	234	92	$2{,}5 \times 10^5$ años	α
Th	230	90	8×10^4 años	α
Ra	226	88	1 620 años	α
Rn	222	86	3,8 días	α
Po	218	84	3 minutos	99,97 % α, 0,03 % β
Pb	214	82	26,8 minutos	β
At	218	85	2 segundos	α
Bi	214	83	20 minutos	99,96 % β, 0,04 % α
Po	214	84	$1{,}6 \times 10^{-4}$ segundos	α
Tl	210	81	1,3 minutos	β
Pb	210	82	22 años	β
Bi	210	83	5 días	β
Po	210	84	138 días	α
Pb	206	82		8α + 6β
			Serie del torio 232	
Th	232	90	$1{,}4 \times 10^{10}$ años	α
Ra	228	88	6,7 años	β
Ac	228	89	6,1 hora	β
Th	228	90	1,9 años	α
Ra	224	88	3,64 días	α
Rn	220	86	54,5 segundos	α
Po	216	84	0,16 segundos	α (alternativamente un poco de β)
Pb	212	82	10,6 horas	β
Bi	212	83	1 hora	63 % β, 37 % α
Po	212	84	3×10^{-7} segundos	α
Tl	208	81	3,1 minutos	β
Pb	208	82		6α, 4β
			Serie del potasio 40	
K	40	19	$1{,}2 \times 10^9$ años	β (90 %) o captura de electrón de órbita K
Ca	40	20		
ó Ar	40	18		
			Serie del samario 147	
Sm	147	62	$1{,}4 \times 10^{11}$ años	α
Nd	143	60		
			Serie del rubidio 87	
Rb	87	37	6×10^{10} años	β
Sr	87	38		
			Serie del carbono 14	
C	14	6	5 600 años	β
N	14	7		

(modificado de Howell, 1962)

EFECTOS DE LAS RADIACIONES

Son tres, que aquí se describen.

Producción de Pares de Iones: cuando una partícula radiactiva entra en un medio gaseoso puede impactar con alguno de los átomos que lo componen, generándose entonces un par de iones primarios de signo contrario: el electrón arrancado (anión) y el resto del átomo (catión, con una carga positiva que ahora no está compensada).

Con dos electrodos, con una diferencia de potencial a fin de otorgarles suficiente energía cinética, se produce una avalancha de pares de iones secundarios, que será acusada en los receptores. **Marie Curie** entendió cabalmente esto que antes había observado **Henri Becquerel**.

Como quedó dicho, la radiación α es la más efectiva para producir ionización, siendo bastante menor la producción de pares de iones en el caso de las β y muchísimo menor en el caso de las γ.

Efecto Fotoeléctrico: el alemán **Heinrich Hertz** fue quien descubrió imprevistamente este efecto que llevaría a cuestionar la teoría ondulatoria en la que él creía. Le resultó desconcertante que la chispa entre dos esferas de metal se volviera más brillante por aumento de descarga eléctrica (fotoelectricidad) cuando una de ellas era iluminada con luz ultravioleta. Hertz enfermó y murió a los treinta y seis años, antes de que se descubriese el electrón, cosa que en 1899 hizo el inglés **Joseph Thomson** a partir del estudio de los rayos catódicos, concluyendo que la luz UV provocaba la emisión de electrones –cuya carga fue medida por **Robert Millikan** en 1909 en U.S.A. mediante un ingenioso experimento con gotas de aceite–. En 1902 el húngaro **Philipp Lenard** descubrió que también ocurría efecto fotoeléctrico entre dos placas metálicas dentro de un tubo de vidrio en vacío, porque la luz UV aporta a los electrones la energía necesaria para vencer el potencial de contacto con el metal (trabajo de extracción) y atravesar el espacio que los separa de la otra placa, completando el circuito. Se

dedujo entonces la existencia de una frecuencia umbral de la luz incidente por debajo de la cual no hay emisión de fotoelectrones, cualquiera sea la intensidad de la luz y el tiempo de exposición. Superado ese umbral, los electrones se emiten instantáneamente con independencia de lo débil que sea el haz luminoso, en contra de lo años antes planteado por el escocés **James Maxwell**. La energía de los fotoelectrones aumenta con la frecuencia de la luz incidente. En 1905 el alemán **Albert Einstein** abordó el efecto fotoeléctrico proponiendo la teoría cuántica: la energía lumínica no está distribuida de forma continua como en una onda, sino de manera discreta, en cuantos indivisibles de energía, o sea que generalizó la cuantificación que su compatriota **Max Planck** (Nobel en 1918) ya había planteado en 1900. Según Planck, la energía E_f de un fotón está dada por: $E_f = \boldsymbol{h}.\mathbf{f}$

(siendo **f** la frecuencia ondulatoria y $\boldsymbol{h}$ la constante de Planck, igual a $6{,}626 .10^{-34}$ J.s ó $4{,}135.10^{-15}$eV.s)

Einstein postuló que en las interacciones entre luz y masa, la energía se intercambia mediante la absorción o emisión de un cuanto luminoso que luego el estadounidense **Gilbert Lewis** llamaría fotón. Cuando un rayo γ (fotón) incide sobre la superficie de un metal o fibra de carbono puede transmitirle íntegramente su energía a los electrones de dicha superficie. Estos electrones podrán escapar atravesando la energía potencial que poseían.
Como la energía del fotón depende de la frecuencia, existirá un valor límite de ésta (el umbral de frecuencia fotoeléctrico) a partir del cual con frecuencias inferiores no habrá emisión de electrones.

A partir de Max Planck, **Albert Einstein** estableció que también podemos expresar que: $E_f = \phi + \frac{1}{2}\, \mathbf{m}_f.\mathbf{v}_f^{\,2}$

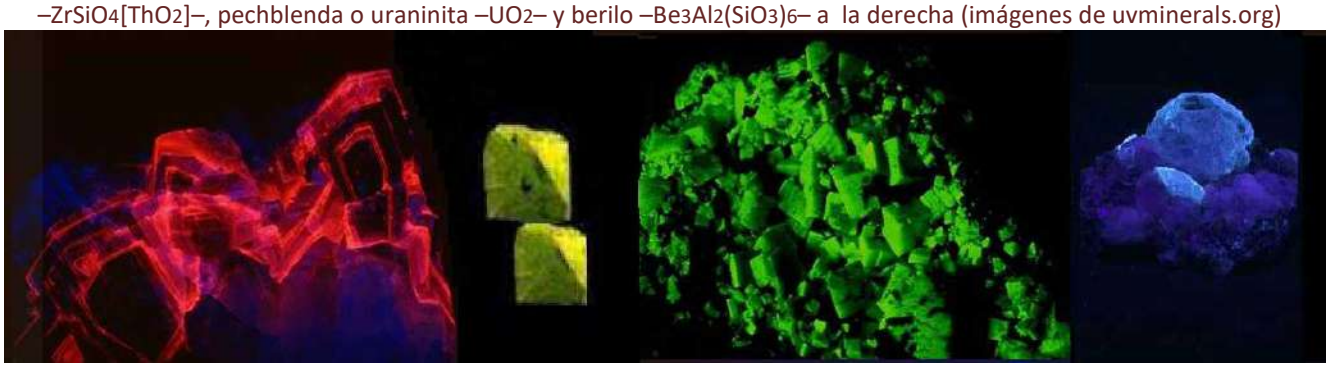
(donde $\mathbf{m}_f$ y $\mathbf{v}_f$ son la masa y la velocidad del fotón incidente –considerándose nula la $\mathbf{m}_f$ dado su carácter ondulatorio– y ϕ es el trabajo de extracción, es decir, la energía disponible para intentar extraer un electrón de la superficie a impactar)

Desde la fórmula y los conceptos antedichos, puede expresarse matemáticamente que: $\phi = \boldsymbol{h}.\mathbf{fo}$

(siendo **fo** el umbral de frecuencia fotoeléctrico, esto es, la frecuencia mínima para conseguir la extracción de un electrón, o sea producir efecto fotoeléctrico)

Entretanto, **Ernest Rutherford**, ya Nobel y gran promotor de la ciencia en su Nueva Zelanda natal, descubrió el protón en 1918, que en verdad ya había sido inferido por el alemán **Eugen Goldstein** por experiencias y deducciones hechas entre 1886 y 1899. Indemne a la radiactividad, Rutherford murió en Cambridge a los sesenta y seis, tras operarse una hernia que se le abrió podando los árboles de su casa.

Imágenes de minerales fluorescentes: desde la izquierda, calcita –CO_3Ca, no radiactiva–, zircón con torio –$ZrSiO_4[ThO_2]$–, pechblenda o uraninita –UO_2– y berilo –$Be_3Al_2(SiO_3)_6$– a la derecha (imágenes de uvminerals.org)



Efecto Compton: es el responsable de la **fluorescencia,** que ocurre cuando se hace incidir un haz de rayos UV (fuera del espectro visible), cuyo choque genera radiaciones de menor frecuencia que en muchas sustancias son visibles. La **fosforescencia** es una emisión similar, pero diferida en el tiempo. Ambas son **fotoluminiscencias**.
Este efecto fue descubierto por el estadounidense **Arthur Compton** en 1923 cuando, haciendo incidir un haz de rayos X sobre la superficie de materiales como grafito y parafina, comprobó la dispersión de éstos, resultando la frecuencia emergente menor que la del haz incidente, otra contradicción con la teoría ondulatoria. Adoptó entonces una explicación cuántica del fenómeno, interpretando la modificación de la frecuencia en los rayos difundidos como un choque elástico entre el electrón y el fotón (con un comportamiento corpuscular para el cual puede plantearse una $\mathbf{m}_f$ no nula). Sucede que en el choque el fotón pierde una cantidad de energía, queda medio rengo, pero no palma, sino que se reinventa como otro de menor frecuencia.

Retornando a la fórmula de Einstein, puede escribirse ahora que: $E_f = \phi + \frac{1}{2}\, \mathbf{m}_f.\mathbf{v}_f^{\,2} = \boldsymbol{h}.\mathbf{fo} + \boldsymbol{h}.\mathbf{f'}$

El término $\boldsymbol{h}.\mathbf{f'}$ representa la energía del nuevo fotón que emerge, siendo $\mathbf{f'} < \mathbf{fo}$
Siempre en 1923, el francés **Louis de Broglie** (otro Nobel, al igual que Compton) generalizó la dualidad onda-corpúsculo al caso de los electrones, asignándoles una onda asociada ficticia. Pero antes y después hubo más.

OTROS CUANTOS SUCESOS

El concepto de ἄτομοι (átomos: indivisible) como unidad material lo debemos al griego **Demócrito de Abdera** (*circa* 420 a.C.). Más de dos milenios después, entre 1803 y 1807, el inglés **John Dalton** –mientras algunos de sus connacionales invadían Buenos Aires– retomó el concepto pero atando el átomo a datos modernos de la física. Un siglo después, en 1902, el estadounidense **Gilbert Lewis** propuso un átomo cúbico y en 1904 el inglés **Joseph Thomson** planteó un sabroso modelo tipo budín con pasas (que eran los electrones incrustados entre la nube de harina positiva). En 1911, ya con mucha más data, el kiwi **Ernest Rutherford** propuso el modelo atómico base que ha seguido hasta hoy, que fue sucesivamente ajustado y mejorado por el danés **Niels Bohr** en 1913 (primer modelo cuántico, con los números n que definen el tamaño de cada orbital) y por el alemán **Arnold Sommerfeld** en 1916. Éste planteó que el momento angular (L) del átomo de hidrógeno está cuantizado y sólo puede tomar los valores $|L| = \hbar[l(l+1)]^{1/2}$ (siendo $l = 1, 2, \ldots, n-1$ con la constante reducida de Planck $\hbar = h / 2\pi$) y la componente vertical del momento (L_z) también está cuantizada según $L_z = \hbar.m$ (siendo el número cuántico magnético $m = -1, -l+1, \ldots, 0, \ldots, l-1, l$). Es como con las teclas de un piano, que se puede hacer sonar un do o un do sostenido, pero nada intermedio. Bohr descubrió el primer espectro, el del hidrógeno: el salto electrónico a un nivel de energía más bajo (por calor o campos EM) produce la emisión de un fotón de cierta frecuencia, y el total de emisiones permite distinguir a qué elemento químico pertenece el átomo mediante su conjunto de líneas espectrales registradas. Luego, en 1924 el austríaco **Erwin Schrödinger** asoció a cada nivel de energía varias posibles funciones de onda, lo que implica que puede haber distintos tipos de orbitales con sus niveles y subniveles energéticos. Eran años vertiginosos en la investigación física básica.

El inglés **Paul Dirac** fue un gran genio, humilde, humanista, ateo y de lenguaje escueto y preciso. Una vez le preguntaron sobre poesía y contestó: *"en ciencia uno intenta decir a la gente, de una manera en que todos lo puedan entender, algo que nunca nadie supo antes. La poesía es exactamente lo contrario"*. Sus colegas acuñaron una unidad, el *dirac*, para la cantidad mínima de palabras que se podían decir en una conversación. Dirac halló en 1926 que la mecánica de funciones de onda propuesta por **Erwin Schrödinger** y la mecánica matricial planteada por los alemanes **Max Born** y **Werner Heisenberg** eran formalmente equivalentes y podían unificarse en una única teoría general para explicar la dualidad onda-corpúsculo. Born había descubierto que el cuadrado del valor de la función de onda define la probabilidad de encontrar a la partícula en un punto e instante dados, porque basta conocer esa función para estimar con un margen de error estadístico la posición particular y no hace falta saber la historia previa del sistema. De ahí la **interpretación de Copenhague** que dio en 1927 Bohr (nativo de dicha capital danesa) en una conferencia en Como (norte de Italia).

La interpretación de Copenhague plantea que la dinámica determinista de Newton (la posibilidad concreta de conocer simultáneamente posición y velocidad de una partícula para saber cómo seguirá su camino) no aplica a escalas subatómicas, algo que Einstein se resistía a creer: "*Dios no juega a los dados*". Pero Heisenberg demostró que en el marco de la física cuántica no podemos prever cómo caerán los dados.

El **principio de incertidumbre o indeterminación de Heisenberg** sostiene que, si **x** es una coordenada de posición de la partícula y $\mathbf{p_x}$ es su momento lineal en x, el producto de su indeterminación es mayor o igual que la constante reducida de Planck dividida dos. Es decir: $|\Delta x|.|\Delta p_x| \geq \hbar / 2$ O sea que si se pudiera determinar con exactitud por ejemplo la posición, aumentaría la indeterminación del momento lineal (y por tanto de la velocidad) hasta igualar o superar la magnitud límite indicada ($5{,}27.10^{-33}$ J.s ó $3{,}29.10^{-14}$ eV.s). La fórmula anterior es equivalente a: $|\Delta E|.|\Delta t| \geq \hbar / 2$ Significa que no es posible determinar simultáneamente y sin errores el valor exacto de la energía de un proceso y el momento en que éste ocurrirá.

El principio de incertidumbre determina, entre otras minucias fundamentales, la ***corta vida de los bosones masivos*** W y Z, cuyo intercambio da origen a la **fuerza nuclear débil**, y ésa es la razón por la cual ***el alcance de esta fuerza física básica no va más allá del núcleo atómico***: las partículas se evaporan tan rapidísimo que, incluso disparadas a la velocidad **c**, no pueden llegar más lejos que 10^{-18} m (aunque el proceso también le sucede a los leptones pesados, como el muón, igual de rápido estando fuera del núcleo). Y, por el mismo principio, la **fuerza nuclear fuerte** –la que evita que el núcleo se desparrame a causa del rechazo eléctrico entre los protones y más fundamentalmente mantiene unidos a los tres quarks que conforman cada neutrón o cada protón–, si bien su alcance en este caso es mayor, ***también está limitada al perímetro nuclear*** debido a que las partículas mediadoras entre los quarks (**gluones**) ***expiran en cortísimos lapsos de tiempo***, no pudiendo llegar con vida más allá de 10^{-15} m (por suerte, porque si no todos los núcleos atómicos del cosmos se habrían enredado en un único hipermaxisupermegagiganúcleo universal y entonces el Barba ¡otra que 6 días para confeccionar todo!: ¡aún estaría viendo cómo miércole desanudar semejante madeja enmarañada!

El modelo atómico fue completado por la **electrodinámica cuántica**, llamada "la joya de la física" por su gran

poder predictivo. Fue desarrollada desde 1948 por el japonés **Shin'ichirö Tomonaga** en Tokio y por los estadounidenses **Julian Schwinger** en Harvard y el brillantísimo **Richard Feynman** en California, poniéndole así el moño a todo este paquete conceptual.

APARATOS DETECTORES

➢ Los primeros aparatos usados en prospección fueron:

- **Electroscopio:** luego del primero de aguja de **William Gilbert** (1600) fue diseñado con láminas de oro por el francés **Jean Nollet** (1748) y otros. Se descarga tanto más rápido cuanto mayor es la radiación ambiente que ioniza el aire.

- **Placas fotográficas:** en las que la emulsión de bromuro de plata (AgBr) se reduce a plata negra según la intensidad de la radiación. (El esloveno **Janez Puhar** en 1841 y otros iniciaron el desarrollo de la fotografía –obvio que para otro fin– que reemplazaría al daguerrotipo de **Louis Daguerre**).

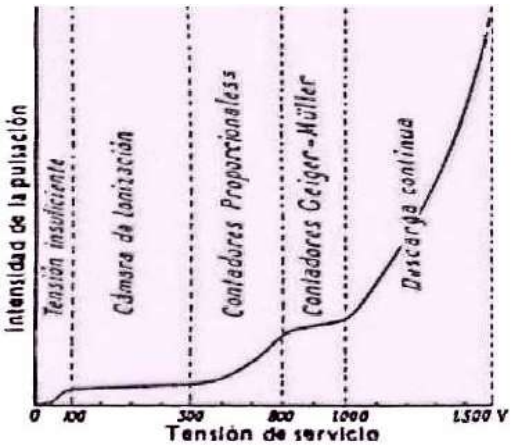
Exploración de Uranio, 1944, Canadá, con cámara de ionización (foto Natural Resources Canada)

- **Spintariscopio** (*σπινθήρ*, spintír: destello; *σκοπέω*, scopéo: mirar en griego): ideado por el inglés **William Crookes** (1903), caja cerrada con una placa de cristales de blenda (ZnS) donde se ponía la muestra, que si era radiactiva hacía que la blenda emitiera destellos, visibles desde el ocular. Crooks inventó también el ***tubo de rayos catódicos*** que décadas después fue la base de los televisores antiguos (*CRT*, *Cathode Ray Tube*) y de varios aparatos detectores de radiación que referiremos a continuación.

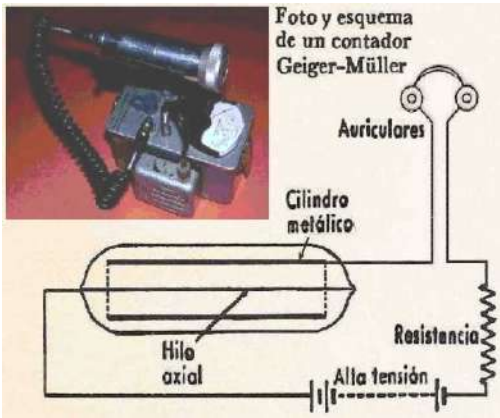
- **Cámara de ionización:** desarrollada desde 1896 por **Wilhelm Röentgen**, **Henri Becquerel** y otros, usada en prospección desde 1913. Es un tubo de vidrio o metal con gas en su interior (aire, metano, argón u otro) donde, si entra radiación ionizante, ocurre desplazamiento de iones creando un camino conductor entre el ánodo y el cátodo. El pulso eléctrico puede oírse como chasquido en los auriculares. Opera con tensión de 100 a 500 V.

➢ Los siguientes son los aparatos más modernos:

- **Contador Geiger-Müller:** fue pergeñado en 1928 por los alemanes **Hans Geiger y Walther Müller** a partir de la cámara de ionización, pero, a diferencia de ésta, trabaja con tensiones más altas, de entre 800 y 1.000 V (comparación abajo y figura a la derecha). Tiene una entrada de radiaciones al tubo (semejante al de la cámara) las cuales colisionan con los átomos del gas allí contenido (metano y argón). Esto genera la ***expulsión de electrones en avalancha***, que son ahí registrados como una única pulsación, independientemente de la cantidad de energía inicial de la radiación, no siendo posible la distinción de distintas clases de emisión, pero asegura tener buenas respuestas en presencia de niveles bajos de radiación.



Voltaje vs Intensidad en distintos detectores (modificado de Cantos Figuerola, 1972)

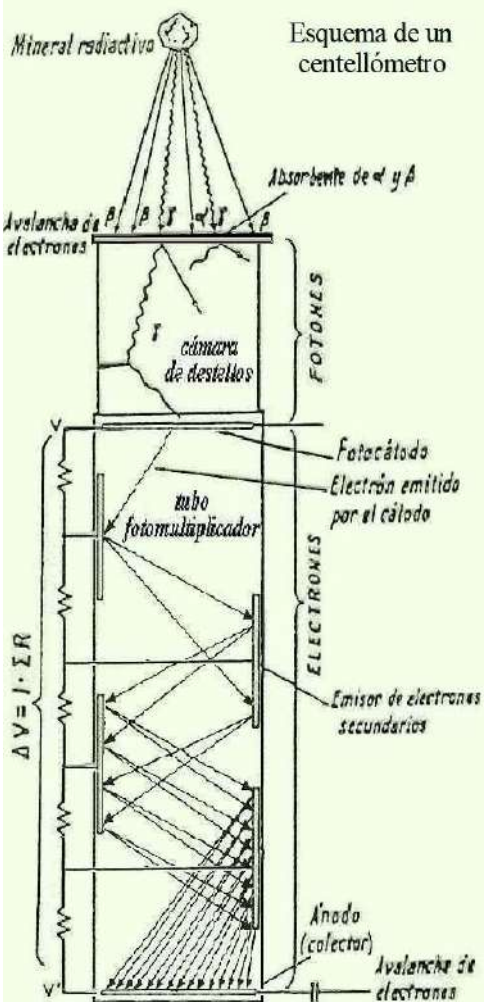


(imagen Universidad de Extremadura)

- **Contador Proporcional:** similar al anterior, trabaja a menor voltaje (500 a 800 V), por lo cual se produce un ***menor efecto multiplicador de electrones***. La producción de pares de iones depende esencialmente de la energía de la radiación captada y entonces es capaz de distinguir tipos variables de emisión, siempre que no sean de muy baja intensidad. La ventana de ingreso de las radiaciones consiste en una interfaz que permite entrar sólo la radiación deseada, sea α, β o γ. Si, por ejemplo, se desea prospectar radiación beta, se impide la entrada de las otras dos al tubo y el aparato recibe el nombre de **betámetro**.

- **Centellómetro o destellómetro** (*scintillation counter*): inspirado en el spintariscopio de Crookes, fue inventado por el irlandés **Samuel Curran** en 1944 como parte del Proyecto Manhattan. Posee un fotocátodo, un

tubo fotomultiplicador, una cámara de destellos y un registrador electrónico. El fotocátodo consiste de cristales de moléculas de determinada sustancia denominada fósforo, que puede ser inorgánico como yoduros (NaI, CsI u otros, casi siempre activados con Tl), u orgánico como antraceno, naftaleno, etc. En algunos átomos de estas moléculas, al llegar una cierta radiación, se excitan algunos de sus electrones, ceden energía para volver a su estado normal y entonces emiten radiación EM en la frecuencia de la luz visible: los ***destellos característicos del efecto Compton***, que pueden visualizarse en la cámara de destellos (figura a la derecha). Pero además ***el fotocátodo emite electrones*** (por efecto fotoeléctrico) ***hacia el interior del tubo fotomultiplicador***. Éste es un sistema amplificador de señal que consiste en una sucesión de ánodos con potencial eléctrico creciente, en cada uno de los cuales, ante la llegada de cada electrón, se emiten múltiples electrones secundarios, lo cual desencadena un efecto en cascada, hasta el último ánodo (colector), donde se realiza el ***registro electrónico de la pulsación resultante***, proporcional a la radiación total detectada.



(modificado de Cantos Figuerola, 1972)

Al igual que en los contadores proporcionales, también en los centellómetros una interfaz absorbente a la entrada del dispositivo permite seleccionar el tipo de radiaciones a prospectar; por ejemplo para detectar radiación γ se filtran las α y β.

Los centellómetros comenzaron a utilizarse en ***prospección aérea*** en la década de 1950, sobre todo en Canadá, junto con magnetómetros y algunas veces en combo con dispositivos electromagnéticos de emisor y receptor móviles.

- Emanómetro: es un centellómetro modificado para la detección del gas radón y sus isótopos, utiliza un fósforo, que suele ser SZn activado con Ag. Tiene una trampa neumática para la captura de los gases emanados del suelo, canalizados por un pequeño tubo que manualmente se hinca en el terreno.

- Berilómetro: consta de un centellómetro y un emisor de antimonio radioactivo ($_{51}Sb^{124}$) cuyos rayos γ, en caso de alcanzar berilo –$Be_3Al_2(SiO_3)_6$– u otros minerales con berilio (Be), los excitan y producen la emisión de neutrones que entonces se detectan:

$\gamma >> {}_4Be^9 + {}_2He^4 \rightarrow {}_6C^{12} + {}_0n^1$ (El Be fue lo más cocidito que salió del horno del *Big Bang*.)

- Espectrómetro de rayos γ: ideado por **Robert Pringle, Kenneth Roulston y George Brownell** en 1949 en Canadá, fue efectivamente desarrollado hacia 1960 en ese mismo país. Permite identificar los isótopos emisores de los rayos γ midiendo la energía con que éstos arriban al aparato. Actualmente existen dos tipos principales:

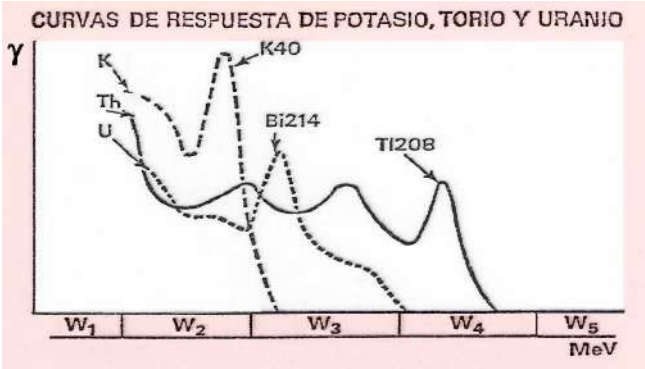
Los más **convencionales** (siguiente foto) están construidos sobre la base de un centellómetro de NaI (Tl) al que se ha acoplado un sistema electrónico de analizador multicanal que formatea la sucesión de pulsos arribados según el número de cuentas/segundo en ordenadas y canales o ventanas (W_1, W_2,…) de muestreo (rangos de energía en MeV) en abscisas (véase la primera figura de la página siguiente).

Espectrómetro de rayos γ Exploranium GR 320 (foto earthmapsconsulting.com)

Los de **mayor resolución** –y mayor costo– poseen un detector de un material semiconductor, también llamado de estado sólido (alguna aleación de cadmio o preferentemente germanio puro). Con la llegada de rayos γ al detector (que allí pueden producir efecto fotoeléctrico, efecto Compton o ionización) se provoca un movimiento de electrones desde la banda de valencia hacia la banda de conducción del semiconductor, lo que en presencia de un campo eléctrico genera un desplazamiento hacia el ánodo, resultando en una variación de tensión que registra y formatea el ***analizador multicanal***. Los canales de muestreo pueden ser 512, 1.024, hasta 16.384, según la capacidad de resolución del aparato.

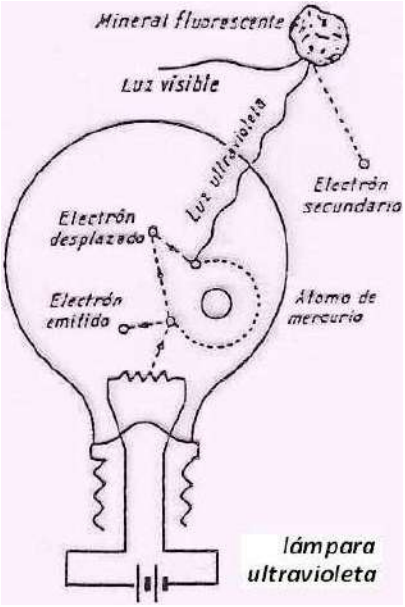
Así, visualizando los picos en el espectro, se consigue la identificación de los tres elementos radiactivos comúnmente prospectados por su abundancia, a través de la radiación del isótopo que es más fácilmente identificable en su correspondiente serie, es decir su "**equivalente**". Tenemos entonces:

- $_{92}U^{238}$, a través del $_{83}Bi^{214}$, con una ventana energética situada entre 1,66 y 1,86 MeV
- $_{90}Th^{232}$ a través del $_{81}Tl^{208}$, con una energía que va de 2,41 a 2,81 MeV
- $_{19}K^{40}$, a través de sí mismo ya que es el único isótopo radiactivo de su serie, 1,37 a 1,57 MeV



(modificado de Edcon Gamma Surveys)

Además, como ruido pueden detectarse los rayos cósmicos en valores superiores a 3 MeV, aunque siempre se intenta minimizarlos a través de pantallas de plomo arriba, especialmente cuando se hace adquisición aérea.



(modific. de Cantos Figuerola, 1972)

- Lámpara Ultravioleta: A partir de una idea de **H. Becquerel** (1859) y pasando por un prototipo de **W. Crookes** (1870), fue **Thomas Edison** quien la patentó en 1893 en Estados Unidos. Consta de un electrodo caliente, usualmente de tungsteno, que por emisión termoiónica desprende electrones a gran velocidad, que en su trayectoria alcanzan electrones corticales de átomos de mercurio presentes, desplazándolos de sus órbitas, como se ve a la izquierda. Cuando éstos regresan a su posición, emiten radiaciones ultravioleta que alcanzan los átomos del mineral fluorescente, los que por efecto Compton emiten ondas de frecuencias dentro del espectro visible para el ser humano.

UNIDADES DE CONTEO

En honor a **Wilhelm Röentgen** se usa el **miliroentgen** (10^{-3}**R**):

mR = $7{,}5.10^{6}$ golpes o cuentas/hora = $2{,}58.10^{-7}$ C/kg en el aire

La "dosis equivalente" es el **sievert**: 1**Sv** = 1J/kg = 10^{5}mR

en honor al sueco **Rolf Sievert**, pionero en estudios médicos de la radiación entre 1945 y 1965, inventor de aparatos de medida y muy activo en la ONU. Una exposición mayor a 0,25 Sv diarios es perjudicial para la salud (son 0,05 en una radiografía o un vuelo). No hay riesgo en sitios geológicos naturales.

RADIACTIVIDAD DE LAS ROCAS (AQUENDE Y ALLENDE LA TIERRA)

Pese a su escaso espesor, la **corteza** se estima genera el 17% de la radiactividad terrestre total, porque es la envoltura con mayor proporción de radioisótopos (sobre todo en sus rocas graníticas). El **núcleo**, pese a su masa mucho mayor, sólo alcanzaría cerca del 18%. El restante 65% correspondería a la emisión del enorme **manto**.

La cuantía y distribución de las radiaciones es variable por estar en relación con la mayor o menor distribución de los elementos que las emiten, lo cual va a depender de la composición mineralógica de las rocas aflorantes (o, si fuera el caso, atravesadas por una calicata, una galería o un sondeo).

Sobre los cuerpos de agua la detección radiactiva se hace mínima, casi nula, y por esto se miden allí los valores de fondo (*background*) en cada región a prospectar.

Como se mencionó, los isótopos más abundantes, con períodos de semidesintegración del orden de la edad de la Tierra, son el $_{92}U^{238}$ ($4{,}5.10^{9}$ años), el $_{90}Th^{232}$ ($1{,}4.10^{10}$ años) y $_{19}K^{40}$ ($1{,}2.10^{9}$ años). Los tres, pero sobre todo el **U y el Th** (frecuentemente como óxidos), ***son generalmente más abundantes en las rocas ígneas y bastante más en graníticas que en basálticas***, variables en las metamórficas y más escasos en las sedimentarias (las arenas de monacita, con ThO_2, son una de las excepciones). El $_{92}U^{238}$ constituye el 99,28% del total del U en la Tierra, el $_{90}Th^{232}$ es el 100% del torio y el $_{19}K^{40}$ representa sólo el 0,01% del total del potasio. En continentes la media es K 1,15%, Th 4,20 ppm y U 1,09 ppm. En corteza oceánica K 0,65%, Th 0,22 ppm y U 0,07 ppm.

Las ***rocas calcáreas tienen niveles radiactivos normalmente muy bajos*** (salvo en fracturas con depósitos de sales de uranio u otros casos excepcionales). En cambio se registra una radiactividad habitualmente ***mayor entre las rocas clásticas debido al potasio***, que es normalmente más abundante en arcilitas (o en areniscas feldespáticas), así como por la presencia minoritaria de torio, ***variando la relación*** **Th/K** ***según los distintos***

minerales de arcilla (se indica ***K total***, no sólo el $_{19}K^{40}$). En ambientes depositacionales reductores precipita el ión uranilo (UO_2^{++}, soluble en entornos oxidantes) y a la vez se preserva la materia orgánica, que luego podrá eventualmente mutar en hidrocarburos o carbón. De modo que ***el uranio es indicador de roca madre o de combustibles fósiles***, que en el caso del petróleo puede luego migrar a reservorios de ambiente oxidante. (Ver cuadro de U y Th en sedimentos, rocas y fluidos).
Otros elementos radiactivos pueden registrar una importante participación en casos particulares.
Los demás planetas y sus lunas obvio que también tienen radioisótopos, aunque se conoce poco de Venus y otros. En la Luna, Marte y Mercurio se ha verificado la predominancia de K, U y Th en valores comparables a nuestra corteza oceánica. (Luna, K 0,10%, Th 0,23 ppm y U 0,06 ppm; Mercurio, 0,12%, 0,22 y 0,08 ppm; Marte, 0,38%, 0,59 y 0,16 ppm, respectivamente.)

Contenidos medios de U y Th en rocas y sustancias naturales

SUSTANCIA	URANIO g/tm	TORIO g/tm
Agua del mar	0,00015 a 0,0016	
Fosfatos marinos	0,001 a 0,065	
Humus y cenizas de carbón	0,005	
Sedimentos marinos	0,65 a 1,07	
Cenizas vegetales	7	
Aguas de los campos petrolíferos	10	
Carbón kolm de las pizarras arcillo-aluminosas	50 a 100	
Petróleo	100	
Asfaltita de Utah (U.S.A.)	2880	
Rocas ígneas básicas	0,96	3,9
Rocas ígneas intermedias	2,61	9,97
Rocas graníticas	3 a 5	13,4
Diabasas	0,83	2
Basaltos	0,83	5
Calizas	1,3	1,1
Rocas sedimentarias en general	1,2	
Rocas de origen arenoso		5,4
Rocas de origen arcilloso		12
Arcillas pizarrosas		10,1

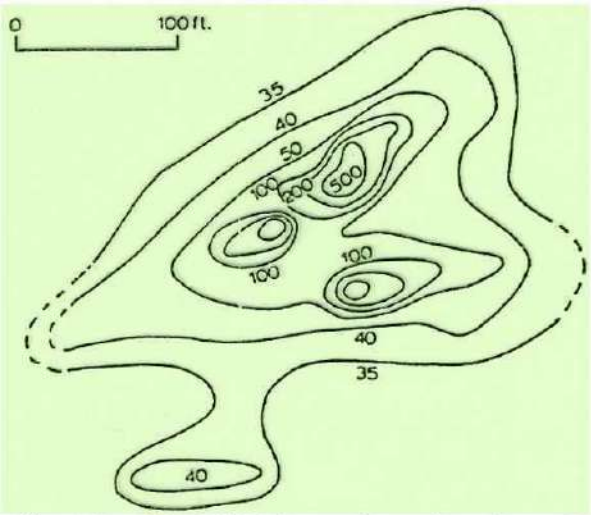
(modificado de Cantos Figuerola, 1972)

La corteza granítica terrestre es única en todo el sistema Solar, resultado del agua y la tectónica de placas.
La saturniana luna Titán quizá tenga mucho UO_2^{++} en su ambiente anóxico con lagos de hidrocarburos.

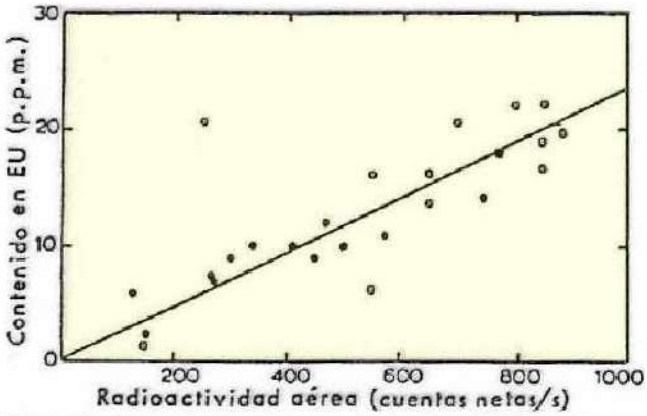
APLICACIONES PROSPECTIVAS

Las actividades de cateo por métodos radiactivos utilizando alguno de los aparatos detectores arriba referidos puede realizarse en la modalidad más antigua, terrestre, con un mallado acorde a las dimensiones del objetivo, ya sea éste regional o local. Pero también es posible hacerlo desde aviones, helicópteros, drones o mucho más raramente globos: es la **aerorradiometría**, que se inició durante la década de 1950, eficaz por la rapidez de cobertura de grandes áreas. **Arthur Brant** desde 1940 pergeñó aplicaciones del contador Geiger-Müller para efectuar exploración aérea en el noroeste canadiense. Otros científicos siguieron su vuelo. Los recaudos en aerorradiometría son similares a los de otras metodologías aéreas (aerogravimetría, aeromagnetometría, aeroelectromagnetismo y otras), es decir que habrán de procurarse altitudes de vuelo constantes y tan bajas como se pueda –desde aviones generalmente un mínimo de 100 metros, según el tipo de aeronave, relieves y regulaciones aéreas locales–, seguir líneas rectas paralelas, algunas otras perpendiculares para vinculación, y velocidades de vuelo lentas y constantes para un mejor muestreo –en aviones no es posible menos de 100 km/hora–. En el Tema 03 (pág.61) se ve un ***ejemplo aéreo de radiometría en Canadá*** junto a otros métodos.
La figura siguiente a la izquierda muestra un mapeo terrestre a escala de detalle también en Canadá. Y hacia la derecha datos de radiometría aérea de dos regiones que permiten ver la correlación de las ppm de equivalente U (de muestras) en relación al conteo radiométrico de campo.

(figuras modificadas de Parasnis, 1971)



Mapa de radiactividad de una denuncia en la zona de Goldfields (Canadá); cuentas de destellómetro



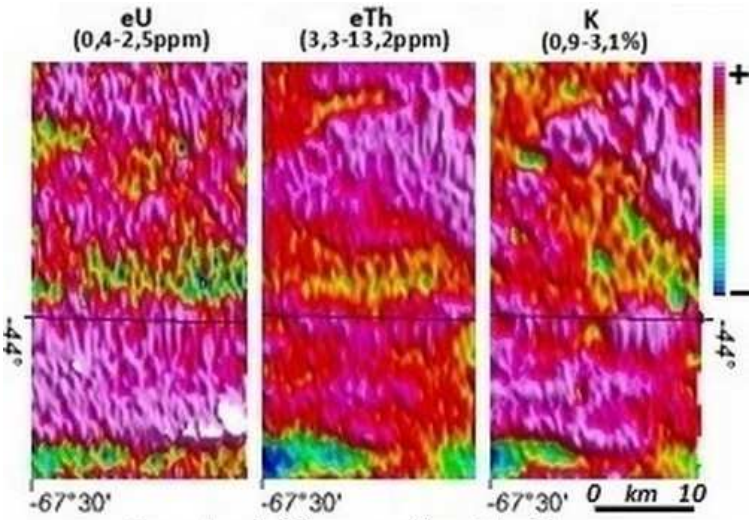
Equivalente en uranio de muestras de suelo del condado de Wáshington y de la llanura costera de Tejas en función de la radiactividad aérea.
∘ =Muestras del condado de Washington (eU calculada)
• = Muestras de la llanura Costera de Tejas (eU por análisis radiométrico).

DETECCION	DETECTADOS
1) Criaderos de minerales radiactivos	a) Uranio b) Torio c) Especies uranotoríferas
2) Criaderos de minerales asociados con radiactivos	a) Monacitas b) Tierras raras c) Tántalo-niobitas y sus paragenéticos (Sn, W, Ti) d) Berilio e) Vanadio (carnotita, tyuyamunita, francevillita) f) Potásicos (silvinita, carnalita, alunita) g) Feldespatos potásicos h) Muscovita i) Petróleos j) Ciertos carbones k) Ciertos asfaltos
3) Rocas con diversos grados de radiactividad	a) Areniscas b) Pizarras bituminosas c) Hipogénicas y volcánicas d) Sedimentarias e) Metamórficas f) Aluviones y placeres
4) Estructuras y dataciones geológicas	a) Fallas b) Diques pegmatíticos c) Límites formativos
5) Testificación geofísica	a) Minerales y rocas aflorantes b) Sondeos

(modificado de Cantos Figuerola, 1971)

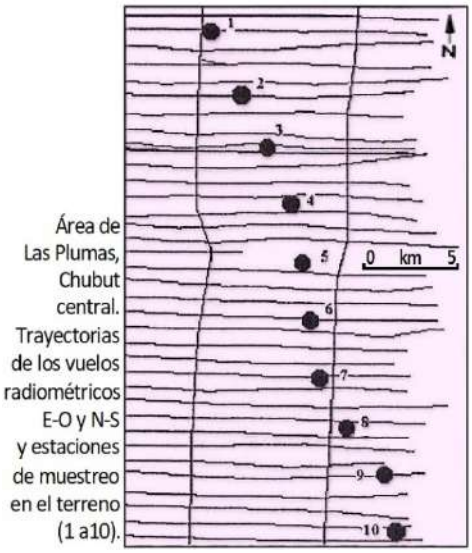
Los objetivos de este método, además de la intrínseca búsqueda de yacimientos de elementos radiactivos, pueden referirse a la ***prospección de elementos no radiactivos de interés económico pero que se encuentren asociados paragenéticamente*** con los que sí lo son (véase el cuadro adyacente), aunque en la determinación de los sectores de interés a partir del mapeo de valores debe evaluarse la posible dispersión de elementos radiactivos en un área mayor a la del yacimiento considerado.

Las siguientes figuras ilustran una aplicación aérea en la que se coteja con datos espectrométricos terrestres y además se presenta una curva que manifiesta la detección variable de uranio (mediante Bi radiactivo) según que el suelo esté húmedo o seco, en función del clima estacional.

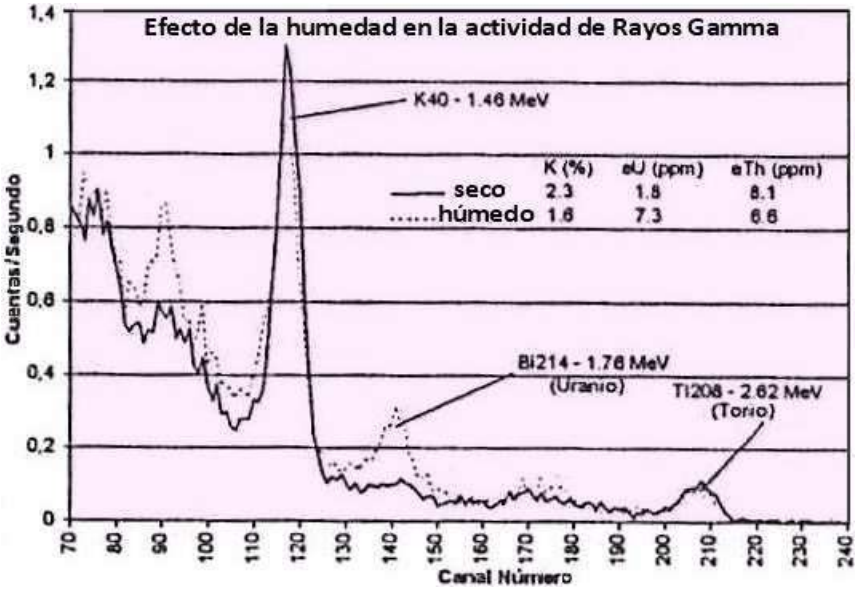


Mapas de radioisótopos en el área de Las Plumas

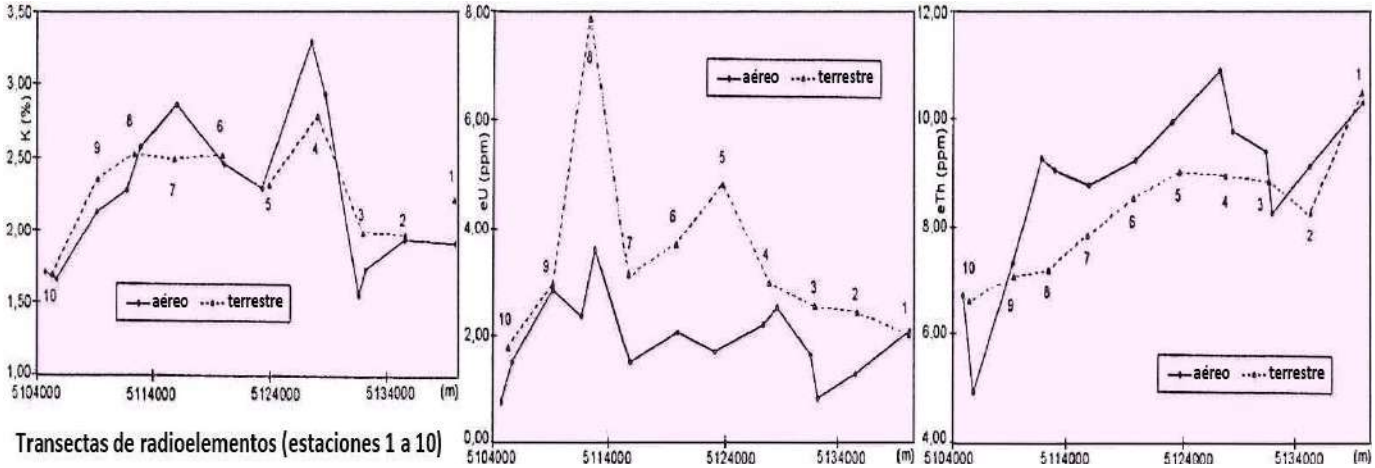
(figuras modific. de Ford & López, 1998)



Área de Las Plumas, Chubut central. Trayectorias de los vuelos radiométricos E-O y N-S y estaciones de muestreo en el terreno (1 a10).

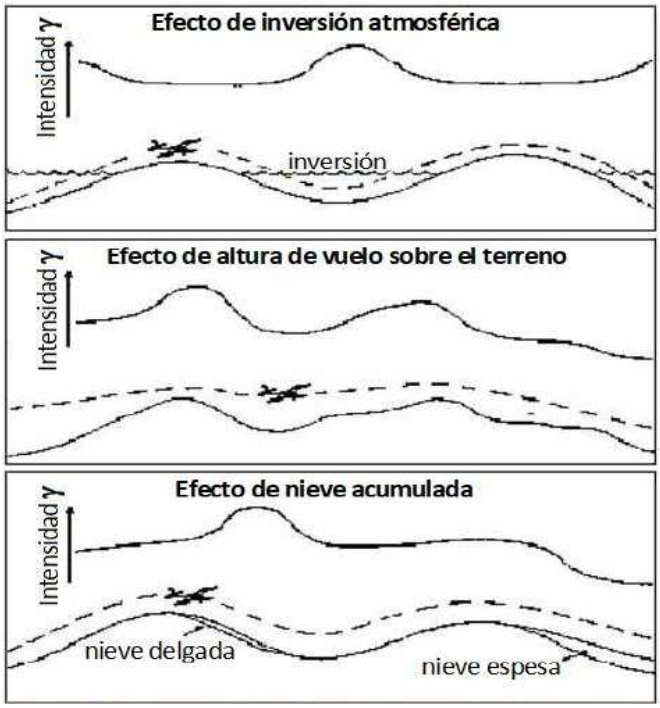


Esto se debe a que ***el terreno húmedo impide el normal escape del radón hacia la atmósfera***. El radón, que hemos visto forma parte de la serie del $_{92}U^{238}$, entonces se acumula dando una señal de $_{83}Bi^{214}$ que lleva a sobrevaluar el contenido en U. En la página siguiente la comparación de los perfiles aéreos y terrestres de los tres radioisótopos principales muestra una razonable concordancia general, pero en el caso del uranio hay un desplazamiento de toda la curva hacia valores más altos en los datos del muestreo terrestre hecho en estación húmeda, mientras que la adquisición de información aérea fue realizada en estación seca.

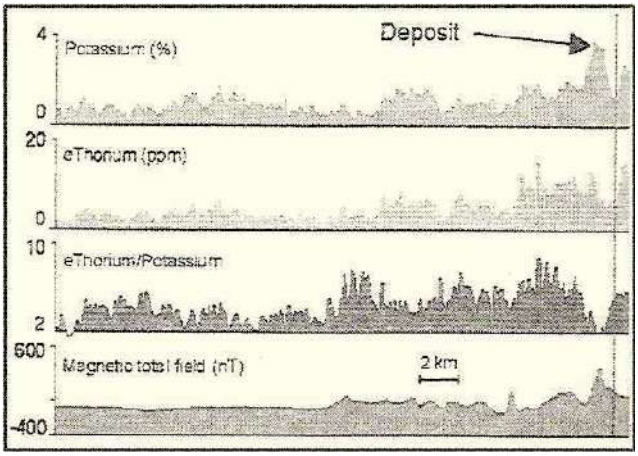


(figuras modificadas de Ford & López, 1998)

Al igual que la humedad variable del terreno, otros ***factores naturales pueden generar* ruidos**, como la inversión térmica atmosférica (***temperatura en altura mayor que a nivel del suelo***), la fluctuación marcada de la ***altura de vuelo*** respecto al nivel del terreno, ***acumulaciones níveas delgadas que atrapan radón*** (y hacen sobrevaluar el U), la ***presencia de lagunas, ríos* o nieve espesa** que hacen de pantalla (reduciendo la emisión **γ**) y ***la contaminación humana***.

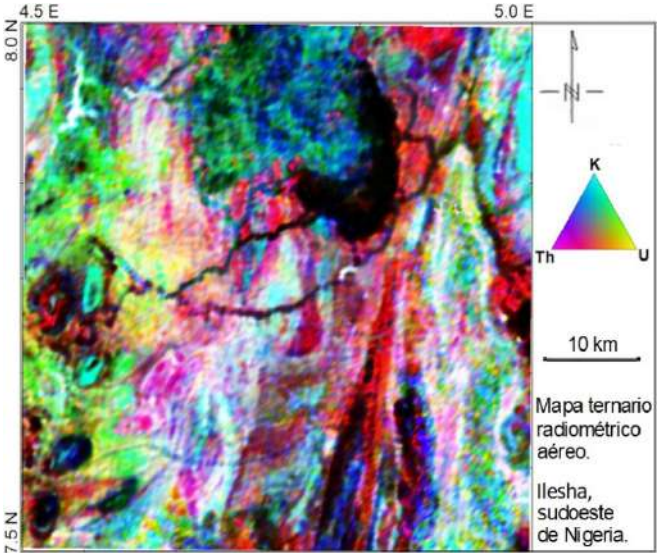


Ruidos en aerorradiometría (modificado de Hansen, 1980)



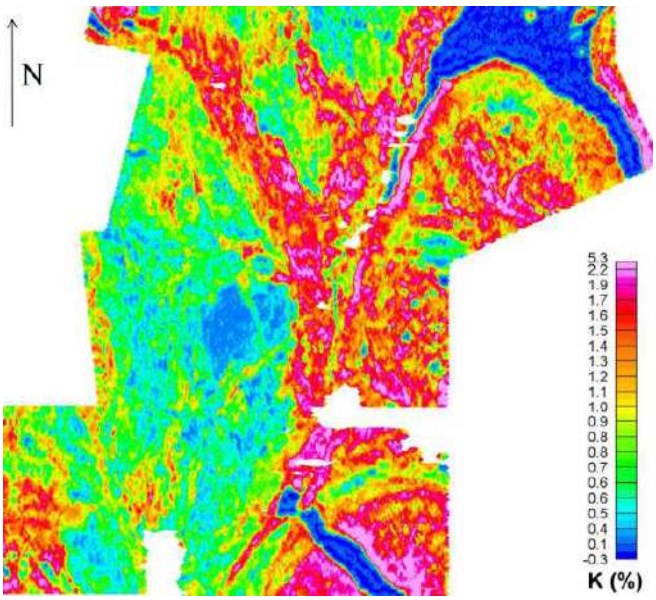
Perfiles radiométricos y magnético en el área Casino, centro-oeste del Yukón, Canadá (modificado de Ford *et al.*, 1998)

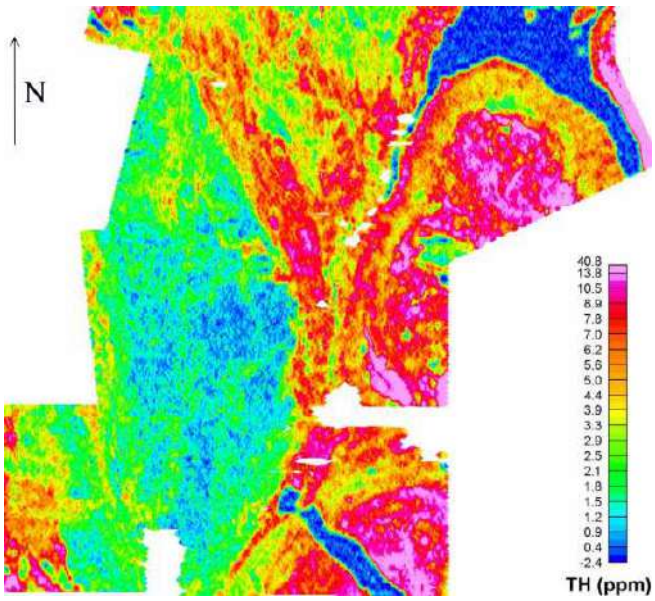
Sea en adquisición aérea como terrestre, ***filtrar los ruidos es esencial como en todo método geofísico***, ello habilita un mejor procesamiento y luego una mucho más confiable interpretación de la información registrada. El procesado, además de todas las ***correcciones o reducciones necesarias***, suele incluir ***modelados (inversión de los datos)***, por ejemplo mediante deconvolución, así como a veces la ***separación de componentes regionales y residuales***.
Es común representar cortes o mapas con relaciones Th/K para identificar distintos minerales arcillosos u otras litologías, como el caso de arriba en el yacimiento Casino, de Au, Cu y Mo porfírico, en Yukón (Canadá). Igualmente puede graficarse la relación U/Th y otras que pudiesen considerarse útiles.



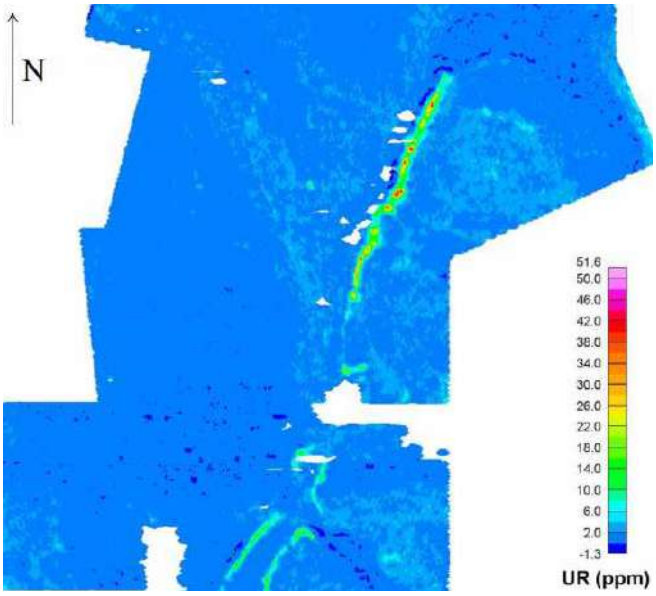
Mapeo aéreo (modificado de Okeyode *et al.*, 2019)

La figura al final de la página precedente es un **mapa ternario espectrométrico** áereo en un área del sudoeste de Nigeria con rocas metamórficas de diverso tipo e intrusiones graníticas, donde los mayores valores de ppm (partes por millón) de eU y eTh corresponden a afloramientos de gneis y los mayores de % de K a los de granitos porfíricos. Es un tipo de presentación que asigna un color a cada serie isotópica registrada (en este caso torio en magenta, uranio en amarillo y potasio en celeste) cuya intensidad varía en función del conteo total de cada uno, que correspondería al 100% (color más intenso) hasta 0% (blanco) y sustrayendo los respectivos tres colores en cada punto de modo tal que si se acerca al negro es porque la radiactividad de las tres series es muy alta. En general se busca dar cierta semejanza entre el color real de las rocas y el resultante de estos mapas, aunque en otros relevamientos se ha optado por otras paletas de color para los mapas ternarios.





Noruega, mapas aéreos de K, Th y U (de Baranwal *et al.*, 2010)



Estos tres mapas espectrométricos corresponden a una zona de afloramientos de muy variadas rocas ígneas en Noruega (desde granitos hasta basaltos) en la que existen mineralizaciones de cobre, plata, níquel, niobio, molibdeno, etc. El uranio fue mapeado a partir de la detección de radón, por lo cual se lo designa como UR, e indica una línea de fractura tectónica muy definida y otras menores.

UAV (unmanned aerial vehicle) Geoscan 401 llevando un espectrómetro de rayos γ (foto geoscan.ru)

Detección en fondo de cuerpos de agua

Las radiaciones prácticamente no atraviesan el agua pero pueden ser detectadas en el fondo. La primera vez que fue hecho, en 1964, se empleó un contador Geiger-Müller y el objetivo fue evaluar la radiación en torno a un submarino atómico de los Estados Unidos que se había hundido un año antes frente a las costas de Massachusetts, durante pruebas de inmersión profunda, causando la muerte de sus 129 tripulantes.

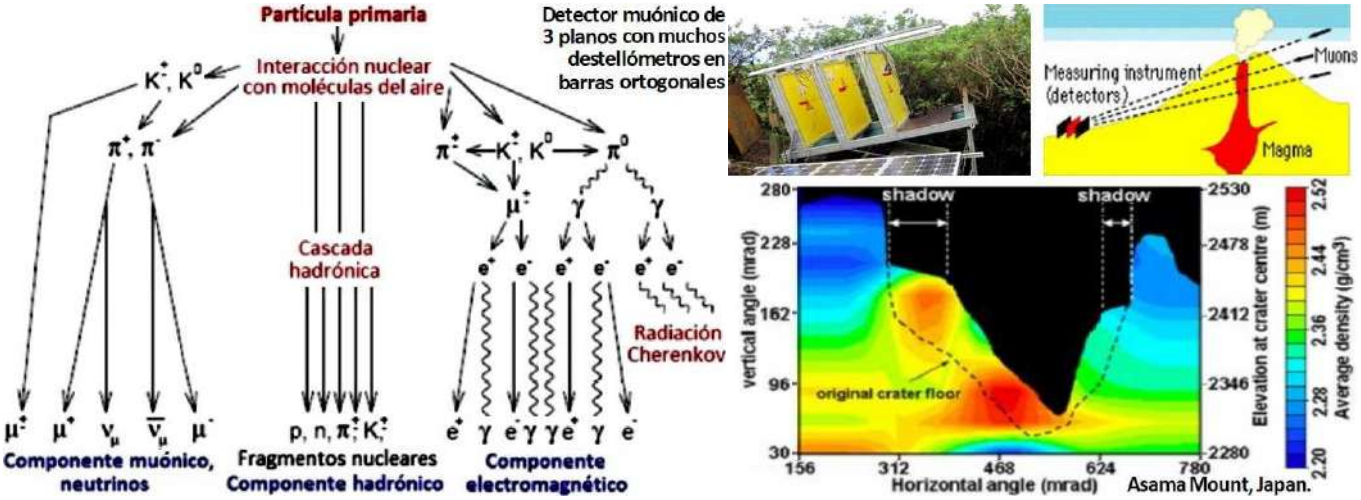
La tecnología evolucionó y actualmente es emplean espectrómetros a control remoto adaptados para fondos de lagos o mar (ver foto). No es un tipo de prospección muy habitual, pero se recurre a ésta cuando hay interés en estudiar aspectos geológicos y

Espectrómetro HPGe de fondo marino (foto Baltic Sc. Instr.)

ambientales, por ejemplo emanaciones relacionadas con zonas de falla, manaderos calientes, escapes de fluidos hidrotermales y otros condicionantes de la biología marina o indicadores de la tectónica o la geología subácuea en general. También obviamente para monitoreos en áreas cercanas a plantas de energía nuclear, repositorios de materiales radiactivos, descargas ilegales o, como mencionamos, naufragios conteniendo radioisótopos.

Tomografía muónica

Es una técnica que permite mapear túneles, cámaras y fracturas naturales o artificiales. La primera experiencia fue iniciada con un dispositivo detector insuficiente en la pirámide de Keops en 1967 y tuvo que interrumpirse a causa de la guerra contra Israel. La dirigió el físico estadounidense **Luis Álvarez**, que antes había ido en un avión por detrás del que lanzó la atómica de Hiroshima, para estudiar sus efectos, fue premio Nobel y padre de Walter, el geólogo que planteó el impacto de un asteroide hace 66 m.a. Pero recién en este milenio se ha dispuesto de detectores eficaces y capacidad de procesamiento suficiente. Los muones son como electrones con sobrepeso: 105.66 MeV/c² versus 0.511 MeV/c² respectivamente. Se generan en la alta atmósfera por el bombardeo de rayos cósmicos que reciben las moléculas de oxígeno, nitrógeno, etc. Los muones son parcialmente absorbidos por roca y otros materiales sólidos (a mayor densidad mayor absorción). El registro de los muones que han atravesado un volumen de interés permite calcular sus variaciones de densidad y las eventuales cavidades. Los detección puede hacerse con específicos diseños de centellómetros, cámaras de ionización, detectores de Cherenkov o un particular cámara de niebla o de (**Charles**) **Wilson** (físico escocés que la inventó en 1911 y fue Nobel) con capas alternas de emulsion, plástico y metal. Registrando desde muchas ubicaciones es posible hacer un procesamiento que permite conocer la configuración tridimensional de estructuras volcánicas, ruinas arqueológicas, etc., incluso posibles fisuras en la central de Fukushima tras el tsunami de 2011.



Cascada de partículas por interacción de rayos cósmicos con los gases de la alta atmósfera (modific. de tandem.nipne.ro), detector (foto Larry Schultz) y sección con densidades computadas en un volcán japonés (modific. de Tanaka *et al.*, 2007)

RADIOMETRÍA Y GEOQUÍMICA

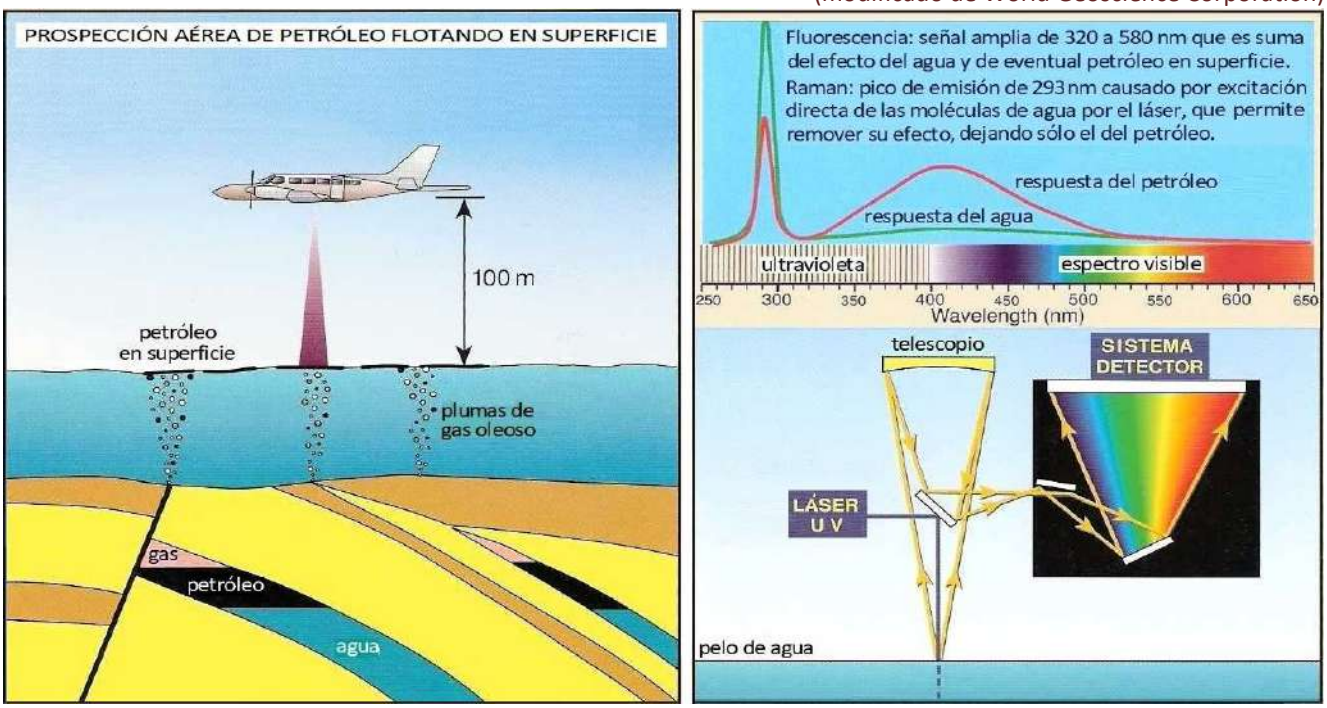
En relación a los hidrocarburos, en primer lugar sabemos que el K está presente en arcillas, feldespatos, etc. y es entonces un indicador litológico importante. También lo es el Th, ya que permite la identificación de tipos de arcillas, tal como se hace en los perfiles radiactivos de pozos. Pero además el U, como se explicó, está asociado al petróleo y a su roca madre. Siempre que hay hidrocarburos ocurre aumento de radiactividad debida al uranio, la cual suele magnificarse en zonas de falla o áreas de **microfugas de hidrocarburos** hacia la superficie. El mapeo de este tipo de anomalías (por **micromanaderos**) suele ser una interesante herramienta prospectiva, como fue empleada en Mozambique junto con magnetometría y EM (Pfaffhuber *et al.*, 2009).

Y a menudo la radiometría es un complemento de las **metodologías geoquímicas:**

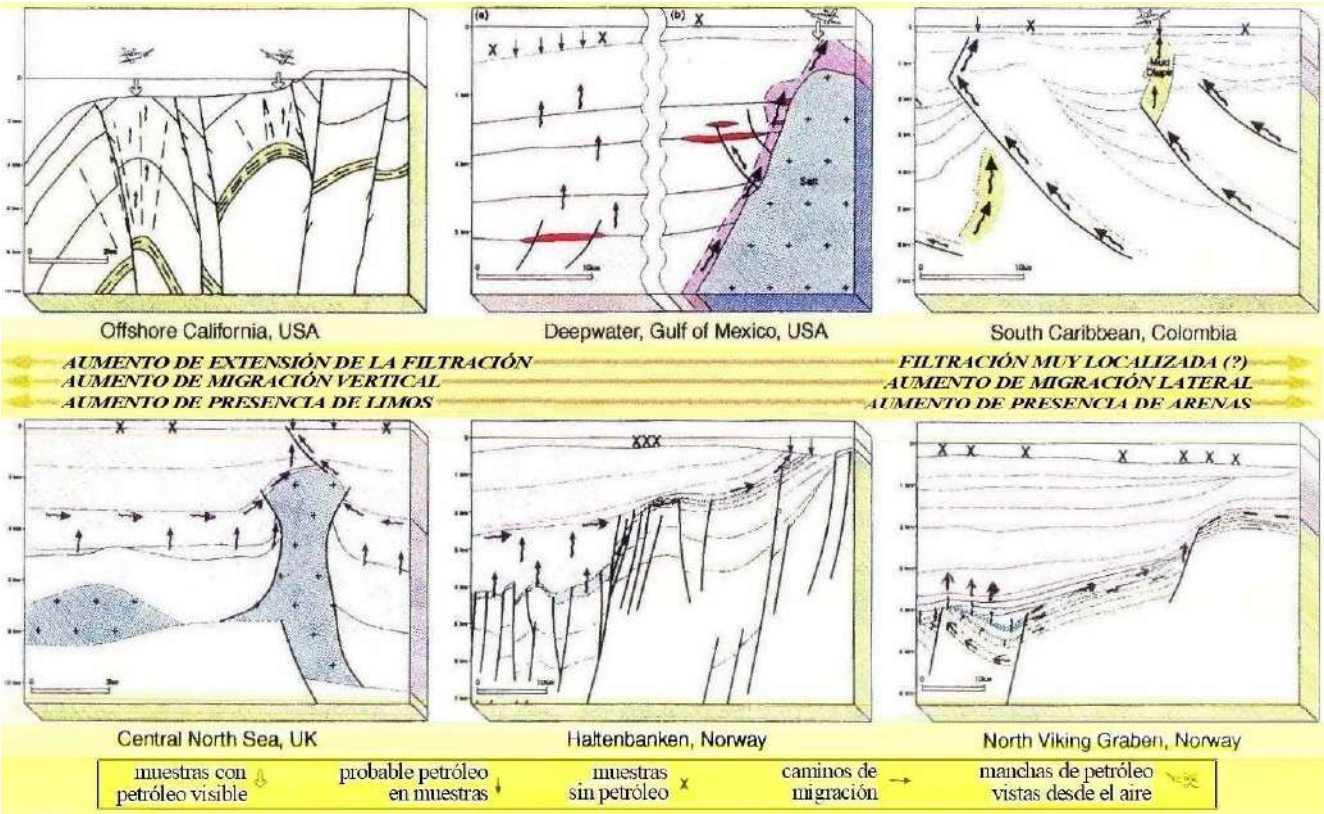
-muestreo microbiológico en general para cuantificar sus variaciones
-determinación específica de bacterias de la biodegradación
-detección de gases: helio producido por el decaimiento radiactivo del uranio y otros elementos,
radón, que como vimos es un isótopo de la serie del uranio,
cromatografía de metano, etano, propano y butano escapados de reservorios
-evaluación de las alteraciones del suelo (caolinita, carbonatos, yoduros, pirita, magnetita, etc.)
-estimación de cambios geobotánicos, y otros, ***también con la ayuda de imágenes aéreas o satelitales en distintos rangos del espectro EM, visible, UV, de radar, etc.***

Ya hemos visto que distintos métodos permiten detectar en forma indirecta algunas de estas alteraciones: micromagnetometría, inyección de corriente, electromagnetismo, polarización inducida.
Otros registros, como la **detección de gases**, que se puede hacer indirectamente con la prospección radiométrica, en forma aérea o terrestre, por ejemplo con un emanómetro.

(modificado de World Geoscience Corporation)

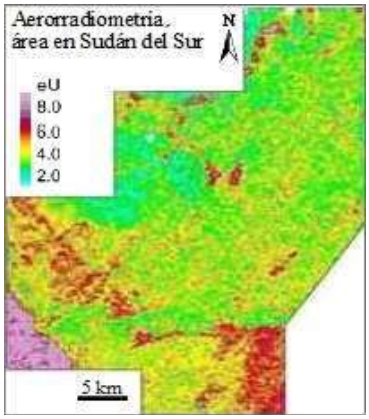


Las figuras acá arriba refieren a una técnica moderna que permite ***detectar manchas de petróleo desde el aire***, tanto en tierra como sobre cuerpos de agua, un caso especial donde la radiometría funciona sobre lagos o mares. Se basa en la espectroscopía Raman descubierta por el indio **Chandrasekhara Raman** (nacido en Tamil Nadu,

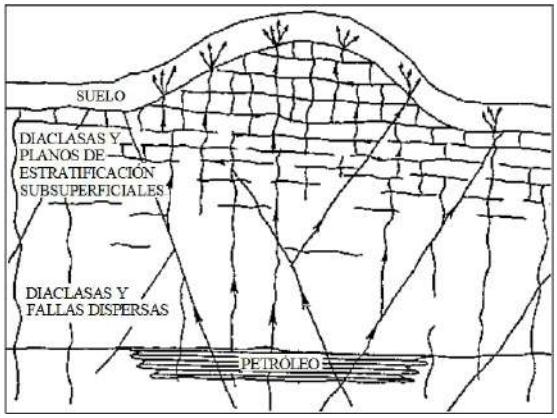


Relación entre filtración de hidrocarburos en superficie y reservorios profundos (modificado de Thrasher *et al.*, 1996)

investigador en las universidades de Calcuta y Bangalore) que por ello recibió el premio Nobel en 1930. Su fundamento es el análisis de la difusión de la radiación electromagnética de una sustancia que ha sido impactada por un láser que emite en una frecuencia específica (monocromática). El método para el objetivo petrolero requiere la ***eliminación de ruidos culturales*** (contaminación), así como los causados por la posible presencia de algas fluorescentes y otros. Lo que intenta detectarse es la respuesta de hidrocarburos fugados desde reservorios profundos bajo el lecho y llevados en forma de burbujas hasta la superficie ácuea. Si las corrientes son fuertes estas burbujas oleosas también podrían aparecer muy desplazadas de la zona submarina de la cual proceden.
Debajo de la página anterior se esquematizan algunas posibles vías de microfuga y ***filtración ascendente de gas y petróleo*** en distintos contextos cuencales.
Los manaderos pueden generarse en forma directamente vertical o más compleja, a través de las propias rocas reservorio, cuando éstas inclinan, por zonas de falla o bordes de cuerpos emplazados que resultan permeables, o simplemente atravesando las rocas sello, que muy frecuentemente no son perfectamente sellantes. Téngase presente que ***los domos salinos dan respuesta radiactiva casi nula***.
Abajo, un plano resultante de una prospección aeroespectrométrica sobre rocas con hidrocarburos escapados de los reservorios, en Sudán del Sur: país escindido de Sudán desde 2005 por antiguas razones étnicas que fueron muy agravadas por la injerencia occidental motivada por sus reservas petrolíferas y las previsibles ganancias para multinacionales que están dejando un preocupante pasivo ambiental y exiguo beneficio para esa pobrísima nación.



(modificado de GammaSense)



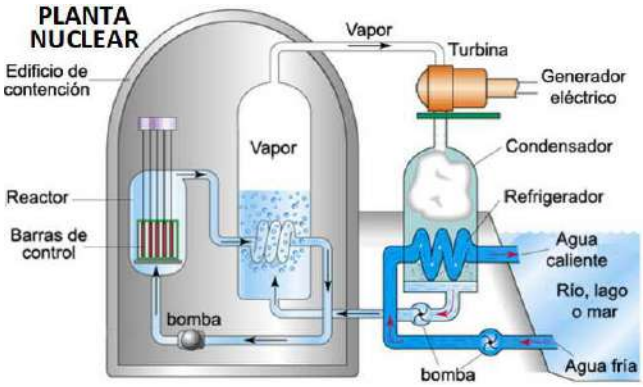
(modificado de Saunders, 1995)

La detección del $_{83}Bi^{214}$ (eU, ventana de 1,66 a 1,86 MeV) es indicación de la presencia de uranio, derivado en este caso del ambiente anóxico donde fue precipitado el ion uranilo: la cocina del petróleo. Un caso similar en Siria fue publicado por Asfahani, 2021. El modelo, como se adelantó en el Tema 08 (pág.200), asume que hidrocarburos ligeros pueden fugarse de sus trampas a través de eventuales fisuras y las bacterias lo esperan más arriba para consumirlo y así biodegradarlo, dando como resultado diversos efectos subsuperficiales detectables con variadas técnicas. El proceso de degradación crea dióxido de carbono que forma a su vez ácido carbónico que queda retenido en los acuíferos. Esto puede lixiviar el potasio de los suelos dando en consecuencia una relativamente baja señal en el registro espectrométrico. El ácido carbónico también puede reaccionar con silicatos de calcio para crear una mineralización de carbonato de calcio secundario, la cual en algunas ocasiones causa alteraciones de tonalidad geomorfológica y anomalías en los flujos de drenaje, así como anomalías de velocidad de las ondas sísmicas.
La degradación de los hidrocarburos debida a la acción de las bacterias anaerobias también genera sulfuro de hidrógeno como subproducto, causando un ambiente químicamente reductor, que a su vez concentra uranio por encima del reservorio petrolífero. Entonces, una baja señal de potasio y una alta de uranio son indicadores favorables para la prospección de yacimientos de hidrocarburos profundos. El ambiente químicamente reductor también puede promover la conversión de minerales de hierro no magnéticos en otros que sí lo son, originando como consecuencia una señal magnéticamente detectable desde la superficie, incluso suelos con magnetita. Y todo este combo puede además alterar en general la composición edafológica, influir en el contenido de humedad del suelo y finalmente también alterar su biota, siendo numerosas veces perceptible el cambio en la vegetación que denuncia la presencia de trampas en el subsuelo.

UTILIZACION DE LOS ISÓTOPOS RADIACTIVOS

Aunque es un ítem fuera de nuestra asignatura, mencionaremos brevemente la existencia de numerosas aplicaciones, muchas de las cuales se realizan con isótopos sintetizados artificialmente (sobre todo de los que están al final de la tabla periódica). Reactores de investigación y producción de radioisótopos han sido exportados desde Argentina por la asociación CNEA-INVAP (desfinanciada en el período 2016-2019 y nuevamente desde 2024 como parte de la política de subordinación al poder financiero occidental).
Entre los beneficios debe citarse todo lo relacionado con la medicina: radioterapia, radiografías nucleares, etc.,

incluyendo las imágenes *PET* (*Positron Emission Tomoghaphy*). Asimismo con la esterilización de materiales desechables (de origen quirúrgico, biológico diverso o químico), la desinsectación con rayos **γ**, la radio-desinfectación y la preservación de alimentos. También **los trazadores** en procesos físicos, químicos, biológicos o médicos. La centellografía se usa para el diagnóstico y seguimiento de una afección: se ingiere o inyecta una cantidad mínima de radioisótopo que se desplaza por el torrente sanguíneo hasta los diferentes órganos, lo cual es detectado por su emisión **γ** para así crear imágenes sobre alteraciones óseas, tiroideas, mamarias, etc.
Análogamente en la explotación petrolera, marcando algunas sustancias para estudiar sus desplazamientos y ***monitorear el movimiento de fluidos entre pozos inyectores y productores*** en un proyecto de recuperación secundaria o terciaria. También hay aplicaciones industriales variadas (control de espesor de hojas y láminas de distintos materiales, control de llenado de envases de productos diversos, imágenes de dispositivos y otras). Y se realizan análisis por activación radiactiva (como la utilizada en los fósforos de los centellómetros), es decir, irradiar un elemento con neutrones u otro tipo de radiación que consigue activarlo (transformarlo parcialmente en un isótopo radiactivo) permitiendo luego con un detector llegar a calcular su concentración con una precisión de hasta centésimas de partes por millón.



(esquema energía-nuclear.net)

La producción de energía puede hacerse mediante los generadores termoeléctricos de radioisótopos. Igualmente con pilas atómicas (como la pionera de **Enrico Fermi** en 1942 en la universidad de Chicago, de 4 metros de altura) y con reactores de fisión de baja o alta potencia –cuyo calor vaporiza el agua que luego hace andar turbinas–. Las grandes centrales nucleoeléctricas lo hacen con uranio natural (cada vez menos) o bien enriquecido en el isótopo $_{92}U^{235}$, el único fisible por absorción de neutrones lentos o termales –en Argentina en 2015 se comenzó a realizar enriquecimiento en Pilcaniyeu, Río Negro, mediante difusión gaseosa–, en tanto que el $_{92}U^{238}$ es muy difícilmente fisible.
Las centrales o usinas requieren de barras de grafito para controlar la reacción de fisión absorbiendo neutrones mediante su introducción en huecos entre las vainas del combustible del reactor, y eventualmente para detener la reacción en cadena. También hace falta agua pesada (11% más densa que la normal por contener deuterio) para moderar la reacción al reducir la velocidad de los neutrones sin absorberlos si la fuente es uranio sin enriquecer, pero puede usarse agua común cuando el uranio ha sido previamente enriquecido. En Arroyito (Neuquén) existe la mayor productora mundial de agua pesada.
Las centrales por fusión a partir de deuterio ($_1H^2$) o tritio ($_1H^3$) todavía no son completamente viables, aunque está en progresivo desarrollo en Cadarache (sudeste de Francia) el proyecto *ITER* (*International Thermonuclear Experimental Reactor*) a partir del *tokamak* (acrónimo de тороидальная камера с магнитными катушками, ***to***roidal'naya ***ka***mera s ***ma***gnitnymi ***k***atushkami), una cámara toroidal con bobinas magnéticas que confinan la reaccción, cuyo prototipo fue diseñado en 1956 en la Unión Soviética por los rusos **Andrej Sacharov** e **Igor' Tamm**, hacedores de otros valiosos aportes y luego ambos premio Nobel, aunque Sacharov de la paz y Tamm de física. Existen variantes del *tokamak* en China, India, Brasil y varios otros países.

Tokamak del proyecto de fusión *ITER* (imagen Paolo Verzone)

En Livermore, California, un modelo alternativo, más compacto, realiza un confinamiento inercial recurriendo a 192 potentes láser que comprimen el plasma de hidrógeno, deuterio y tritio para poder iniciar el proceso de fusión a temperaturas más bajas que en el *ITER* y representa el primer resultado que genera más energía que la necesaria

para desencadenar la reacción nuclear controlada.
Y otra opción se está experimentando en Foothill Ranch, también California, mediante la fusión a partir de hidrógeno y boro, que prescinde de los neutrones y evita entonces la escoria radiactiva que deriva de éstos, dejando sólo tres núcleos de helio como subproducto de cada reacción Bo-H, que es la razón por la que se lo ha denominado *TAE* (*Tri Alpha Energy*) .Y los progresos continuarán seguramente hasta llegar a conseguir una generación energética segura, eficiente y ambientalmente sustentable.

De la emisión radiactiva terrestre total sólo el 1% es obra nuestra, pero está concentrada en puntos críticos.
En el norte de Ucrania, a 16 km de la frontera con Bielorrusia, a las 01:24 a.m. del 26 de abril de 1986 ocurrió el desastre del reactor nuclear 4 de la central Vladímir Lenin (a 18 km de Chernóbil y 3 km de Prípiat, el pueblo de los trabajadores, hoy fantasmal) que evidentemente no reunía todos los recaudos de seguridad. Ocurrió por groseros errores de prueba y sólo fue informado dos días después por el criminal régimen soviético, cuando los suecos ya habían detectado la radiación a 2.000 km llevada por los vientos del sudeste. Fallecieron al menos 31 operarios (2 como consecuencia de la explosión, 29 liquidadores en días, 19 en años sucesivos), 15 niños (por cáncer de tiroides) y la Organización Mundial de la Salud estima que en total unas 4.000 personas han muerto por distintos tipos de cáncer y malformaciones genéticas debidas a la radiación. Las organizaciones ambientalistas estiman cifras mucho más altas de fallecimientos, aunque sin datos comprobables. Igualmente han quedado muchos miles de personas con problemas de salud moderados o graves, además del daño y muerte en la flora y fauna. Se ha construido un nuevo sarcófago sobre el anterior, que se estaba deteriorando, porque el monstruo radiactivo no ha muerto.
Otro grave accidente nuclear había acaecido también en la Unión Soviética en 1957 en la central de Mayak cerca de Cheliábinsk (al este de los montes Urales) por la explosión de un tanque de desechos radiactivos. Unas 10.000 personas fueron evacuadas y al menos 200 fallecieron. Se pudo mantener en secreto por casi veinte años. Como comparación, en eventos no bélicos, el mayor derrumbe de una represa, entre muchos otros, ocurrió en Henan, China, en 1975 y produjo 26.000 muertes inmediatas y otras 145.000 por las epidemias y hambruna subsiguientes. Así como la peor tragedia minera ocurrió en una explotación de carbón en Benxi, Manchuria, en 1942 por una potentísima explosión de gas grisú (durante la ocupación japonesa de China), causando 1.549 fallecidos. Y en 1984 en Bhopal, India central, el escape de gas tóxico (uno entre muchísimos más en todo el mundo) de una fábrica de pesticidas de la estadounidense Union Carbide causó unas 20.000 muertes, además de los sobrevivientes muy afectados y el desastre ambiental.
Otros accidentes nucleares en centrales y radioterapia han provocado relativamente pocas o ninguna víctima fatal. En Argentina un técnico falleció en instalaciones de la CNEA en 1983 a causa de una falla humana y de protocolo durante la operación de un reactor de investigación. Un incidente de muchísima mayor magnitud aconteció en 1979 en la central de Three Mile Island (Pennsylvania, Estados Unidos), afortunadamente sin víctimas fatales tras una vasta evacuación del área circundante. En Fukujima, Japón, durante el tsunami de 2011, reactores situados sobre la costa fueron afectados por fallos en la construcción (corrupción de la empresa Tepco, mal controlada por el gobierno) y la principal imprevisión de haber hecho un muro de sólo 6 m de altura cuando en la zona había antecedentes de tsunamis ¡de más de 40 m! Hubo 21 operarios afectados por la radiación, uno muerto, y se estableció un radio de evacuación de 30 km que causó la muerte estimada de más de 500 personas por ansiedad y angustia, en general ancianos. Además en una especie de mariposas se hallaron mutantes sin problemas significativos.
Estadísticas serias muestran que la energía atómica ha causado un índice de muertes humanas parecido al producido por el uso de la energía eólica, así como de la generación solar, unas 40 veces menor que la hidroeléctrica, 90 veces menor que la del gas, 150 veces menor que la quema de biomasa, 600 veces menor que la generación en base a petróleo y 850 veces menor que la del carbón. Para el caso de las últimas cuatro se han sumado los muertos por contaminación atmosférica y los guarismos son muy conservadores.
Pero, desde luego, el mayor riesgo de la energía nuclear es el de las bombas atómicas. Las más antiguas de fisión, las posteriores de fusión (que en verdad son detonadas por fisión, que representa cerca del 50% de la energía total) y las más recientes llamadas neutrónicas (en las que el porcentaje de fisión se ha reducido a casi el 5%, haciéndola de menor rendimiento destructivo pero con 7 veces mayor proporción de radiación ionizante por neutrones rápidos, lo cual es letal para todo yuyo o bicho, cualquiera sea su número de ramas o patas). Y lo peor es que tan inconmensurable potencial bélico está en manos de una especie cuyos líderes y seguidores no pocas veces han perdido toda racionalidad y compasión.
Sí ya es doloroso el sufrimiento del mundo natural donde los seres enferman, se agreden, se mutilan, agonizan, se devoran… Encima nosotros. ¿Todo en 6 días? Se dice que el Barba hizo un trabajo demasiado apurado…

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué son el período de semidesintegración y la vida media?
- ¿En qué consiste esencialmente la geocronología a partir de la radiactividad?
- ¿Qué tipos de radiaciones pueden medirse en prospección como señal o como ruido y qué efectos pueden producir?
- Describir los tres tipos de efectos de las radiaciones.
- Citar los tres elementos radiactivos más usados en prospección y los isótopos de sus respectivas series que son medidos en la práctica.
- ¿Qué aparatos detectores son utilizados en exploración?
- ¿En qué tipos de rocas podemos medir valores altos de los distintos elementos radiactivos?
- Comentar las aplicaciones petroleras del método.
- ¿Qué ruidos pueden aparecer en la aplicación de las diversas variantes prospectivas?
- ¿Cómo se complementa la radiometría con la geoquímica?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Anderson, D., 1992. The Earth's interior. En Understanding the Earth (p 45-66); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Arévalo Jr., R., McDonough, W. & Luong, M., 2009. The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. Earth and Planetary Science Letters, N°278 (p 361-369). Elsevier.
- Asfahani, J., 2021. Airborne gamma-ray spectrometric technique for exploring potential hydrocarbon accumulations in Ar-Rassafeh Badyieh Area-2, Syria. CIM Journal, V.12 N°3 (p 105–115).
- Baranwal, V., Watson, R., Smethust, M. & Rϕnning, J., 2010. Geological mapping using airborne gamma ray spectrometry. Norges Geologiske Undersϕkelse, presentation (22 p).
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 447-474, 495-510). Librería de Ciencia e Industria.
- Coppens, R., 1963. La radiactividad de las rocas (56 p). EUdeBA.
- De Paoli, L., 2011. L'energia nucleare; costi e benefici di una tecnologia controversa (142 p). Edizioni Il Mulino.
- Ford, K. & López, L., 1998. Characterization of leveling problems of Patagonia gamma-ray spectrometry survey, Chubut province, Argentina. En Geofísica aérea y geoquímica en la prospección geológico-minera; Anales 31 (p 117-121). IGRM-SEGEMAR.
- Ford, K., Shives, R. & Charbonneau, B., 1998. Application of airborne gamma-ray spectrometry to geological mapping, mineral exploration and land-use planning. En Geofísica aérea y geoquímica en la prospección geológico-minera; Anales 31 (p 131-150). IGRM-SEGEMAR.
- Forte, S. & Rottoli, L., 2019. Fisica quantistica (368 p). Zanichelli Editore.
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 191-217). Cambridge University Press.
- Griffiths D. & King,R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 210-212). Editorial Paraninfo.
- Hansen, D., 1980. Radiometrics; Cap.1. En Practical Geophysics for the Exploration Geologist (1038 p). Van Blairicom, R. Ed. Northwest Minning Association.
- Hawkesworth, C., 1992. Geological time. En Understanding the Earth (p 133-144); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Hernández-Bernal, M., Tolson, G. & Solís-Pichardo, G., 2000. Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: modelado de sistemas isotópicos. GEOS (p107-118) Unión Geof. Mexicana A.C.
- Kumagai, H., Iwase, R., Kinoshita, M., Machiyama, H., Hattori, M. & Okano, M., 2012. Environmental gamma-ray observation in deep sea. En Tech, Gamma Radiation (p 55-74); Adrovic, F. Ed.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 42-60). Ediciones Omega.
- Logan, G., Jones, A., Ryan, G., Wettle, M., Thankappan, M., Grosjean, E., Rollet, N. & Kennard, J., 2008. Review of Australian offshore natural hydrocarbon seepage studies. Geoscience Australia, Nº17 (246 p).

- Lechmann, A., Mair, D., Ariga, A., Ariga, T., Ereditato, A., Nishiyama, R., Pistillo, C., Scampoli, P., Schlunegger, F. & Vladymyrov, M., 2021. Muon tomography in geoscientific research - A guide to best practice. Earth-Science Reviews, V.222 (29 p).

- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 169-177). Cambridge University Press.

- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 47-53). Cambridge University Press.

- Okeyode I., Olurin O., Ganiyu S. & Olowofela J., 2019. High resolution airborne radiometric and magnetic studies of Ilesha and its environs, southwestern Nigeria. RMZ-Materials & Geoenvironment V.66 (p 051–074).

- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 296-303). Editorial Paraninfo.

- Pfaffhuber, A., Monstad, S. & Rudd, J., 2009. Airborne electromagnetic hydrocarbon mapping in Mozambique. Exploration Geophysics, N°40 (p1-9). A.S.E.G.

- Ross Taylor, S., 1992. The origin of the Earth. En Understanding the Earth (p 25-43); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.

- Saunders, D., 1995. Overview of radiometrics and related surface methods for petroleum exploration. Association of Petroleum Geochemical Explorationists Special Publication N°3 (24 p).

- Schumacher, D., 1996. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments. En Hydrocarbon migration and its near-surface expression (p 71-90). Schumacher, D. & Abrams, M. Eds, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 66.

- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 295-318). Elsevier Scientific Publishing Co.

- Sheriff, R.,1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Tanaka, H., Nakano, T., Takahashi, S., Yoshida, J., Takeo, M., Oikawa, J., Ohminato, T., Aoki, Y., Koyama, E., Tsuji, H. & Niwa, K., 2007. High resolution imaging in the inhomogeneous crust with cosmic-ray muon radiography: The density structure below the volcanic crater floor of Mt. Asama, Japan. Earth and Planetary Science Letters, V.263, N°1-2 (p 104-113).

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 736-770). Cambridge University Press.

- Thrasher, J., Fleet, A., Hay, S., Hovland, M. & Düppenbecker, S., 1996. Understanding geology as the key to using seepage in exploration: spectrum of seepage styles. En Hydrocarbon migration and its near-surface expression (p. 223-241). Schumacher, D. & Abrams, M. Eds. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 66.

- Tyler, A., 2008. *In situ* and airborne gamma-ray spectrometry. Radioactivity in the Environment, V.11 (p 407-448).

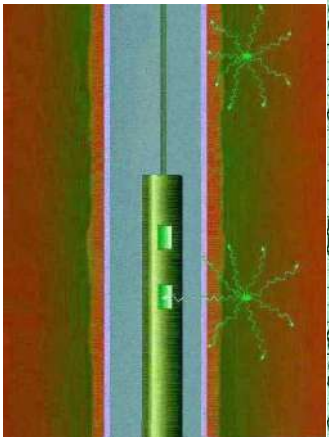
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 401-415). Alianza Editorial.

- Walker, M., 2005. Quaternary dating methods (304 p). John Wiley and Sons.

- Williams, A., 1996. Detecting leaking oilfields with ALF, the Airborne Laser Fluorosensor: case histories and latest developments. Geological Society of Malaysia Bulletin, V.39 (p 123-129).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

RADIOMETRÍA DE POZO



Herramienta, perfil y fuentes en pozo.

"Истинаткрываетсяв тиши тем, ктоеёразыскивает."

["La verdad se revela en el silencio de quienes están en su búsqueda."]

Dmitri Ivánovich Mendeléyev (*circa* 1870)

El 1587 **Galileo Galilei** tenía veintitrés años y su genio comenzaba a brillar en Pisa. Ese año fue fundada Tobolsk, sobre las ruinas (y cadáveres) de la recién destruida capital del kanato tártaro de Kashlik (heredera del vastísimo imperio horrorosamente conquistado tres siglos antes por el mongol Gengis Kan con sus hordas: de *ordü*, gran acampe). Era el inicio del imparable avance ruso hacia el este. Para 1834 la ciudad tenía 17.000 habitantes y era la capital de la enorme Siberia Occidental –Siberia Oriental era aún mucho más extensa e incluía Alaska, vendida a los Estados Unidos en 1867–. Tobolsk era y es uno de los puntos de clima más benigno en Siberia, con algunos días de verano de más de 30°. Pero, claro, 20° bajo cero es lo habitual en invierno ¡Y pueden alcanzarse los -50°C! Allí pasó su infancia Dmitri, uno entre catorce hermanos. Su padre falleció cuando él empezaba el secundario, pero al terminarlo su madre lo llevó a San Petersburgo, junto a la costa del mar Báltico, donde pudo cursar sus estudios universitarios.

Tobolsk, junto al río Irtysh (foto Vyacheslav Bukharov)

Ya profesional, **Dmitri Mendeléyev** llevó a cabo investigaciones sobre geología, meteorología, hidrodinámica, transiciones de fase, capilaridad, espectroscopía óptica, química de los explosivos y otras. Pero obvio que ganó su fama tras culminar la tarea iniciada cuando anotó en 63 tarjetas las propiedades de cada uno de los elementos químicos por entonces conocidos. Y jugueteó hasta poder armar el genial rompecabezas: la tabla periódica de los elementos, que publicó en 1868 en su obra "Основхимии" (Osnovjimie), Principios de química. Y luego fue por más y predijo con certeza cuáles elementos faltaba todavía encontrar.

En 1876 Dmitri fue enviado a los Estados Unidos para informarse sobre la extracción del petróleo, la que habría de ser después replicada a los pies de la cordillera del Cáucaso. Además estudió la composición de los hidrocarburos, reconoció su potencialidad como fuente de derivados químicos y colaboró activamente en la fundación de la primera refinería rusa.

Inquieto y multifacético, en 1887 hizo en soledad una travesía en globo para estudiar un eclipse solar. Tuvo hijos y una segunda pareja. Y supo fatigar casi toda Europa para intercambiar ideas científicas. En 1902, ya anciano, viajó a París a fin de conocer las investigaciones de **Marie y Pierre Curie**, pero no lo consiguieron persuadir con su explicación (correcta) sobre el origen de la radiactividad. No lo convencía la idea de que algunas piezas de su bonito encastre pudiesen transformarse espontáneamente en otras.

Treinta y cinco años después eran **Irène Curie** y su marido **Frederic Joliot** (también él premio Nobel, como su

esposa y sus suegros) quienes en París discutían sobre radiactividad con un visitante. En este caso el huésped era **Bruno Pontecorvo**, un joven italiano casado con una estudiante sueca de ideas comunistas. Bruno era judío y había nacido seis años después de la muerte de Dmitri, en 1913, pero en Pisa, la ciudad de Galileo. A la edad de dieciocho conoció a **Enrico Fermi** en un curso que éste impartió en la Universidad romana La Sapienza. Tres años después se unió a los *Ragazzi di via Panisperna* (del latín, pan-jamón), nombre de la calle en la que hace dos milenios se vendía ese menú y donde ahora estaba el instituto en el que esta banda de brillantísimos físicos nucleares (entre ellos **Ettore Majorana**, desaparecido misteriosamente) hizo enormes avances, sobre todo con los neutrones lentos, los más interactivos, fundamento de la fisión atómica. Pero las políticas antisemitas de "*il Duce*" ("el Conductor") alejaron a muchos, entre ellos Pontecorvo, y desarticularon torpemente ese epicentro de la ciencia atómica tana.

Los años de Bruno en Paris acabaron cuando en 1940 la invasión nazi lo obligó a exilarse en Estados Unidos. Entonces se fue a trabajar a Oklahoma en la actividad petrolera y en 1941 publicó su técnica pionera de aplicación de perfilaje neutrónico en pozos, comercializada por la empresa Dresser Atlas. No fue convocado al Proyecto Manhattan posiblemente por las ideas políticas que adoptó de su esposa. Pero en los años siguientes trabajó en Canadá (investigación de la radiación cósmica en Montreal y desarrollo de un reactor nuclear en Chalk River) y luego en Liverpool (con ciudadanía británica, contribuyendo a la primera bomba atómica inglesa). Pero en 1950, durante sus vacaciones en Italia, súbitamente voló con su esposa e hijos de Roma a Estocolmo (Suecia), de ahí a Helsinki (Finlandia) y cruzó por tierra la frontera llevando a la URSS todo su enorme bagaje en ciencia nuclear. Se cree que ya hacía años que les pasaba letra y apuró la movida cuando temió ser descubierto. No pocos infieles a la causa occidental fueron ejecutados –como a la inversa del lado oriental–. Los estadounidenses Julius Rosenberg y su esposa Ethel Greenglass lo fueron en 1953 por espiar para la URSS. Julius falleció ante la primera descarga, Ethel necesitó varias antes de morir en la silla eléctrica. Años después se demostró que ella era inocente, como otros ejecutados en Estados Unidos (151 luego demostrados inocentes en estas últimas cuatro décadas), y muchísimo peor en varios otros países donde rige la pena capital.

Dubná está 120 km al norte de Moscú, junto al río Volga, y había sido destruida por los mongoles en 1238. Para cuando llegó Bruno, hacía apenas meses que operaba el primer acelerador de partículas ruso y esa ciudad se erigía en epicentro de las investigaciones nucleares de la Unión Soviética. En los años siguientes el italiano se afianzó como máximo teórico mundial de las interacciones de los neutrinos, muones, tauones, piones (quark-antiquark), etc. –con sus implicancias astrofísicas en relación con el nacimiento del Universo y con las supernovas– y sus notables predicciones fueron comprobadas muchos años después. En 1978 pudo comenzar a salir de la URSS y desde entonces, ya con signos del mal de Parkinson, todos los años pudo volver a vacacionar en su Italia natal y ver a sus hermanos, hasta pocos meses antes de su fallecimiento, en 1993. En la fría Dubná descansa la mitad de las cenizas de Bruno. La otra mitad lo hace en la bulliciosa Roma que supo despertar su genio científico.

Exterior e interior del edificio del sincrociclotrón de Dubná (fotos Science and Life)

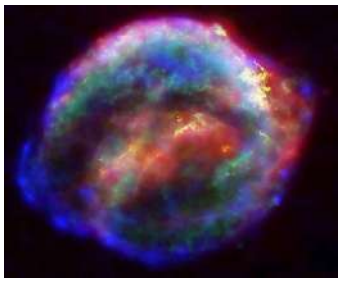
El premio Nobel les fue negado tanto a Mendeléyev como a Pontecorvo por las cuestiones políticas que suelen desvirtuar tales galardones –al punto que líderes de invasión y muertes han recibido el Nobel de la paz–.

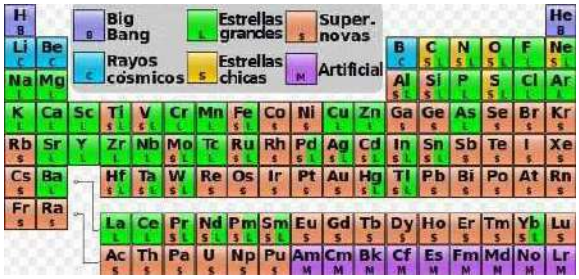
GENÉTICA NUCLEAR

En 1735 el sueco **Carl Linnaeus** tuvo la brillantez de proponer una sistematización lógica de todos los seres vivos en especies, géneros, familias, órdenes, clases. En 1859 el inglés **Charles Darwin** publicó los resultados de su viaje alrededor del mundo a bordo del bergantín HMS Beagle capitaneado por Fitz Roy. La selección natural explicaba genialmente la causa de que la sistemática de Linneo tuviera esa belleza y practicidad.

En química las cosas sucedieron con un siglo de retraso, acaso porque nos es más fácil ver la diferencia entre un pino y un álamo que entre el sodio y el potasio. Como hemos referido, **Dmitri Mendeléyev** hizo la sistemática en 1868. Y la causa de que la tabla periódica funcione de maravilla fue hallada por el inglés **Arthur Eddington** (1920), el alemán **Carl Weizsäcker** (1928), el ucraniano **Gueorgui Gámov** (1938), el alemán **Hans Bethe** (1939) y, entre otros, el inglés **Fred Hoyle** (1946), quienes no dieron la vuelta al mundo, pero desde sus catalejos

astronómicos recorrieron distancias 10^{18} veces mayores que las que navegó Darwin.
Durante la **nucleosíntesis primordial**, en la Gran Explosión (*Big Bang*) que vertió el Universo hace 13.700 m.a., debieron formarse los isótopos de H, He, Li y algunos del Be en cantidades ínfimas, todo prontísimo, con sólo 1 a 20 minutos de cocción, y luego la temperatura y la densidad cayeron debajo de lo requerido para la fusión nuclear. No se agrumó algo mayor porque no había núcleos con más de 8 bariones estables (protones y neutrones). Las comprobaciones proceden de datos de galaxias enanas (que cambiaron poco su composición), de galaxias y cuásares muy lejanos (cuanto más lejanos, más jóvenes) y de las relaciones barión-protón deducidas de la radiación de fondo de microondas procedentes aún hoy de ese gran horno primordial.
En la **nucleosíntesis estelar** la fusión de 4 protones (núcleos de H) más 2 electrones (tomados del plasma que los contiene) da origen a los núcleos de helio y esto representa el 90% de la energía nuclear generada por una estrella en toda su vida. Mucho después dos He se juntarán para dar Be. Y cuando se amuche otro, producirán carbono. Es el proceso triple α y ocurre arriba de 10^6 °K en estrellas viejas con mucho He, con el H ya consumido, con colapso del núcleo estelar y expansión de las capas externas formando una gigante roja (así le pasará al Sol dentro de 5.10^9 años). Luego el C con otro He producirá O y con otro más dará Ne. Las nucleosíntesis por fusión producen elementos hasta el hierro, el pesado más abundante en el cosmos.
Núcleos con Z mayor al Fe se forman por captura neutrónica en estrellas más masivas que el Sol (proceso-s, *slow*, lento) donde también habría ciclo de cocción C-N-O, añadiendo un H en cada etapa.
La mayor parte del Be, B y Li se ha producido en el espacio interestelar por **astillamiento nuclear** (*spallation*) de carbono, nitrógeno y oxígeno por acción de rayos cósmicos.
Más de la mitad de todos los elementos pesados parece ser producido en las supernovas. Una nova es a ojo desnudo una estrella nueva durante días hasta desvanecerse, debida al volcado gravitacional de masa desde una estrella hacia su compañera enana blanca. Una supernova ocurre por la contracción brusca y expulsión consecuente de las capas externas de una estrella muy masiva y es mucho más luminosa que una nova. **Galileo Galilei** mostró la brillantísima supernova de Ofiuco de 1604 como argumento contra el dogma de la inmutabilidad de la creación.


Supernova de Ofiuco (imagen NASA)



Nucleosíntesis cósmica dominante (tabla Cmglee)

La **nucleosíntesis en supernovas** –comprobada por líneas espectrales tras una expulsión– ocurre durante la combustión de oxígeno y silicio mayormente en la fase explosiva, produciendo por fusión elementos tales como Si, S, Cl, Ar, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co y Ni. Debido a su eyección desde sucesivas supernovas, sus abundancias crecen con el tiempo en el medio interestelar. Los núcleos más pesados que el Ni se forman principalmente por captura rápida de neutrones (proceso-r, *rapid*) en el corazón estelar de hierro, con altísima temperatura y densidad de neutrones. Al final se sintetizan los isótopos más ligeros (pobres en neutrones) de elementos pesados ($Z > 100$) cuya abundancia sería consecuencia de **reacciones de fotodesintegración** causadas por rayos γ sobre los núcleos antes generados. En estrellas con masa colapsada restante mayor a 5 veces la solar el final es un agujero negro: ni siquiera la luz escapa por fuera del radio r, ***horizonte de sucesos*** calculado en 1916 por el alemán **Karl Schwarzschild**: $r = 2G.m/c^2$ (siendo m la masa estelar)
Se cree que también se produce **nucleosíntesis en estrellas neutrónicas** (formadas con una masa colapsada superior a 1,39 veces la solar según calculó el pakistaní **Subrahmanyan Chandrasekhar** en 1931) si se añaden chorros de H desde una estrella-fuente, debido a la captura rápida de protones (proceso-rp) a más de 2.10^{9}°K.
Y la colisión de dos estrellas de neutrones es una minera de oro, platino, uranio y otros núcleos muy pesados.
Por último, la **descomposición radiactiva** también produce nuevos núcleos atómicos. Y los hay **artificiales**.
Retornemos ahora desde la inmensidad cósmica hacia este azulado cascotito recubierto de agua y metámonos en uno de esos agujeritos negros febrilmente horadados en su cáscara.

RADIACIONES SUBTERRÁNEAS

En el perfilaje radiométrico de pozo se aúnan los fenómenos radiactivos con los que Mendeléyev no simpatizaba y las perforaciones petroleras con las que contribuyó mucho.
La industria petrolera se ha caracterizado por el crecimiento, mutación, fusiones y compras entre compañías. Así funciona el capitalismo, concentrando dinero (y poder) en cada vez menos manos. Tal el caso de la estado-unidense Well Surveys, luego devenida Dresser Atlas, después convertida en Western Atlas, más tarde Baker

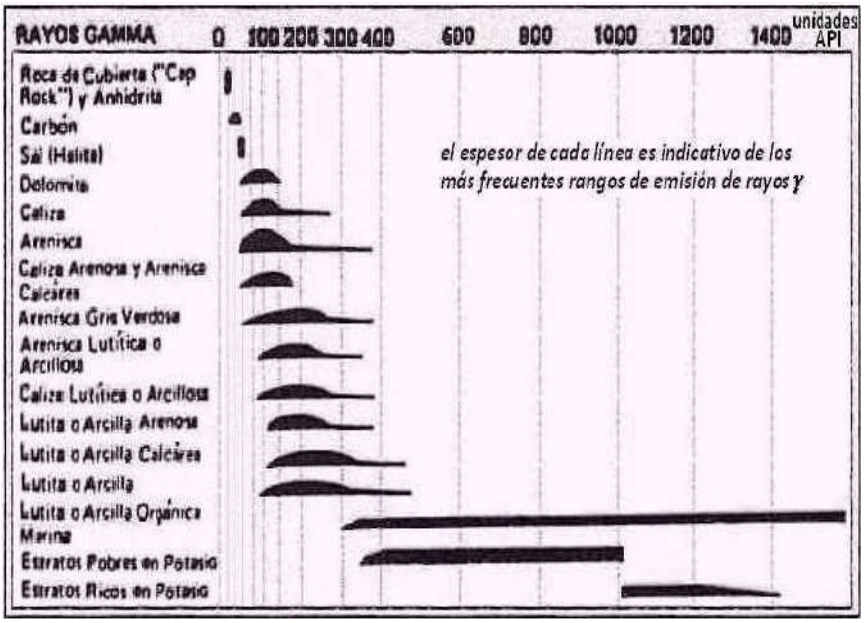
Atlas y hoy absorbida por Baker Hughes. Esta empresa, una de las referentes del perfilaje de pozo, fue pionera en el desarrollo de herramientas radiactivas. En 1939 **Lynn Howell** y **Alex Frosch** publicaron en los Estados Unidos la técnica de registro de rayos γ naturales que venían desarrollando desde 1935 y que podía ver a través de la cañería en pozos entubados. Y luego llegaron las aplicaciones de Pontecorvo y muchos más.
Como ha sucedido con la resonancia magnética nuclear, también en la radiactividad el desarrollo de las aplicaciones en medicina y las referidas a pozos petroleros han progresado en paralelo.
Entre las diversas herramientas de pozo hay algunas que sólo registran las emisiones propias de las rocas atravesadas (campo natural) y otras llevan una "pastilla" emisora de algún tipo de radiación que interactúa con la formación (campo artificial), para cuyos casos esas **fuentes radiactivas** van en contenedores metálicos protegidos con plomo y se cuenta con protocolos de manipulación que hacen que las operaciones sean seguras.
La* profundidad *(radio o distancia lateral) de alcance de los* rayos γ *es de sólo unos 15 cm*. *Los* rayos α *y* β *no atraviesan el lodo. Se registra con **contadores** o bien con **centellómetros**, adaptados a las condiciones de pozo. Las herramientas de densidad van situadas en patines contra la pared y las demás van centralizadas. ***Las* cavernas *darán errores de lectura. Los perfiles neutrónicos y de rayos* γ *naturales pueden correrse a* pozo entubado** (caño y cemento reducen el conteo pero no afectan valores relativos). ***Los de densidad sólo a* pozo abierto** (en entubado leen cemento). Aquí una síntesis de los más utilizados y luego detalles de cada uno.

	EMITE	*RECIBE*	
RAYOS GAMMA NATURALES	___	γ indiscriminados	*(unidades API: 1/100 lutita Texas)*
Alternativo del SP para distinción de capas permeables vs arcillas (con alto % de K^{39} más K^{40} radiactivo).			
ESPECTROMÉTRICO de γ Naturales	___	γ en 3 ventanas de Energía:	K^{40} a 1,46 MeV
Para distinción de mineralogías:			Bi^{214} (serie U^{238}) a 1,76MeV
calizas, ígneas, UO_2 en M.O. e H.C, relación Th/K en arcillas, etc.			Tl^{208} (serie Th^{232}) a 2,61MeV
DENSIDAD (fuente: Cs^{137} a 0,66MeV)	γ	γ ef. Compton	$C_\gamma = I_o.e^{-\mu x \delta_b}$ $\Phi=(\delta m-\delta b)/(\delta m-\delta f)$
Para obtener densidades		(Conteo γ, coef. at. másico μ,	(Porosid. Φ, dens. matriz δm,
y calcular porosidades		int. emisión **Io**, dist. fte-rec **x**)	fluido δf y muestreada δb)
LITODENSIDAD (fuente: Co^{60} 1,17-1,33MeV)	γ	γ a 2 niveles de E	$\Sigma=k.PEF.\delta e$ $\delta e=\delta b(2Z/A)$
Para obtener densidades, porosidades y además		(sección de captura Σ,	(dens. electrónica,
para estimar litologías mediante gráficos cartesianos.		factor fotoeléctrico PEF)	Nºatóm. y másico)
NEUTRÓNICO TERMAL (fuente:	$_0n^1$ epit.	$_0n^1$ termal (aprox. 0,025eV)	*unids. API: 1/1000 caliza Indiana)*
$_{88}Ra^{226} => > \alpha,\gamma => > {}_4Be^9$; ${}_4Be^9 + {}_2He^4 -> {}_6C^{12} + {}_0n^1$)			
Para calcular porosidades, usualmente en combinación con el perfil de densidad, el cruce de ambas curvas suele indicar la presencia de gas (neutrónico menor, densidad mayor). En arcillas sólo sube el neutrónico.			
NEUTRÓNICO EPITERMAL	$_0n^1$ epit.	$_0n^1$ epitermal (0.1 a 100 eV)	
También para cálculo de porosidades, utilizado en litologías complejas por su mejor respuesta ya que los $_0n^1$ con más E son menos afectados por las variaciones de Σ y los cálculos de Φ son más valederos.			
NEUTRÓNICO-GAMMA	$_0n^1$ epit	γ de captura	
Es otro perfil para calcular porosidades. Los Cl^- del agua de Fm emiten γ propios y hacen sobrestimar Φ, pero capturan muchos $_0n^1$ por lo que Φ se subestima en los perfiles neutrón-neutrón.			
NEUTRÓNICO PULSANTE	pulsos de $_0n^1$	$_0n^1$ en ventanas de **t**.	$C_{n2}=C_{n1}.e^{-\Sigma V_n t_{2-1}}$
(fuente: acelerador $H^2 => > H^3 => > {}_0n^1$)	(1000/s a 14MeV)	(a 500 y 800μs, compara	(veloc. neutrón V_n, intervalo t_{2-1})
Se obtienen valores de Σ y curvas de arcillosidad.		las curvas de descenso)	Σ en barn, aumenta con Φ y ClNa
NEUTRÓNICO-GAMMA INELÁSTICO	pulsos de $_0n^1$	γ inelásticos y de captura	
(fuente: acelerador $H^2 => > H^3 => > {}_0n^1$)	(1000/s a 14MeV)	*Se obtiene composición elemental, Φ, arcillosidad, etc.*	

PERFILES DE RAYOS GAMMA NATURALES

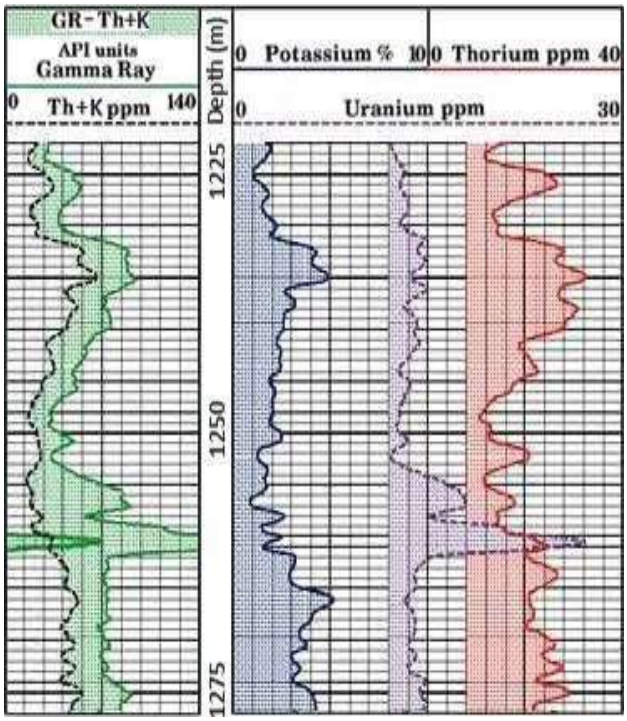
Son dos, el tradicional de rayos γ totales y el espectrométrico, ambos perfilajes sin emisor, sólo con receptor.
En un pozo la radiación* α *no es detectable y la* β *lo es muy débilmente, dado su bajo poder de penetración.
El **Perfil de Rayos γ** naturales totales o indiscriminados (*Gamma Ray*, o simplemente *GR*) data de1939 y, como adelantamos, fue pergeñado por **Lynn Howell** y **Alex Frosch**. Es una herramienta capaz de registrar la radiación γ natural en su conjunto, cuyo **conteo** –***que tiene una variación estadística***– se grafica en un carril o

pista de la hoja de perfiles en unidades *API* (por el *American Petroleum Institute*) que se han definido como 1/100 del valor medido en una lutita bituminosa de Texas, Guinness por su fortísima emisión natural.
El perfil de rayos gamma aumenta su conteo en función del aumento de uno o varios de los tres elementos radiactivos más comunes en la Tierra ($_{19}K^{40}$, $_{90}Th^{232}$ y $_{92}U^{238}$). Como ya se mencionó, el potasio está presente en mayor porcentaje en rocas ígneas ácidas, en arcillas, areniscas feldespáticas y metamórficas derivadas de estos grupos. El torio también está principalmente presente en rocas ígneas félsicas y en arcillas, así como en arenas monacíticas y en rocas metamórficas silíceas en general. Y el uranio, además de estar en varias rocas ígneas y metamórficas, se asocia con depósitos sedimentarios propios de ambientes reductores: carbones, lutitas (*shale*) de tipo bituminoso (roca madre, *source rock*), petróleo, así como con fracturas con depósitos de bitumen.
De todas estas opciones, la causa más habitual de aumento de rayos gamma en secuencias sedimentarias es la presencia del potasio en las arcillas (sobre todo K^{39} no radiactivo, pero también K^{40} emisor de radiación γ), por lo cual el perfil de rayos gamma se emplea como indicativo de capas impermeables (arcillosas) versus capas permeables, ***resultando un perfil alternativo al del potencial espontáneo*** si éste no da buenas respuestas (por muy bajo contraste de salinidad entre el lodo y el agua de la formación). Pero, por su conteo estadístico, el perfil γ es de trazado inestable o nervioso. Aparte, es poco claro cuando hay areniscas feldespáticas o tobáceas (caso de los reservorios de la cuenca Golfo San Jorge) que al tener mucho K (y Th) se confunden con arcillas.



Radiación γ natural de rocas en unidades API (modific. de Western Atlas, 1994)

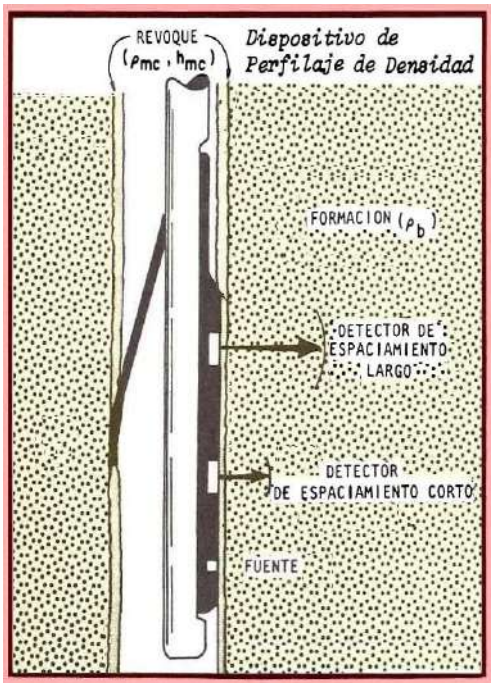
La otra variante es el **Perfil Espectrométrico** de rayos γ naturales, que fue introducido en la industria durante la década de 1960. No emite, sino que sólo detecta la radiación gamma natural –mediante un centellómetro de CsI activado radiactivamente por Na, u otro fósforo equivalente– pero, a diferencia del perfil anterior, éste discrimina la radiación en ventanas de energía, como ya fue explicado. La radiación menos energética corresponde al K^{40}, centrada en 1,46 MeV, la siguiente es la que corresponde con el $_{83}Bi^{214}$ (de la serie del U^{238}) en torno a los 1,76 MeV, luego la del $_{81}Tl^{208}$ (que pertenece a la serie del Th^{232}) alrededor de 2,61 MeV, y más allá cae la radiación cósmica (ruido a los fines de la prospección geofísica) con unos 3 MeV.
Esta herramienta es empleada para la distinción de mineralogías, por ejemplo calizas (generalmente pobres en elementos radioactivos) o rocas ígneas (con mayor abundancia relativa de ellos). También para definir los tipos de arcilla en función de la relación Th/K (utilizando gráficas específicas que veremos más adelante) y para detectar la presencia del uranio asociado con la materia orgánica: roca madre, lutitas gasíferas, reservorios petrolíferos, precipitados en fracturas de variada magnitud, etc.



Perfiles de γ espectral: de izquierda a derecha, curvas de K+Th, γ Total (dejando en sombreado verde la diferencia correspondiente al U) y pistas individuales de K, U y Th.

PERFILES DENSIMÉTRICOS

El **Perfil de Densidad** básico (en inglés *density log*, también llamado **Gamma-Gamma)** fue concebido en 1951 en Estados Unidos por **Gerhard Herzog** y **Alexander McKay** (con la idea de hacer mediciones de tipo gravimétrico, aunque luego devino un perfil de porosidad), salió al mercado en 1954 y permite obtener valores de densidad y calcular porosidades a partir de ellos. La herramienta posee una fuente radiactiva, por ejemplo $_{55}Cs^{137}$que emite rayos **γ** a 0,66 MeV, y luego registra la radiación **γ** secundaria (de menor frecuencia) que por efecto Compton emiten los átomos de la formación, menor cuanto mayor sea la densidad electrónica formacional porque el resto se pierde por efecto fotoeléctrico. Esto permite muestrear la densidad en cada punto, proporcional a la **δ** electrónica. Emisor y detector van sobre un patín apoyado en la pared del pozo. En rigor, desde hace muchos años se utilizan ***dispositivos de densidad compensada***, que poseen dos detectores situados a distintas distancias del emisor (figura a la derecha) a fin de dar un promedio de lecturas para compensar los eventuales errores que podrían generarse por la interposición de lodo entre detector y roca, sobre todo si hay cavernas –que si son grandes igual dan error–. La velocidad del perfilaje es baja (unos 500 m/hora) para tener un conteo representativo resultante de promedios estadísticos, lo que aumenta su costo –o sea, reduce la predisposición a correrlo–, y el radio de lectura es corto (de no más de 20 cm). Las relaciones matemáticas son:



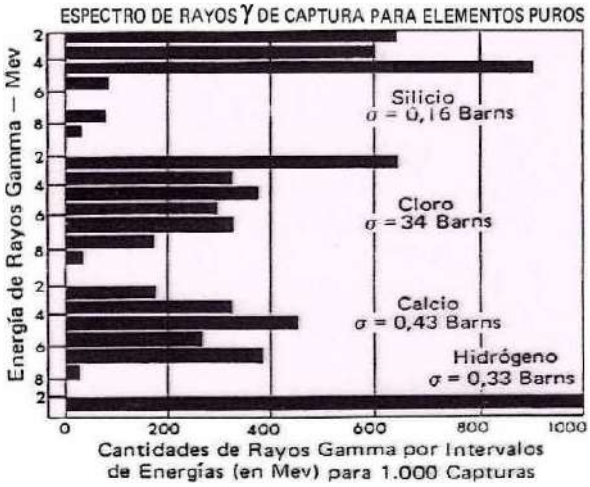
(modificado de Schlumberger, 1972)

$$C\gamma = I_o . e^{-\mu x \delta_b}$$

(**C**onteo **γ** por efecto Comptona partir de la intensidad de emisión **Io**, con coeficiente atómico másico **μ**, distancia fuente-receptor **x**y densidad muestreada **δb** en cada punto)

$$\Phi = (\delta m - \delta b) / (\delta m - \delta f)$$

(Porosidad **Φ** a partir de las densidades de matriz **δm**, de fluido **δf** y muestreada en cada punto de interés **δb**)



(modificado de Western Atlas, 1994)

La porosidad calculada siempre incluye los poros de la matriz arcillosa (impermeable), que debemos descontar. Además puede resultar errónea si hay un cambio litológico imprevisto. Si, por ejemplo, se calcula en base a una columna clástica con cierta **δm** y aparece una intercalación de una caliza con porosidad secundaria, tal vez el resultado del numerador dé cero cuando con una adecuada densidad de matriz hubiese dado un cierto valor positivo y un resultado final distinto de cero. O bien, si existe una intercalación de lutitas con materia orgánica, su densidad será menor –por la presencia de cierta proporción de carbono en lugar de silicio– y supondremos que hay una porosidad interesante que en verdad no es tal. Otro caso particular está dado por los lodos densificados con baritina ($BaSO_4$), que luego dan altas lecturas de **δb** (por lo tanto baja estimación de **Φ**) en las zonas de fracturas donde el $BaSO_4$ se haya depositado.

Una herramienta especial nos permite obtener el llamado **Perfil de Litodensidad** (*lithodensity log*), que utiliza una fuente con mayor rango de emisión energética, por ejemplo $_{27}Co^{60}$ que emite rayos **γ** entre 1,17 y 1,33 MeV. De modo que luego se registra la radiación gamma que llega al detector en dos niveles de energía diferenciados, lo que permite estimar litologías en base a estos datos mediante el uso de ábacos o nomogramas diseñados a tal fin. Esto se agrega a los cálculos de densidad y porosidad, como en el perfil más básico. Las demás características de la herramienta y la profundidad de investigación son similares al caso anterior.

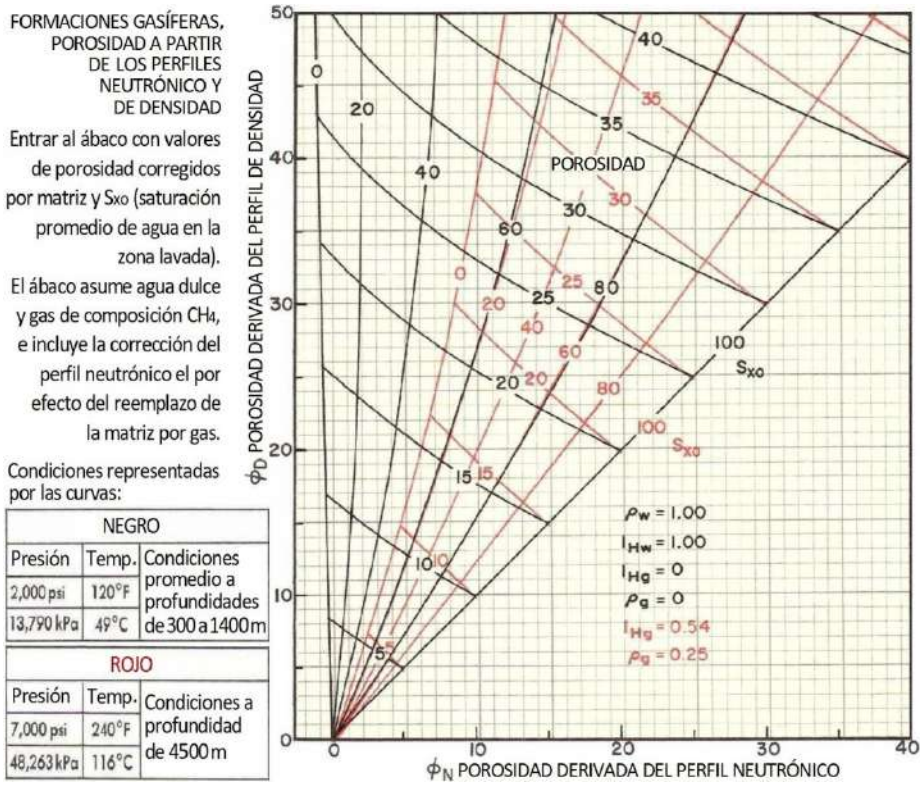
Puede entonces calcularse: $\Sigma = k.PEF.\delta e$

(**Σ** es la sección eficaz de captura, **k** una constante**,** PEF el factor fotoeléctrico y **δe** la densidad electrónica)

Donde: $\delta e = \delta b (2Z/A)$ (o sea, **δe** es función de la densidad **δb** muestreada y los números atómico **Z** y másico **A**)

El PEF (*PhotoElectric Factor*) surge de la cantidad de rayos gamma que sufren absorción fotoeléctrica. Se expresa en barns/**Z** aunque se suele decir barns/electrón refiriéndose a un átomo en equilibrio eléctrico (no ionizado). Un cálculo práctico adimensional es PEF = $0{,}1.Z^{3,6}$. En una roca se toma el valor **Z** del promedio pesado, esto es en función de la abundancia relativa de cada tipo de elemento en la composición litológica. La herramienta registra en dos niveles de energía: el nivel más alto resulta del proceso de efecto fotoeléctrico (captura de rayos gamma y emisión de electrones) sumado al efecto Compton (emisión de rayos gamma secundarios, usados para el cálculo de densidad) y el nivel más bajo sólo es indicativo de la absorción fotoeléctrica (sin efecto Compton) y es el que se usa para determinar el PEF.
El factor fotoeléctrico varía según la litología: es cercano a 5,1 en calizas (valor de la calcita); 3,1 en dolomías (valor de la dolomita); 1,8 en areniscas (valor del cuarzo); 2,8 en feldespatos alcalinos; 4,6 en halita; 5 en anhidrita; 17 en pirita (que obviamente nunca está sola). Por eso este tipo de perfil es útil para ayudar en la discriminación litológica. Incluso varía según el tipo de arcillas: caolinita 1,8; montmorillonita 2,1; illita 3,5; clorita 6,3. En general, dado que los fluidos tienen bajos números atómicos, no influyen mucho en el resultado, que responde fundamentalmente a la matriz rocosa (es decir, clastos más matriz y cemento en términos sedimentológicos) ya que el agua tiene valores de 0,4 a 1,1, según sea su salinidad, el petróleo aproximadamente 0,11 y el gas 0,09. Los minerales pesados dan valores altos, por lo cual sirve como indicación de éstos, pero también ***el perfil es afectado por los lodos densificados por baritina*** (¡PEF=266!), empleada para prevenir pérdidas de fluido de inyección, ya que ésta se mete en las poros de la zona lavada, cosa que es perjudicial si los reservorios se obturan demasiado, y también puede introducirse en las fracturas, indicando su presencia al saltar a valores muy anómalos en la pista de registro.
Poder tener una mejor idea de la litología es útil además para mejorar el cálculo de la porosidad basado en una herramienta de densidad (en este caso litodensidad) porque se logra definir mejor la composición.

El ejemplo de la pág.264 muestra el factor fotoeléctrico manteniéndose constantemente bajo cuando se está frente a areniscas sedimentadas en ambientes continentales (para distintos valores de la relación Th/K) y que varía desde valores bajos a elevados en areniscas marinas (glauconíticas, con relaciones Th/K más bajas que si las secuencias son continentales), lo cual es debido a que la glauconita contiene en su estructura molecular algunos elementos pesados, sobre todo hierro.
A los fines didácticos vemos a la derecha un ábaco para la estimación de la porosidad en el reservorio cuando éste es gasífero, si bien hoy esto se resuelve con las fórmulas cargadas en el programa de la compu. No olvidar corregir por la eventual matriz arcillosa. La Gerencia no estará feliz si punzamos en capas tapadas con bocha de arcilla.



(modificado de Schlumberger, 1979)

PERFILES NEUTRÓNICOS

Existen cinco variedades de perfiles neutrónicos y ***todos nos permiten calcular densidad y porosidad de las formaciones atravesadas por el sondeo, usualmente en combinación con el perfil de densidad*** antes descripto. Todos los neutrónicos poseen dispositivos de compensación de lecturas análogos a los que tienen los perfiles de densidad, su velocidad de perfilaje es baja y su profundidad de investigación también de unos 20 cm. La información registrada suele indicarse en unidades *API*: 1/1.000 de una caliza radiactiva de Indiana (USA).

En los perfiles acá a la derecha se han interpretado variadas litologías en base a un perfil de rayos **γ** naturales y uno neutrónico. Otra gráfica ilustrativa se halla en la pág.223, Tema 06-07-08(b).

Veamos ahora los cinco neutrónicos.

El **Perfil Neutrónico Termal** (*neutrón termal log*) que fue publicado por **Bruno Pontecorvo** en 1941, posee una fuente de $_{88}Ra^{226}$ (alternativamente $_{95}Am^{246}$ o $_{94}Pu^{239}$ como la bomba arrojada sobre Nagasaki) emitiendo radiación **α** y **γ**, la cual bombardea átomos de $_{4}Be^{9}$, por lo cual éstos a su vez emiten una nube de neutrones ($_{0}\boldsymbol{n}^{1}$) de energías intermedias (termales) y mutan a átomos de $_{6}C^{12}$:

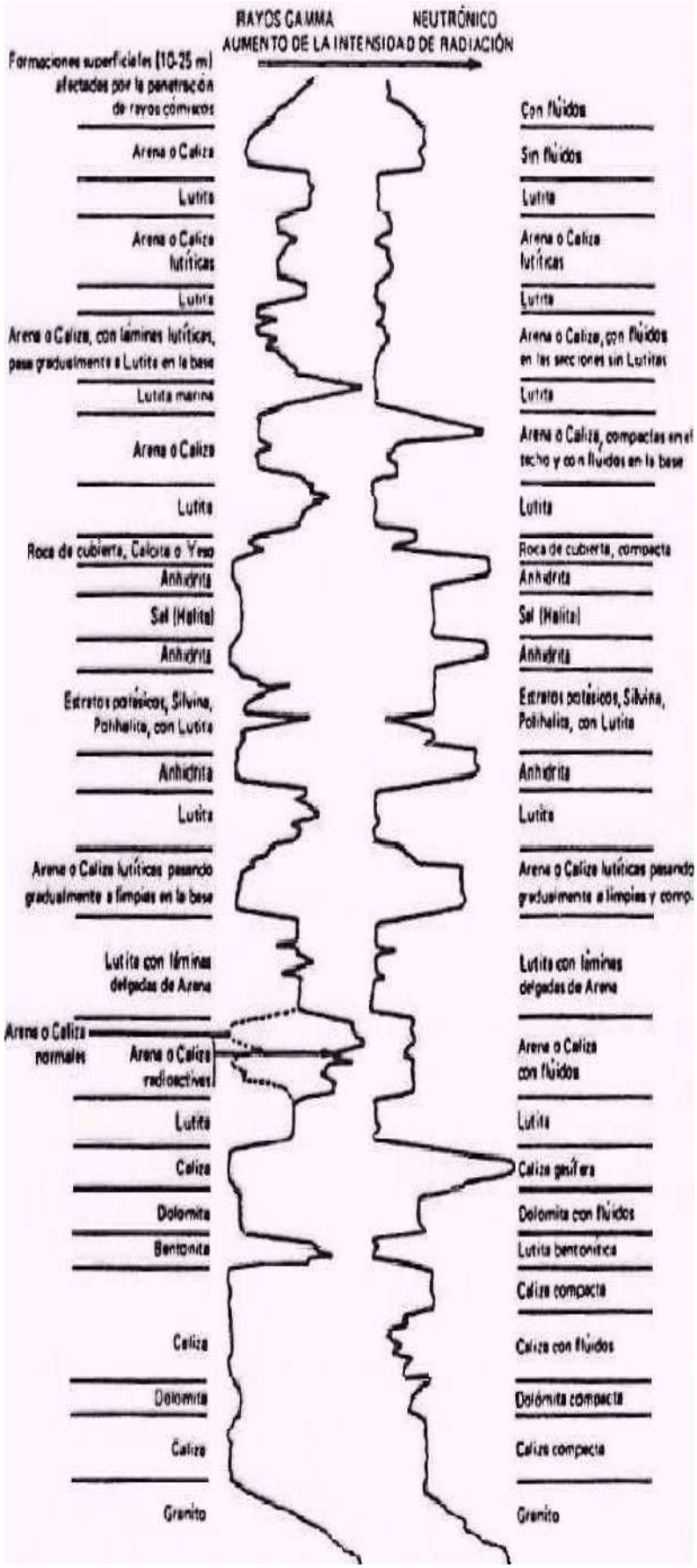
$$_{88}Ra^{226} => \alpha, \gamma => {}_{4}Be^{9}$$

$$_{4}Be^{9} + {}_{2}He^{4} \dashrightarrow {}_{6}C^{12} + {}_{0}\boldsymbol{n}^{1}$$

Los neutrones son emitidos en el rango de energía epitermal (0.1 a 100 eV) y se registra en un rango energético menor (termal, de unos 0,025 eV) al cual llegan tras ser moderados por la formación.

Se lo emplea para calcular porosidades, basándose en el conteo de los neutrones recibidos que disminuye con el aumento del llamado **índice de hidrógeno**. Éste es función de la presencia de átomos de H (contenidos en los hidrocarburos o el agua), que frenan a los neutrones enviados a causa del momento cinético por tener una masa semejante. Es decir, a mayor cantidad de hidrógeno, menor conteo de neutrones y mayor porosidad. La pérdida de energía viene dada por: $-\Delta E = 4Z/(1+Z)^2$

El hidrógeno da cociente 1 (100%), pero otros elementos dan valores sensiblemente menores, tanto menos cuanto mayor sea el número atómico: un neutrón se amortigua más al chocar contra un protón (de similar masa) que contra un núcleo grande, es decir, mucho más masivo. Es habitual combinar el perfil neutrónico con el perfil de densidad –**perfilaje sinergético**–. El cruce de ambas curvas suele indicar la presencia de gas (pista de **Φ**N y **Φ**D en la figura siguiente). Esto es así porque, ante capas gasíferas, el neutrónico mide menos porosidad a raíz de que disminuye poco el conteo de neutrones: el índice de H resulta menor ya que existe una menor densidad de éste en el gas que en el agua o el petróleo. Pero, en cambio, el perfil de densidad da mayor porosidad porque, por



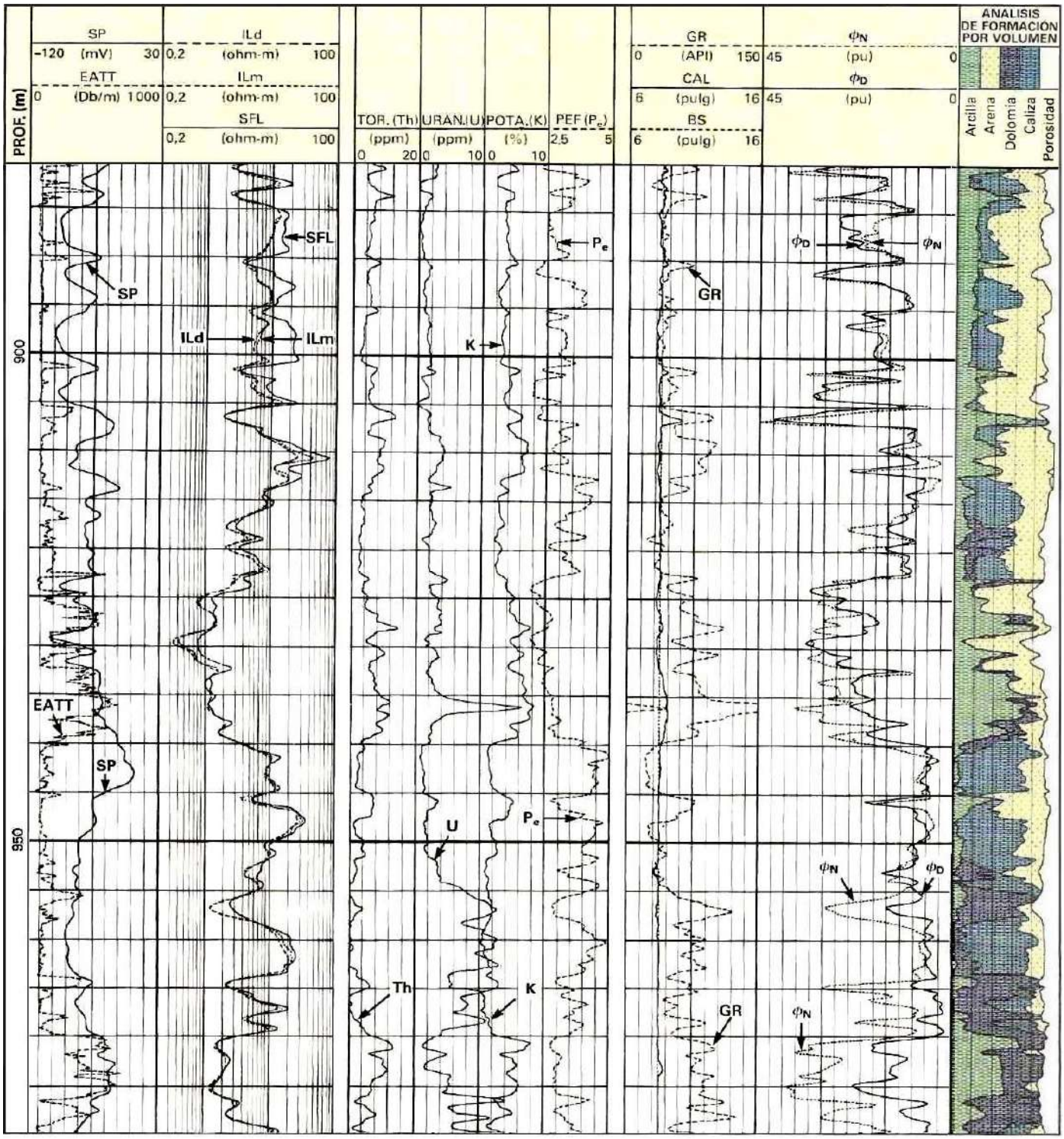
Respuestas típicas de los perfiles neutrónicos y de rayos γ naturales para distintas litologías (modificado de Western Atlas, 1994)

defecto, se asigna en la fórmula de cálculo una densidad de fluido correspondiente al agua de formación (de alrededor de 1,03 g/cm^3, o sea mayor que la del gas, cercana a 0,66 g/cm^3), densidad que aparece restando en este caso por exceso en el denominador.

Lo mismo sucede por intercalación de una toba poco densa, con bajo índice de H y alta Φ_D (menor δb).

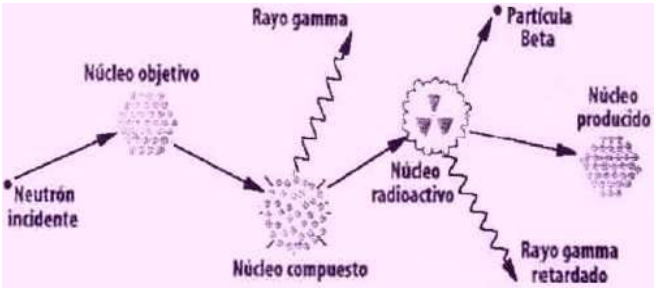
Frente a las arcillas, en cambio, sólo sube la medida del perfil neutrónico, en razón de que el agua poral aumenta el índice de hidrógeno y por tanto disminuye el conteo de neutrones.

Debe tenerse presente que ***los iones Cl⁻ de las aguas del subsuelo también capturan neutrones***, reforzando el efecto del hidrógeno, motivo por el que finalmente ***resulta sobrestimada la porosidad formacional***.



Perfiles de SP y atenuación (EATT); inducción profunda, media y enfocada; Th, U, K y factor fotoeléctrico; rayos γ total, calibre de pozo y diámetro de trépano (*Bit Size*); porosidades D y N, y computación litológica (modificado de Schlumberger, 1987)

El **Perfil Neutrónico Epitermal** (*epithermal neutrón log*) es una alternativa, desarrollada en 1952 en Estados Unidos por **Charles Tittle**, que emite energía en el mismo nivel energético del anterior, pero que, a diferencia de aquel, registra también en el rango de las energías epitermales (como se dijo, mayores que las termales).
Usado también para el cálculo de porosidades, utilizado en litologías complejas por su mejor respuesta ya que los neutrones con más energía son menos afectados por las variaciones de **Σ** y los cálculos de porosidad **Φ** son más valederos. Sin embargo, téngase presente que, tanto en este perfil como en el anterior, los iones Cl^- de las aguas del subsuelo capturan muchos neutrones, razón por la que finalmente resulta sobrestimada la porosidad. También esta variante del neutrónico se combina con el perfil de densidad en el perfilaje sinergético.



PÉRDIDAS DE ENERGÍA DE NEUTRONES

Elemento	Cantidad Promedio de Colisiones	Máxima Pérdida de Energía por Colisión	Peso Atómico	Número Atómico
Calcio	371	8%	40,1	20
Cloro	316	10%	35,5	17
Silicio	261	12%	28,1	14
Oxígeno	150	21%	16,0	8
Carbono	115	28%	12,0	6
Hidrógeno	18	100%	1,0	1

(Hidrógeno: la pérdida promedio debida a colisiones angulares es de 63%.)

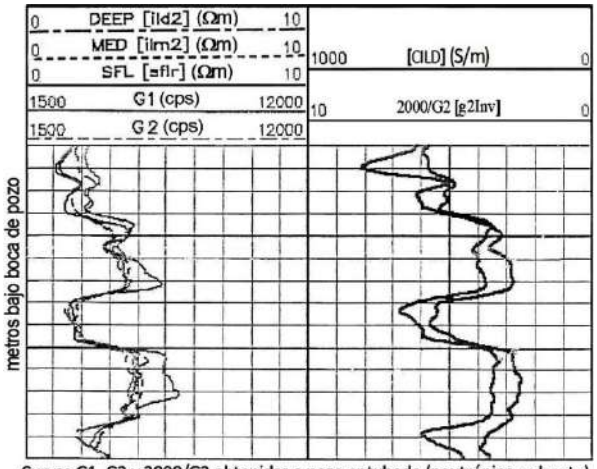
(modificado de Western Atlas, 1994)

El **Perfil Neutrónico-Gamma** (*neutron-gamma log*) emite neutrones epitermales, como los anteriores, pero recibe radiación **γ** (de captura) que eyecta la formación como consecuencia del bombardeo de neutrones, cuando éstos disminuyen su estado energético y son capturados en la formación. Es otro perfil empleado para calcular porosidades, pero debe tenerse presente que ***los iones Cl^- del agua de las formaciones emiten rayos γ y en consecuencia hacen sobrestimar la porosidad***, al igual que resulta de los dos perfiles neutrón-neutrón.

El **Perfil Neutrónico Pulsante** (*pulsed neutrón log*) fue ideado en Estados Unidos en 1962 por **Arthur Youmans** y varios colaboradores y fue comercializado desde 1963. Tiene una fuente constituida por un acelerador de átomos de deuterio con los que se bombardea un blanco de tritio, a partir del cual se produce la emisión de pulsos de neutrones (unos 1.000 por segundo a energías de 14,1 MeV): $H^2 => > H^3 => > {}_0n^1$
Se registran neutrones en una ventana temporal entre dos compuertas (tiempos de registro, usualmente entre unos 500 y 800μs) obteniéndose la correspondiente curva de descenso para cada punto muestreado a lo largo del pozo. El conteo de neutrones en cps (cuentas por segundo) responde a la ecuación: $\mathbf{C}n_2 = \mathbf{C}n_1 . e^{-\Sigma v_n t_{2-1}}$

(el conteo en un instante 2 se relaciona con el obtenido en un instante 1 según una exponencial decreciente donde **Σ** es la sección eficaz de captura, **V*n*** la velocidad de los neutrones y $\mathbf{t}_{2-1}$ el intervalo de tiempo elegido)

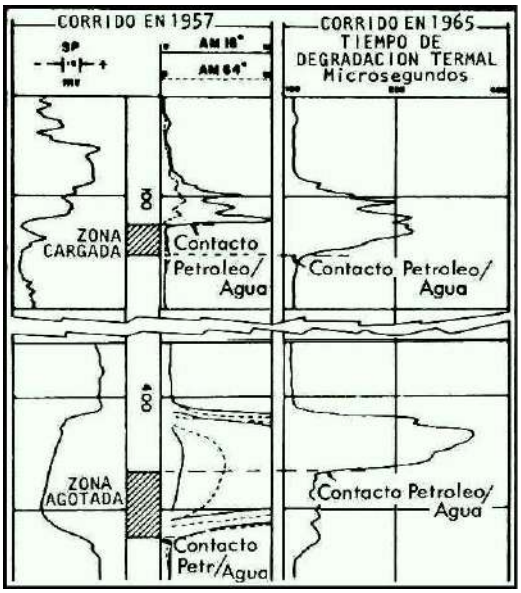
Se obtienen valores de la **sección eficaz de captura** (**Σ**, que es la probabilidad de la interacción, función del átomo considerado y de la energía involucrada). Para los niveles de energía usuales en estos registros, en areniscas **Σ** varía entre 8 y 13 barn (1 **barn**=$10^{-28}m^2$), en arcilitas de 20 a 40, en calizas de 8 a 10, y en reservorios de agua dulce o petróleo es de unos 20 a 25 barn. ***Este valor aumenta a medida que se incrementa la porosidad y asimismo con el aumento de la salinidad.***
Es un perfil especialmente indicado para ser corrido a pozo entubado, lo cual puede hacerse junto con el perfilaje de calidad de la cementación. Pueden registrarse datos a dos profundidades de investigación distintas (G1 y G2 en el ejemplo adyacente), una de ellas mucho más larga que la convencional en perfiles radiactivos, lo cual ***brinda datos comparables con los de herramientas de resistividad*** y la convierte en una apropiada información para hacer la correlación entre pozos. Obsérvese la similitud entre las curvas neutrónicas y de inducción, tanto en el carril izquierdo como en el derecho. El tiempo de degradación termal **τ** (en micro-segundos) surge de hacer: **τ** = 4,55 /**Σ**
Resulta una buena información para poder ***discriminar la presencia de hidrocarburos*** con respecto al agua en la formación, como se aprecia en el siguiente ejemplo que fue



Curvas G1, G2 y 2000/G2 obtenidas a pozo entubado (neutrónico pulsante). Las demás a pozo abierto (perfil de inducción). cps: cuentas/segundo

(modificado de Baker Atlas)

corrido en distintos años, con un cambio de la interfaz agua/ petróleo debido a la explotación del recurso (figura derecha).

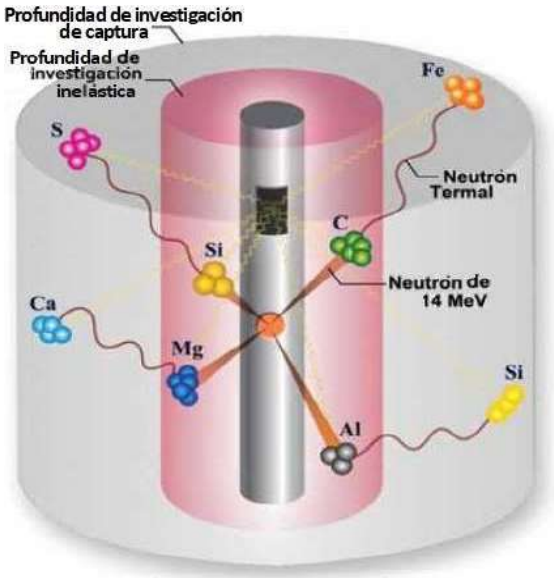


(modificado de Schlumberger, 1972)

A partir de los perfiles neutrónicos pulsantes también ***es posible obtener curvas de arcillosidad*** gracias a su muy alto **Σ**.

El **Perfil Neutrónico-Gamma Inelástico** (*inelastic neutron-gamma log*) o **de Carbono/Oxígeno** fue ideado en la década de 1970 pero sólo ha comenzado a ser comercializado después del año 2000. Utiliza como fuente pulsos neutrónicos de 14,1 MeV a partir de una fuente deuterio-tritio (como en el caso anterior) pulsos que, como consecuencia de su interacción con las rocas, generan dos tipos de rayos gamma que son registrados por un centellómetro con un fósforo orgánico o bien de óxido de bismuto y germanio (BGO). Debe correrse con pozo abierto en buenas condiciones o bien a pozo entubado.

Cerca de la pared del pozo (***hasta unos 10 cm***, variando en más o en menos según el diámetro del hueco) ***se producen los rayos γ de comportamiento inelástico***, originados por la captura de los neutrones rápidos (***muy energéticos***, con más de 1 MeV) que producen un estado atómico excitado, tras lo cual se emiten neutrones menos energéticos y luego rayos **γ** (de origen inelástico). En cambio, ***algo más lejos los neutrones emitidos pierden energía*** (se tornan más lentos, llegan al rango termal) y ***se producen* rayos γ de captura**, como se ilustra, a causa de la captura de neutrones tal como en el perfil neutrón-gamma. El ***espectro energético obtenido*** se distribuye en 256 canales que entonces permiten discriminar fracciones de pesos secos elementales de la formación. Luego, con un programa cuyos parámetros se ajustan al conocimiento previo de cada yacimiento, ***pueden hacerse estimaciones de las composiciones mineralógicas probables.***

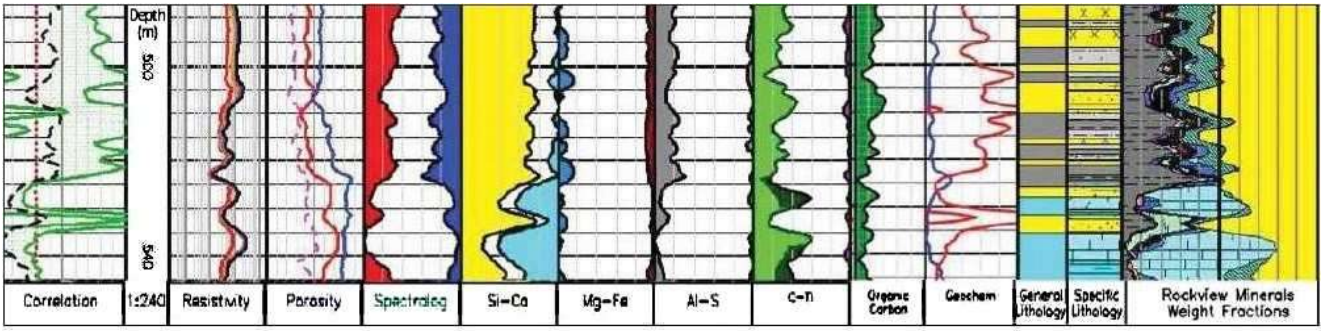


Interacción de los neutrones con la formación
(figuras modificadas de Baker Atlas)

Elementos detectados mediante los registros Spectralog y FleX			
Elemento	Espectro de captura	Espectro inelástico	Espectro natural
Aluminio	Al	Al	
Calcio	Ca	Ca	
Carbono		C	
Cloro	Cl		
Gadolinio	Gd		
Hidrógeno	H		
Hierro	Fe	Fe	
Magnesio	Mg	Mg	
Manganeso	Mn		
Oxígeno		O	
Potasio	K		K
Silicio	Si	Si	
Azufre	S	S	
Torio			Th
Titanio	Ti	Ti	
Uranio			U

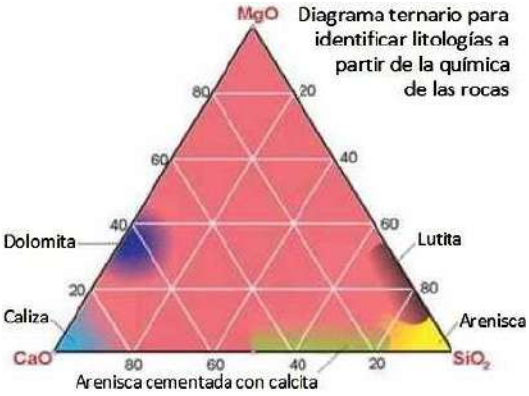
Los elementos en azul son los resultados primarios del análisis

Los datos registrados por el perfil proveen información sobre la presencia relativa de muchos elementos (figura de la derecha). Con esos datos se puede obtener una estimación de saturación de petróleo, relación C/O, litología aproximada a partir de la relación Si/(Ca+Si), porosidad mediante H/(Ca+Si), arcilla empleando Fe/(Ca+Si) y salinidad calculando Cl/H, entre otras posibles opciones composicionales. ***La información es útil para diseñar los programas de terminación y estimulación más apropiados*** según la presencia o ausencia de ciertos minerales de la matriz rocosa. Por ejemplo, los minerales ricos en hierro como siderita o clorita desaconsejan el empleo de ácido porque el Fe podría precipitar obturando poros y disminuyendo la permeabilidad. ***También es importante en reservorios no convencionales*** como los de gas en lutitas, metano en capas carboníferas o los que poseen petróleo pesado. A **Dmitri Mendeléyev** le habría encantado verlo.



Presentación resultante de un perfilaje neutrónico-γ inelástico (más perfilaje de resistividad) incluyendo interpretación mineralógica y litológica computada, y cantidad de kerógeno presente en las lutitas Barnett, cuenca Fort Worth, Texas. (figuras modificadas de Baker Atlas)

Arriba y derecha, manejo de los datos composicionales.

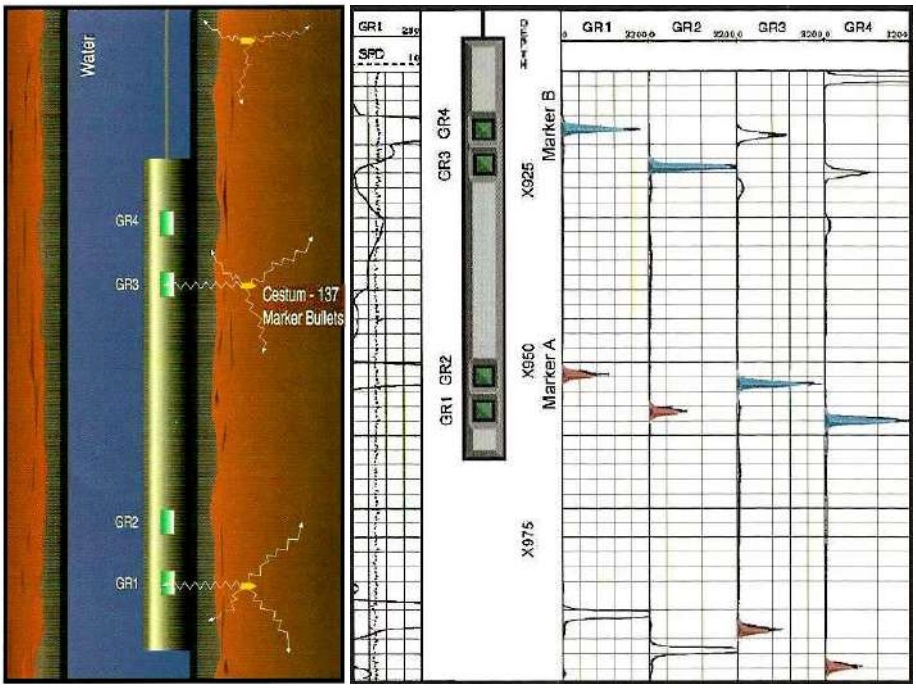


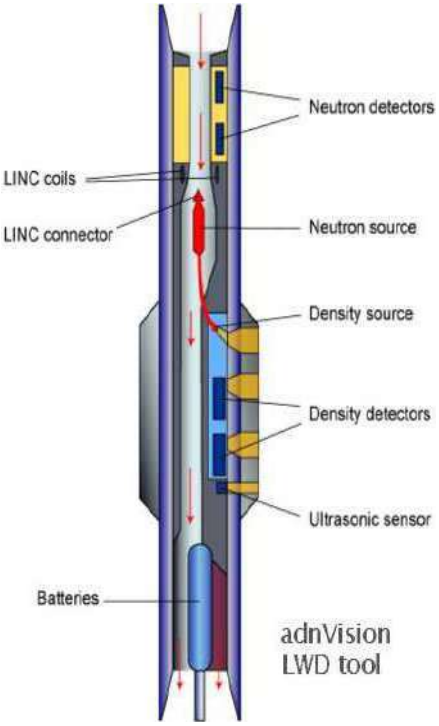
OTRAS APLICACIONES

Perfilaje radiactivo durante la perforación

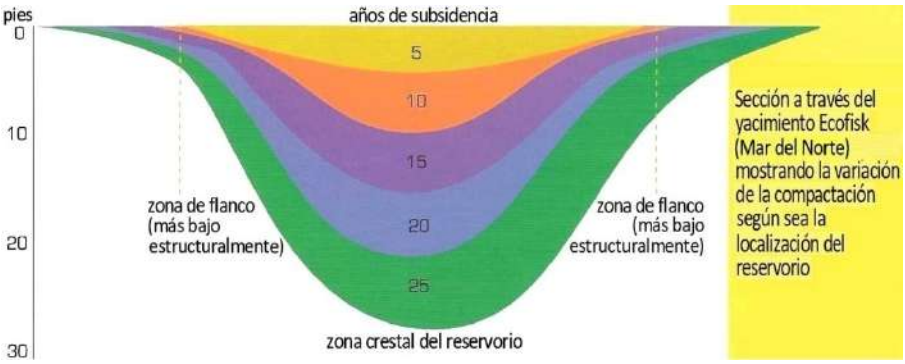
Pueden bajarse herramientas de rayos γ, de densidad o neutrónicas adaptadas para registrar por encima del trépano de perforación. Los datos obtenidos no tienen la misma calidad que aquellos adquiridos convencionalmente, pero tienen la ventaja de disponerse al instante, algo que es crítico cuando se deben tomar decisiones operativas con muy poco margen de error. A la derecha, uno de tales fierros.

Perfilaje en el campo Ecofisk (modific. de Pemper *et al.*, 1998)





Herramienta para perfilar al perforar.



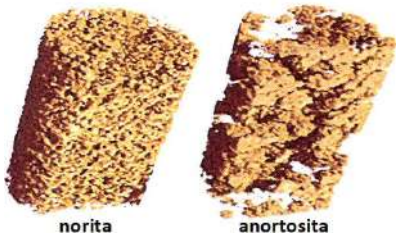
Aplicación no convencional

Se trata de la cuantificación de la compactación ocurrida en campos petroleros tomando pozos testigo donde un cañón mucho tiempo antes introdujo balas radiactivas a intervalos dados (izquierda arriba, para un caso del mar del Norte).

Entonces se baja cada cierto período la herramienta de perfilaje con detectores de la radiación γ: la fuerte señal que emiten las balas indica inequívocamente su ubicación en profundidad, la cual se va modificando entre cada medición y la siguiente en función del grado de compactación que va ocurriendo a medida que progresa la extracción de los fluidos producibles del yacimiento (drenaje o *depletion*). La última figura de la página anterior muestra el modelo de compactación resultante de estas mediciones.

Tomografías neutrónicas y con rayos X y γ

Son aplicaciones relativamente recientes empleadas para el estudio de la distribución de mineralogías, porosidad, fisuración, cristalografía y otras propiedades dentro de los núcleos de roca extraídos de una perforación para petróleo, minerales metalíferos, fundaciones, arqueología, etc.



Transparencias neutrónicas
(imagen De Beer & Ameglio, 2011)

EVALUACIÓN MINERALÓGICA ESPECTROMÉTRICA

Metodología

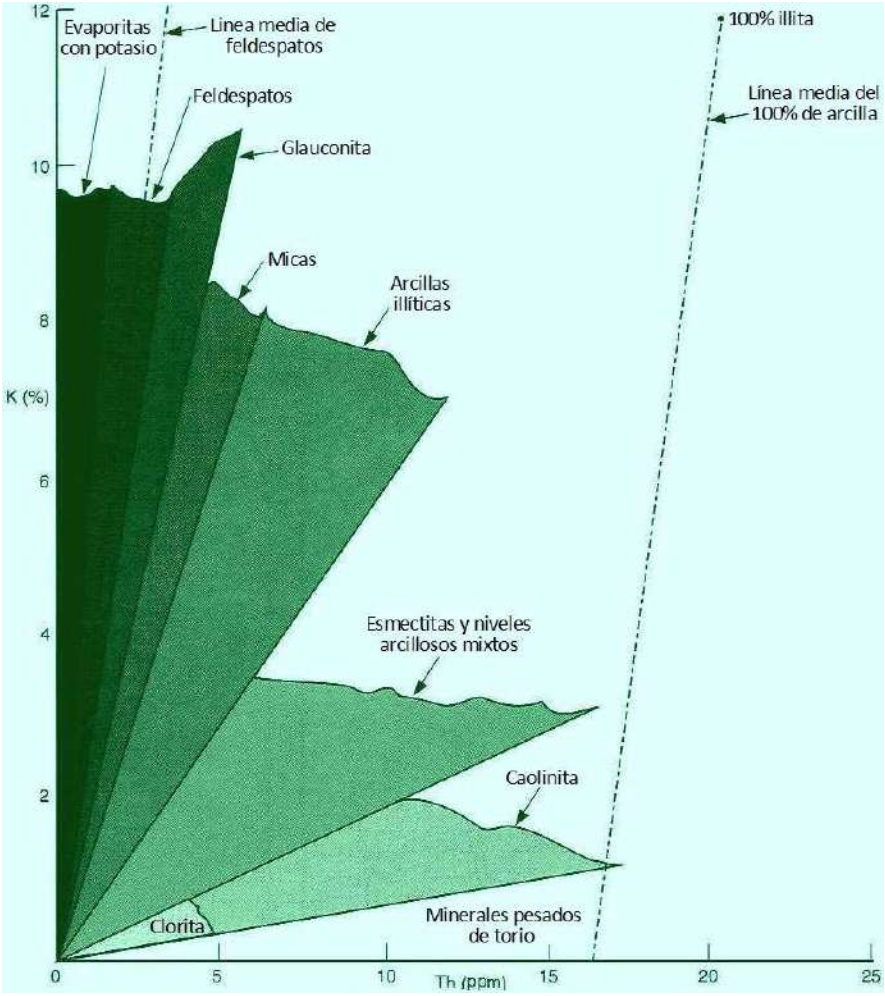
Cada uno de los elementos radiactivos presentes en las arcillas emite rayos gamma con un nivel de energía que le es característico. Las herramientas espectrométricas clasifican los rayos γ naturales en ventanas de energía. De este modo identifican y cuantifican los tres elementos radiactivos principales presentes en la formación: torio, uranio y potasio. Dicho de otro modo, el nivel de energía de la radiación determina de qué elemento proviene y la cantidad de rayos por segundo define la cantidad de dicho elemento presente en la formación. ***Se grafica el K total (el $_{19}K^{40}$ es el 0,01% de ese total). El $_{90}Th^{232}$ es ya el total de Th en la roca.***

Por otro lado, los diferentes minerales de arcilla se caracterizan por un valor determinado de la relación Th/K. Entonces dicha relación permite clasificar y estimar porcentajes de abundancia de cada uno de los mismos. En la siguiente figura se muestra cómo se ubican los diferentes tipos de arcillas y otros minerales (evaporitas, pesados de Th, etc.) en un gráfico torio-potasio. Los programas informáticos asumen que un dado mineral puro es graficado sobre una única línea (una cierta relación Th/K) ubicada en el centro del sector correspondiente a dicha especie mineralógica.

Los puntos que verdaderamente mide la herramienta de pozo en general quedan en medio de dos líneas, y lo que efectúa el programa es el cálculo de la proporción de cada uno de los minerales correspondientes a esas distintas líneas en función de las distancias del punto a cada una de ellas.

Existe la posibilidad de eliminar determinados componentes de los cuales se tenga la certeza de hallarse presentes dentro de la formación analizada.

Los programas también toman en cuenta el factor fotoeléctrico, provisto por la herramienta de litodensidad, a fin de discriminar entre sí a aquellas arcillas que pudieran poseer valores similares de relación Th/K, como es el caso de las esmectitas y los niveles arcillosos mixtos (*mixed layer clays*).



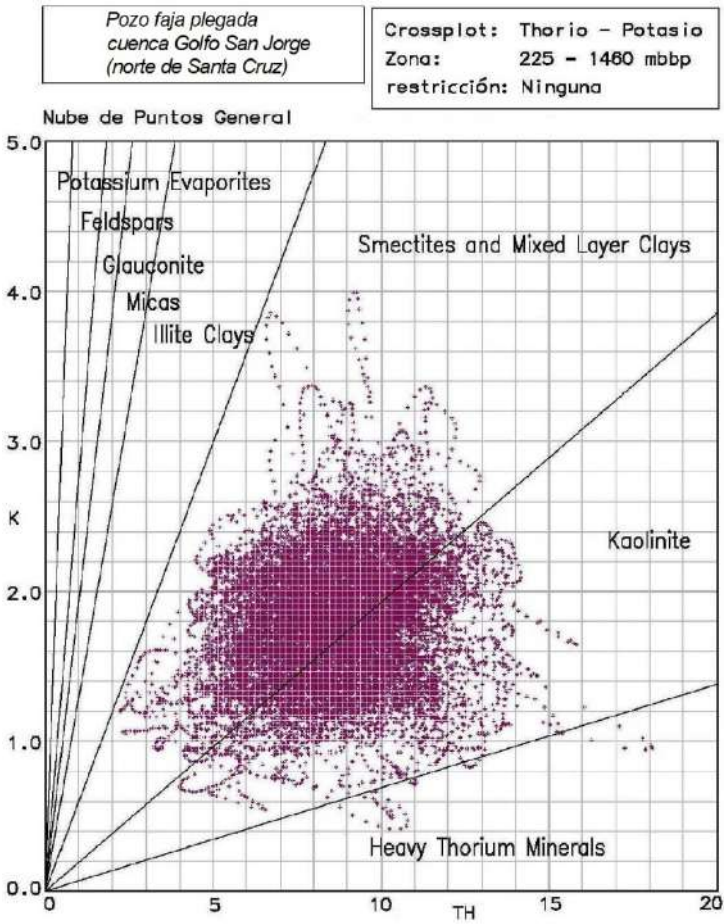
Relación Torio-Potasio para identificar tipos de arcillas y otros minerales (modificado de Baker Atlas)

Limitaciones de las determinaciones

En la figura anterior se puede ver que todas las líneas correspondientes a los distintos minerales de arcilla convergen en el origen (cero de torio y de potasio). En este punto caería una arenisca cuarzosa limpia. Obviamente, cuanto más limpia sea, tanto más se acercará al origen, donde se juntan todas las líneas. Esto hace que cualquier error de medición, aun pequeño, cause incertidumbre en la determinación del tipo de arcilla, porque todas convergen en el referido punto. Es decir, cuanto más limpia es la arena, tanto mayor es la incertidumbre en la determinación del tipo de arcilla. Esto hay que tenerlo en cuenta si se quiere calibrar con testigos-corona pues normalmente estos núcleos rocosos son extraídos donde hay areniscas. Pero, como contrapartida, es el tipo de incertidumbre que desea tener un reservorista, porque significa que la arenisca no verá mermada su porosidad –ni permeabilidad– como consecuencia de su matriz intersticial arcillosa.
Sin embargo en la cuenca Golfo San Jorge hay un error más importante: las areniscas en general son lítico-feldespáticas (tobáceas) y por tanto presentan niveles de radiactividad natural con frecuencia similares y hasta mayores que las arcilitas (también tobáceas o piroclásticas), por lo cual su espectro radiactivo arroja resultados erróneos al analizarse según un modelo diseñado para arcillas clásticas cuarzo-feldespáticas donde el cambio granométrico sí conlleva un aumento de minerales arcillosos, laminares, que viajan suspendidos en el agua.
Por todo lo referido, los resultados en las areniscas deben ser tomados con precaución. El tipo de arcilla presente en las mismas podría ser mejor inferido de las arcilitas vecinas de la columna sedimentaria.

Ejemplo de análisis de resultados

En todo el intervalo registrado no se observan grandes variaciones en las curvas de torio y potasio, y la misma observación se puede hacer mediante el gráfico de puntos o *crossplot* general (derecha) donde se ve una única nube de puntitos. Esto en principio permite inferir que no existen grandes variaciones del tipo de arcilla a lo largo de la columna.
De los tres componentes radiactivos, la curva que muestra más variaciones es la de uranio pues presenta zonas de valores altos que se dan siempre que el *GR* (registro de rayos gamma naturales indiscriminados) presenta valores altos. Ejemplos: 385 a 400 mbbp (metros bajo boca de pozo), 640 a 675 mbbp, 1.095 a 1.100 mbbp, etc. Entonces se puede afirmar que el uranio es el único elemento que causa los valores anormalmente altos de los rayos γ.
Por encima de los 700 mbbp no se registró el perfil de litodensidad, razón por la cual en este intervalo no puede hacerse la diferenciación entre esmectitas y niveles arcillosos mixtos. Es por eso que en la presentación gráfica aparece el componente *mixed layer clays /smectites*: una combinación indefinida de ambos. Empero, extrapolando el tramo que tiene todos los perfiles, se podría interpretar que lo que más abunda dentro de esa combinación indefinida son los niveles arcillosos mixtos.
(Las esmectitas pueden indicar paleosuelos y también derivar de la alteración de vidrios volcánicos).



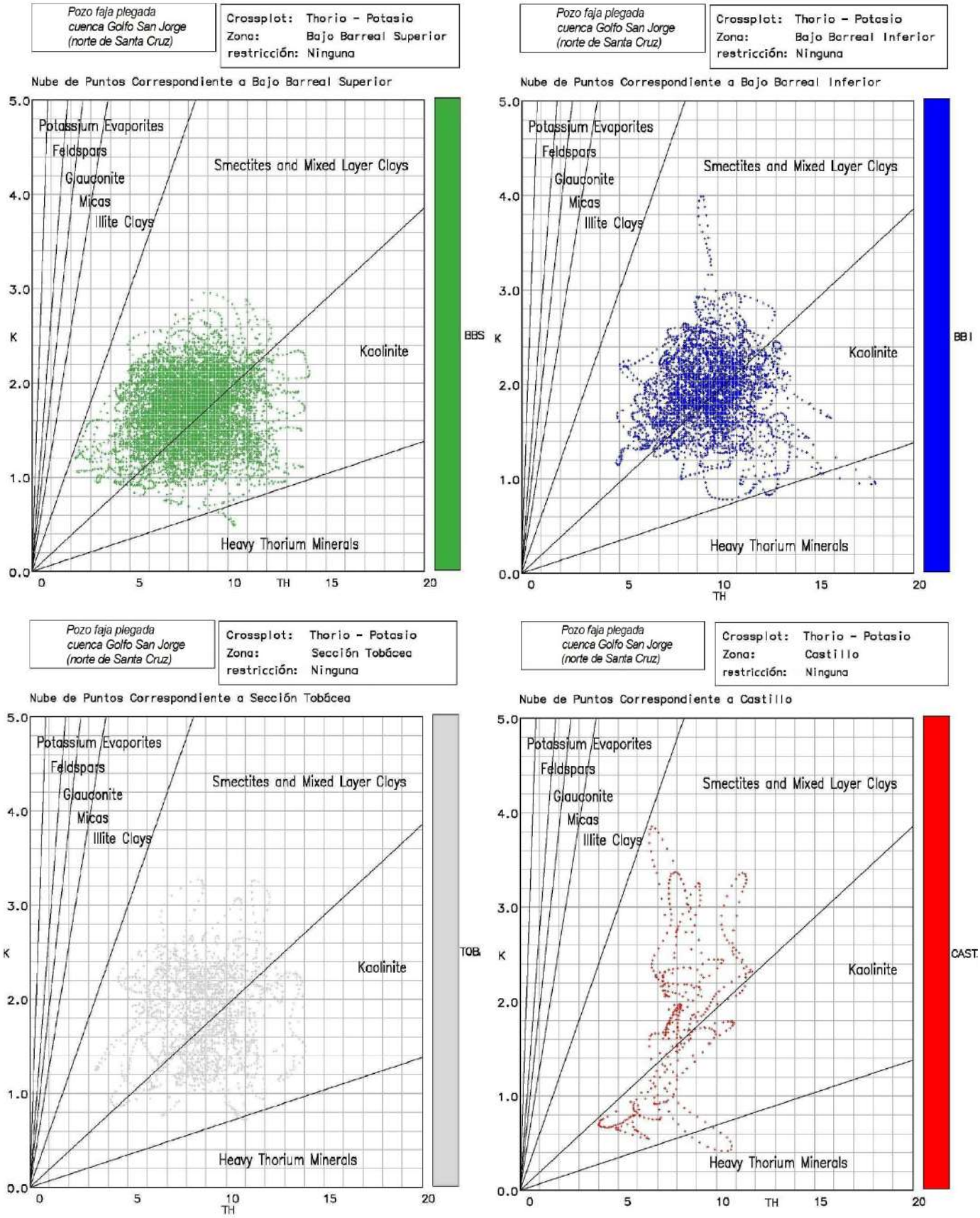
(gráfico gentileza YPF S.A.)

Con el objeto de poder analizar pequeñas variaciones en los tipos de arcillas asociadas a las formaciones perfiladas se desglosó el diagrama general en las siguientes unidades formacionales:

Bajo Barreal Superior	desde tope de registro hasta 925 mbbp
Bajo Barreal Inferior	desde 925 hasta 1.258 mbbp
Sección Tobácea	desde 1.258 hasta 1.425 mbbp.
Castillo	desde 1.425 mbbp hasta fondo de pozo

En la figura anterior y en todas las que siguen se observa el mismo gráfico general, con la diferencia de que las unidades formacionales se han codificado por colores. No se indican restricciones (*constraints*) en ningún caso. Se hicieron cuatro gráficos cartesianos separados, uno por cada unidad, como se ve.

(gráficos gentileza YPF S.A.)



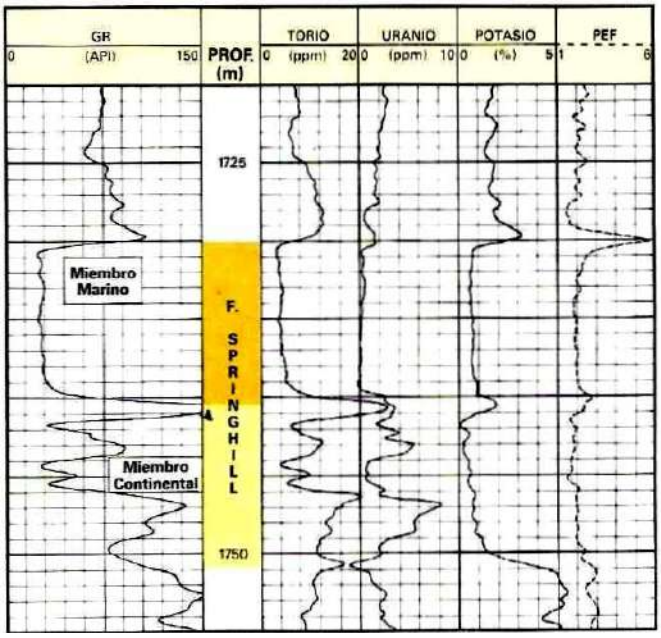
Estos gráficos de puntos cartesianos o *crossplots* confirman que las nubes de puntos correspondientes a las distintas formaciones caen todas en la misma zona; la excepción podría ser Castillo (en la última figura) pero no se puede asegurar ni refutar pues el pozo penetra muy poco en dicha formación y la nube de puntitos correspondiente se hace dispersa debido a la poca cantidad de datos.

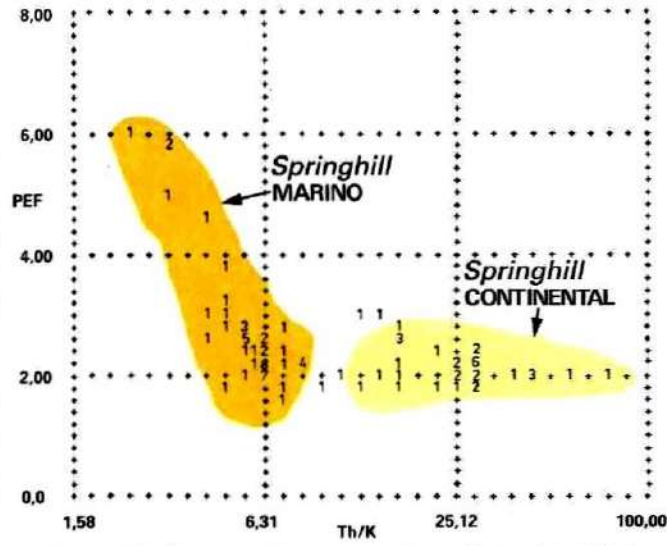
Aplicaciones prácticas de la interpretación de tipos de arcillas en reservorios de areniscas

Son varios los posibles beneficios de la determinación de las propiedades mineralógicas y del reconocimiento de los distintos modelos litológicos que componen los materiales intersticiales finos y los clastos de los reservorios arenosos. Citaremos los dos principales.

➢ ***Estudios petrofísicos:***

La determinación mineralógica de los intervalos sedimentarios puede estar orientada a la interpretación de la evolución geohistórica secuencial, lo cual es interesante desde la mirada preponderantemente científica. Tal el caso de la Fm. Springhill en la cuenca Austral, cuya relación Th/K es mayor en las areniscas del miembro continental y menor en las areniscas glauconíticas de origen marino que suprayacen a las primeras, como puede verse aquí en el perfilaje y gráfico cartesiano, que también involucran el factor fotoeléctrico (PEF).





espectrometría de rayos gamma naturales y factor fotoeléctrico sobre la formación Springhill con desarrollo de los miembros marino y continental (modificado de Schlumberger, 1987)

Además este conocimiento del ambiente de depositación puede ser muy útil para la definición de geometrías estratigráficas y por lo tanto contribuir al cálculo del volumen de reservorio interesado por uno o varios pozos y consecuentemente al cálculo de reservas hidrocarburíferas probables y posibles.

Algún paleontólogo podría también pensar en sacar conclusiones sobre la dificultad para caminar o correr que saurisquios y ornitisquios habrán tenido sobre barros arcillosos de composición particularmente pegajosa…

➢ ***Diseños de sistemas de estimulación con ácidos:***

A partir de la interpretación de los tipos de arcillas en los reservorios es posible establecer la metodología de trabajo más apropiada a emplear en operaciones de estimulación ácida cuyo objetivo sea la remoción de esas partículas arcillosas que obturan las gargantas porales, lo que en estos casos constituye un daño de formación de origen natural. (Sabemos que también puede haber un daño de formación durante la perforación si se tiene una columna de lodo cuya excesiva densidad provoca una obturación poral debida a determinados aditivos que ingresan al reservorio mediante el proceso de invasión, en cuyo caso hablaremos de petrofísica forense…)

Una vez determinados los componentes de la roca, es posible establecer un criterio que permita optar por un sistema de estimulación que no perjudique todavía más la calidad del reservorio, previendo de antemano el comportamiento y la respuesta de los modelos frente a una estimulación ácida. De lo que se trata, en síntesis, es conseguir un remedio efectivo, que no sea peor que la enfermedad.

Generalmente los sistemas de estimulación de este tipo están compuestos por combinaciones de HCl-FH.

- En reservorios **con alto contenido de caolinita** para poder utilizar HCl-FH sería importante también emplear agentes quelantes y secuestrantes de Fe, como EDTA (ácido etilendiaminotetraacético), ácido cítrico o acético.

La presencia de caolinita permite inferir migración de componentes finos, siendo ésta la principal responsable de estos procesos migratorios. Para su eliminación se utiliza ácido HF, el cual disuelve la caolinita y genera ácido fluorosilícico, como se expresa seguidamente:

$$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 24HF \Rightarrow 2H_2SiF_6 + 9H_2O + 2H_3AlF_6$$

caolinita ac.fluorosilícico ac.fluoroalumínico

Se debe tener cuidado con subproductos como el fluorosilicato de sodio o potasio, ya que el ácido fluorosilícico sigue reaccionando con otros minerales presentes en la roca o con los cationes del agua de inyección:

$$2Na^+ + H_2SiF_6 \Rightarrow Na_2SiF_6 + 2H^+$$

$$2K^+ + H_3AlF_6 \Rightarrow K_2AlF_6 + 3H^+$$

No se aconseja la utilización de ClNa en conjunción con el lodo ácido o *acid mud* (HCl-HF) debido a que produce precipitados gelatinosos insolubles. Asimismo se recomienda para la estimulación la utilización de estabilizadores de arcilla en base a cationes multivalentes como aluminio o circonio.

- En reservorios **con mucha presencia de clorita** igualmente la estimulación ácida (ClH) tiende a disolverla y el hierro liberado reprecipita como compuestos secundarios de hierro: $Fe(OH)_3$ que obtura los canales porales.

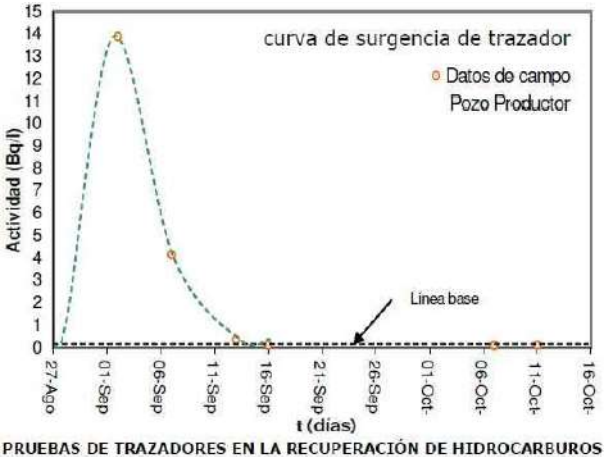
- En reservorios **cuya matriz es principalmente del grupo de las esmectitas** (como la montmorillonita) se produce un intercambio catiónico, por ejemplo con aguas de inyección (tanto más cuanto más dulces sean), pudiendo llegar a expandirse y reducir considerablemente el volumen poral.

En caso de inyección de agua para recuperación secundaria se recomienda el monitoreo continuo mediante estudios de compatibilidad dados los inconvenientes que ocasionaría la dilución de agua de inyección debido a mezclas con aguas de distinta salinidad.

- En reservorios **con presencia de importantes cantidades de illita**, la cual posee propiedades migratorias, generalmente se ocasionan aumentos de la tortuosidad y obturamientos de gargantas porales.

TRAZADORES RADIACTIVOS ENTRE POZOS

Aunque no es un tema netamente geofísico (sino más bien geoquímico y de ingeniería petrolera), téngase presente que estos trazadores (así como otros no radiactivos, equivalentes a los de utilidad médica) son empleados para mapear el movimiento de fluidos entre pozos en proyectos de recuperación secundaria o terciaria –para lo cual también puede contribuir la sísmica 4D que se aborda en el Tema 18 pág.481–. En caso de recurrirse a un radioisótopo, ya sea natural o artificial, su detección puede realizarse con cualquier aparato lector de la radiación γ que éste emita. Con la esperanza de tener vías de flujo lo más eficaces posible para que el proyecto resulte financieramente saludable.



(modificado de Ramírez-Sabag, 2008)

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Por qué motivo deben tomarse recaudos de seguridad en radiometría de pozo?
- ¿Qué información da el perfil de rayos gamma totales y cuándo se los utiliza?
- Describir los datos aportados por el perfil espectrométrico de pozo y sus aplicaciones.
- ¿Qué tipos de perfiles de densidad existen y qué datos proveen?
- ¿Cuáles perfiles neutrónicos pueden correrse en pozos petroleros, qué emiten y reciben, y qué información ofrece cada uno?
- Comentar la utilidad del perfilaje sinergético.
- ¿Cuáles son los perfiles que pueden correrse a pozo entubado?
- ¿Cómo son tipificadas las arcillas mediante los diagramas de Th/K, y qué limitaciones puede haber?
- Comentar las aplicaciones prácticas en pozos de la determinación de las arcillas atravesadas.
- ¿Qué utilidad tienen los trazadores de pozo?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Acosta, N., Estrada, E. & Saavedra, B., 2007. Porosity variations by diagenesis of the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin; methodology of evaluation with logs . S.P.E.X. Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference (8 p).
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 484-485). Librería de Ciencia e Industria.
- De Beer, F. & Ameglio, L., 2011. Neutron, X-ray and dual gamma-ray radiography and tomography of geomaterial; a South African perspective. The Leading Edge, V.30, N°6 (p 666-672).
- Ellis, D. & Singer, J., 2007. Well logging for Earth scientists (p 247-414). Springer.
- Ferrari, A., 2011. Stelle, galassie e Universo, fondamenti di astrofisica (560 p). Springer-Verlag.
- Freedman, R., Herron, S., Anand, V., Herron, M., May, D. & Rose, D., 2014. New method for determining mineralogy and matrix properties from elemental chemistry measured by gamma ray spectroscopy logging tools. S.P.E. Annual Technical Conference and Exhibition, Proceedings 3 (16 p).
- Gadallah, M., El-Terb, R., El-Kattan, E. & El-Alfy, I., 2010. Spectrometry and reservoir characteristics of Rudeis Formation in Belayim marine oil field, Gulf of Suez, Egypt. Earth Science, V.21 Nº1 (p 171-199).
- Gearhart Industries, 1984. Well service systems (varios capítulos, 129 p).
- Griffiths D. & King,R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 219-220). Editorial Paraninfo.
- Jaramillo, O., Romero, R., Ortega, A., Milne, A., & Lastre, M., 2010. Matrix acid systems for formations with high clay content. SPE International Symposium and Exhibition on Formation Damage Control (12 p).
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 17-22, 35-44). Cambridge University Press.
- Menghini, M., 1989. Compaction monitoring in the Ekofisk Area Chalk Fields. Journal of Petroleum Technology,V.41 Nº 7 (p 735-739).
- Pemper, R., Gold, R. & Nagel, N., 1998. Monitoring formation compactation. In Depth, V.4 N°2 (p 24-33).
- Ramírez-Sabag, J., Valdiviezo-Mijangos, O. & Coronado, M., 2005. Inter-well tracer tests in oil reservoirs using different optimization methods: a field case. Geofísica Internacional, V.44, N°1 (p 113-120).
- Schlumberger, 1972. Fundamentos de interpretación de perfiles (p 57-94).
- Schlumberger, 1979. Log interpretation charts (98 p).
- Sheriff, R.,1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Schlumberger, 1987. Evaluación de formaciones en la Argentina (cap. III, p 1-40).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 789-797). Cambridge University Press.
- Tengattini, A., Lenoir, N., Andò, E & Viggiani, G., 2021. Neutron imaging for geomechanics: a review. Geomechanics and Energy for the Environment, N°27 (19 p).
- Welex, 1984. Introducción al perfilaje (varios capítulos, 294 p).
- Western Atlas, 1994. Introducción al perfilaje de pozos (cap. 7, 8 y 11; 175 p).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

…"Te ahi kā o Paerangii te Whare Toka
Te puta mai te Kāhui-o-Rangi, te Kāhui-a-Rua
Tōna hekenga maii Te Wai-ā-Moeki Paretetaitonga"…

[…"Soy el fuego de la Casa de Piedra de Paerangi
Soy la génesis del Clan del Cielo, del Clan del Río
Emanando hacia fuera del Agua Durmiente"…]
Rogativa Maorí al monte Ruapehu (ancestral)

Erupción del Ruapehu (foto New Zealand Geographic)

PROSPECCIÓN GEOTÉRMICA

Haka y All Blacks vienen en combo. Las danzas guerreras polinesias preludian el mejor rugby del mundo. Los descendientes de los aborígenes maoríes y de los invasores ingleses han creado una sociedad cuyo himno combina ambas lenguas en Aotearoa o New Zealand. Y de las dos islas principales que la conforman, es en la Norte donde los fenómenos volcánicos tienen mayor expresión. Las tribus maoríes tenían toda una mitología que interpretaba esos fenómenos que expresan con pavorosa belleza la emersión del calor interno de la Tierra.
Los volcanes eran vistos como la morada de los dioses y los sacerdotes sacrificaban inocentes animalitos para saciar su apetito y apaciguar sus frecuentes calenturas explosivas. El fragmento de rogativa citado arriba refiere a Ruapehu (2.797 m de altitud), hogar del gran ancestro *Paerangi*, un estratovolcán de rocas andesíticas cuyo cráter dormido se inunda formando una laguna (como la Azul cercana a Río Gallegos en rocas basálticas). Pero Ruapehu se manifiesta con alguna pequeña erupción y sismicidad menor cada uno o dos años, y cada medio siglo se manda un gran batifondo desde freatomagmático hasta pliniano. Caracterización vulcanológica ésta que alude al ya citado **Plinio el Viejo**, muerto en la bahía de Nápoles cuando se acercó a investigar la erupción del Vesuvio que en el 79 sepultó Pompeya y Herculano, descripta por su sobrino **Plinio el Joven**. Vulcano era el dios romano del fuego. Cráter deriva del griego *κρατήρ* (kratér), copón o gran coctelera para banquetes.
El continente australiano fue poblado hace unos 60.000 años: durante la última glaciación se pudo llegar a pata desde Asia. Pero los primeros "bípedos implumes" (*sensu* **Platón de Atenas**) llegaron a Aotearoa recién alrededor del año 900. Se estima que unos cuatro siglos antes otros navegantes polinesios habían llegado a Hawái, donde adoraban al Mauna Loa y a los otros grandes volcanes de las islas. Y alrededor del 1200 la remaron duro hasta Rapa Nui (isla de Pascua), en la dispersión por el inmenso triángulo del Pacífico formado por los citados archipiélagos. Porque la Polinesia suma unas mil islas volcánicas en una superficie oceánica que casi duplica la de América del Sur. (Allí Estados Unidos, el Reino Unido y Francia probaron bombas atómicas, en la isla Malden y varios atolones coralinos: Johnston, Bikini, Enewetak, Kiritimati, Fangataufa, Mururoa).
Lo más parecido al país natal de **Ernest Rutherford** que puede hallarse en el mundo es la región de los Andes patagónicos, otro pedazo desperdigado del antiguo supercontinente de Gondwana. Que igualmente es en el norte donde encuentra sus mayores expresiones

El volcán Ruapehu en hibernación (foto Martina Slívy)

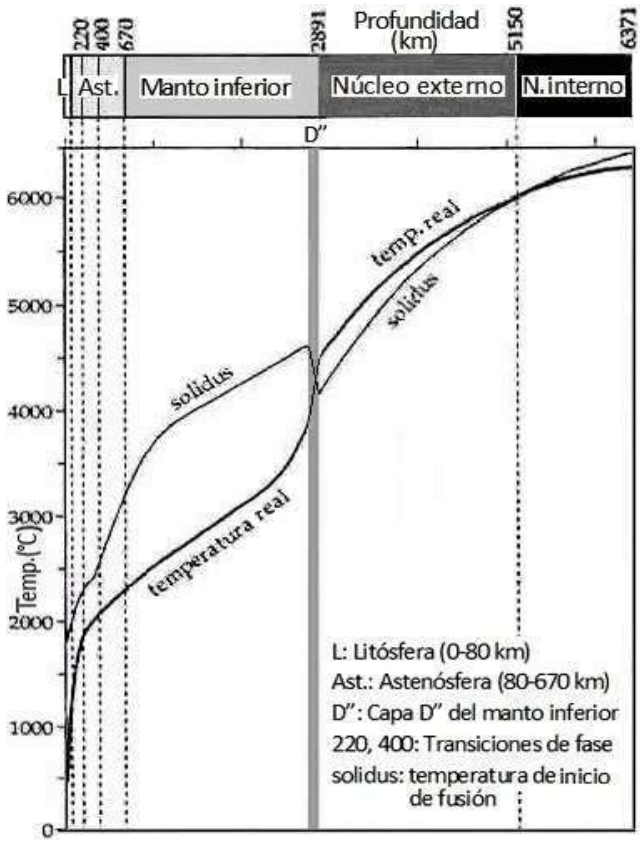
eruptivas, sea del lado chileno que del argentino: la región de la Araucanía. Allí existen varias áreas geotermales, como la de Tolhuaca-Curacautín o la de Caviahue-Copahue. Los mapuches –víctimas de despojo, masacres y discriminación– han reverenciado a los *Ngen-winkul*, los espíritus tutelares de los volcanes.
Y es sabido que muchas religiones han considerado a los volcanes como las puertas de entrada al inframundo.
Pero no sólo desde volcanes, géiseres, fumarolas, solfataras y aguas termales surge el calor interno de la Tierra.

DEVELANDO EL INFIERNO

Ruinas termales en Pompeya (foto Fred Garzon)

Ya fuese que se temiera o no al fuego eterno del *infernus* (inferior), los primeros aprovechamientos de aguas termales para calefacción y baños públicos datan de los tiempos de griegos y romanos. Los *hamams* (baños turcos) fueron popularizados en Anatolia durante el imperio Otomano. Y desde el siglo XVIII se explotaron en Italia los *soffioni* (soplones, venteos de vapor de agua hirviente) para la obtención de ácido bórico y amoníaco.
La máquina de vapor del inglés **Thomas Newcomen** de 1712 (y otros muchos) dio inicio al ferrocarril y la revolución industrial, y con ello al capitalismo moderno y la prosperidad del Reino Unido, de su gran hijo americano, y de Alemania y otras naciones cuyos dirigentes tuvieron la lucidez de subirse al tren y después aplicar medidas transnacionales económicas, políticas y hasta bélicas acordes al concepto de escalera del economista coreano **Ha-Joon Chang**: la usaron para subir y luego la quitaron para que otros (países) no pudieran hacerlo. (El escocés **Adam Smith** fue el gran ideólogo con *The wealth of nations* de 1776 y el alemán **Karl Marx** su posterior crítico con *Das kapital* en 1867; pero Adam previó mejor el futuro económico al apostar al triunfo del egoísmo humano, en triste evidencia en gran parte del mundo).
En 1724 el polaco-alemán **Daniel Fahrenheit** creó la escala térmica que lleva su nombre (32 y 212°F para el congelamiento y la ebullición del agua, respectivamente). En 1742 el sueco **Anders Celsius** propuso en Upsala el empleo de la escala de grados centígrados, de modo tal que, como sabemos, resulta: $C = (F - 32) / 1{,}8$
La máquina de vapor permitió los originalísimos planteos que en 1824 publicó el francés **Sadi Carnot** en *Réflexions sur la puissance motrice du feu et sur les machines propres à développer cette puissance*, que lo convirtieron en padre de la termodinámica. Hacia 1850 el inglés **James Joule** redondeó sus estudios de magnetismo, electricidad, pila electroquímica y temperatura que lo llevaron a enunciar el principio de conservación de la energía y sostener que calor y trabajo son intercambiables –que luego se pudo medir con la misma unidad, en el S.I. el Joule–. Contemporáneamente el irlandés **William Thomson** (Lord Kelvin) halló el vínculo entre calor y electricidad, además de establecer el cero absoluto (-273,15°C) y trabajar en cables telegráficos submarinos. Otro pionero fue **Benjamin Thompson** (conde de Rumford) nacido en Woburn, estado de Massachusetts (muy cerca de Salem, donde medio siglo antes habían enviado a la horca a 15 "brujas" y 5 poseídos por el demonio, simplemente en base a los alucinados relatos de puritanos paranoicos). Thompson desarrolló explosivos y dispositivos para la guerra de independencia estadounidense contra la cual peleó y tras cuya derrota se fue a Inglaterra ya que se sentía británico. Pero igual años después colaboró con los alemanes… Y allí perforando cañones descubrió la generación de calor y su transferencia al agua refrigerante.
La **termodinámica** define la cantidad de calor que debe transferirse en un proceso (sin considerar el mecanismo de flujo ni el tiempo necesario) a partir del **primer principio**, de conservación de energía y accesibilidad adiabática (del griego *ἀδιαβατικός*, adiabaticós: impenetrable, sin intercambio calórico con el entorno). La variación de la energía interna de un sistema aislado U es: $\Delta U = Q - W$
(donde Q es el calor aportado y W el trabajo efectuado)
El **segundo principio** acota al primero ya que indica la irreversibilidad completa de los procesos, dado el incremento de la mescolanza molecular que conllevan, es decir, el incremento de entropía S (del griego *ἐντροπία*, entropía: giro, confusión), así bautizada por el físico alemán **Rudolf Clausius** en 1865 a partir de los análisis del ingeniero francés **Émile Clapeyron** en 1834. De modo tal que: $dS = \delta Q / T$
(siendo T la temperatura absoluta, en grados Kelvin)
La entropía (el aumento estadístico del desorden, del que somos grandes cultores) va de la mano de la cuarta dimensión: para cada observador el tiempo puede transcurrir más lento o más rápido (relatividad) pero nunca detenerse ni volver atrás (por desgracia…), salvo fugaz y puntualmente a nivel atómico cuando aleatoriamente algo se reordena con entropía negativa. Todo indica que la evolución cósmica desde la Gran Explosión es una

inexorable flecha temporal y entrópica hacia la muerte térmica del Universo.
Mientras tanto, sabemos que la **temperatura** es la medida de la energía cinética promedio de las moléculas, es decir, una cuantificación de la actividad molecular de la materia en un cierto sistema. El **calor**, en cambio, es el proceso de transferencia de energía interna desde un sistema (o zona del mismo) que está a mayor temperatura hacia otro sistema (o zona) que está a menor temperatura, lo cual sucede hasta que ambos sistemas (gaseosos, líquidos o sólidos) se encuentren en equilibrio térmico. Sin embargo, la cantidad total de energía interna que puede transferirse como calor depende además de la ***concentración molecular***. Por ejemplo, en alta atmósfera hay gases ionizados a 1.500ºC, pero a bajísima presión, y en consecuencia la cantidad de calor es muy pequeña.



Gradiente interno terrestre (modificado de Lowrie, 1997)

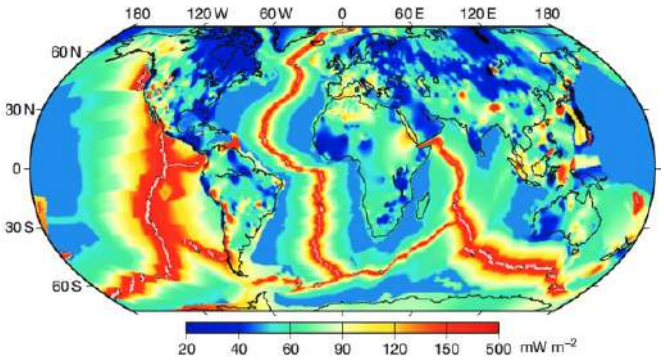
A partir de datos de perforaciones es conocido el hecho de que la temperatura se incrementa en ***alrededor de 3ºC cada 100 metros*** a medida que se profundiza, lo cual fue medido en un pozo por primera vez por **William Thomson** (Lord Kelvin), quien también propuso una Tierra fundida en su origen. Es una tasa incremental que a su vez ***se va reduciendo en función del aumento de la profundidad***, estimándose una temperatura de unos 1.400º en la base de la litósfera, 4.000° en la base del manto y del orden de 6.000ºC en el centro de la Tierra.
En la gráfica adyacente la curva *solidus* indica la temperatura de comienzo de la fusión (mientras que la fusión total se alcanza a la temperatura denominada *liquidus*). Puede verse que la curva *solidus* se cruza en el núcleo externo con la de temperatura estimada.
El gradiente de temperatura terrestre es conocido como **gradiente geotérmico** (de *θερμός*, termós: caliente en griego), calculándose como la derivada de la temperatura T respecto de la profundidad z: $G = dT/dz$
o bien, integrando entre los límites de temperatura de fondo Tf y de superficie Ts, resulta: $G = (Tf - Ts)/z$
G puede variar significativamente en la corteza según las condiciones geológicas presentes, sobre todo en los continentes (por tipos de roca, fenómenos de oxidación, yacimientos radiactivos, acuíferos en movimiento, glaciaciones, cercanía de lagos, tasa de sedimentación o erosión, etc.) yendo desde menos de 0,01 hasta más de 0,15ºC/m, este último valor en sectores de gran actividad volcánica. Es más homogéneo en los fondos marinos. Su variación con la profundidad define una **geoterma** (curva de gradiente geotérmico) característica de cada lugar, cuya mensura se denomina **geotermometría**.
A partir de los estudios pioneros del francés **Joseph Fourier** (1822, *Théorie analytique de la chaleur*) y del escocés **James Maxwell** (1871) en relación con la segunda ley de la termodinámica, puede definirse el flujo total de calor que asciende hacia la superficie en cada sitio como una cantidad llamada **flujo calórico o térmico:**

$$Q = k \cdot dT/dz \quad \text{(Ley de Fourier)}$$

Es decir, el producto del gradiente geotérmico por una constante k, que recibe el nombre de **conductividad térmica**: capacidad de conducir calor, propiedad intrínseca de transferencia de la energía cinética de las moléculas a otras adyacentes, cuya magnitud varía según la constitución de las rocas y sus contenidos porales.
Despejando, obtenemos: $k = Q \cdot dz/dT$
Entonces, si se toma un gradiente de temperatura igual a 1, resulta k = Q, lo que en unidades del SI significa que la conductividad térmica es la cantidad de calor que fluye en un segundo a través de un área de un metro cuadrado en un lugar en el que el gradiente es de 1ºC/m.
De hecho, las unidades **en el SI** quedan finalmente en: **ºC/m para G, W/ºC.m para k, W/m^2 para Q**
Q también se cuantifica mediante la **Unidad de Flujo Calórico** UFC ó *HFU* (*Heat Flow Unit*) = 41,86 *m*W/m^2
(Recordar que W=J/s y J=N.m) En el sistema **CGS, G se da en ºC/cm, k en µcal/ºC.cm.s, Q en µcal/cm^2.s**
(Una caloría es la cantidad de calor requerida para elevar en 1ºC 1 gramo de agua, o bien 4,186 J).
El físico y astrónomo escocés **George Forbes** en 1880 midió por primera vez el gradiente térmico en suelos.

FLUJO TÉRMICO DE LA TIERRA

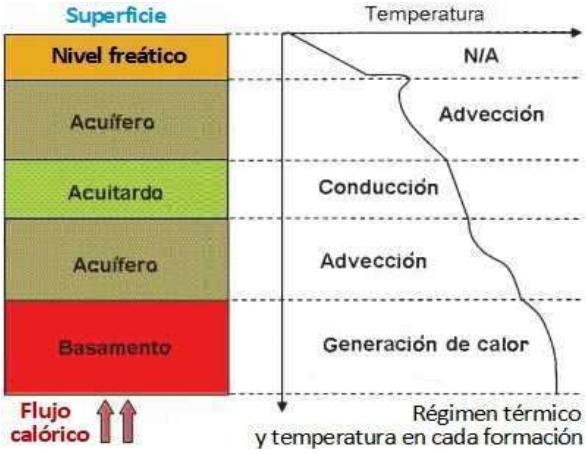
En el tercer planeta desde el Sol la temperatura media superficial era de 14°C (ahora más de 15, con una máxima de 55° registrados en el estadounidense Valle de la Muerte y una mínima de -89° en la base rusa Vostok de la Antártida). La temperatura en la superficie oceánica promedia los 17°C (máxima 32, mínima -2), y en el fondo oceánico hay 2°C de media (con 4 de máxima y 1 de mínima). El agua de mar se congela a -2°C (por la sal).
El eje del cascotito azulado está chingado y las variaciones estacionales obvio que influyen, pero los océanos son el gran depósito térmico de la Tierra, sin ellos las temperaturas fluctuarían muchísimo más. También moderan la atmósfera, y más si hay nubes: en días nublados las máximas y mínimas son menos marcadas. La Luna no tiene envoltura gaseosa y para peor su ciclo día/noche es 29 veces más lento que acá. El resultado es de una máxima de 123 y una mínima de -233°C. Marte, que ya de joven perdió sus pilchas (palabra mapuche) líquidas y gaseosas, rota en 24,6 hs (casi como la Tierra) y tiene temperaturas más moderadas que la Luna pese a estar más lejos del Sol: máxima 20 y mínima de -123°C. De modo que el dios de la guerra es un pecho frío. Pero la diosa del amor está demasiado abrigada… En Venus hay una atmósfera muy densa (principalmente CO_2, presión superficial 90 veces la terrestre, igual que a 900 metros bajo el mar) con una gruesa capa de nubes sulfurosas y el brutal efecto invernadero –que descubrió Fourier para la Tierra– da registros térmicos superficiales de 400 de mínima y 500°C de máxima (media de 464, mayor que en Mercurio, que está mucho más cerca del Sol).
El agua es el principal amortiguador (*buffer*) del clima que disfrutamos (o a veces sufrimos) los terrícolas. No es cierto que lo que mata es la humedad. El agua líquida se comporta casi como un cuerpo negro frente a las radiaciones (absorbe casi toda la radiación solar y su emisividad es también próxima al 100%) y eso le da una inercia térmica 4 veces mayor que la del terreno. Cualquier petrolero chubutense sabe que los días son más calurosos y las noches más frías en Cerro Dragón o Pampa del Castillo que a pocas cuadras del mar.
La banda azul es la que más penetra en el mar porque la dispersión de la luz aumenta con la frecuencia. Y la clorofila del fitoplancton le da coloración verdosa (y fotosintetiza materia orgánica, emitiendo O_2). La energía solar recibida en nuestro mundo es de 6.10^{24}Joules/año (el albedo devuelve al espacio el 38% de eso), el doble que Marte y la mitad que Venus. Helios (Ἥλιος) o Febo (*Phoebus*) hace andar el ciclo del agua y de la vida.
La energía liberada por los terremotos es de 10^{18} J/a, la disipada por el retardamiento de rotación (mareas terrestres) es de 3.10^{19} J/a y el calor geotérmico irradiado es de $1{,}4.10^{21}$J/a. Este último guarismo es el doble del consumo energético anual global, aunque el 31% de eso lo obtenemos de petróleo, el 22% de gas natural y el 27% del carbón –es decir, antiquísima energía solar guardada en las rocas–, y luego 5% es de fuente nuclear, sólo 0,3% geotérmica, poquitísimo de mareomotriz –gravitatoria– y el resto es solar directa o indirecta: hidroeléctrica 5%, biomasa 8% y porcentajes mínimos de eólica, solar térmica, fotovoltaica y biocombustibles. Con tanta quema –y deforestación y ganadería– la atmósfera tiene ¡50% más CO_2 que antes de la revolución industrial! ¡También 160% más de metano! Y el efecto invernadero está causando catástrofes ambientales mucho más mortíferas que otros tipos de contaminación.



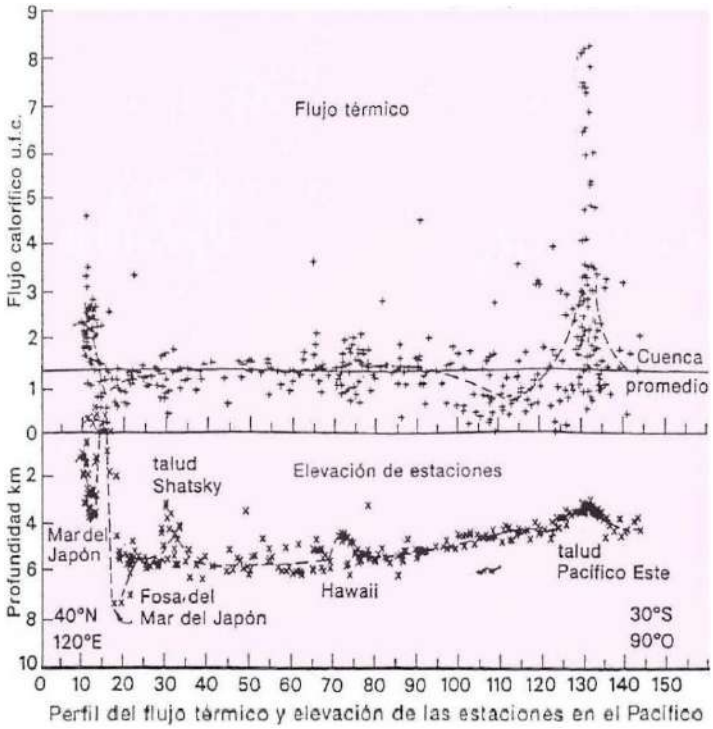
Planisferio del flujo térmico superficial de origen interno (modificado de Mareschal & Jaupart, 2011)

Así que ***la energía solar anual recibida*** es unas 4.200 veces superior que la energía geotérmica anual y, si bien casi 2/5 de la onda que nos tira Febo se devuelven al espacio, sigue siendo como 2.600 veces mayor que el fuego con que Lucifer aguarda a los pecadores. Pero… Aunque ***controla los procesos de la atmósfera e hidrósfera*** (y por eso unos cuantos átomos de H, O, C, etc. nos dieron forma y capacidad de bardear) ***su influencia en la corteza terrestre resulta despreciable***. Y la razón es la ***pobrísima conductividad térmica de las rocas, pésimas disipadoras del calor***, que absorben escasamente la energía que entibia cada día las rocas y sedimentos superficiales. Las variaciones diurnas de temperatura afectan sólo hasta unos 20 cm (¡máximo de 1ºC a 1 m de profundidad!), ***las variaciones estacionales influyen hasta 2 o 3 metros bajo tierra*** y por debajo llegan solamente las tendencias de cambio climático que se prolongan muchos años. Por ende ***el gradiente geotérmico obedece casi únicamente al flujo del calor interno de este modesto planeta*** y no al cotidiano baño de radiación recibido del generosísimo Sol.
Ese flujo térmico interior se propaga por conducción (19%), convección (75%) o advección (6%).
La propagación por **conducción** (interacción electromagnética a nivel molecular) ocurre como mecanismo único en el núcleo interno y como muy predominante en la corteza terrestre, aunque también tiene lugar en el

núcleo externo y en el manto, sumándose (con muy baja contribución) al flujo por convección.
Los procesos de **convección** (movimiento masivo de las moléculas mismas por calentamiento o enfriamiento) son los encargados de incrementar en varios órdenes de magnitud la propagación térmica en el núcleo externo, de comportamiento fluido. También en el manto (sólido plástico a escala geológica) con un sistema convectivo que, según evidencias sísmicas de la última década, abarcaría la astenósfera (manto superior, hasta 670 km de profundidad), el más rígido y denso manto medio-inferior y la recalentada capa D" (de 200 m) en el manto basal hasta los 2.890km de donde sale el calor del núcleo.



(modificado de Ludovic *et al.*, 2011)



(modificado de Langseth & Von Herzen, 1970)

La **advección** es una alternativa a la convección, si el agua o una gran masa magmática asciende o si una zona es levantada por eventos tectónicos y acerca a la superficie rocas cuyas temperaturas corresponden a zonas más profundas, que luego tomarán un largo tiempo en equilibrar sus valores térmicos con el entorno. Ocurre en el manto y en la corteza, y dentro de esta última también en su parte superior en los acuíferos a pequeña escala (figura izquierda).
(El proceso de propagación térmica por **radiación electromagnética** sólo se da en la capa de la Tierra en la que domina la energía solar, la atmósfera, y tenuemente en la hidrósfera, hasta 200 m. En ambas envolturas fluidas suceden también la convección y la advección, en el aire asociadas a vientos y causantes de tormentas).
En rigor, sólo la radiación y la conducción son formas de transmisión calórica porque exclusivamente dependen del desequilibrio térmico, en tanto que la convección y la advección implican transportar la masa caliente. Este último es el caso de los puntos calientes (*hot spots*) donde ascienden plumas mantélicas muy profundas.
El flujo térmico medio global es de 87 mW/m², promediando 101 en la corteza oceánica: 35 en las fosas de subducción, 60 en las planicies abisales y más de 300 mW/m² en las dorsales oceánicas por al ascenso del manto que las genera (ilustración arriba a la derecha). En los continentes el flujo medio es menor (65 mW/m²), pero hay zonas donde es alto, como en sus proas plegadas.

Efusión lávica del Kilauea, isla Hawái (foto J. Griggs, USGS)

Coladas del Cumbre Vieja, isla La Palma (foto Emilio Morenatti)

ACTIVIDAD VOLCÁNICA

Las temperaturas de las lavas al extruírse fluctúan entre unos 650 a 1.250ºC. Son en general más calientes y siempre más fluidas las lavas básicas (que solidificarán como basaltos, traquitas u otras rocas), oscuras, con menos sílice, surgidas del manto, de vulcanismo en escudo. Y son más viscosas las ácidas (que devendrán riolitas, dacitas, etc.), claras, cuya química con más SiO_2 es típica de la proa de la corteza continental sobre otra placa subducida, con erupciones explosivas por el aporte de agua (que forma burbujas al descomprimirse), desde edificios con más pendiente, como estratovolcanes, conos de cenizas y otros.

La primera clasificación de los distintos tipos de actividad volcánica fue propuesta en 1883 por **Giuseppe Mercalli** (el mismo tano de la escala sísmica que veremos en el Tema 11): estudiando el vulcanismo italiano introdujo los términos estromboliano, vulcaniano y pliniano para indicar erupciones de intensidad creciente. Luego el franchute **Alfred Lacroix** la amplió en 1904, tras estudiar la devastante erupción del monte Pelee (1902, isla Martinica, Antillas Menores, más de 30.000 muertos) incluyendo en un extremo de la escala las efusiones tranquilas de tipo hawaiano y en el otro extremo las que emiten nubes ardientes, las de tipo peleano.

Un volcán libera una energía $\mathbf{E = V.\delta.T.C}$

(los factores son el Volumen eyectado, la δensidad media, la Temperatura y la Constante de calor)

El **Índice de Explosividad Volcánica** o **IEV** (*Volcanic Explosivity Index*, *VEI*) concebido por **Christopher Newhall** y **Stephen Self** en 1982 en Estados Unidos es una escala de 8 grados con la que se cuantifica la magnitud de una erupción y resulta de la combinación de varios factores mensurables y/o verificables de la actividad volcánica: volumen total de los productos expulsados (lava, bombas, cenizas), altura alcanzada por la nube eruptiva, duración de la erupción y otros factores sintomáticos del grado de explosividad.

Esta escala va de 0 a 8 y cada aumento de 1 indica una erupción 10 veces más potente que el grado anterior.

IEV	Clasificación Erupción	Descripción	Altura	Volumen de material arrojado	Periodicidad media
0	Hawaiana	no-explosiva	< 100 m	> 1000 m³	Continua
1	Stromboliana	ligera	< 1 km	> 10 000 m³	Diaria
2	Stromboliana/Vulcaniana	explosiva	1-5 km	> 1 000 000 m³	Quincenal
3	Vulcaniana	violenta	5-15 km	> 10 000 000 m³	Cada 3 meses
4	Vulcaniana/Pliniana	cataclísmica	10-25 km	> 0,1 km³	Cada 18 meses
5	Pliniana	paroxística	> 25 km	> 1 km³	Cada 12 años
6	Pliniana/Ultrapliniana	colosal	> 25 km	> 10 km³	Cada 100 años
7	Ultrapliniana	supercolosal	> 25 km	> 100 km³	Cada 1000 años
8	Supervolcánica	apocalíptica	> 25 km	> 1000 km³	Cada 100 000 años

Tabla del Índice de Explosividad Volcánica (modificada del INPRES de Argentina)

Como ejemplos, la erupción del monte Pelee de 1902 fue índice 4. Índice 5 fueron la del volcán Chaitén (sur de Chile) de 2008 y la del Vesuvio del 79 con una energía del orden de 10^5 bombas de Hiroshima. Con valor 6 podemos citar la del Krakatoa (entre Java y Sumatra) de 1883 (tsunami de hasta 40 metros, más de 36.000 muertos) y la del Pinatubo (isla de Luzón, en Filipinas) de 1991, cuya emisión sulfúrica agravó la reducción de la capa de ozono y no produjo más de 850 víctimas gracias a la gigantesca evacuación preventiva. Con índice 7 tenemos los casos de Thera o Santorini en el mar Egeo del 1630 a.C. (que afectó gravemente a la civilización Minoica) y la de Tambora (isla Sumbawa, Indonesia, al este de Bali) en 1815, con más de 71.000 muertos y poblaciones sepultadas que le dieron el mote de "Pompeya de Oriente". A causa de sus emanaciones hacia la alta tropósfera y la estratósfera 1816 fue un año sin verano en el hemisferio norte y se vivió la peor hambruna del siglo XIX en una Europa recién recuperándose de las guerras napoleónicas (que habían inducido revoluciones como la de mayo de 1810 en Argentina). Finalmente, dos ejemplos de índice 8 fueron la erupción del monte Taupo (isla Norte de Nueva Zelanda) 26.500 años atrás (sin humanos todavía ahí) y la del volcán Toba (en Sumatra, Indonesia) hace unos 75.000 años, evento que parece haber causado la muerte de muchísimos seres humanos y su disminución poblacional en India y el centro-este de África (comprobado por los estudios del ADN mitocondrial sólo heredado de la madre) debido al consecuente invierno volcánico con una disminución de la temperatura media mundial de entre 1 y 3°C.

CAUSAS DEL CALOR INTERNO

Desde su interior la Tierra emite una energía total de unos 47 TW. Las fuentes de calor, todas en progresiva disminución, son las siguientes:

- El **calor original**, debido a la energía de la acreción gravitacional durante la formación del planeta, tanto del núcleo como del manto, a lo que se sumó en los primeros 40 m.a. el movimiento de elementos pesados hacia el centro de la Tierra, fenómeno bautizado como "la catástrofe del hierro". La pobre disipación térmica hace que el

proceso de enfriamiento todavía continúe hoy, sumándose la energía calórica provocada por la **progresiva cristalización** (exotérmica) de minerales **y su hundimiento por densidad diferencial**, en especial en el núcleo externo. Más otra contribución muy modesta del proceso de **engrosamiento cortical a expensas del manto**. Todo esto en conjunto se calcula que en la actualidad representa aproximadamente un 58% del calor total originado en el interior terrestre: 24% en el núcleo y 34% en el manto (y corteza).

- El flujo térmico debido a la desintegración de **minerales radiactivos** (principalmente U, Th y K), que se estima haya sido 3 o 4 veces superior en tiempos primigenios. Actualmente aporta cerca del 41% del calor total producido, siendo el 17% debido a la emisión litosférica (corteza más parte cuspidal del manto) y alrededor de un 24% emitido desde el resto del manto (muchísimo más voluminoso) con mayor contribución de la sección superior (astenósfera). El alto porcentaje radiactivo litosférico explica que el gradiente geotérmico sea allí mayor que en zonas más profundas de la Tierra.
- La energía generada por el efecto de **frenado gravitacional** con la Luna y en menor medida con el Sol (mareas terrestres) que ha ido produciendo el gradual incremento del período de rotación de la Tierra. Pero en este caso hablamos de solamente el 0,3%, si bien ese guarismo es el 10% de la energía mareal total, pero el 90% restante se disipa en los propios océanos y sobre todo a profundidades medias a superficiales de los mismos.

La tectónica de placas se entiende que fue mucho más dinámica cuando el flujo calórico era más alto, en la juventud del planeta. Pero, como todo anciano, éste va perdiendo vigor y un día estará tectónicamente muerto.

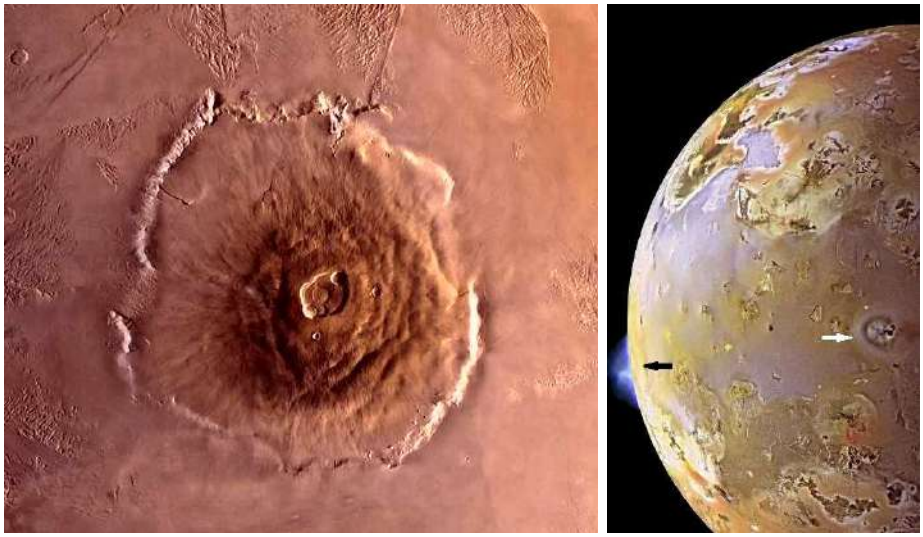
CALENTURAS PLANETARIAS

La radiación emitida desde el Sol (de todo el espectro EM, del cual el infrarrojo es sólo una pequeña parte) es de 63.450.720.000 mW/m². La porción que nos llega a la superficie terrestre (la **constante solar**) es de 1.353.000 mW/m². Recordamos que la energía media que emana de la Tierra es de 87 mW/m².

En los planetas menores las causas del calor interno son fundamentalmente las mismas que en la Tierra, aunque varían en su contribución porcentual y total. Mercurio, nuestra Luna y Marte disipan su energía térmica interior por conducción, sin convección ni advección (que las hubo en tiempos primigenios). La Luna emite 17 mW/m^2. En Mercurio el flujo calórico es posiblemente comparable, del orden de 15 mW/m^2, con mayores guarismos (unos 25 mW/m^2) en escarpas por fallamiento inverso (por contracción planetaria, hasta 30 km de profundidad, donde ocurre la transición frágil-dúctil) y su conductividad térmica cortical sería de 0,2 a 0,3 W/m.°K, valores típicos de los regolitos (y también de rocas subyacentes no desintegradas por la variación térmica diurna) comparables a los que pisamos por acá y que se entiende también aplican a otros astros rocosos.

En Venus parece haber actualmente un 85% de disipación térmica por conducción y un 15% por eventos advectivos desde su manto (puntos calientes) promediando los 65mW/m^2. Su superficie está muy cubierta de volcanes y extensas superficies lávicas bajo su densa y tórrida atmósfera y los datos de microondas desde sondas en órbita indicarían que algunas coladas están bastante más calientes que otras, por lo que tendrían sólo algunas décadas. Los volcanes en escudo terrestres pueden tener decenas de kilómetros de ancho y hasta casi 10 km de altura (Mauna Loa en Hawái, desde la planicie marina abisal), pero en Venus los domos volcánicos alcanzan cientos de kilómetros de ancho, aunque con altura máxima comparable a la terrestre: 8 km en el monte Maat.

El infrarrojo de Marte registra un flujo calórico medio de 18 mW/m2 (mínimo 14, máximo 23). Las regiones volcánicas se creen surgidas de superplumas, aunque debió haber convección arcaica. Ocupan el 10 % de su superficie y algunas extrusiones podrían tener pocos millones de años. En su hemisferio norte se encuentra el complejo volcánico Tharsis con el Olympus Mons, el mayor volcán del sistema Solar (unos 23 km de altura y 600 de amplitud hasta un borde acantilado de 6 km de alto). La sonda *Insight* amartizada en 2018 llevó un sensor térmico

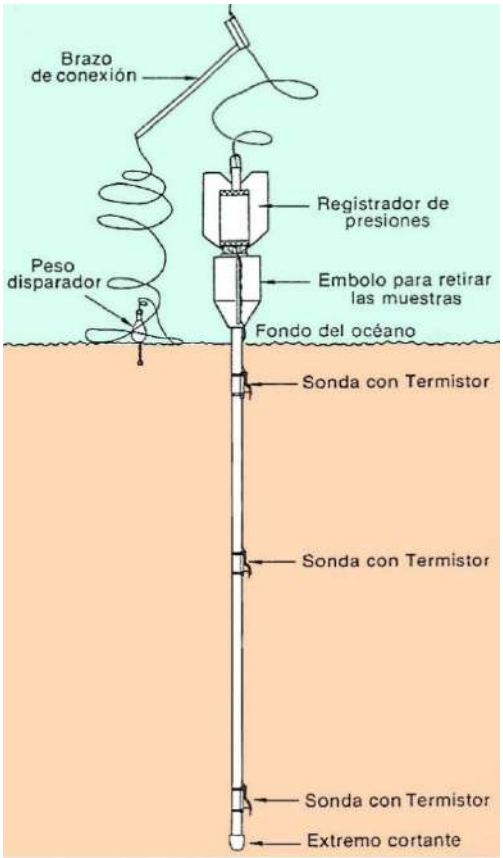


Vista cenital del monte Olympus en Marte –izquierda– con su caldera central y vulcanismo activo en Ío –derecha– indicado con flechas (imágenes NASA)

introducible en el terreno para medir el gradiente marciotérmico, pero no funcionó correctamente.
Pasando a los gigantes, Júpiter acredita una generación calórica de 5.440 mW/m². Además del calor primigenio, de los radioisótopos de su interior y de los efectos de marea, buena parte del flujo térmico se estima producido por su lenta contracción (liberando calor por la energía gravitacional potencial de la compresión, **mecanismo de Kelvin-Helmholtz**) y otra parte por la separación de fases entre el hidrógeno y el helio que vendría ocurriendo desde la formación del planeta. Los mismos procesos se aplicarían a Saturno con sus 2.010 mW/m², más del doble de lo que recibe del Sol, tal cual sucede con Júpiter y con el planeta más lejano, Neptuno (430 mW/m²), en cuyo interior el metano podría generar cristales de carbono (diamantes) que precipitarían generando calor.
En el caso de Saturno se ha registrado una leve disminución energética en años recientes, así como una menor emisión desde el hemisferio sur, cuyas causas se desconocen. También se ignora la razón por la que Urano (muy parecido a Neptuno) tiene un flujo térmico de sólo 42 mW/m² (mitad que el terrestre). La temperatura en su tropopausa registra la friolera de 49 °K (-224 °C), siendo el planeta más gélido de nuestro sistema, quizá porque perdió gran parte de su calor primigenio en el probable impacto que acostó su eje de rotación, o tal vez por alguna desconocida barrera interna a la disipación térmica.
Entre los satélites naturales lejanos, Ío (diámetro de 3.600 km, apenas mayor que nuestra Luna) emite en infrarrojo ¡2.000 mW/m²! El motivo es la tremenda fuerza mareal causada por Júpiter y la cercana Europa, generando por advección los volcanes más activos del sistema Solar, que eyectan dióxido de azufre (SO_2).
Y Encélado (satélite de Saturno de sólo 500 km de diámetro) alcanza 200 mW/m², también por fuerzas de marea, más radiactividad y quizá reacciones exotérmicas internas (bajo una cubierta helada con fumarolas y géiseres).

OBTENCIÓN DEL GRADIENTE

En fin, volvamos a la cachuza Tierra a medir su fiebre.
Décadas atrás se usaban termómetros de mercurio (con registro de temperatura máxima), pero más recientemente se han utilizado termistores (basados en semiconductores termorresistivos o diafragmas termoneumáticos con lecturas dadas por células fotoeléctricas). Y en este siglo han ido ganando terreno los basados en el monitoreo distribuido de temperatura (en inglés *DTS, Distributed Temperature Sensing*) que consiste en un cable de fibra óptica sensible al calor. Emplea una fuente de rayos láser, un reflectómetro óptico por efecto Raman (véase Tema 09, pág.242), un analizador y una temperatura de referencia en la superficie. Tiene la ventaja de permitir medir en cada instante la temperatura a lo largo de cada punto de la fibra debido a que ésta es una guía de ondas de luz que constituye un sensor lineal.



Técnica de Ewing de medida del gradiente geotérmico y recolección de muestras en el fondo marino. Cuando el peso disparador choca con el fondo se libera la parte principal del aparato que cayendo libremente penetra en los sedimentos. La muestra para la medida posterior de conductividad se guarda en el tubo central que puede llegar a penetrar hasta 20 m. Las sondas soportan más de 1000 atm.
(modificado de Smith, 1975)

En fondos marinos o lacustres

Usualmente están cubiertos por sedimentos blandos, por lo que, salvo casos especiales de perforación subácuea, se emplean sondas que (desde un barco, gomón, etc.) se dejan caer libremente por su propio peso y penetran algunos metros, para así obtener al menos dos datos de temperatura, uno en el extremo inferior y otro arriba, o bien más, o incluso una serie continua de datos con fibra óptica. Ya con dos datos se puede calcular un gradiente recto; si son más se podrá obtener una curva de su variación en profundidad. La sonda de **Maurice Ewing** (a la derecha) es de las más conocidas. (Los estadounidenses Ewing y **Bruce Heezen** descubrieron en 1953 la dorsal mesoatlántica, límite divergente entre placas tectónicas, donde se crea corteza oceánica y las temperaturas son muy altas).

En tierra firme

Se pueden hacer mediciones en pozos perforados a tal fin, que por motivos de costos normalmente son de escasa profundidad. Es usual taladrar pocitos de entre 2 y 5 metros en forma manual, o más raramente perforar decenas de metros con equipos de perforación chicos. Este tipo de medición de temperaturas someras recibe el nombre de **termografía**. Para obtener los datos ha sido tradicional introducir una delgada sonda de acero (de 1 a 2 cm de

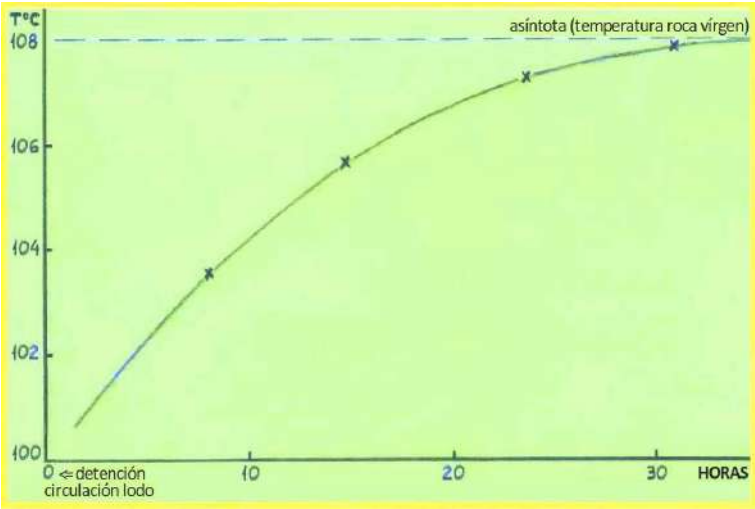
diámetro) dentro de la cual son bajados los termistores hasta las profundidades seleccionadas, aunque actualmente suelen reemplazarse por fibra óptica. Se rellena siempre el espacio anular remanente con los sedimentos del lugar y debe esperarse suficiente tiempo para que las temperaturas alcancen su máximo, equivalente al estado de terreno virgen, o bien aplicar un factor de ajuste. Una mayor certeza puede conseguirse repitiendo las mediciones, además de los obvios recaudos de buen funcionamiento instrumental. ***Es necesaria una corrección por variación estacional*** en base a una curva modelo (tal como las ilustradas en las aplicaciones de las pág. 281 y 282). ***En zonas montañosas difieren los valores entre laderas con distinta insolación. También siempre influye la variabilidad en la cantidad de vegetación y en la tasa de evaporación.***

En pozos medianos o profundos

Tanto en continentes como en mares o lagos puede recurrirse a perforaciones que se realizan con otros fines: hidrológicas, mineras, etc. Puede bajarse un termómetro al fondo del pozo, correrse un perfil térmico específico y, en pozos petroleros o geotermales, se pueden obtener datos de temperaturas de ensayos de formación.

-**Ensayos:** Arrojan valores similares a los del terreno virgen, dado que se aísla con empaquetadores (*packers*) un tramo de pozo a fin de permitir el aporte de fluidos formacionales que luego de un corto tiempo comienzan a surgir con la temperatura original, ya sin la disminución ocasionada por el filtrado del lodo de perforación. Los ensayos a veces se hacen en la parte más profunda de un pozo abierto, pero sabemos que es mucho más común en tramos elegidos de un pozo entubado (sin gastar de más ni tampoco ignorar capas producibles).

-**Perfilaje:** Las temperaturas de fondo de pozo que se obtienen en cada carrera mediante un termómetro (con registro de máxima) ***siempre dan un error a la baja***, dado el enfriamiento que el lodo ha producido en el pozo durante la perforación. Si bien durante el perfilaje la circulación se ha detenido, toma muchas horas volver a los valores de terreno virgen a lo largo del pozo. Es por esto que en cada carrera sucesiva, con el paso de las horas, se verá un incremento de la temperatura, hasta tanto no se baje la sarta de perforación para volver a circular lodo (volviendo a enfriar). En este caso se puede graficar la temperatura de fondo versus el tiempo transcurrido desde que se paró de circular, para luego construir aproximadamente la curva de recuperación térmica, que tiende asintóticamente al valor original en roca virgen (figura aquí). Así, ***para obtener el gradiente geotérmico debemos restarle a esa temperatura original estimada la temperatura media anual del lugar*** y dividir por la profundidad del pozo. Pero si tenemos sólo un valor de temperatura de perfilaje (porque se hizo una sola carrera de bajada de herramientas geofísicas) entonces para tener un gradiente aproximado corresponde restar la temperatura al momento de perfilar (si se tiene el dato) porque el valor de fondo está más influenciado por la temperatura a la que se enfría el lodo en superficie que por la media anual. Pero este resultado dará un gradiente del orden de 0,005°C/m menor al real. Y hay otros métodos de cálculo (ver Hermanrud *et al.*, 1990).



Sucesivos datos de temperatura en un fondo de pozo.

-**Datos por tramos:** Si un pozo ha sido perforado en dos o tres tramos (con entubación y reducción sucesiva del diámetro del trépano) seguramente se habrán hecho carreras de perfilaje en cada uno de ellos y por tanto se tendrán temperaturas de dos o tres fondos distintos y se podrán calcular dos o tres gradientes desde la superficie hasta cada una de esas profundidades, o bien los gradientes para cada tramo individual. Si se hacen tales cálculos usualmente se comprobará que el gradiente puede variar de un tramo a otro, lo cual es función de diversos factores litológicos, hidrodinámicos, etc. Esto dará como resultado una geoterma característica del lugar donde se ha perforado el sondeo.

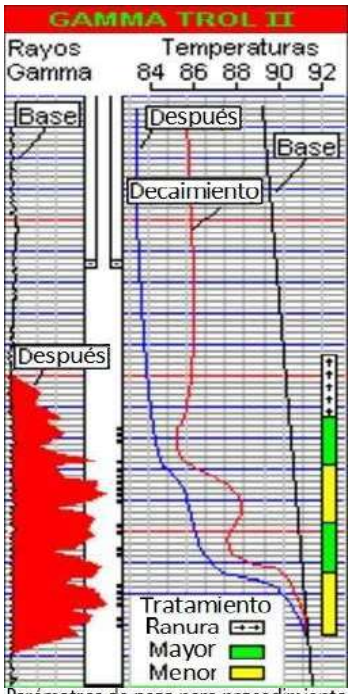
-**Perfil de Temperatura:** Ya desde mediados de la década de 1930 se efectúan mediciones de temperatura en pozo. **R. M. McKinley**, uno de los máximos expertos en perfilaje de producción, durante muchos años en la Exxon, ha resaltado siempre la importancia del perfil térmico. Los primeros registros se hacían en cartas metálicas cubiertas de óxido. Luego hubo diversos tipos de termómetros, y termistores que pueden emitir pulsos de frecuencias proporcionales a la medición de temperatura y registrarse telemétricamente ya que los pulsos se

convierten a voltaje y son grabados digitalmente. ***Suelen bajarse en la parte inferior de un ensamble de herramientas multiperfil , a veces incluyendo de a dos termistores a poca distancia para tener poder datos redundantes*** y asegurar los resultados, con precisiones de 0,05°C. Van arrojando valores a pequeños intervalos de profundidad (usualmente 1 pie) y a partir de ellos se puede obtener toda una curva de gradientes a lo largo del pozo que resulta muy certera porque, ***aunque las lecturas serán afectadas por el enfriamiento debido al lodo, todas lo estarán en similar medida y las diferencias entre lecturas sucesivas serán prácticamente iguales que si se tratase de la roca virgen***.

Se puede también, durante una parada de producción, bajar desde el malacate del camión un cable fino de acero ***(slick line) especial que tiene fibra óptica interna***, registrando y enviando los datos térmicos continuamente mediante las ondas lumínicas que circulan a través de ella.

Diferencias de 1°C por pie son una útil indicación para fines relativos a producción, por ejemplo para detectar capas con ***entrada de fluidos formacionales hacia el pozo o admisiones en sentido contrario*** a partir de las diferencias térmicas observadas. Una ***entrada de gas*** se detecta claramente por su expansión endotérmica (efecto Joule-Thompson), por cuya razón se expresa como una anomalía relativamente fría. En caso de que los flujos se asocien con ***fracturas***, también éstas pueden ser indirectamente localizadas y, tras una operación de ***estimulación ácida***, los sectores de emplazamiento preferencial del ácido también son detectables por el calor producido. Dado que el ***fragüe del cemento*** produce calor, un perfil de temperatura unas 12 horas posterior puede detectar el punto más alto al que llegó. En pozos que ya han sido entubados pueden monitorearse filtraciones en el encamisado (*casing*), también si las hubiera en los empaquetadores o en la tubería (*tubing*) durante los ensayos o puesta en producción. Igual pueden verse los sectores afectados por el flujo producido por producción primaria o inyección en secundaria o terciaria, así como sectores de acumulación de fluido inyectado (previstos o no), hidrofractura (figura a la izquierda) e incluso si hubiese un flujo interformacional natural significativo.

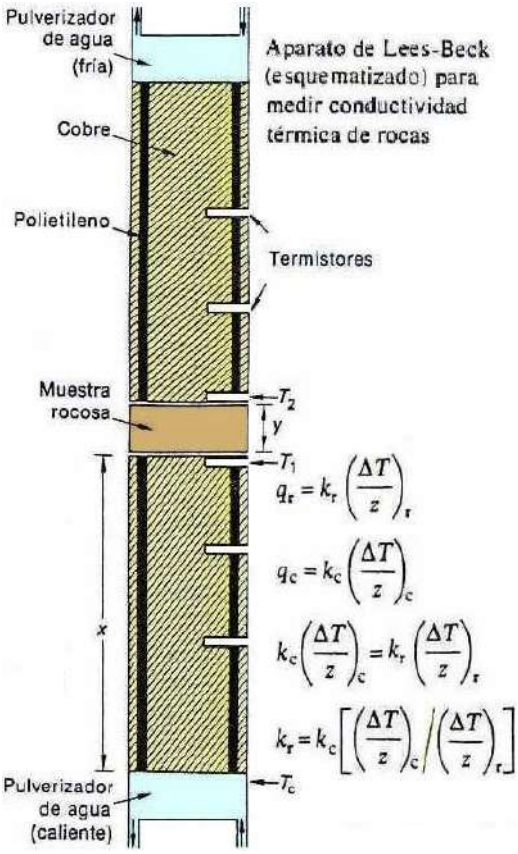
En los pozos geotermales las operaciones y criterios empleados son esencialmente los mismos que para hidrocarburos.



Parámetros de pozo para procedimiento

Fracturación	#140,000 20/40	T°Fondo	90 F
Presión Superf.	<3,000 PSI	Revestim.	5.5"
Tubería	2.875"	Empaque	5600'
Punzados	5700'-6000'	Tapón Cm.	6100'

Perfilaje térmico y rayo γ para definir el tratamiento del pozo (modif. de Cardinal Surveys Co.)



(modificado de Smith, 1975)

Perfilaje en un pozo de producción geotermal en Islandia (foto ÍSOR)

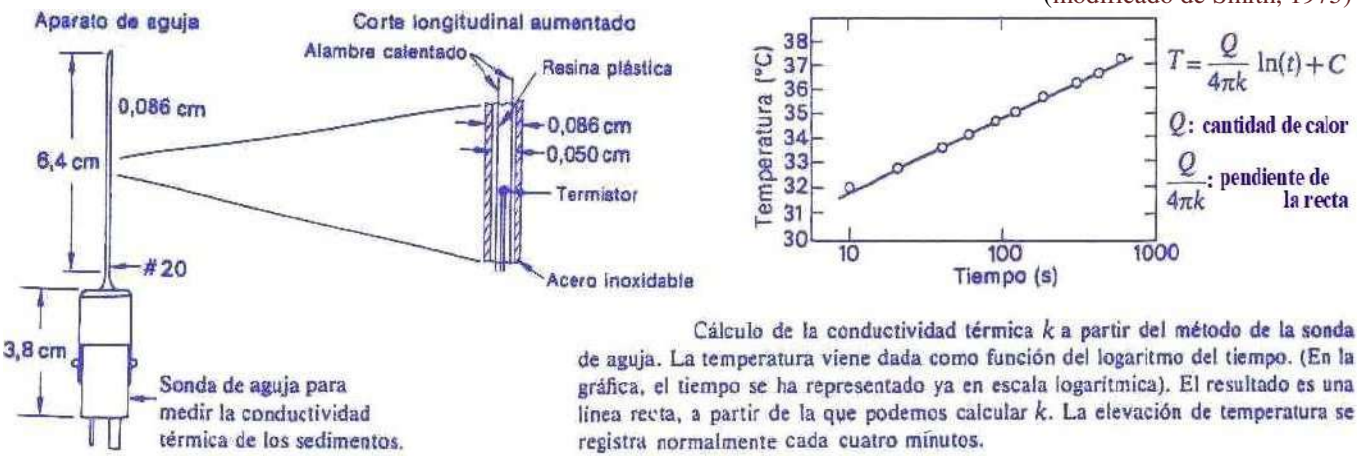
MEDICIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD TÉRMICA

Pueden obtenerse valores de conductividad térmica de tablas para las diferentes litologías en variadas condiciones de yacencia, pero el margen de error puede ser significativo. También se pueden tomar valores de áreas aledañas si la columna litológica es suficientemente parecida.

Lo más recomendable es obtener muestras de las rocas –al menos de las más representativas o abundantes en la zona en estudio– y calcular en laboratorio su conductividad térmica con dispositivos como el de la figura a la derecha más arriba,

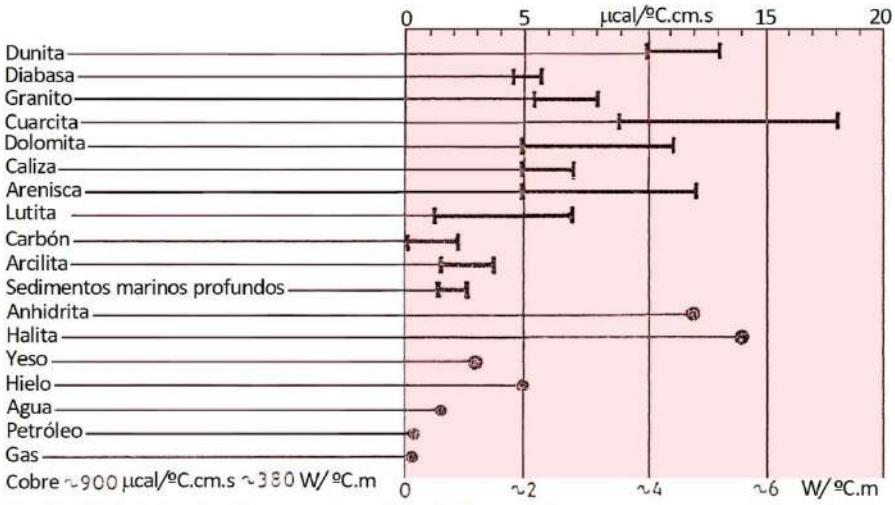
ideado por el inglés **C. Lees** en 1892 y mejorado por el australiano **A. Beck** en 1957. Éste mide el gradiente térmico en el cobre y en la muestra y, conociendo la conductividad del cobre, puede deducir la de la muestra según las ecuaciones indicadas junto a la figura. El dato debe después corregirse por la variación respecto a las condiciones del subsuelo: k_r aumenta con mayor presión (1% cada 2.000 m de mayor soterramiento) y también con mayor temperatura (6% cada 20°C de incremento térmico).
En tierra firme y fondos ácueos pueden usarse sondas tipo aguja capaces de atravesar sedimentos duros; se mide el incremento térmico (análogo al caso del lodo quieto en un pozo, acá en escala logarítmica de tiempo) con un termistor incorporado a la aguja (esquema y cálculo siguientes).

(modificado de Smith, 1975)



Cálculo de la conductividad térmica k a partir del método de la sonda de aguja. La temperatura viene dada como función del logaritmo del tiempo. (En la gráfica, el tiempo se ha representado ya en escala logarítmica). El resultado es una línea recta, a partir de la que podemos calcular k. La elevación de temperatura se registra normalmente cada cuatro minutos.

Acá se incluye una lista de valores de conductividad térmica de sólidos y fluidos, todos dos órdenes más bajos que el valor de referencia citado: el cobre, fuera de escala.



Conductividad térmica de rocas, minerales y fluidos porales a temperaturas subsuperficiales

(modificado de Howell, 1962)

CÁLCULO DEL FLUJO CALÓRICO

Una vez obtenidos los datos de gradiente de temperatura y de conductividad térmica se puede calcular el flujo térmico o calórico haciendo el producto de ellos, sea como estimación general o con valores mapeables. El grado de representatividad de tales resultados será función de la abundancia y certidumbre de los datos con que se ha contado.

ANOMALÍAS GEOTÉRMICAS

Las anomalías de alto flujo calórico pueden tener origen químico, radiométrico, mecánico o más frecuentemente magmático, pero la presencia de vías preferenciales de propagación –como rocas permeables o fracturas abiertas– también influye en la magnitud relativa de su manifestación subsuperficial. Existen **yacimientos geotérmicos abiertos**, con aguas termales superficiales, fumarolas, géiseres (del islandés *geysir*, emanar) u otras expresiones volcánicas. **Y yacimientos cerrados**, a los que sólo se llega con perforaciones desde donde se obtiene agua caliente o vapor (que emerge según la ley del inglés **Robert Boyle** y el francés **Edme Mariotte**).
La estructura y geodinámica terrestre definen dos clases de regiones que determinan sendas formas principales de explotación de la energía geotérmica: de alta y baja entalpía. Recuérdese que la **entalpía** (del griego *ἐνθάλπω*, entalpo: agregar calor) es la cantidad de energía que un sistema termodinámico puede intercambiar con su entorno, absorbiéndola o cediéndola. En estos casos el calor va desde la anomalía hacia el entorno.
Los **yacimientos cerrados o de baja entalpía** se hallan en regiones donde la corteza posee un comportamiento relativamente estable, como el que ofrecen las plataformas continentales. En ellas existen áreas semitérmicas que presentan concentración de calor con flujos que tienen gradientes del orden de los 30 a los 50º C por kilómetro de profundidad. Si en estas regiones hay estructuras favorables y se las perfora adecuadamente, se

pueden obtener fluidos de moderada temperatura: de unos 50 a 100º C. Los reservorios están constituidos por formaciones permeables –con buena porosidad primaria o por procesos secundarios debidos a fisuración o disolución– que contienen agua líquida o vaporizada, usualmente cargada de sales y distintos gases. Abarcan vastas zonas del planeta y casi siempre se trata de cuencas sedimentarias vinculadas con zonas fracturadas por donde ascienden las aguas calentadas desde anomalías térmicas de origen profundo.

Arriba, parque geotermal de Yellowstone, Estados Unidos (foto Salvat GT). Izquierda, allí el géiser Old Faithful (foto E. M. Müller)

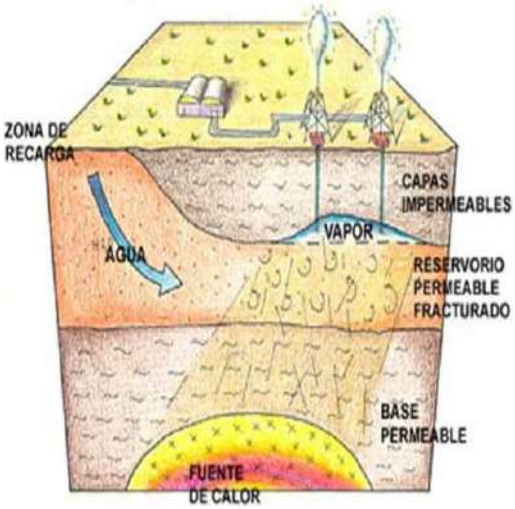
Los **yacimientos abiertos o de alta entalpía** están en zonas activas, ubicadas en los límites de placas tectónicas (por divergencia, convergencia o transcurrencia). El emplazamiento de cámaras magmáticas en niveles no muy profundos de la corteza permite la concentración de flujo calórico, incrementándose el gradiente geotérmico hasta valores muy altos, con temperaturas de 150 a 300º C a profundidades de 500 a 2.000 m. Aunque sólo se limitan a ciertos sectores de la corteza, su interés económico es mayor, dada la alta transferencia de calor y su accesibilidad. De este tipo son las manifestaciones geotérmicas como las de Ísland, Aotearoa, Copahue y todas las que despliegan su colorida belleza. Entre ellas Yellowstone, cuyo nombre deriva del francés *Roche jaune* de los exploradores franceses, a su vez de *Mi tsi a-da-zi* (río de piedra amarilla) en la lengua del pueblo Hidatsa.

La propagación del calor acumulado puede alcanzar zonas de gran contenido hídrico y producir la consiguiente transferencia energética a la masa ácuea, dando origen a la conformación de reservorios naturales. Las profundidades de interés van de 500 a 2.000 metros y el rango de temperaturas entre 150 y 300º C. El aprovechamiento de estos flujos térmicos deriva en distintas aplicaciones prácticas rentables.

CAMPO GEOTÉRMICO

Es un sistema natural que ofrece la posibilidad de extraer agua y vapor a altas temperaturas y está formado por una fuente térmica, un reservorio (o más), una recarga hídrica y un sello. Las aplicaciones económicas se valen de perforaciones para el aprovechamiento industrial de sus minerales disueltos, calefacción, explotaciones turísticas (balneología), generación de energía eléctrica, uso energético de reservorios de roca seca y caliente, etc.

La primera central geotérmica comenzó a funcionar en 1913 en Larderello (Toscana, Italia) y los Estados Unidos hicieron lo propio años más tarde en la zona de géiseres de California. También México, Costa Rica, Kenia, China, Japón y Nueva Zelanda tienen importantes aprovechamientos. En Filipinas, Nicaragua, El Salvador e Islandia con esta fuente se genera más del 15% de la energía eléctrica. Y el 99% de la calefacción es de origen geotérmico en Islandia.



Esquema de un campo geotérmico (modificado de geotermicpage.com)

En Argentina, en el campo geotérmico Copahue, en 1988 fue puesta en funcionamiento una central piloto para generar energía mediante el uso de ***vapor de agua del subsuelo*** (que iba a una ***turbina generadora*** de electricidad, como en una central nuclear pero con otra fuente de calor). Se perforaron cuatro pozos hasta unos 1300 m de profundidad y fueron calefaccionadas las viviendas y calles del poblado. Es un área de alta entalpía. Pero todo quedó en abandono.

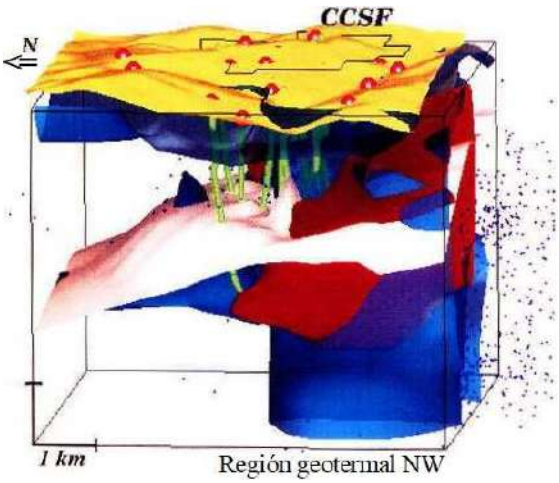
La perforación y los ensayos de pozos geotermales son muy similares a los petroleros e involucran un conjunto de mediciones a fin de obtener información de la geología, producción potencial y propiedades del reservorio, incluyendo la localización de las zonas de realimentación. También ***pueden hacerse estimulaciones*** para incrementar la producción. Además de los productores, ***son perforados pozos reinyectores*** para devolver al yacimiento el agua residual del proceso y así recargarlo y evitar contaminación superficial. En general se perfora con diámetro grande (de 20 a 34 pulgadas) hasta unos 100 m de profundidad o más y se baja y cementa la

cañería guía, como para hidrocarburos, y luego se perfora hasta el o los reservorios normalmente con trépano de 16 a 20 pulgadas, pudiendo perforarse direccionalmente, también encamisando y cementando, para finalmente perforar con el menor diámetro y bajar cañería ranurada de unas 12 pulgadas o menos para permitir la entrada de vapor y agua caliente. Igual que en petróleo, puede también perforarse con aire a presión en lugar de lodo (ahorrando su alto costo) en casos favorables (cuando no hay riesgo de colapso de las paredes del pozo ni de la emergencia de fluido formacional a gran presión, que es más peligroso en el caso del gas natural). ***Los datos de presiones y temperaturas son fundamentales*** para la optimización de la producción y de la seguridad de las instalaciones. Puede perfilarse mientras el pozo fluye o bien en condiciones estáticas. Si todo anduvo bien, luego viene la instalación de producción.

Islandia, planta geotermal (foto ThinkGeoEnergy) Copahue, Neuquén (foto Secret. Energía Arg.)

En la prospección de campos geotérmicos pueden emplearse métodos prospectivos en función de modelos de conductividad eléctrica ***contemplando litología, porosidad y saturación del reservorio, así como los cambios de fase*** en los fluidos geotérmicos contenidos, ya que ***el líquido mineralizado y caliente da bajas resistividades, en tanto que el vapor se manifiesta con valores altos***. Además debe considerarse que ***la acción de estos fluidos altera hidrotermalmente las rocas del yacimiento, formándose principalmente arcillas cuya conductividad es elevada.*** Por esta razón ***suele recurrirse al método magnetotelúrico*** y también pueden emplearse métodos como ***el sondeo eléctrico vertical y otros de inyección de corriente, así como electromagnéticos de campo artificial y también de polarización inducida. E igualmente puede recurrirse a la magnetometría, dado que la roca original puede haber sido desmagnetizada por la acción de los fluidos termales. Y la gravimetría puede ayudar*** si hay contrastes de densidad de las rocas del yacimiento respecto a las de su entorno. Aunque también, ***a la inversa, la geotermia puede ayudar a la gravimetría*** (***y a otros métodos geofísicos***) como veremos.

Asimismo, es muy útil el registro aéreo e incluso satelital –a mayor escala– de la **emisividad infrarroja** (frecuencias del espectro que corresponden a la emisión de calor), aunque siempre calibrando los datos según las variaciones en el tipo de suelo del área explorada. También ***se puede recurrir a la sismicidad natural***– si, como suele suceder, el yacimiento geotérmico se encuentra emplazado en un área sísmicamente activa–. En este caso la indicación de su existencia viene dada por la ***atenuación de las ondas cuando éstas deben atravesar reservorios de vapor***, tal como se puede ver en el modelado de la figura a la izquierda, en California, que fue construido en base a este tipo de información.



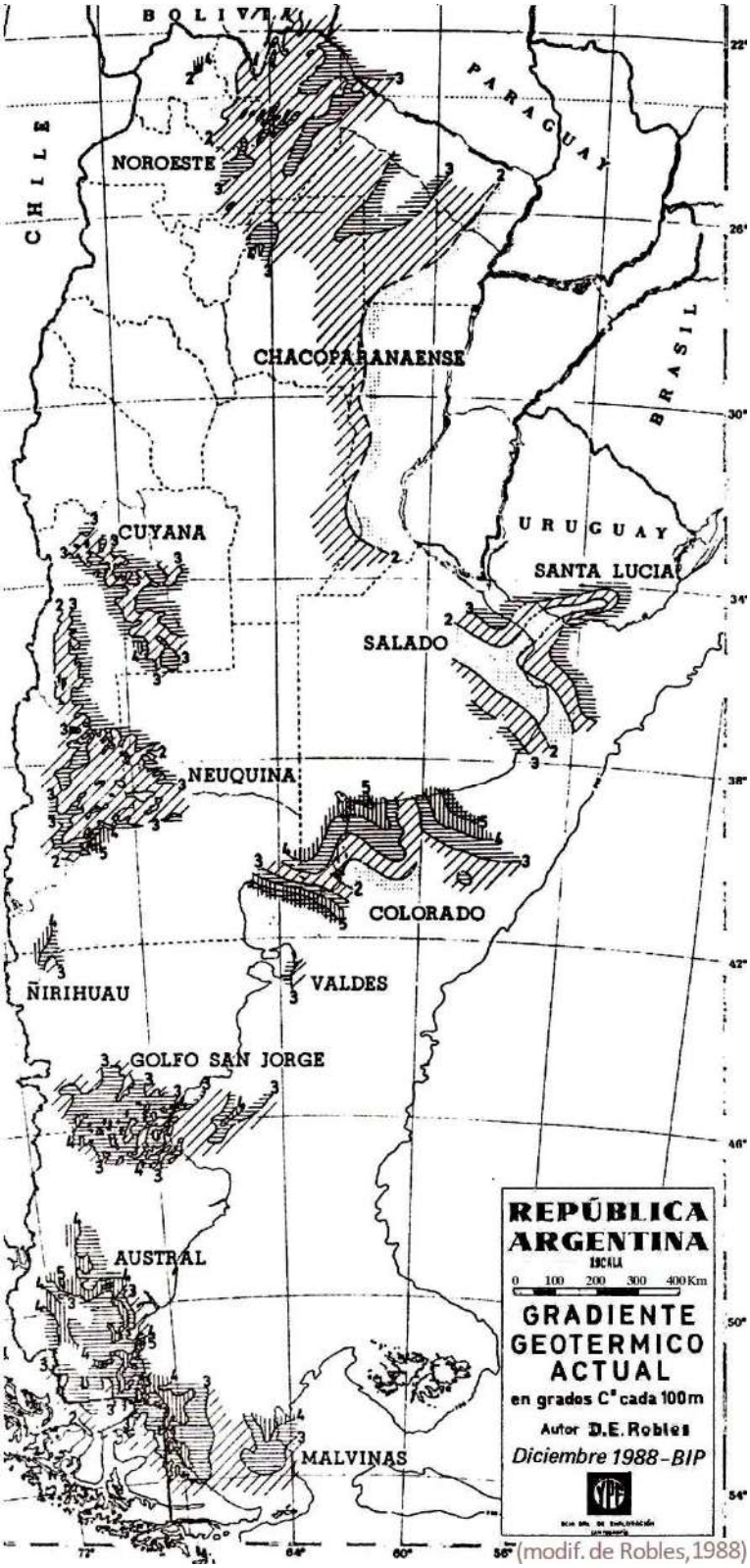
Modelado 3D; los puntos señalan hipocentros sísmicos; verde, pozos geotérmicos; otros colores, la geología (modificado de Romero Jr. *et al.*, 1997)

Luego, en exploración avanzada, suelen hacerse pozos de gradiente a unos 100 metros de profundidad (termografía) para definir el área de mayor interés.

Las anomalías geotérmicas también pueden tener vinculación con la presencia de diversas **mineralizaciones de interés prospectivo**, además de los minerales que pueden contener sus aguas termales. Muchos yacimientos se formaron en relación con sistemas geotérmicos. El vulcanismo da lugar a depósitos característicos por la diferenciación consecuente al enfriamiento y solidificación de intrusiones magmáticas, haciendo que los metales más pesados se acumulen en el fondo, mientras que algunos elementos de afinidad química con compuestos más livianos, como los silicatos, tienden a concentrarse en las partes superiores y pueden ser luego arrastrados por los fluidos termales que evolucionan desde tales intrusiones.

Sucintamente, los **yacimientos hidrotermales**, también conocidos como filonianos, ocurren entre 100 y 450ºC y se los divide en epi, meso e hipotermales. Los epitermales (50 a 200°C, de menor presión y hasta 2.000 m de

profundidad) pueden alcanzar la superficie como fuentes geotérmicas y suelen concentrar metales preciosos (Au, Ag) y contener cantidades variables de Cu, Pb, Zn, Bi, Hg y otros. Pueden ocurrir a partir de fluidos de baja sulfuración (ambiente reductor y pH casi neutro, con H_2S) o de alta sulfuración (oxidados y ácidos, con SO_2). Las fumarolas conexas pueden depositar minerales que tienen en solución, siendo abundantes el S y el B.
Los eventos más profundos devinieron yacimientos tras procesos magmáticos concluidos hace millones de años:
Los mesotermales (200 a 300°C, mayor soterramiento) promovieron la concentración de Au, Ag, Cu, Zn y Pb.
Los hipotermales (300 a 450°C, mayor presión) han dado yacimientos ricos en Sn, W, Au, Mb, Cu, Pb, etc.



(modif. de Robles, 1988)

A una mayor profundidad se originaron los **yacimientos neumatolíticos** (450-600°C) a causa del reemplazo metasomático (disolución parcial y depósito de fluidos mineralizantes) generando minerales metálicos.
Y a más de 600°C las **pegmatitas** resultaron de la cristalización final de magmas en un ambiente rico en volátiles que permitió la formación de cristales grandes, dándose las gemas (esmeraldas, aguamarinas, topacios, rubíes, etc.) y minerales con contenidos en elementos de escasa abundancia (Li, U, Th, tierras raras) y otros (Sn, W, F).

OTRAS APLICACIONES

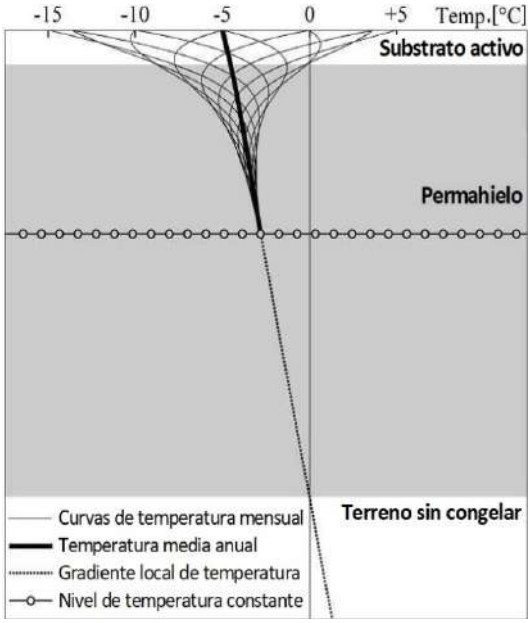
La sola variación del gradiente geotérmico puede ser indicación de diversas situaciones de potencial interés. En primera instancia, las anomalías térmicas pueden estudiarse con objetivos académicos a fin de obtener un mejor entendimiento de la geología y pueden con ello llegar a contribuir indirectamente a diversas aplicaciones prácticas. Pero también hay aplicaciones directas no vinculadas a campos geotérmicos.
Para muchos fines prospectivos es suficiente con un mapeo de gradientes geotérmicos relativos, o sea que, como en otros métodos geofísicos, se puede prescindir de valores absolutos porque lo significativo es disponer de los datos de variaciones térmicas areales (o verticales en un pozo). En otras palabras, un error de referenciación parejo no invalida el trabajo aplicado. Como tampoco errores aleatorios si son menores a las diferencias de magnitud de interés prospectivo.
El análisis del gradiente geotérmico es aplicado a estudios hídricos, petroleros, medioambientales y otros.
Es el caso de las **áreas de permahielo** (*permafrost*) se grafican las variaciones de temperatura a distintas profundidades del terreno para cada mes del año (12 curvas), por ejemplo en el terreno somero de una región subártica; con una media anual en superficie de -5°C, una mínima de -15 en enero y una máxima de +5 en julio, indicadas junto al gradiente geotérmico local, el nivel constante

de temperatura, la capa superficial activa que se descongela en verano y el terreno más profundo que se mantiene descongelado durante todo el año debido a la acción del calor interno del planeta (ilustración a la derecha).

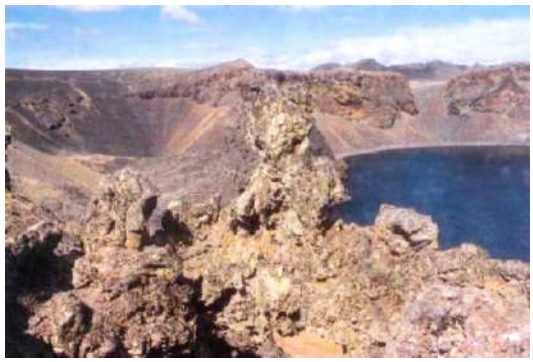
Existe un vínculo causal entre hidrodinámica y anomalías geotérmicas y los **yacimientos petroleros** suelen coincidir con incrementos térmicos debido a que las vías migratorias de los hidrocarburos son también eficientes conductos de calor. Los fluidos (agua, petróleo, gas) al desplazarse transportan el calor desde sitios profundos a otros someros, aumentando en consecuencia el gradiente por encima de sus reservorios. Un mapeo geotérmico puede ayudar a decidir dónde perforar en busca de petróleo y gas.

El tesonero **Daniel Robles** supo dejarnos el mapa térmico de las cuencas sedimentarias argentinas (página precedente) con datos obtenidos de numerosísimos pozos de exploración. A falta de mejores datos a escala tan extensa, tomó las temperaturas de fondo de pozo sin poder corregir, por lo cual el error medio es de 0,5°C/100 m en menos. Su valor relativo es igualmente grande puesto que define zonas de falla y de yacimientos.

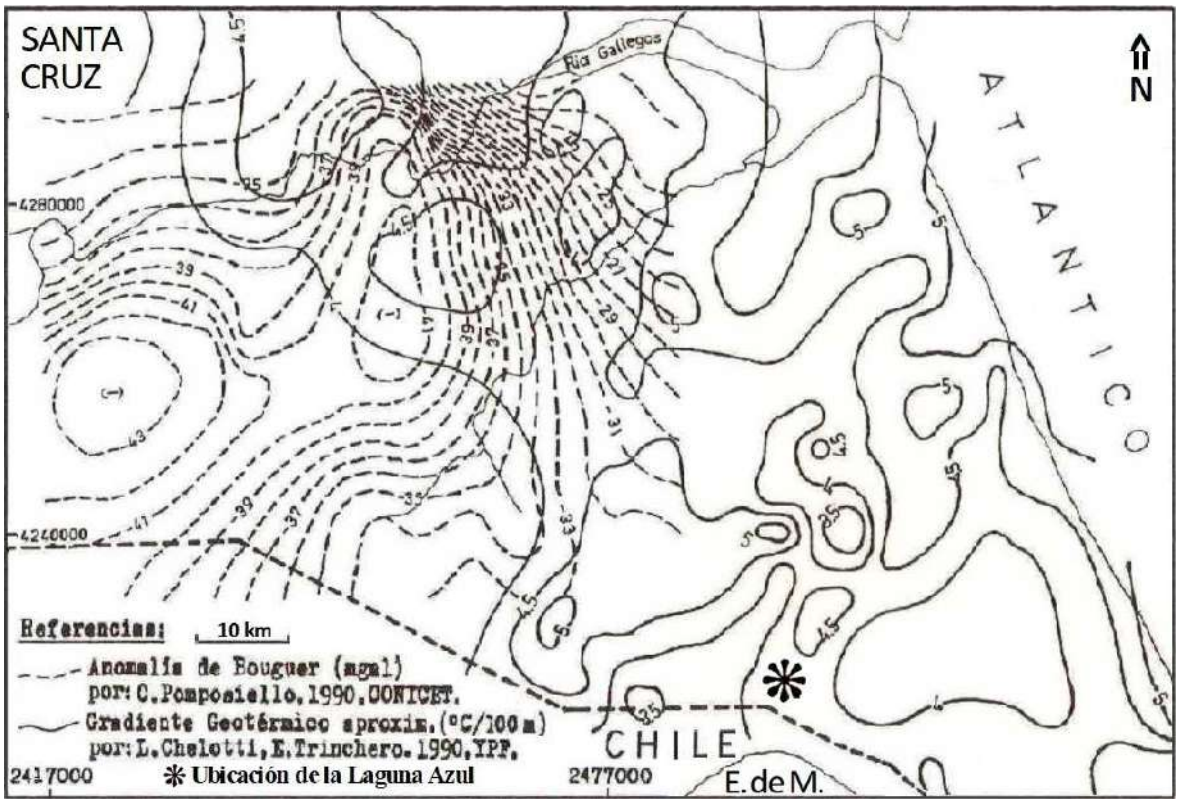
El mapa siguiente del sudeste de Santa Cruz (cuenca Austral), incluye datos de anomalía de Bouguer. Allí hubo vulcanismo hasta posglacial (menos de 10.000 años), como muestra el paisaje en los maares, la laguna Azul y otros pequeños edificios de lavas básicas a ultrabásicas. La cueva de Pali Aike (del lado chileno) contiene artefactos abandonados debajo del material eruptivo, evidencia de que aquellos pioneros sudamericanos tuvieron que salir de raje.



Corte de terreno (modif. de Korhonen *et al.*, 2009)

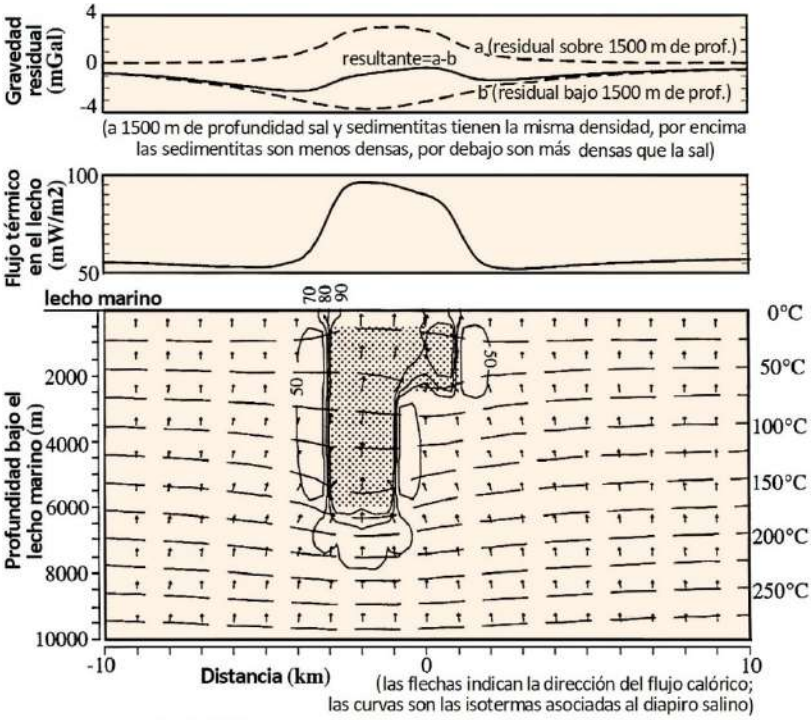

Cráter de la laguna Azul y otro menor, sureste de Santa Cruz (foto Mario Calvaruso)

Mapeo gravimétrico y geotérmico en el sureste de Santa Cruz (modificado de Chelotti & Trinchero, 1990)

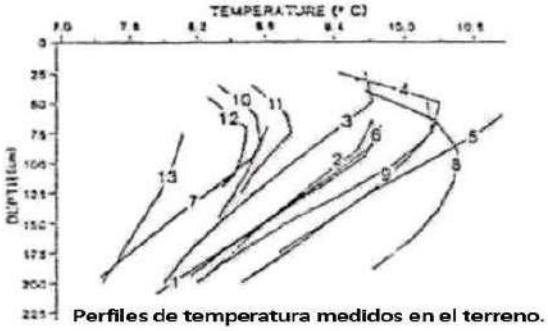


A la derecha, modelo de diapiro halocinético con indicación de sus efectos gravimétricos y la más evidente respuesta geotérmica: ***la halita es mejor conductora del calor que casi todas las rocas sedimentarias.***

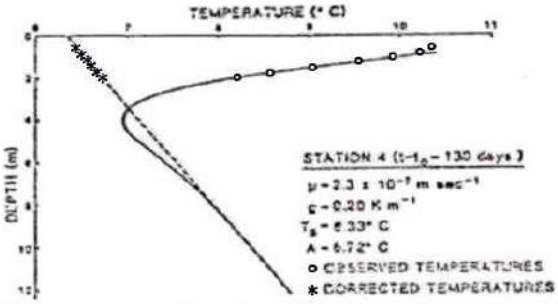
La publicación que se ilustra abajo muestra la coincidencia aproximada entre el área del yacimiento de San Sebastián y la zona de máximo térmico obtenido de datos de sondeos de sólo 2 metros, corregidos por la curva de variación estacional con la profundidad. La anomalía alcanza unos 200 mW/m² (5 HFU) y ha de ser causada por una descarga localizada de agua subterránea de origen profundo, un valor muy alto para una cuenca de antepaís (antes de retroarco y aún antes de rift). El modelo propuesto, basado en su historia de soterramiento y flujo térmico, indica una migración lateral mayor a 100 km desde la zona más profunda al oeste. El agua formacional ha transportado hidrocarburos y calor. En Rusia y otros países se han verificado fuertes vínculos entre anomalías térmicas a no más de 2 metros bajo tierra y yacimientos profundos, dado que el mayor calor de éstos respecto a zonas aledañas a igual profundidad (ejemplo 2.000 m) genera una diferencia lateral que se proyecta hacia la superficie (con



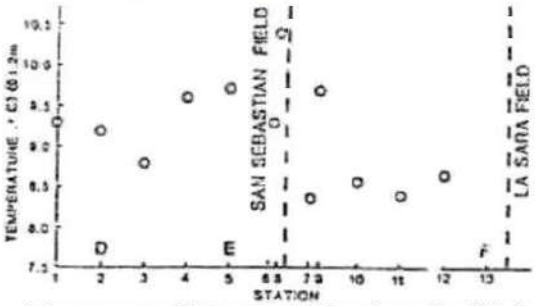
Modelado bidimensional. Mar adentro, golfo de México.
(modificado de Corrigan & Sweat, 1995)



Perfiles de temperatura medidos en el terreno.

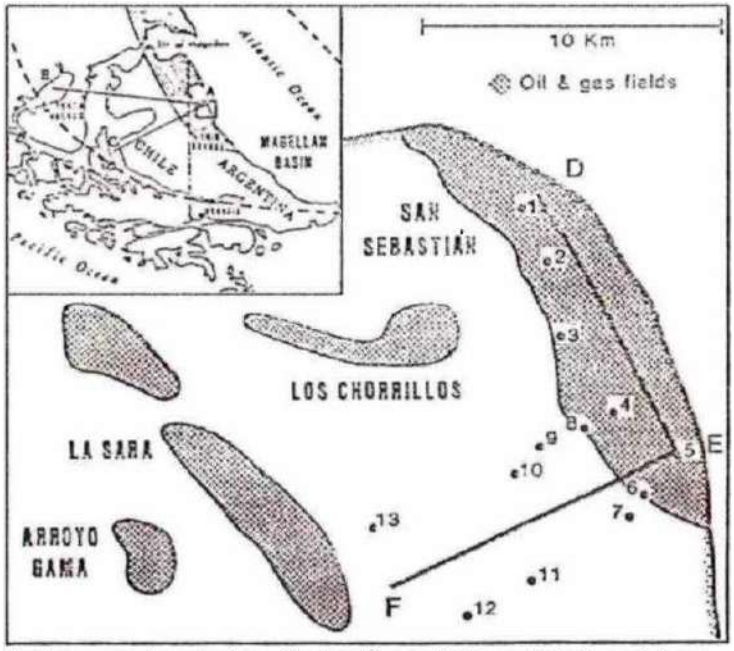


Temperaturas registradas en la estación 4 (circulitos) y perfil desde los puntos de regresión (curva continua) para una variación térmica superficial anual sinusoidal. Las crucecitas indican la corrección restando la onda de temperatura anual y la línea de trazos es el gradiente geotérmico obtenido en situación estable.



Temperatura del terreno a 1,2 m de profundidad en cada estación proyectada sobre los perfiles DE y EF. Los valores en general resultan más altos sobre el yacimiento San Sebastián y más bajos fuera de él (zona delimitada entre trazos verticales). Sobre La Sara no se recogieron datos geotérmicos.

Tierra del Fuego (figuras modific. de Zielinski & Bruchhausen, 1983)



Puntos numerados: estaciones térmicas. Zonas grisadas: yacimientos petroleros. DE y EF: perfiles sobre los que se proyectaron los datos térmicos. Recuadro menor: ubicación del área dentro de la cuenca Austral o Magallánica (en trazos sus límites).

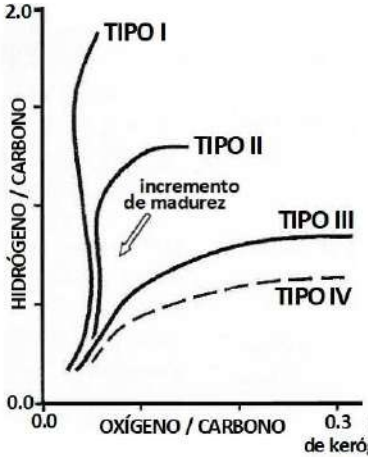
velocidades verticales de hasta 1 cm/año si tienen lugar procesos advectivos). Además, en **yacimientos en producción**, pueden establecerse correlaciones térmicas entre los reservorios de distintos pozos, lo cual puede contribuir en un proyecto de recuperación secundaria u otras operaciones.

MODELADO TÉRMICO Y CINÉTICO DE HIDROCARBUROS

El valor del gradiente geotérmico actual es asimismo un dato importante para retroyectar los datos geohistóricos y ajustar los modelados geoquímicos de maduración y expulsión de los hidrocarburos desde las rocas madre (*source rocks*) hacia las rocas reservorio, en el sentido del ruso **Nikolai Lopatin** (1971).

Recordamos que el **kerógeno** (del griego *κηρός*, keros: cera) es la materia orgánica insoluble (según su origen de tipo I, II, III o IV) presente en las rocas madre y precursor de los hidrocarburos. La fracción soluble da lugar al bitumen. Las siguientes figuras resumen estos conceptos geoquímicos. Particularmente útil es el diagrama ideado por el ingeniero químico holandés **Dirk Van Krevelen** a mediados del pasado siglo.

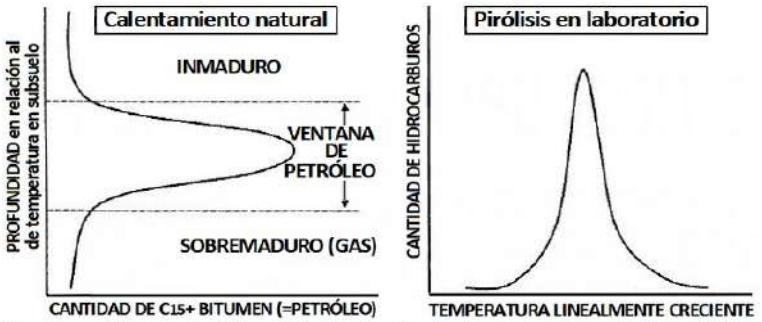
Histograma de cambio de calidad del petróleo según su madurez térmica.



TIPO	FUENTE TÍPICA	PRODUCTO INICIAL
I	ALGAL LACUSTRE, CUTICULAR	CRUDO PARAFÍNICO
II	ALGAL MARINA, MIXTA	CRUDO
III	LEÑOSA	GAS
IV	MATERIA ORGÁNICA DEGRADADA	NINGUNO

Diagrama de Van Krevelen de madurez de kerógenos y tabla con fuentes y productos.

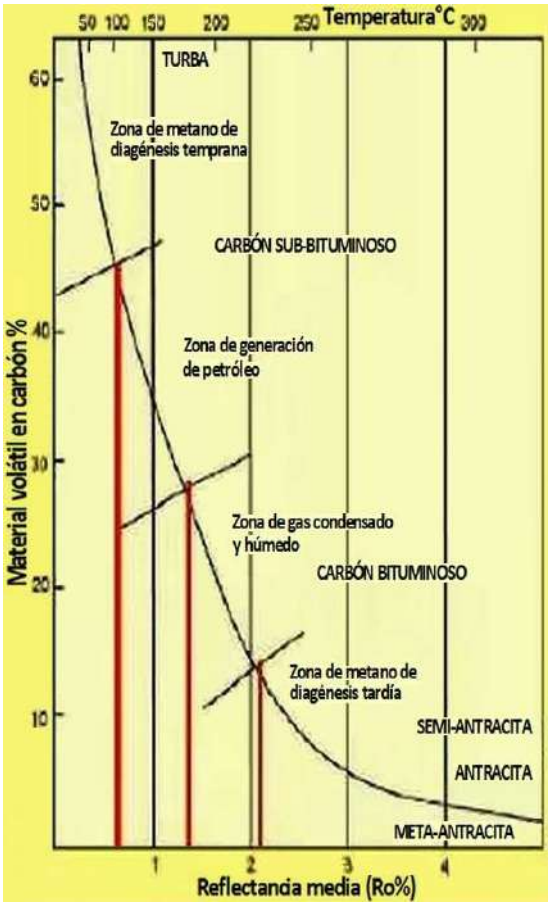
(gráficos modificados de Barker, 1999)



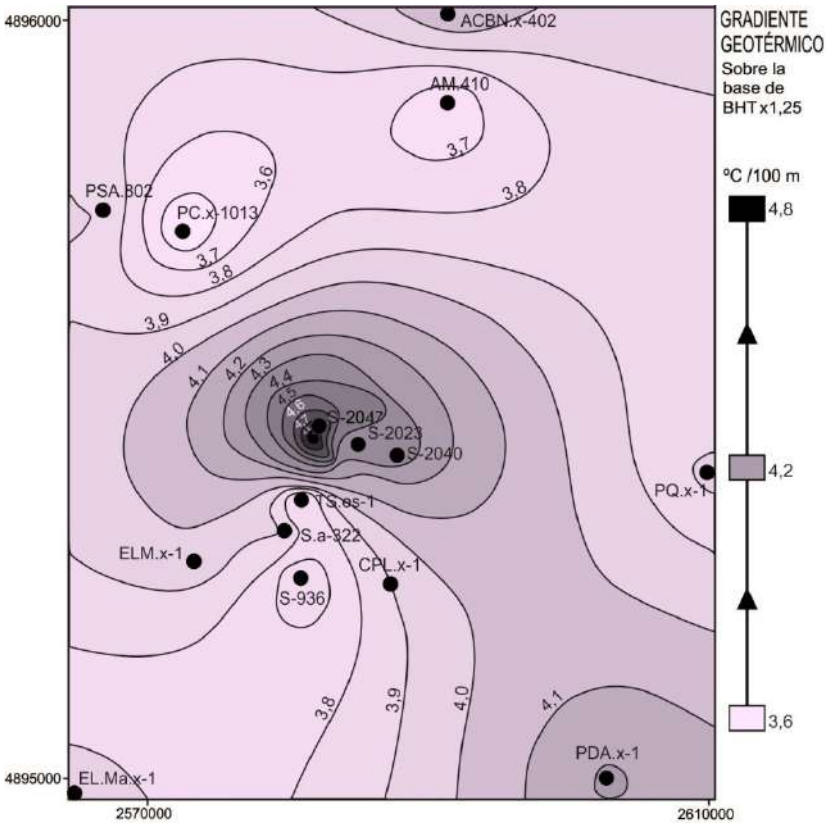
Comparación esquemática del calentamiento de rocas con materia orgánica.

El kerógeno puede separarse disolviendo la muestra en ácidos y se lo caracteriza según su color, reflectividad, composición química, pirolisis (aplicación de calor en ausencia de oxígeno) y examen visual. El bitumen puede separarse por cromatografía e incluye hidrocarburos saturados, aromáticos, asfaltenos, etc.

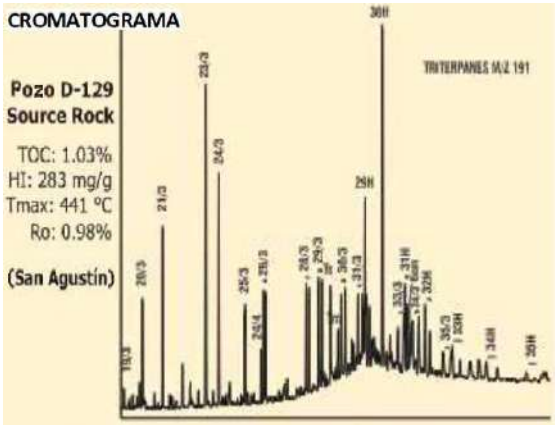
La **vitrinita** es un maceral componente del kerógeno (imagen página sucesiva) formada por alteración térmica de la lignina y la celulosa en las paredes leñosas de las células vegetales. Es un **geotermómetro** dado que, al aumentar la temperatura, ocurre la recristalización de los anillos aromáticos condensados que forman su estructura molecular, aumentando su reflectancia, proceso irreversible aunque descienda la temperatura. Se pone bajo el microscopio y se mide con fotómetro el porcentaje de luz reflejada en aceite (% R_o) dando así una medida del grado de **maduración de la roca generadora:** inmadura hasta 0,7%, petrolífera de 0,7 a 1,3, generadora de condensado y gas húmedo de 1,3 a 2,0 y de gas seco con más de 2,0% (figura adyacente).



Reflectancia de vitrinita (modificado de L. Spalletti, Sedimentología Ciencias Naturales y Museo La Plata)



(imagen atm.org)

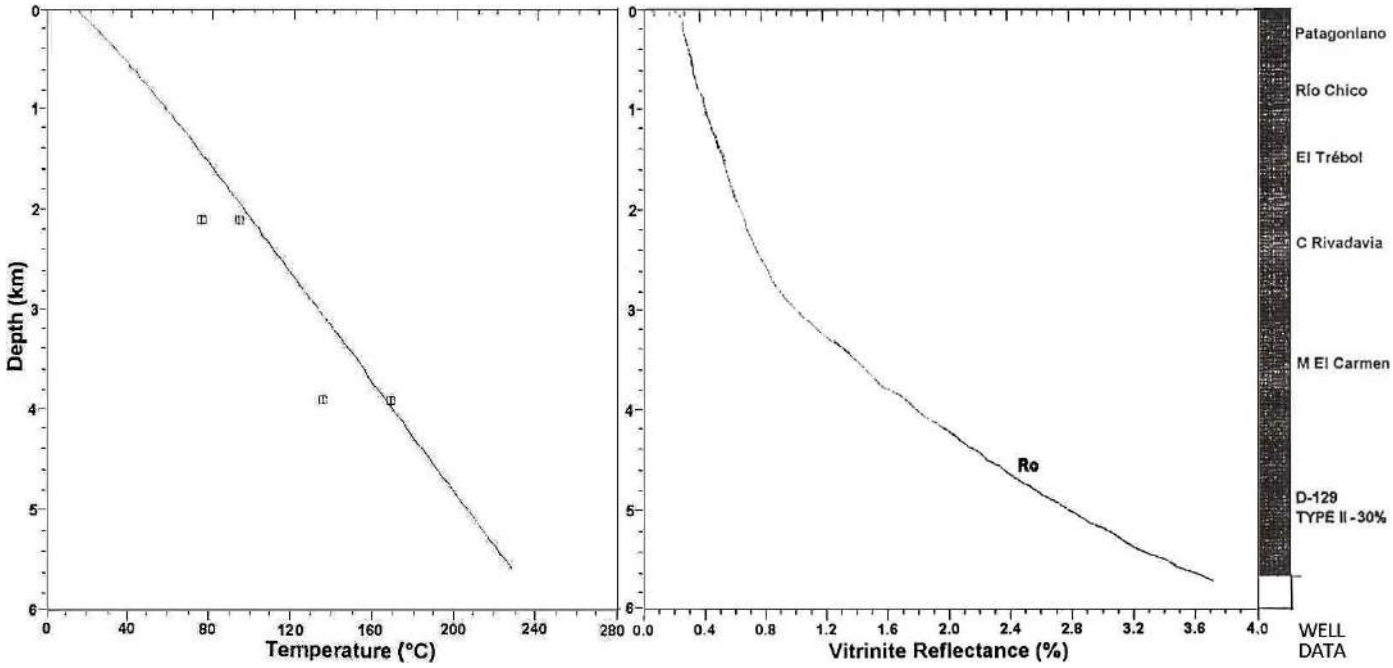


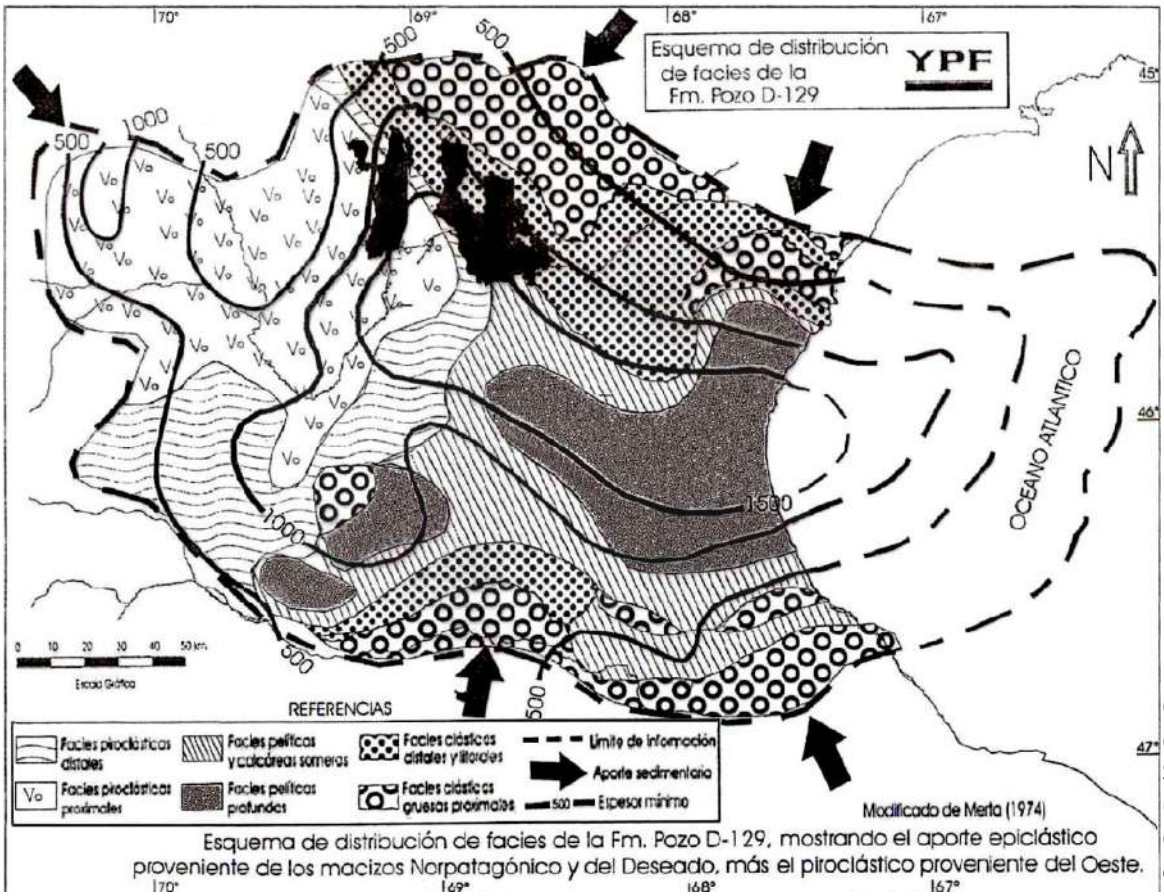
(figuras modificadas de Boll *et al.*, 2000)

Se establece un factor de equivalencia si la materia orgánica disponible no fue leñosa sino algal en el lecho donde se acumuló el sapropel (del griego σαπροσ –sapros– podrido, y πελοσ –pelos– barro).

Las dos figuras precedentes y las que siguen abajo y en las páginas sucesivas ilustran información de un modelado para la zona central del flanco norte de la cuenca Golfo San Jorge. Puede verse el mapa de gradientes térmicos de la zona a partir de temperaturas de fondo de pozo (*Bottom Hole Temperatures*) que muestra los valores más altos en los sitios más productivos, y un **cromatograma** (análisis composicional a partir de volatilizar la muestra) de la formación Pozo D-129, roca madre de la mayor parte de la cuenca (toda la región central y oriental), donde están los principales yacimientos de hidrocarburos. Los gráficos que siguen muestran las curvas de temperatura y reflectancia de vitrinita en uno de los pozos tomados como referencia para este modelado de historia térmica de hidrocarburos.

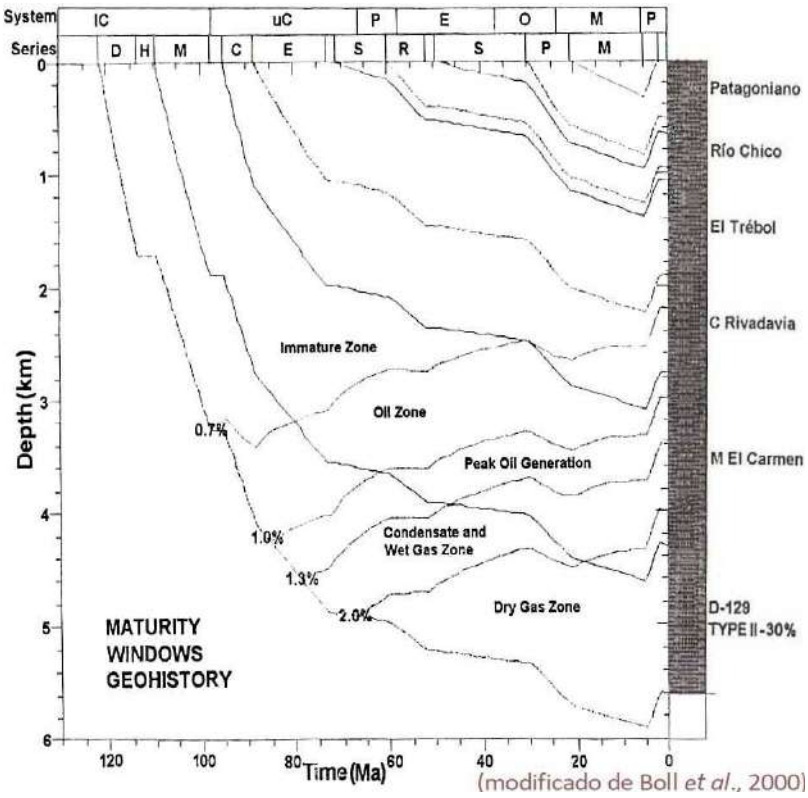
Temperatura y Ro en pozo (modificado de Boll *et al.*, 2000)





Cuenca del Golfo San Jorge (modificado de Figari *et al.*, 1999)

Acá arriba vemos el mapa esquemático de distribución de facies sedimentarias de la Fm. Pozo D-129 (clástica, con intervalos parcialmente calcáreos, originada en ambiente lacustre, generadora de petróleo y gas sólo donde decantaron pelitas profundas, en ambiente reductor o anóxico) y su coetánea Fm. Matasiete (de sedimentación piroclástica subaérea, sin preservación de materia orgánica) presente en el sector occidental.



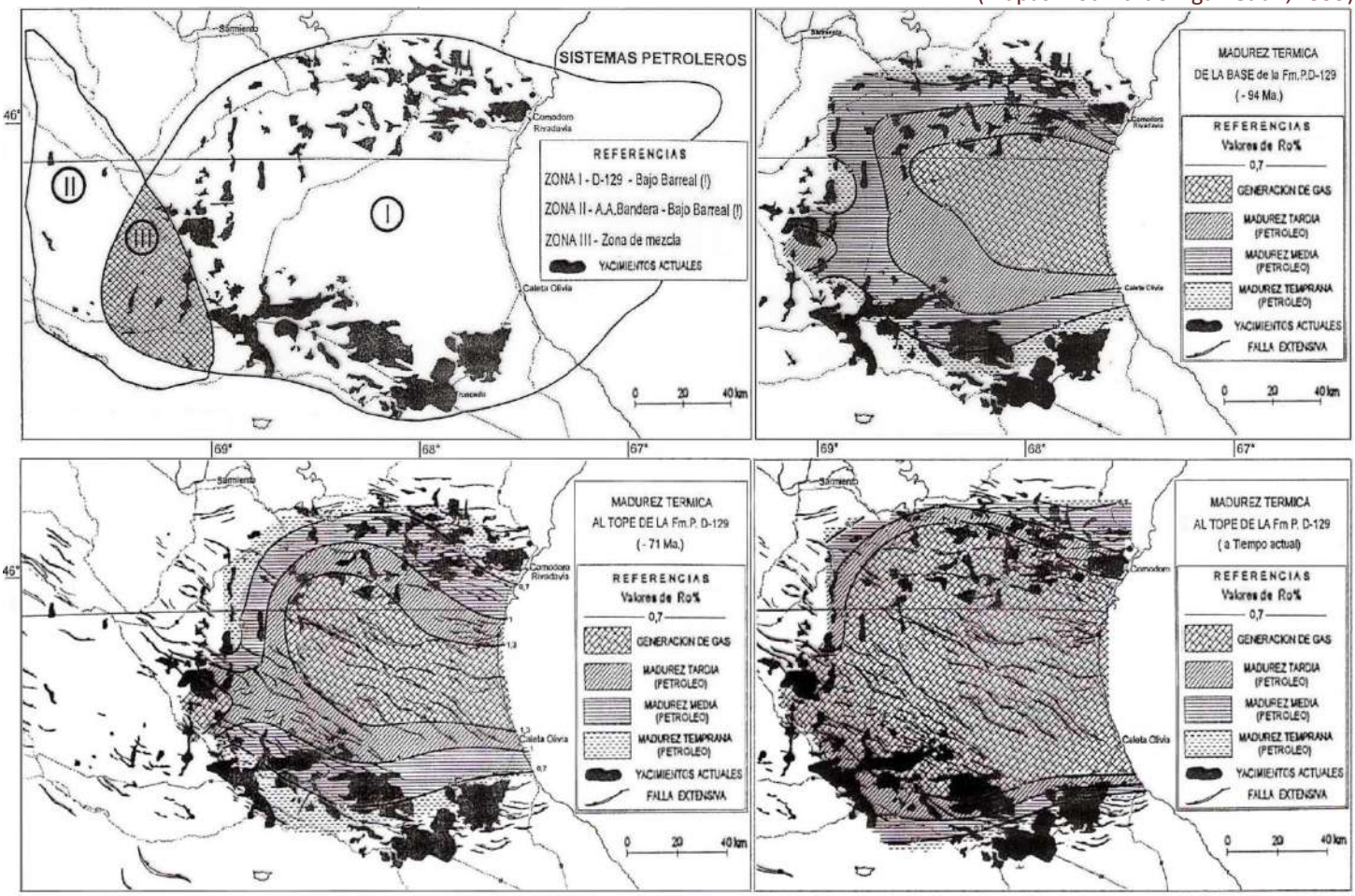
(modificado de Boll *et al.*, 2000)

A la izquierda, esquema de la historia de madurez calculada en un pozo representativo del área de estudio. En ésta hubo subsidencia desde el Cretácico Inferior –en las fases de desplome (*sag*) temprano y tardío –que habilitó el espacio para acomodar los sedimentos de las sucesivas formaciones, algunos de cuyos intervalos estratigráficos serían luego rocas madre y rocas reservorio de la cuenca. La subsidencia se ralentizó progresivamente hasta que fue interrumpida por el alzamiento plio-pleistocénico que se indica en el costado derecho de la gráfica.

Es interesante observar que los yacimientos hidrocarburíferos conforman en planta una herradura que deja adentro el área central de la cuenca y afuera las zonas de borde de la misma. Los datos exploratorios mar adentro indican que hay acumulaciones que cierran la herradura dando un óvalo que, si no ha sido efectivamente cerrado por la explotación, es únicamente debido a la ecuación económica, por los altos costos de explotación en alta mar y las relativamente bajas productividades de

los reservorios presentes. En el primer mapa a la izquierda se ve que fuera de la herradura hay yacimientos de menor magnitud en la zona oeste, asignables al sistema petrolero II cuya roca madre es más antigua, la Fm. Anticlinal Aguada Bandera de edad neocomiana (Cretácico basal) en un ambiente de lagos pequeños instalados en *hemigrabens* del estadio final del *rift* jurásico (véase Guerra *et al*., 2023).

(mapas modific. de Figari *et al.*, 1999)

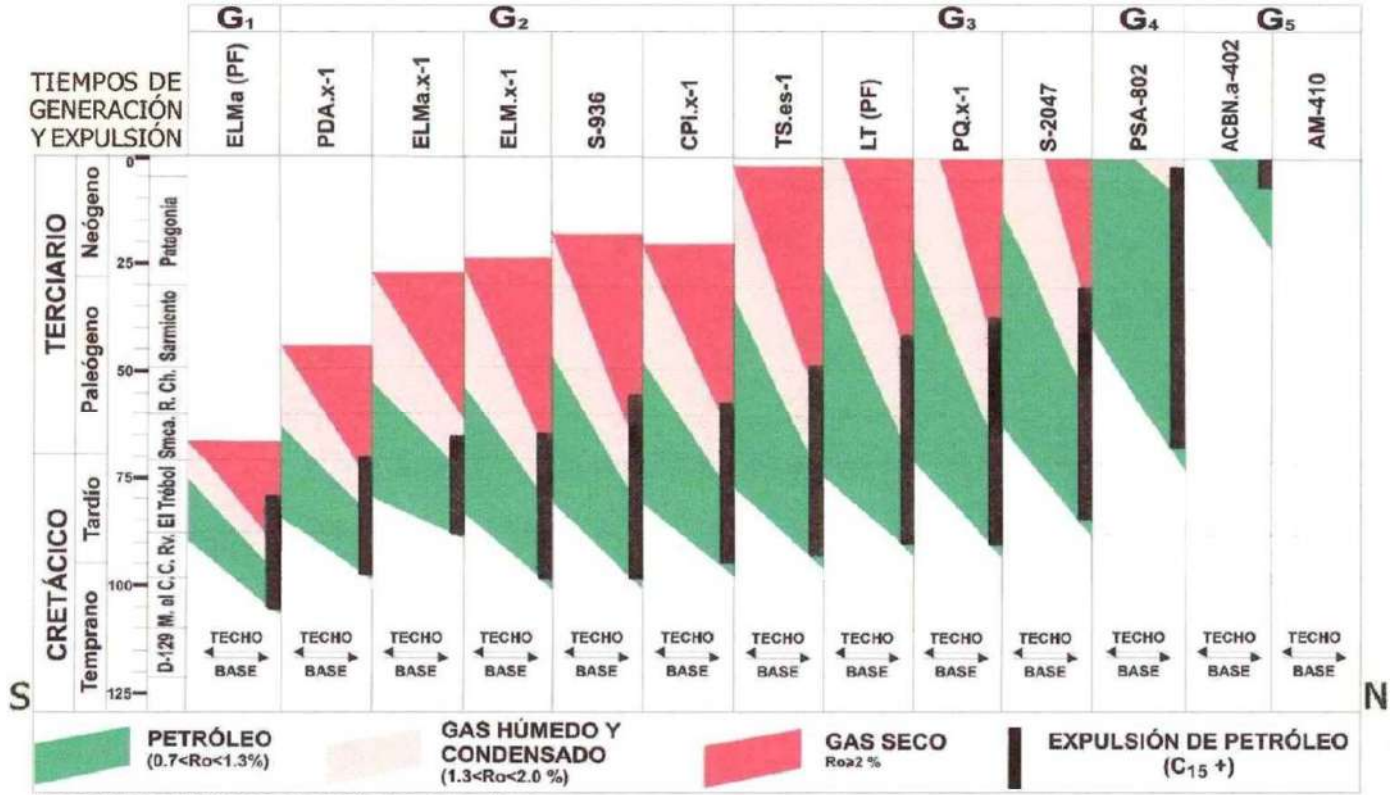


Los tres restantes mapas equivalen a fotogramas de tres instantes (-94, -71 M.a. y tiempo actual) de la película geohistórica referida a la evolución térmica de la roca madre (que los parió)…

Estructuras anticlinales (ejemplo Perales) se cargaron siendo bloques extensionales y la posterior compresión plegadora relocalizó parte de los hidrocarburos alterando sólo parcialmente el patrón de llenado inicial.

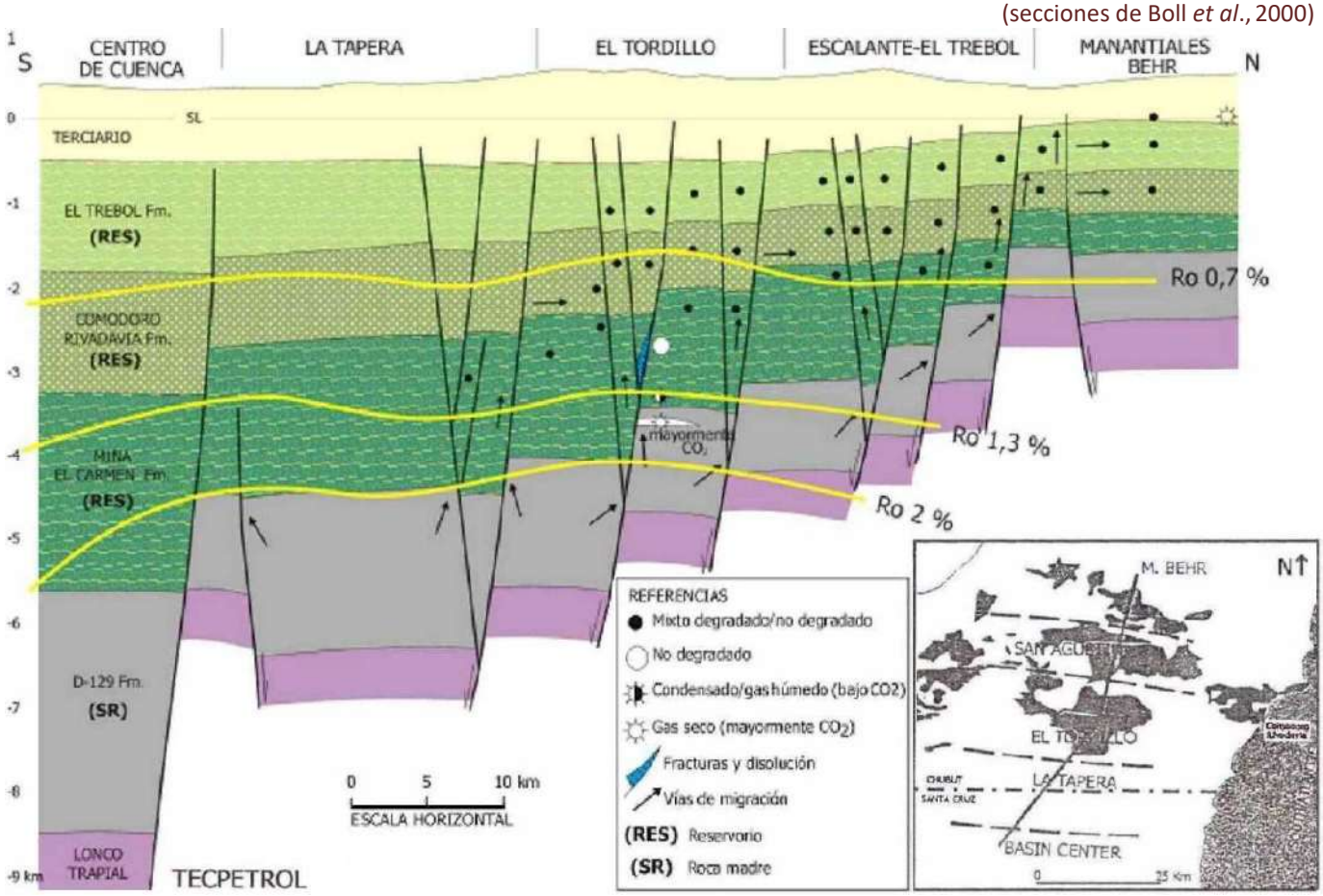
Las dos figuras de la página siguiente muestran un corte sur-norte en el flanco norte central, con la cronología (*timing*) de generación y expulsión de hidrocarburos y el modelo geológico-térmico al día de hoy. Visto así en sección el modelado muestra que los primeros petróleos generados en el sistema I fueron los del área central de la cuenca –dado que su mayor profundidad de soterramiento permitió alcanzar antes las condiciones críticas de temperatura– comenzando por los niveles más profundos de la Fm. Pozo D-129 siguiendo hasta los más someros con los que se había colmatado aquel antiguo gran lago. La única formación reservorio disponible en ese tiempo era Mina El Carmen (equivalente de Castillo), cuyos reservorios se cargaron principalmente por migración subvertical a lo largo de zonas de falla, la ruta que ha predominado siempre en la historia cuencal. Más tarde, para cuando maduró y fue expulsado el petróleo de los sectores más cercanos al borde –menos profundos– ya estaba depositada la Fm. Comodoro Rivadavia (o su equivalente Bajo Barreal Inferior) y en la zona central de la cuenca se había entrado en la ventana de generación de gas. Y cuando se llegó a generar petróleo –y más tarde gas–en los sectores marginales y estratigráficamente más superficiales de facies pelíticas con materia orgánica, entonces ya estaban disponibles los reservorios de la Fm. Yacimiento El Trébol (o Bajo Barreal Superior) e incluso la Fm. Salamanca (registro sedimentario de la primera ingresión marina a la cuenca). Los yacimientos de la orla periférica debieron cargarse con una combinación de migración subvertical más, necesariamente, alguna componente de migración lateral a través de los cuerpos arenosos, si bien su continuidad sedimentaria no es muy buena. De otra manera no podría explicarse su presencia, en razón de que debajo de estos yacimientos de borde no hubo facies generadoras de la Fm. Pozo D-129, esto es, no hubo roca

madre. Y si bien hoy la cocina está ahí a muy buena temperatura (madurez media o ventana de petróleo) no hay disponible leña (ni algas) para echar al fuego.



MODELADO TÉRMICO Y CINÉTICO DEL ÁREA EL TORDILLO Y REGIONES VECINAS - CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

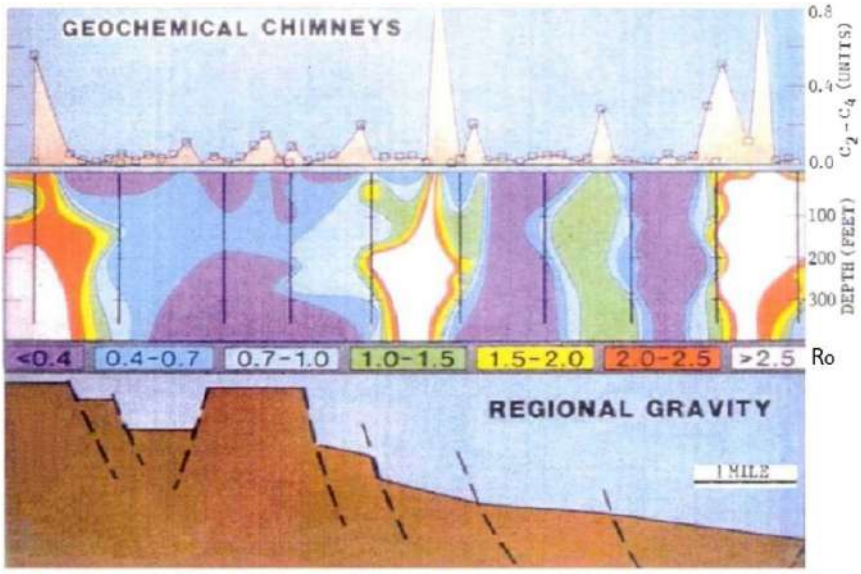
(secciones de Boll *et al.*, 2000)



Como resultado de este modelo, los yacimientos más periféricos están a menor profundidad por un doble efecto: su posición estratigráficamente más somera y la menor profundidad estructural de las formaciones –que además han apilado menor espesor–. No hay allí acumulaciones importantes en la Fm. Mina El Carmen porque para cuando el petróleo migró ya ésta llevaba mucho tiempo depositada y los procesos de diagénesis habían generado cementos silíceos que habían obturado sus canales permeables. Menos lejos del centro cuencal los yacimientos están a mayor profundidad porque las mismas formaciones están estructuralmente más abajo y también porque el petróleo y el gas están en reservorios más profundos. Y en el centro mismo de la cuenca, además de la mayor profundidad –y por tanto bastante mayor costo de perforación–, los hidrocarburos han entrado hace tiempo en la ventana de gas seco y carecen de interés productivo. Salvedad hecha de algunas acumulaciones menores en niveles estratigráficamente altos que sólo pueden explicarse por remigración desde reservorios más profundos ocurrida antes de que fueran sobrecocidos, ya que, como quedó dicho, estas formaciones ni siquiera se habían sedimentado en aquellos arcanos tiempos en que los dinosaurios pastaban entre araucarias, al borde de los cursos fluviales en lo que hoy es el techo de la Fm. Mina El Carmen. Finalmente, los petróleos más profundos –en particular los de Castillo o Mina El Carmen– en general son más ligeros que los petróleos más superficiales. Estos últimos tienden a ser más viscosos, con menor grado *API*, por haber quedado entrampados en niveles no tan profundos, al alcance de la biodegradación que producen las bacterias que pululan nutriéndose del petróleo y que pueden prosperar hasta temperaturas del orden de los 80°C: unos 2.000 m para el gradiente térmico medio de unos 4°C/100m de esta cuenca de origen intracratónico.

En cuanto al gas, gran parte se ha fugado de los reservorios, pero una parte resta todavía dentro de las rocas madre no tan profundas desde donde puede ser extraído mediante hidrofracturación (véase Stinco & Barredo, 2014). Pero en los sectores de facies generadoras hace largo tiempo demasiado profundas sólo queda CO_2.

Para concluir, a la derecha un ejemplo de integración de datos geoquímicos, de madurez térmica y de gravimetría en una cuenca de Nevada (Estados Unidos), en parte similar a la del Golfo San Jorge. Este tipo de datos es útil para caracterizar los hidrocarburos de los reservorios y predecir posibles distancias de migración. Naturalmente el grado de cocción (Ro) es menor en el borde del cuenco o cuenca sobre la hornalla encendida y es mayor en su centro que recibe más alta temperatura (y presión) con igual tiempo de cocción.



Valle del río White (Nevada). Correlación de un perfil geológico estructural (basado en gravimetría y otros métodos) con los datos de muestreos de gas natural en el terreno (hasta poco más de 1 m de profundidad, resultados arriba en unidades de $C_2 - C_4$) y otros de pozos perforados hasta más de 100 m ó 300 pies (resultados en la franja intermedia) cuyas composiciones isotópicas son indicativas de su madurez térmica (indicada con valores Ro como si se tratase de reflectancia de vitrinita).
(modificado de Geo-Microbial Technologies)

CUESTIONARIO BÁSICO

- Definir geoterma, conductividad térmica y flujo calórico.
- ¿Cuál es el origen del calor terrestre, cómo se transmite y cómo varía hacia el centro del planeta?
- ¿De qué modos podemos medir gradientes y conductividades térmicas?
- Comentar distintas situaciones en las que resulta útil el perfilaje térmico de un pozo
- ¿Qué son los yacimientos geotérmicos abiertos y cerrados?
- Citar aplicaciones prospectivas de los datos geotérmicos.
- ¿Qué es la curva de variación estacional y por qué no es más profunda?
- ¿Qué beneficios nos dan los datos geotérmicos en exploración y desarrollo petrolero?
- ¿Qué son la vitrinita y el kerógeno y cuáles sus implicancias?
- ¿Cómo fue la evolución térmica de los hidrocarburos en los distintos sectores de la cuenca Golfo San Jorge?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Arévalo Jr., R., McDonough, W. & Luong, M., 2009. The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. Earth and Planetary Science Letters, N°278 (p 361-369). Elsevier.

- Barker, C., 1999. Petroleum geochemistry in exploration and development: Principles and processes. The Leading Edge, V.18 N°6 (p 678-684).

- Boll, A., Chelotti, L., Laffitte, G. & Villar, H., 2000. Petroleum habitat in the El Tordillo oil Field and adjacent areas, North Flank of the Golfo San Jorge Basin, Argentina: Different opportunities for oil and gas emplacement (7 p). VII Latin American Congress on Organic Geochemistry.

- Boykov, A., 1998. Evaluation of deep geothermal resources with surface thermal prospection methods. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas III (p 387-393).

- Capra, G., 2016. Sostenibilità energetica e scienza della sostenibilità (240 p). Gangemi Editore.

- Chelotti, L. & Trinchero, E., 1990. Cuerpos intrusivos subvolcánicos en la cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras, Nº23 (p 2-13).

- Conde Serra, A. & Johanis, P., 2021. Geotermia en Argentina: Estado, areas de interés, potencial. Instituto de Geología y Recursos Minerales - SegemAR (22 p).

- Corbella, H., Chelotti, L., Trinchero, E., Pomposiello, C. & Alonso, S., 1991: Cuerpos hipoabisales asociados al volcanismo efusivo cuaternario de la Patagonia Extrandian Austral. VI Congreso Geológico Chileno. Actas, 1 (p 510-514).

- Corrigan, J. & Sweat, M., 1995. Heat flow and gravity responses over salt bodies: A comparative model analysis. Gephysics, V.60 N°4 (p 1029-1037).

- Fígari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade P., Martínez, R. & Villar, H., 1999. Los sistemas petroleros de la cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas I (p 197-237).

- Francis, P., 1992. Exploration of the Solar System. En Understanding the Earth (p 3-24); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Ed. Cambridge University Press.

- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 219-277). Cambridge University Press.

- Guerra, G., González, L., Iovine Palafox, G. & Brisson, I., 2023. First results in the evaluation of unconventional reservoirs of the Anticline Aguada Bandera Formation on the West Flank, Golfo San Jorge Basin. SPE/AAPG/SEG Latin America Unconventional Resources Technology Conference, V.2 (868-876).

- Griffiths D. & King,R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 220-221). Editorial Paraninfo.

- Hermanrud, S., Cao, S. & Lerche, I., 1990. Estimates of virgin rock temperature derived from BHT mesurements: Bias and error. Geophysics, V.55 N°7 (p 924-931).

- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 61-79). Ediciones Omega.

- Jaupart C., Labrosse S., Lucazeau F. & Mareschal J., 2015. Temperatures, heat and energy in the mantle of the Earth. En Treatise on geophysics V.7 (p. 223-270); Schubert G. Ed. Elsevier.

- Jones, V. & Drozd, R., 1983. Prediction of oil or gas potential by near-surface geochemistry. A.A.P.G. Bulletin, V.67 (p 932-952).

- Korhonen, K., Ruskeeniemi, T., Paananen, M. & Lehtimäki, J., 2009. Frequency domain electromagnetic soundings of Canadian deep permafrost. Geophysica, V.45 Nº1-2 (p 77-92).

- Langseth, M. & Von Herzen, R., 1970. Heat flow through the floor of the world oceans. En The sea V.4 (p 299-352); Maxwell A. Ed. Wiley-Interscience.

- Littke, R., 1992. Hydrocarbon source rocks. En Understanding the Earth (p 365-374); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.

- Ludovic P., R., Chanu, J. & Pons, G., 2011. Temperature interpretation and modeling for geothermal applications: GeoTemp. Preview Journal, N°154 (p 25-30).

- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 54-74, 295-308). Cambridge University Press.

- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 178-202). Cambridge University Press.

- Manzella, A. & Ungarelli, C., 2011. La geotermia; L'energia sotto i nostri piedi (128 p). Edizioni Il Mulino.

- Poirier, J., 2000. Introduction to the physics of the Earth interior (p 230-243). Cambridge University Press.

- Rampino, M., 1992. Volcanic hazards. En Understanding the Earth (p 507-522); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.

- Robles, D., 1988. El gradiente geotérmico en la República Argentina y regiones fronterizas. Boletín de Informaciones Petroleras, V.5 Nº16 (p 88-95).

- Romero Jr., A., McEvilly, T. & Majer, E., 1997. 3-D microearthquake attenuation tomography at the Northwest Geysers geothermal region, California. Geophysics, V.62 Nº1 (p 149-167).

- Sánchez Elizarrás, A., Gutiérrez Murillo, G., Lozada, M. & Morales Vega, A., 2005. Aplicación de fibra óptica en perfiles de producción. IV E-Exitep (12 p). Colegio Ingenieros Petroleros México.

- Schlumberger, 1972. Fundamentos de interpretación de perfiles (p 148-149).

- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 319-340). Elsevier Scientific Publishing Co.

- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Smith, P., 1975. Temas de geofísica (p 112-182). Editorial Reverté.

- Stinco, L. & Barredo, S., 2014. Características geológicas y recursos asociados con los reservorios no convencionales de tipo *shale* de las cuencas productivas de la Argentina. Petrotecnia, Año LV N°5 (p 45-66).

- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 371-399). Alianza Editorial.

- Zielinski, G. & Bruchhausen, P., 1983. Shallow temperatures and thermal regime in the hydrocarbon province of Tierra del Fuego. A.A.P.G. Bulletin, V.67 (p 166-177).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Efectos del terremoto de Anchorage, Alaska, 1964 (foto Britannica)

"Ferne Kunde bringt Dir der zitternde Fels - deute die Zeichen!"

["Lejanas noticias te traen las rocas temblorosas. ¡Interpreta las señales!"]

Emil Wiechert (1902)

SISMOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA GEÓSFERA

Emil nació en 1861 en Tilsit (un poblado por entonces poco mayor que la actual Rada Tilly) en Prusia Oriental (territorio teutón durante siglos que criminalmente usurpó Rusia desde 1945 como *oblast*). Su padre murió siendo él pequeño (e hijo único) y entonces se mudó con su madre a unos 100 km de allí, a Königsberg (actual Kaliningrado), donde habría de hacer el colegio secundario y la carrera universitaria en física. (En dicha Casa estudiaron **David Hilbert**, **Gustav Kirchhoff**, **Arnold Sommerfeld**, **Immanuel Kant** y **Lorand Eötvös**, entre tantísimos otros grandes eruditos). Emil hizo investigaciones sobre rayos X y rayos catódicos, hasta que se interesó en la naciente sismología. En 1898 se mudó a trabajar a la Universidad de Göttingen y allí fundó el primer instituto de geofísica, creó la primera cátedra sobre la física de la Tierra y, obvio, fue el primer profe del mundo en agobiar alumnos con estos temas. Pero a algunos estudiantes les llegó a gustar y hasta devinieron eminencias, como **Karl Zoeppritz, Beno Gutenberg** y **Ludger Mintrop**, quienes a su vez habrían de agobiar a nuevas generaciones de infortunados alumnos...

Albertus-Universität Königsberg, arrasada en 1945 (postal)

Casado, sin hijos, **Emil Wiechert** hizo estudios sobre la propagación de las ondas sísmicas, manufacturó un sismógrafo mejorado –el primer aparato moderno había sido pergeñado en Japón pocos años antes–, promovió la instalación de una estación sismológica al otro lado del mundo (el archipiélago polinesio de Samoa), teorizó sobre la estructura en capas concéntricas y la presencia de un núcleo metálico en la Tierra, y fue el primero en comenzar a experimentar con pequeños sismos artificiales previendo posibles fines prospectivos. También tuvo inquietudes sobre física teórica básica y estuvo varias veces en contacto con **Max Planck**, **Albert Einstein** y otros investigadores prominentes.

Si de interpretar se trata –tal lo solicitado por Weichert– sabemos que en las antiguas culturas de todo el mundo los terremotos, como los volcanes y casi todos los fenómenos naturales, fueron atribuidos a causas divinas, por ejemplo la ira de algún dios-padre debido a la desobediencia de sus hijos pecadores. O podía tratarse de un ser mítico enterrado con vida que pataleaba cada tanto, como *Raumoko* en la cultura Maorí, el hijo de *Ranginui* (el Cielo) y *Papatuanuku* (la Tierra): es que *Ruaumoko* todavía era bebé de pecho cuando cayó al inframundo, pero al menos lo dejaron en el sector de calderas del edificio donde el magma lo mantenía calentito. O más cerca, en la tradición Mapuche, el zarandeo era provocado por la cólera de las serpientes *Trentren* y *Caicai* que respectivamente causaban terremotos y maremotos. O el caso de la cultura Incaica, donde la ira de *Pachakámaq*

(el creador de la Tierra) era causante del temblor de la *Pachamama*, la madre Tierra, que quizá temía violencia de género... Y en la antigua China muchos emperadores creían que los terremotos preanunciaban cambios de gobierno, por lo cual tuvieron buenos motivos para promover el desarrollo de un completo sistema de información sísmica (y encarcelar a todo sospechoso de instigar movimientos telúricos)… Allí en el 132 **Zhang Heng** inventó el primer sismoscopio (ilustración en página 299).
Causalmente más atinado, en la antigua Grecia, hacia el 550 a.C. **Anaxímenes de Mileto** propuso el derrumbe de cavernas profundas como causa de los sismos. Otros filósofos griegos propusieron la salida brusca de aire caliente como explicación alternativa, entre ellos **Aristóteles de Estagira** hacia el 340 a.C. Y muchas otras ideas naturales fueron propuestas por romanos, árabes, etc. Pero fue el gran geógrafo alemán **Alexander Von Humboldt**, que había había experimentado el gran terremoto de Cumaná (Venezuela) de 1799 y otros en sus larguísimos periplos por el mundo, quien pioneramente planteó asociar los fenómenos sísmicos con fallas tectónicas y con la actividad volcánica, que refirió en *Kosmos,* monumental obra que publicó ya anciano, 45 años más tarde. (Hoy ninguno puede demorar ni 4 años).

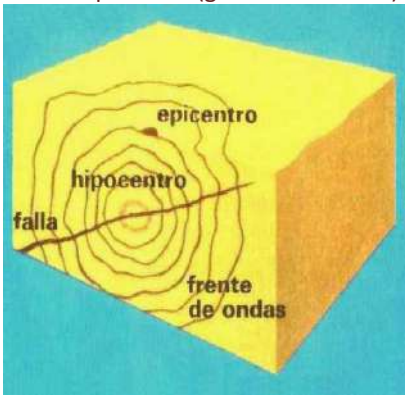
Acrópolis de Atenas (foto Alexander Popkov)

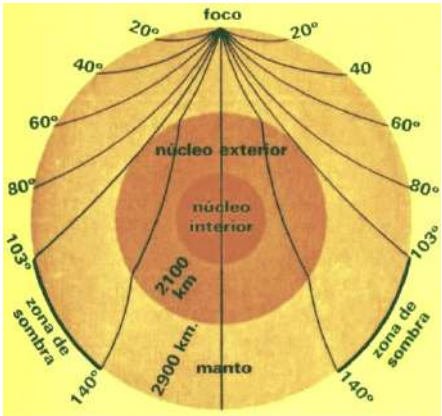
Tiwanaku, Bolivia (foto Pavel Špindler)

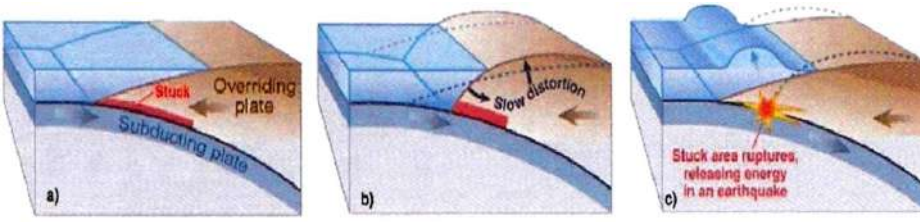
ZARANDEO Y ZAPATEO

En un medio elástico la deformación desaparece cuando se le quita la fuerza que la produce. El hecho de que la Tierra se comporte como un medio elástico para la propagación de las ondas sísmicas fue observado por vez primera por el inglés **Williams Hopkins** en 1847. Esto sucede debido al rango de amplitudes y frecuencias involucrado, con altas velocidades y relativamente corta longitud de onda.
Pasaron décadas hasta que el japonés **Bunjiro Koto** por primera vez documentase inequívocos desplazamientos horizontales y verticales de varios metros durante el potente terremoto de Honshu de 1891. Y años después los estadounidenses **Harry Reid** y **Andrew Lawson** propusieron el modelo de rebote elástico debido a una relajación brusca de la deformación acumulada en las zonas de falla para así explicar el gran terremoto de San Francisco de 1906 que, como otros en viejas épocas, devastó en mayor medida por el incendio causado.
Las ondas sísmicas –del griego *σεισμός* (seismós), sacudida– son perturbaciones elásticas que se propagan de un punto a otro a través de un medio. La mayoría se originan naturalmente por la liberación de energía provocada por los desplazamientos bruscos sobre superficies de falla causados por la movilidad de la corteza y manto superior de la Tierra, mucho más frecuentes en límites corticales entre placas tectónicas –principalmente si éstos son convergentes o transcurrentes–. También generan sismicidad los movimientos de magma (intrusivos o extrusivos), deslizamientos superficiales, impactos de meteoritos o cometas, movimientos de grandes masas de agua, abruptos cambios de fase, vientos potentes y diversas causas humanas, como los derrumbes de minas. Esta liberación de energía es el **sismo** o **terremoto** (del latín, movimiento de tierra; inglés, *earthquake*). Si son sismos volcánicos también se los suele llamar tremores (*tremors*). El lugar donde se inicia en subsuelo se llama **hipocentro** (*hypocenter*) o **foco** y su proyección hacia la superficie constituye el **epicentro** (*epicenter*). La energía elástica se desplaza en forma de frentes de onda (ver figura) aunque por practicidad suelen graficarse los rayos sísmicos, es decir, las infinitas trayectorias virtuales normales a los frentes de onda, como se esquematiza.

Foco o hipocentro (gráficos Salvat GT)



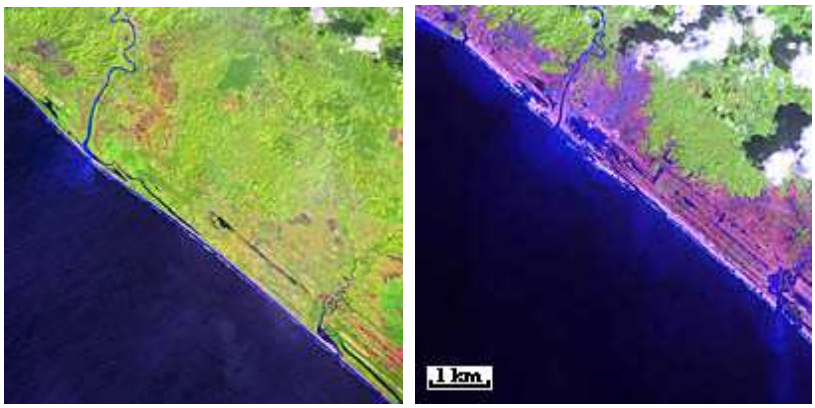




Esquema que muestra la preparación y ruptura de la zona de contacto entre las placas de Nazca (subductante) y Sudamericana (cabalgante). En la zona de contacto, mostrada por la línea roja en (a) y (b), ambas placas no permiten el desplazamiento regular de manera que se deforman, más la cabalgante, dando origen a un sismo una vez que la energía elástica no puede seguir acumulándose
(modificado de Barrientos, 2010)

Partiendo desde el hipocentro, el desplazamiento se extiende hacia uno y otro lado de la falla a razón de unos 3 km/s, reduciéndose gradualmente en magnitud hasta hacerse nulo a distancias de pocos o de cientos de kilómetros, según cuál haya sido la magnitud del terremoto, esto es, la tensión previamente acumulada (pueden verse las etapas en la figura). En el caso de sismos no tan potentes, el proceso es esencialmente similar, aunque a una escala no tan regional sino mucho más local y no necesariamente en el límite entre placas tectónicas. Aunque muy raro, hasta ocurren en cratones estables, siempre a **niveles sismogenéticos**, vale decir profundidades rocosas proclives a ceder a los esfuerzos.
Los sismos fuertes van seguidos de **réplicas** (*aftershocks*), sismos menores cuya intensidad y frecuencia van reduciéndose a lo largo de semanas y meses. Son causados por movimientos de ajuste sobre fallas del subsuelo en la zona involucrada por el terremoto principal, debido a las perturbaciones causadas por éste.
En el caso de grandes movidas telúricas suele haber algún sismo **precursor** (*foreshock*) de menor magnitud con horas, días o semanas de anticipación, o sea un desplazamiento previo en una zona muy cercana que contribuye a crear las condiciones de inestabilidad para que se desate el movimiento mayor. Pero no siempre esto acaece.
Un gran terremoto bajo el mar puede promover un **maremoto** o **tsunami** (en japonés tsu, 津, puerto; nami, 波, ola), o sea grandes olas capaces de entrar en la calma portuaria, causadas por el desplazamiento de una enorme masa de agua cuando el movimiento del fondo marino es vertical y muy grande.

La palabra **sismología** refiere tanto al ***estudio de los sismos naturales*** como a los ***fundamentos físicos de todo sismo***, sea éste natural o artificial. Las ondas pueden generarse artificialmente, lo cual es rutina en la **prospección sísmica**.



Línea de costa antes y después del tsunami de Banda Aceh –Sumatra, Indonesia– que en 2004 dejó cerca de 250.000 muertos en las zonas costeras asiáticas y africanas del océano Índico (imágenes NASA)

MAGNITUDES ELÁSTICAS

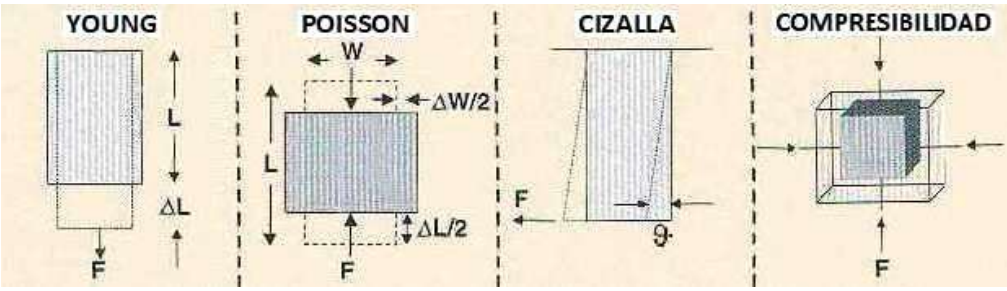
Para formular la teoría de propagación de ondas en un medio fue imprescindible antes formular la relación entre esfuerzo **F** y deformación **D**. Para pequeñas deformaciones, la ley del inglés **Robert Hooke** (1660) planteó que la deformación es linealmente proporcional al esfuerzo: $\mathbf{F} = E.\mathbf{D}$ (siendo E la constante de proporcionalidad)
Hooke fue un gran científico en diversas disciplinas, descubrió y bautizó la célula al ver una lámina de corcho al microscopio, estudió fósiles, fue arquitecto, perfeccionó la bomba de vacío junto a su profesor **Robert Boyle** (el de la **ley Boyle-Mariotte** de temperatura-presión de los gases), descubrió el primer sistema estelar doble y, siguiendo órbitas cometarias, realizó importantes estudios de gravitación (polemizando con Newton).
Las constantes elásticas dependen del tipo de roca, fluidos, presión y temperatura. Se las llama módulos (*modulus* es el diminutivo del latín *modus*, medida, de donde modo, moda, etc.) y los más importantes son:
1- Módulo de Thomas Young (físico y médico inglés, 1807), es la constante de la ley de Hooke, la que vincula el esfuerzo y la deformación: $E = (\Delta F/A) / (\Delta L / L_o)$
(donde $\Delta F/A$ es la fuerza por unidad de área, ΔL el cambio de longitud del cuerpo y L_o la longitud original)
El físico y matemático suizo **Leonhard Euler** fue quien en 1727 desarrolló el concepto de este módulo y el italiano **Giordano Riccati** fue el primero en hacer, en 1782, el tipo de experimentos que después replicó y publicó el inglés **Thomas Young** en 1807. (Éste en 1801 había hecho el experimento de la doble rendija con el que demostró la naturaleza ondulatoria de la luz, también supo explicar el astigmatismo visual, y además estudió muchas lenguas antiguas y fue el primero en descifrar jeroglíficos egipcios a partir de su análisis de la piedra

Rosetta: granodiorita grabada en Menfis en el 196 a.C. en escritura jeroglífica, demótica y griega).

2 - Módulo de Simeon Poisson (físico francés, 1831), es la relación entre la deformación transversal $\Delta W/W_o$ y la longitudinal $\Delta L/L_o$:

$\sigma = -(\Delta W/W_o)/(\Delta L/L_o)$

3 - Módulo de Gabriel Lamé (matemático y físico francés, 1850)**, de corte, cizalla o rigidez** (*shear modulus*), es la resistencia al cambio de forma sin cambio de volumen: $\mu = (\Delta F/A)/\vartheta$



Esquema de los módulos elásticos.

(donde $\Delta F/A$ es la fuerza tangencial por unidad de área y ϑ es la tangente del ángulo de desplazamiento)

4 - Módulo de compresibilidad o volumétrico (*bulk modulus*), es la resistencia al cambio de volumen sin alterar la forma: $K = \Delta P/(\Delta V/V_o)$ (ΔP es el cambio de presión, ΔV el cambio de volumen y V_o el volumen inicial)

Para un medio isotrópico (aquel donde las propiedades físicas son las mismas medidas en cualquier dirección) ***hay solamente dos constantes elásticas independientes***: la de Lamé y la de compresibilidad.

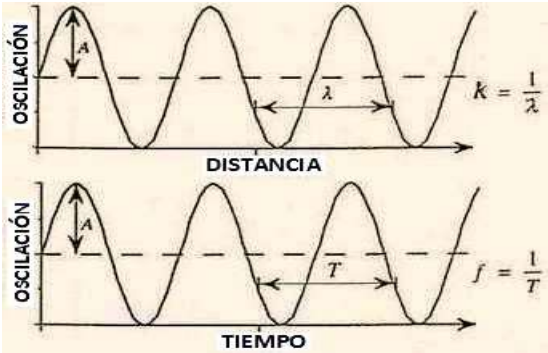
CUANDO LA PACHAMAMA SE SACUDE

Habría sido mejor si se bailaba un *taki*, así fuese un *taki onqoy* en partitura pentatónica con las *huacas* ¡y todos poseídos de bronca contra los conquistadores! Pero no; parece que la madre Tierra vibraba por culpa de *Pachakámaq*…

Sabemos que la amplitud A, la fase ϕ, el período T (o su inversa, la frecuencia f) y la longitud de onda λ (o su inversa, el número de onda k) son elementos esenciales de toda forma ondulatoria. La amplitud de una onda seno en un punto i es:

$$A_i = A_o \text{ sen } (\omega.t - K.x)$$

(con amplitud original A_o, pulsación o f angular $\omega = 2\pi.f$ y constante de propagación o k angular $K = 2\pi/\lambda$)



Conceptos fundamentales de ondas.

Otra importante relación física es: $V = \lambda/T = \lambda.f$

Existen dos grupos de ondas sísmicas, cada uno con distintos tipos básicos de ondas según el modo de vibración.

1) **Ondas Internas o de cuerpo** (*body* o *bulk waves*):
   Generadas en el hipocentro, se propagan a través del interior del planeta**.** Su existencia fue predicha matemáticamente por **Simeon Poisson** en 1831 en conjunto con su ***teoría fundamental sobre ondas elásticas***. Fueron confirmadas por el inglés **Richard Oldham** en 1897, quien además propuso la existencia del núcleo terrestre. Al expandirse se atenúan según $1/r^2$, siendo r la distancia al foco.
   Las ondas internas pueden ser de dos clases, según su modo de vibración:

- Longitudinales, primarias o compresionales (*push-pull waves* u ondas P): el movimiento de las partículas está en la misma dirección que la propagación de la onda; producen zapateo. Poseen altas velocidades y son las más utilizadas en prospección sísmica. Típicamente transitan de 400 a 900 m/s en la capa meteorizada, de 1.800 a 4.500 m/s a en cuencas sedimentarias, 5.000 o más en rocas ígneas poco profundas, 1.500 en al agua y 331,6 m/s en el aire (velocidad del sonido o Mach 1, por **Ernst Mach** que la estudió en Austria hacia 1880).

Su velocidad es: $V_p = \sqrt{[K+(4/3)\mu]/\delta}$ (δ es la densidad)

Dentro de un medio poroso la onda P disipa una parte menor de su energía al convertirse en onda P más lenta, con su movimiento a través del sólido y del fluido de manera desfasada (en el fluido $\mu = 0$ y V_p resulta menor).

- Transversales, secundarias, de corte o cizalla (*shear waves* u ondas S): zarandean; las partículas oscilan de forma ortogonal al sentido de propagación de la onda. $V_s \approx 0{,}7\, V_p$ (proporcionalidad que varía según el material)

El cálculo preciso es: $V_s = \sqrt{\mu/\delta}$

Las ondas de cizalla no se propagan en los fluidos (agua, aire, etc.) donde $\mu = 0$ porque, al no haber ninguna resistencia, no tienen dónde apoyarse para seguir su camino y la energía se refleja vibrando ahora como onda P.

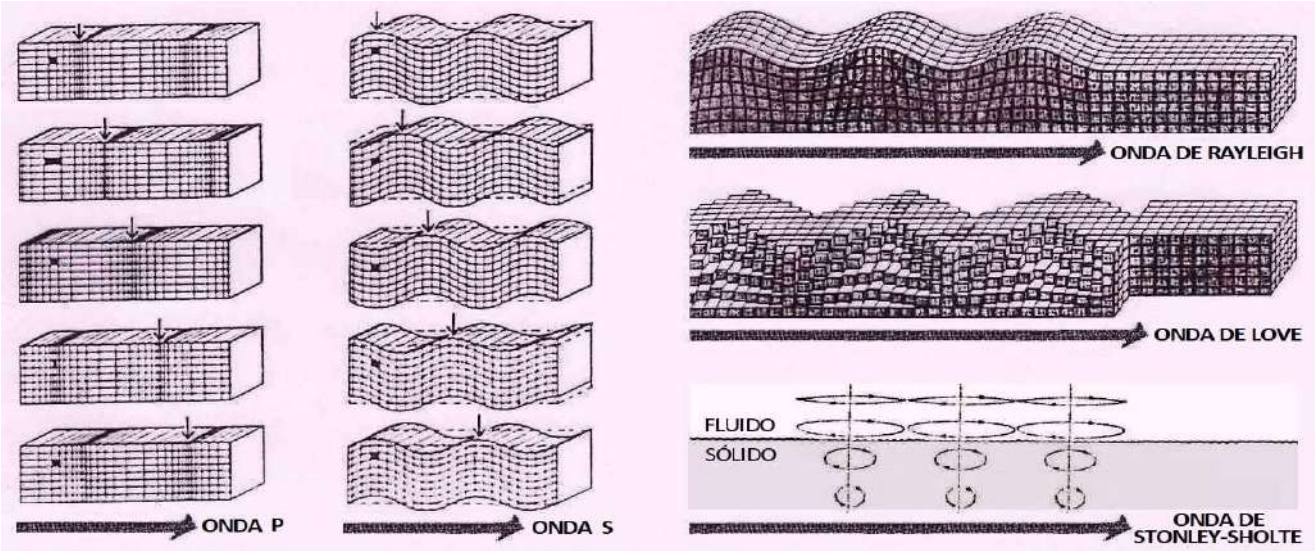
Pero sí se propagan en medios porosos cuyos fluidos están en una matriz sólida, porque la vibración es amplia y se sustenta en el conjunto, si bien su velocidad será menor que en rocas secas, y más lenta si hay gas poral.

(En rigor, los fluidos viscosos tienen alguna resistencia al corte, pero no para las vibraciones sísmicas).
Las ondas S tienen una amplitud mucho mayor que las P, lo cual obedece a la física de las rocas –lo bueno en física es que las leyes se obedecen, algo que tan difícil resulta con nuestras leyes, incluso aunque no seamos empresarios ni jueces ni políticos–. La tabla contigua da cuenta de que las rocas resisten mucho más al esfuerzo de compresión que al de corte –compactar un cascote es más difícil que partirlo– y por eso la amplitud de las ondas compresionales es mucho menor. Pero viajan más rápido porque la misma incompresibilidad hace que la energía se transmita en forma inmediata, mientras que la oscilación de corte ralentiza a las S.

Límites de resistencia de rocas en Kg/cm²

	compresión	tracción	cizalla
Granito	1200 - 1800	90 - 140	160 - 210
Arenisca	800 - 1500	70 - 110	80 - 150
Esquisto	300 - 600	30 - 60	70 - 120

Una paradoja que surge de las fórmulas de *V*p y *V*s es que, comparando distintos materiales sólidos, puede creerse que el aumento de densidad provoca una disminución de velocidad, lo cual no es así porque ***en la física real el incremento de δ conlleva un aumento todavía mayor de los coeficientes elásticos*** K ***y/o*** μ.



Tipos de ondas sísmicas (modificado del diseño de Luke Triton)

2) **Ondas Superficiales** (*surface waves*):
Se generan al llegar las ondas P y S a la superficie por la que son guiadas. Su amplitud es aún mayor que la de las ondas S, debido a que se atenúan en razón de $1/\sqrt{r}$ dado que se mueven prácticamente en un plano, aunque pueden percibirse (progresivamente débiles) hasta unos 100 metros de profundidad. Por estas características son las más destructivas en sitios más allá del epicentro de un terremoto. Hay varias de ellas:

- Rayleigh (por el Lord Rayleigh, llamado **John Strutt**, físico inglés que las predijo en 1885) o ***ground roll*** (en la jerga sísmica, balanceo del suelo, como *rock and roll* es mecer y balancear, en ese caso más divertido): polarizadas verticalmente, poseen un movimiento elíptico y retrogrado. Nacen del acoplamiento de ondas P con ondas S polarizadas verticalmente (que vibran arriba-abajo) y su velocidad promedia 0,90 de *V*s.
Eventos subsuperficiales (paso de un subte, colapso de caverna, explosión nuclear norcoreana, etc.) producen onda de Rayleigh de corto período y gran amplitud, distinguible de eventos geológicos profundos.
(Strutt también descubrió la dispersión Rayleigh en las ondas de luz visible, cuya frecuencia de vibración en aire y polvo nos regala cielos azules o auroras y ocasos en una paleta con toda la gama de colores cálidos).

- Love (predichas por el matemático inglés **Augustus Love** en 1911): vibran transversalmente, polarizadas en modo horizontal. Surgen de la interferencia constructiva de ondas S polarizadas en sentido horizontal. Dada su oscilación de corte, no se propagan en superficies fluidas, por ejemplo sobre ríos o lagos. Viajan a 0,92 *V*s.

- **Stonley** (halladas por el sismólogo inglés **Robert Stonley** en 1924): se propagan en el límite entre dos medios de muy diferente densidad, que pueden ser ambos sólidos pero sobre todo en el contacto sólido-fluido (en cuyo caso más apropiadamente se las llama **ondas de Scholte** (el físico holandés **J. G. Scholte** obtuvo su ecuación de onda en 1947). Tienen movimiento elíptico retrógrado parecido al de las ondas Rayleigh, son detectables en el fondo de cuerpos de agua (mares, lagos, ríos) y muy típicas en pozos petroleros (**ondas-tubo**, *tube-waves*). Su velocidad es del orden de 0,8 *V*s, pero varía mucho según sea el grado de compactación de las rocas.

- También debemos citar a las **ondas de Lamb**, cuyo análisis fue publicado por el físico inglés **Horace Lamb** en 1917, tratándose de ondas acústicas (en general de alta frecuencia) que hacen oscilar una placa de modo ***extensional*** o ***flexural*** (ortogonal a la dirección de propagación). Carecen de importancia en sísmica (es decir, a

relativamente bajas frecuencias) pero sí la tienen en instrumentos musicales, pruebas ultrasónicas industriales, etc. Y ***nos referiremos a la variante flexural en acústica de pozo***.

- Oscilaciones libres: resultan de la interferencia de ondas superficiales que vienen viajando desde direcciones opuestas, lo cual sucede cuando ocurren potentísimos terremotos. De hecho, se las detectó por primera vez tras el gran sismo (y tsunami) chileno de 1960. La interferencia entre ondas Rayleigh genera una oscilación esferoidal mientras que para el caso de las ondas Love la oscilación producida es toroidal. En ambos casos se trata de ondas estacionarias. Ejemplos de oscilaciones esferoidales son el modo "respiración" (*breathing*) que implica una (relativamente leve) contracción de todo el planeta y tiene un período de unos 20 minutos y el modo "*rugby*" que involucra expansiones en dos direcciones alternantes y cuyo período es de unos 54 minutos.

Reformulación de los módulos elásticos: a partir de *V*p y *V*s obtenemos,

Volumétrico: $K = \delta(Vp^2 - 4/3\,Vs^2)$ **Poisson**: $\sigma = \dfrac{(Vp/Vs)^2 - 2}{2(Vp/Vs)^2 - 2}$

Young: $E = 3K.\mu / 3K + \mu = 2\mu(1+\sigma)$ **Lamé**: $\mu = \delta . Vs^2$

A continuación se presentan tablas de valores representativos de módulos elásticos y velocidades sísmicas.

Coeficientes elásticos y velocidades sísmicas de algunas rocas comunes

Roca	Densidad δ	Módulo de Young *E*	Módulo de Poisson μ	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Vp/Vs	Vs como % de Vp
Lutita	2.67	0.120	0.040	2124	1470	1.44	69.22%
Limolita	2.50	0.130	0.120	2319	1524	1.52	65.71%
Caliza	2.44	0.170	0.180	2750	1718	1.60	62.47%
Cuarcita	2.66	0.636	0.115	4965	3274	1.52	65.96%
Arenisca	2.28	0.140	0.060	2488	1702	1.46	68.42%
Esquisto	2.70	0.680	0.200	5290	3239	1.63	61.24%
Gneis	2.64	0.255	0.146	3189	2053	1.55	64.38%
Mármol	2.71	0.343	0.141	3643	2355	1.55	64.65%
Granito	2.66	0.416	0.055	3967	2722	1.46	68.62%
Gabro	3.05	0.727	0.162	5043	3203	1.57	63.51%
Diabasa	2.96	1.020	0.271	6569	3682	1.78	56.05%
Basalto	2.74	0.630	0.220	5124	3070	1.67	59.91%
Andesita	2.57	0.540	0.180	4776	2984	1.60	62.47%
Toba	1.45	0.014	0.110	996	659	1.51	66.20%

$V_S = 0.6\,V_P$ en rocas cristalinas
$V_S = 0.5\,V_P$ en rocas sedimentarias
$V_S = 0.4\,V_P$ en suelos inconsolidados
$V_R = 0.9\,V_S$

Velocidades representativas de ondas P (m/s)

Materiales inconsolidados		Otros	
Capa meteorizada	300–900	Agua	1400–1600
Suelo	250–600	Aire	331.5
Sedimento aluvional	500–2000		
Arcilla	100–2500		
Arena insaturada	200–1000		
〃 saturada	800–2200		
Grava insaturada	400–600		
〃 saturada	600–1500		
Till insaturado	400–1000		módulo de Young en
〃 saturado	800–1700		$(N/m^2) \times 10^{11}$

(tablas modificadas de Burger, 1992)

LEYES DE TRÁNSITO DE LAS ONDAS

Las siguientes son las leyes fundamentales a las que deben atenerse las ondas sísmicas durante sus viajes.

- Principio de Pierre Fermat (matemático y físico francés, 1670): ***todo rayo en un medio transitará siguiendo la ruta por la que invierta menor tiempo***.

- Principio de Christiaan Huygens (físico y astrónomo holandés, 1670): ***cada punto de un frente de ondas se convierte en emisor de un nuevo frente de onda en todas direcciones.*** Todos los nuevos frentes se integran en uno único si el medio de propagación es homogéneo. En un medio isótropo el frente de onda es esférico. Si el medio es anisótropo el frente de onda se deforma. Y si encuentra heterogeneidades laterales genera difracciones.

- Ley de Snell (por **Willebrord Snel van Royen**, matemático y astrónomo holandés, 1621): los rayos incidente y refractado y la normal a la superficie en el punto de incidencia estarán en un mismo plano. La relación entre los senos de los ángulos incidente (i) y de refracción (r) medidos entre los rayos y la normal es constante entre dos medios e igual a la relación de velocidades de la onda entre uno y otro medio, constante conocida como índice de refracción ***n***: $n = \text{sen } i / \text{sen } r$ $\text{sen } i / \text{sen } r = V_1 / V_2$

Es una ley esencial: los métodos sísmicos se basan en que ***la velocidad de propagación de las ondas elásticas la mayoría de las veces –pero no siempre– es diferente para rocas diferentes***. Ya la había hallado en 980 *circa* el persa **Ibn Sahl**, predecesor de **Ibn Al-Haytham** (o **Alhacén**) que la publicó en su libro de óptica en 1015-1021.

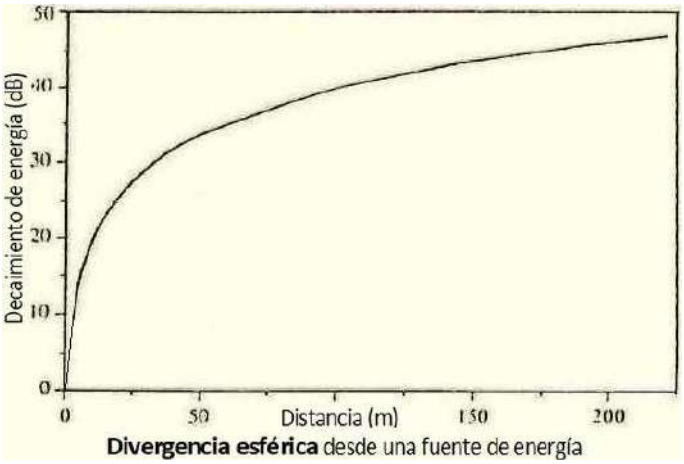
FACTORES QUE AFECTAN LA PROPAGACIÓN ELÁSTICA

Los principales fenómenos físicos que afectan la propagación de las ondas sísmicas en un medio son:

- Absorción o Atenuación inelástica: Es la pérdida de energía de la onda debida a la fricción entre granos de la roca, la cual es convertida en calor. Está en relación directa con la compactación y resulta: $A_i = A_o.e^{-q.r}$

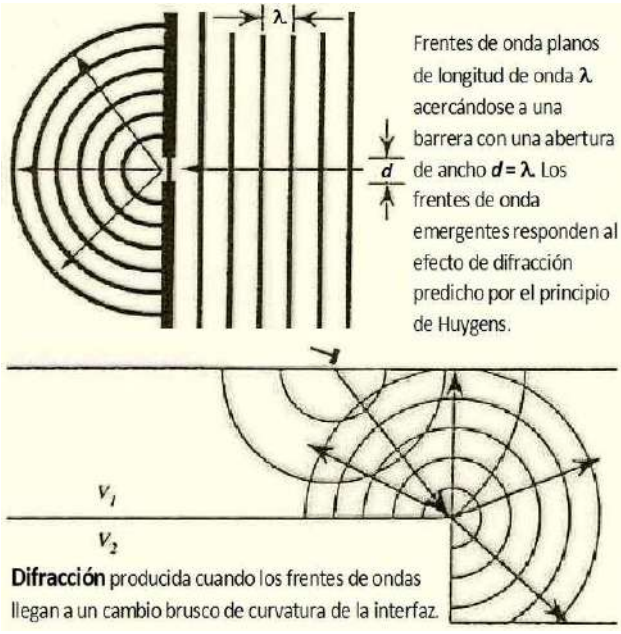
(siendo A_o la amplitud o intensidad inicial, r la distancia recorrida y q el coeficiente de absorción, en dB/λ)

Típicamente q vale entre 0,2 y 0,5 dB/λ. (Recuérdese que λ depende de la frecuencia según $\lambda = V / f$)

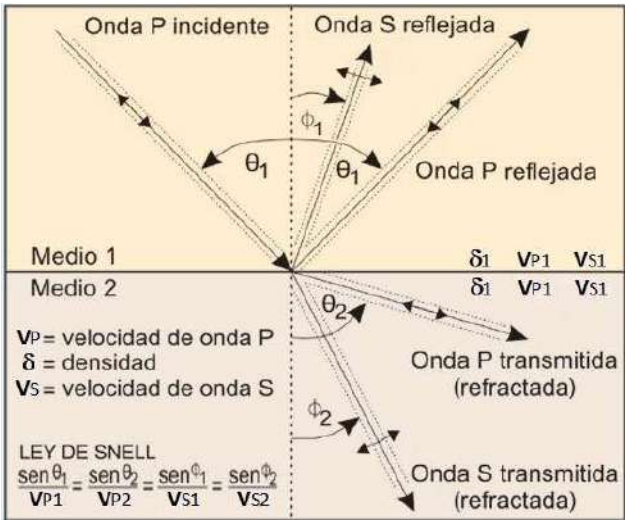


Divergencia esférica desde una fuente de energía

(figuras modificadas de Burger, 1992)



- **Divergencia esférica**: es la distribución de la energía inicial focal, teóricamente puntual, pero no tan así en ciertas fuentes artificiales ni en los planos de falla, etc. cuya área es grande. Da una superficie cuasiesférica que va creciendo, con una reducción exponencial (figura arriba) del cociente energía/área 3D según $1/\mathbf{r}^2$ para un medio homogéneo, siendo **r** la distancia desde el foco hasta un sitio dado. Las ondas superficiales (viaje planar,2D) disminuyen $1/\sqrt{\mathbf{r}}$.
- **Difracciones**: análogamente a los fenómenos ópticos, son consecuencia del principio de Huygens y ocurren por heterogeneidades geológicas en sentido lateral: fallas, cambios bruscos de inclinación, terminaciones subhorizontales, etc., denunciando la discontinuidad de una superficie plana entre dos medios (ver figuras arriba a la derecha).
- **Dispersión**: los cambios en la frecuencia producen variaciones en la velocidad de las ondas ya que hay una dependencia física. Una gran disminución de frecuencia produce una pequeña reducción de la velocidad. (Es el mismo efecto que sufre la luz cuando separa sus colores en un prisma: para cada frecuencia corresponde una distinta velocidad y consecuentemente es distinto el ángulo de refracción o transmisión –sinónimos– según la ley de Snell).



Conversión de modo a partir de onda P; análogo desde S.

- **Desperdigamiento** (*scattering*): es la dispersión irregular y difusa de las ondas a causa de heterogeneidades de los medios a través de los cuales se propagan. Ocurre si el radio de curvatura de una superficie es menor que la longitud de la ondícula incidente –en la reflexión es al revés y en la difracción son aproximadamente iguales–.
- **Conversión de modo de las ondas:** cuando una onda P que viaja a través de un medio llega a una interfaz con un ángulo de incidencia menor que 90°, parte de su energía resulta reflejada, parte es transmitida y otra parte se convierte en ondas S. La ley de Snell determina los ángulos con que habrá de viajar cada rayo de onda P y S reflejada y transmitida (ver figura acá arriba). ***Para una onda S incidente también hay conversión.***

IMPEDANCIA ACÚSTICA, COEFICIENTES Y ENERGÍAS

El físico y matemático escocés **Cargill Knott** en 1899 desarrolló la teoría sobre reflexión y refracción sísmica.
La **impedancia acústica Z** es la dificultad que opone un medio al paso de las ondas sísmicas y resulta del producto entre la velocidad de propagación de la onda y la densidad del medio: $\mathbf{Z} = V \cdot \delta$
Es la presión dividida por la velocidad de vibración de las partículas; en el S.I.: $(m/s).(kg/m^3) = kg/s.m^2 = Pa/(m/s)$
Recuérdese que ***la densidad de las rocas varía mucho menos que su velocidad*** (parámetro más importante).
La magnitud de los contrastes de impedancia entre dos medios adyacentes se mide en términos de **coeficientes de propagación**: reflexión y refracción (o transmisión). Éstos dan información de las interfaces del subsuelo.
- El **coeficiente de reflexión** con incidencia vertical de onda P en una interfaz es: $\mathbf{CR_{i+1} = (Z_{i+1} - Z_i)/(Z_{i+1} + Z_i)}$

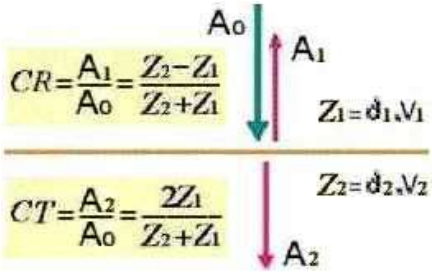
- El **coeficiente de transmisión o refracción** vertical para onda P está dado por: $\mathbf{CT_{i+1} = 1 - CR_{i+1} = 2Z_i / (Z_{i+1} + Z_i)}$

Las ondas S se reflejan como S y P al llegar a un medio fluido (cuya **Z** vale 0). CR en ese caso resulta igual a 1 (amplitud 100% reflejada).

Pueden calcularse los coeficientes de reflexión para **casos no verticales** con la ecuación aproximada del estadounidense **Fred Hilterman** (1990):

$$\mathbf{CR = [(Z_{i+1} - Z_i) / (Z_{i+1} + Z_i)] \cos 2\theta + 2{,}25\, \Delta\sigma \,.\, \mathrm{sen}\, 2\theta}$$

(donde θ es el ángulo de incidencia y σ el módulo de Poisson)



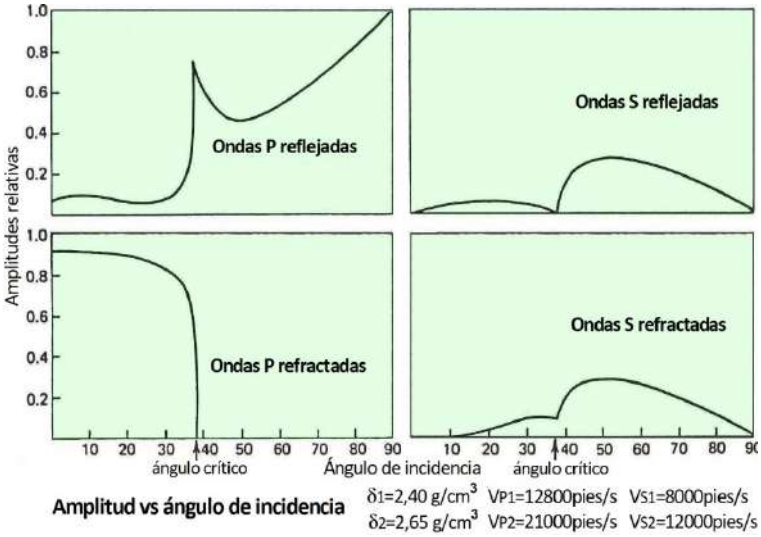
Amplitudes incidente **A0**, reflejada **A1** y transmitida o refractada **A2**

Pero el abordaje riguroso de todos los casos posibles, partiendo de los cálculos de **Cargill Knott**, fue desarrollado desde 1907 por **Emil Wiechert** en Alemania, con ecuaciones a las que el también alemán **Karl Zoeppritz** dio forma definitiva en 1909, siendo las más generalmente empleadas para expresar las relaciones entre las energías reflejadas y refractadas cuando ocurre la partición de la energía involucrando ondas P y S. Son las siguientes:

$$(A_{p1} - 1)\, \mathrm{sen}\, 2\theta_{p1} + (V_{p1}/V_{s1})\, A_{s1} . \cos 2\theta_{s1} = -(\delta_2 V_{s2}^2 V_{p1} / \delta_1 V_{s1}^2 V_{p2})\, A_{p2} . \mathrm{sen}\, 2\theta_{p2} + (\delta_2 V_{s2} V_{p1} / \delta_1 V_{s1}^2)\, A_{s2} . \cos 2\theta_{s2}$$

$$(A_{p1} + 1) \cos 2\theta_{s1} - (V_{s1}/V_{p1})\, A_{s1} . \mathrm{sen}\, 2\theta_{s1} = (\delta_2 V_{p2} / \delta_1 V_{p1})\, A_{p2} . \mathrm{sen}\, 2\theta_{s2} + (\delta_2 V_{s2} / \delta_1 V_{p1})\, A_{s2} . \mathrm{sen}\, 2\theta_{s2}$$

(donde **A** son las amplitudes, θ los ángulos de emergencia y **V** las velocidades para las ondas p y s en los medios 1 –reflexiones– y 2 –refracciones–, y δ las densidades en los medios 1 y 2)



(modificado de Dobrin, 1976)

Efectos de las ondas del terremoto de 1995 en Kobe: tarea para los nipones de vialidad... (foto geologyin.com)

El gráfico adyacente indica los resultados de la partición de energía con distintos ángulos de onda P incidente dada una cierta relación de impedancias en la interfaz entre dos medios en contacto. Será distinto con otros valores de Z.

El CR es positivo cuando $Z_1 < Z_2$. Negativo si la desigualdad es al verres. Pero CT tiene siempre signo positivo y, cosa paradójica, puede resultar mayor que 1. Un resultado superior a 1 para el CT puede ser correcto porque sólo representa la amplitud. Lo que ocurre en ese caso, que corresponde a la inversión de impedancias ($Z_2 < Z_1$) es que la reflexión retorna con un valor negativo (ejemplo -0,25) porque eso indica que la onda se da vuelta (invierte su forma, lo que es pico pasa a ser valle y viceversa) y tiene amplitud negativa (en este ejemplo de una cuarta parte respecto de la incidente, pero mirando para el otro lado). Y la parte transmitida de la vibración sísmica sí realmente tiene una amplitud positiva (siempre mira para el mismo lado) y puede ser mayor que 1. Si se hace la cuenta se ve que para este caso es de 1,25 y si a este valor positivo se le suma algebraicamente -0,25 el resultado es 1, el 100% de la amplitud originalmente incidente en la interfaz entre Z_1 y Z_2.

La amplitud de la onda guarda una relación de proporcionalidad directa pero no es numéricamente igual que la cantidad porcentual de **energía rebotada o transmitida**. Ésta resulta de las siguientes fórmulas (para incidencia casi vertical de onda P) que siempre resultan positivas y que sumadas dan 1: $ER = CR^2$ y $ET = (Z_2/Z_1).CT^2$

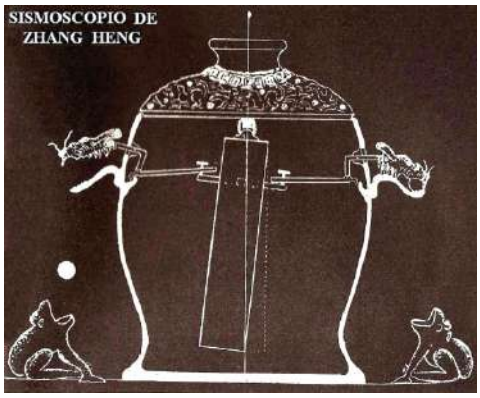
Para el ejemplo presentado antes, los resultados son: ER=0,063 y ET=0.937 (6,3% y 94,7%, respectivamente).

REGISTRO DE LOS SISMOS

Sismógrafos, sismómetros y acelerógrafos

Los sismógrafos son instrumentos ideados para graficar sismos y así poder evaluar su intensidad, duración, características de las ondas, distancia de origen, etc. En rigor, se llama **sismógrafo** a la parte graficadora del aparato y **sismómetro** al mecanismo que se mueve en relación al suelo durante un temblor en proporción a su

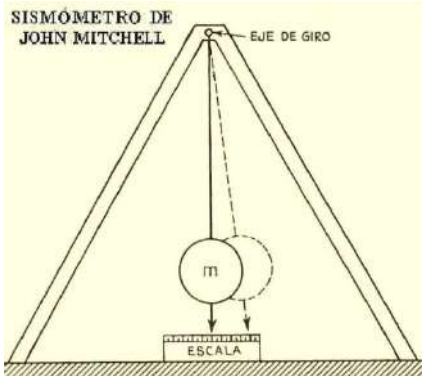
magnitud. Pero el primer aparato referido en la historia fue un **sismoscopio** (no graficaba ni mensuraba el sismo, sólo daba la dirección del movimiento) y fue ideado en China por **Zhang Heng** en el año 132. Como se ve a la derecha, el mecanismo era tal que una bola caía desde la boca de uno de los dragones hacia la de alguno de los ocho sapos distribuidos alrededor de la vasija.

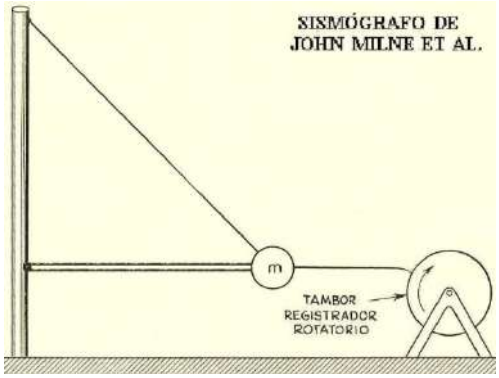


(gráfico de Wang Zhenduo)

Mucho más tarde, hacia el siglo XVII, en Europa se aplicó esta idea oriental, pero con menos arte, más pragmática: recipientes con canaletitas conteniendo mercurio hacían de sismoscopios.

El primer prototipo de sismómetro lo debemos al francés **Jean de Hautefeuille**, en 1703. Y en 1751 el italiano **Andrea Bina** ideó un aparato de péndulo, base del sistema moderno, que fue replicado con mejoras por el inglés **John Mitchell** hacia 1760. Luego, en 1855, **Luigi Palmieri** en Italia concibió una variante que incorporaba un sistema eléctrico y un reloj que permitían conocer el instante inicial y el tiempo total de un sismo. Y en 1875 fue otro italiano, **Filippo Cecchi**, quien construyó el primer sismómetro con dos péndulos (uno N-S y otro E-O), buena estrategia que se siguió aplicando desde entonces.





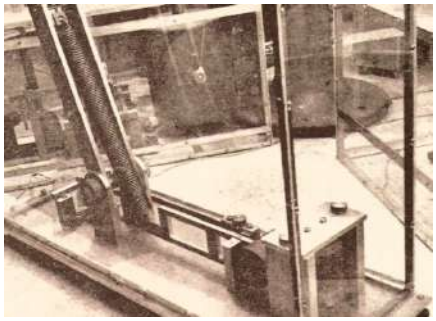
(esquemas modificados de Howell, 1962)

Paralelamente, en 1876 el estadounidense **Thomas Edison** inventó el fonógrafo, en cuyo cilindro hizo el primer registro de voz, la cancioncita *Mary had a little lamb*. Y en 1892 el inglés **John Milne**, sus conciudadanos **James Ewing** y **Thomas Gray** y el japonés **Fusakichi Omori** desarrollaron en Japón el primer sismómetro vinculado a un sistema de graficación tipo tambor (figura a la derecha), que constituyó el modelo base de todos los **sismógrafos modernos**, capaces de grabar los retumbos acaso no tan armoniosos de la madre Tierra.

En 1906 el ruso **Boris Galitzin** incorporó un sistema de registro galvanométrico en papel fotosensible. En 1925 **Harry Wood** y **John Anderson** desarrollaron en California un sismógrafo (figura en la página siguiente) cuyo sismómetro funcionaba con un sistema de torsión. Nuevos avances técnicos fueron produciéndose en los años sucesivos, en especial desde el advenimiento de los registros digitales.

Un **acelerómetro** es un dispositivo que mide aceleración con fines diversos, como ***g*** en un gradiómetro (Tema 03 pág.54). O para soltar el *airbag*. Lo que acelera acá es el terreno. Funciona según un principio electromecánico o piezoeléctrico y, a diferencia de un sismómetro, se dispara a partir de un umbral de aceleración preestablecido.

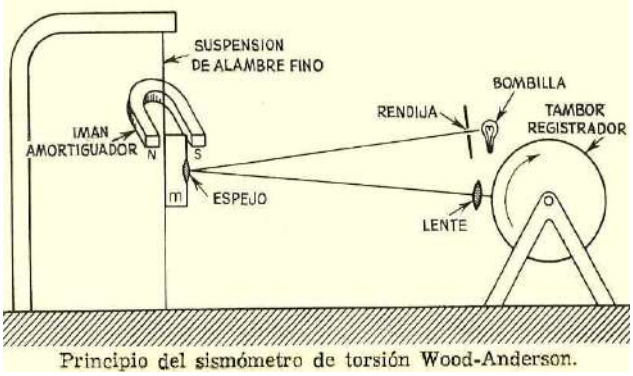
Un **acelerógrafo** es un arreglo de tres acelerómetros orientados en ***x, y, z*** (análogo al gradiómetro para gravedad). En este caso para medir las tres componentes espaciales de la vibración sísmica, información que puede grabarse en una memoria propia del sistema y también ser enviada digitalmente a un observatorio sismológico. Los acelerógrafos se utilizan para monitorear la respuesta de las edificaciones frente a los sismos. También para poder calcular parámetros de desplazamiento del terreno en áreas epicentrales, por lo cual suelen estar ubicados de manera permanente en cercanías de grandes fallas activas, en un pequeño hueco en el terreno.


Sismómetro antiguo (foto Lamont Lab.)

Acelerógrafo. Estación sismológica Don Carmelo, San Juan, a 3133 msnm (fotos CONICET)

Escalas de medición

"Warning, seismic alert ongoing!"
"Attenzione, allerta sismica in corso!"
Voces pregrabadas que suelen oírse en los observatorios actuales al superarse un dado umbral. Hay escalas de China, Rusia, etc. Vamos a referir las más empleadas internacionalmente.



Principio del sismómetro de torsión Wood-Anderson.
(modificado de Howell, 1962)

- Escala de Giuseppe Mercalli (italiano,1885): se basa en las escalas previas del también italiano **Michele de Rossi** y del suizo **François Forel** y da una magnitud que varía para un mismo terremoto en función de cómo se lo percibe, menor más lejos del epicentro; va de 1 a 12. Para la escala actualmente empleada de Mercalli Modificada (MM) grado 1 es casi imperceptible (menos de 1 gal de aceleración de la gravedad), en grado 2 oscila la araña y se inquieta el perro... (hasta 2 gal) y luego hasta 5 (grado 3), después 10, 20, 35, 60, 100, 250, 500, 1000 gal y más (grado 12, destrucción total, no se salva ni el loro).

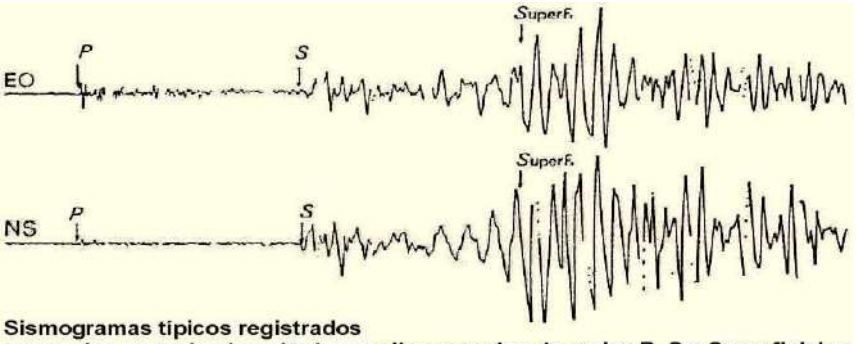
- Escala de Charles Richter (estadounidense, 1935, quien la desarrolló con la colaboración del alemán **Beno Gutenberg** sobre el modelo de sismógrafo de **Wood y Anderson**; figura arriba): da una **Magnitud Local** M_L que es función de la energía liberada en el foco del terremoto. Cada punto o grado es $10^{1,5}$ (31,6 veces) mayor al anterior en la escala logarítmica, que resulta de: $M_L = \log A + 3 \log (8\Delta t) - C$

(A –en mm– es la amplitud máxima de la onda S, Δt –en s– es la diferencia de tiempo entre el primer arribo de las ondas S y el primero de las ondas P, y $C \approx 2{,}92$ es una constante de ajuste para cada tipo de sismógrafo)
Gutenberg estableció la relación entre M_L y la energía E (en ergios): $\log E = 11{,}8 + 1{,}5\, M$
A veces se mide la **Magnitud de las ondas superficiales** (Rayleigh) M_S, que suele dar un valor parecido a M_L.
Se han usado también variantes empleando arribos de ondas de cuerpo (*body*): escalas mB, mbLg, etc.

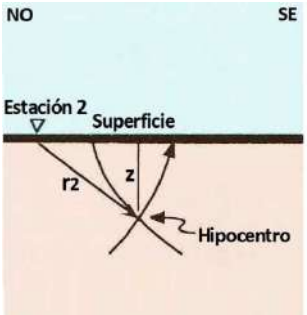
- Escala de magnitud de momentos sísmicos M_W (introducida en 1979 por el japonés **Hiroo Kanamori** y el estadounidense **Thomas Hanks**): resulta de calcular los **momentos escalares** M_O (energía liberada) a partir de mensurar parámetros propios de la ruptura durante el evento (el módulo μ de cizalla de las rocas afectadas –en unidades de 30 GPa, o sea 3.10^7 N/m^2–, el área A de ruptura a lo largo del plano de falla –en m^2– y el desplazamiento ν a lo largo de A –en m–) según: $M_O = \mu.\nu.A$ y $M_W = 2/3\ [\log (M_O / N.m) - 9{,}1]$
Como referencia, las bombas atómicas corresponden a valores entre 4,3 y 8,3 M_W. El resultado de la M_W se acerca a la M_L de Richter para grados menores a 6,5, pero difieren bastante si son mayores, dando error la M_L.
No olvidemos que ***las vibraciones sísmicas ponen en juego aceleraciones del campo gravitatorio terrestre.***

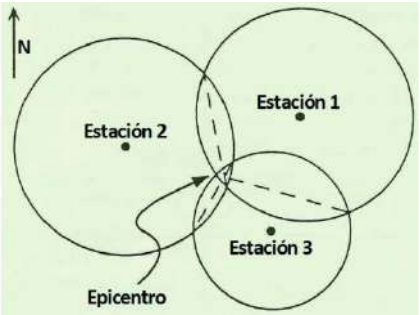
ANÁLISIS DE SISMOS TECTÓNICOS

Para calcular la distancia desde un observatorio hasta el foco de una movida sísmica, se parte de medir los tiempos t de arribo de las primeras ondas P y S, que resultan iguales al cociente entre la distancia ***r*** y la velocidad *V*: $t_P = r / V_P$ y $t_S = r / V_S$
por lo que: $t_S - t_P = r / V_P - r / V_S$



Sismogramas típicos registrados en un observatorio sismológico: arribo sucesivo de ondas P, S y Superficiales.





y entonces: $r = (t_S - t_P) / (1/V_S - 1/V_P)$

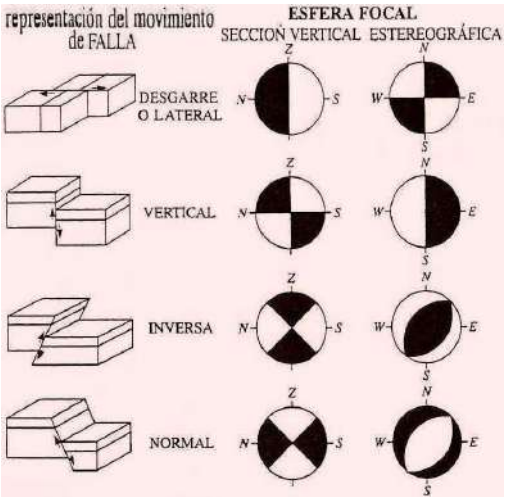
A lo que sigue un cálculo análogo al de los radios esféricos del *Global Positioning System*.

Sección y planta esquemáticos ilustrando la determinación geográfica de un epicentro y su correspondiente hipocentro a partir de distancias calculadas desde los sismogramas registrados en tres observatorios sismológicos lejanos (figuras modificadas de Howell, 1962)

El comportamiento mecánico de las rocas cambia con la profundidad a causa del aumento de presión (**gradiente geobárico**) y de temperatura (**geoterma** propia de cada región), así como la particular ***presencia de fluidos*** y el ***régimen tectónico***, existiendo un ***dominio frágil*** somero de espesor variable donde ocurre la mayor parte de los terremotos. A menor flujo térmico, mayor espesor frágil.

A la derecha, nomenclatura gráfica para los desplazamientos de distintos tipos de plano de falla.

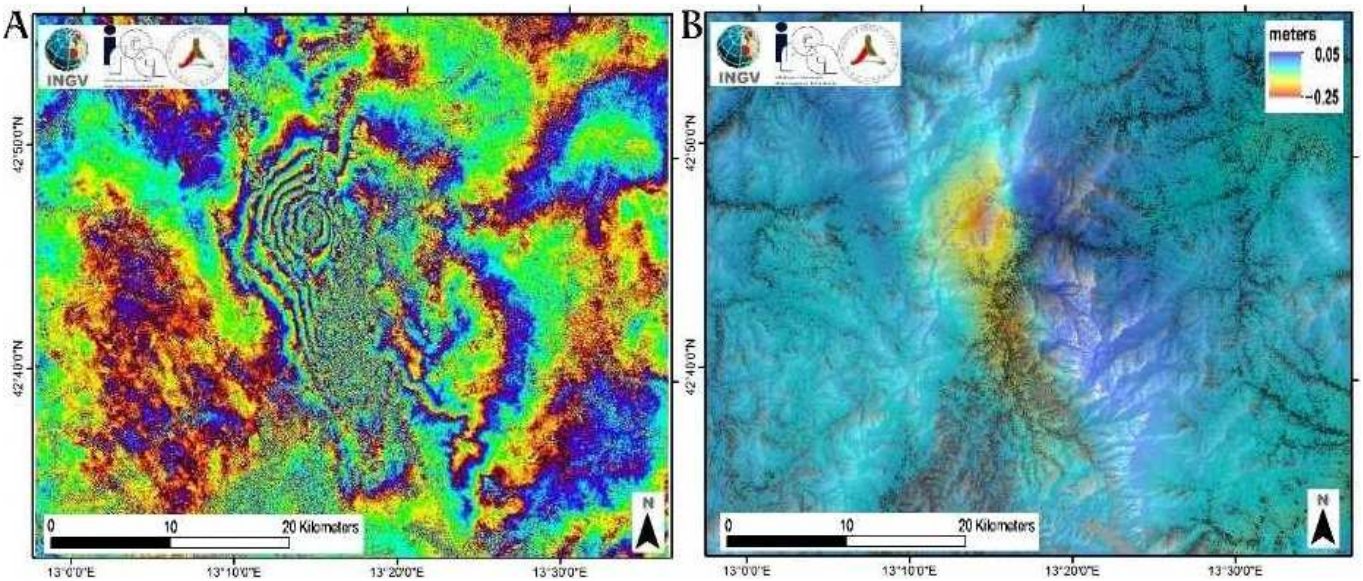
Se adjuntan guarismos de profundidad de falla (h) con distintos ángulos (δ) para dos elegidas magnitudes (M), desplazamientos (ν) y longitud de falla (L), con módulo de corte μ de 3.10^{10} N/m^2.

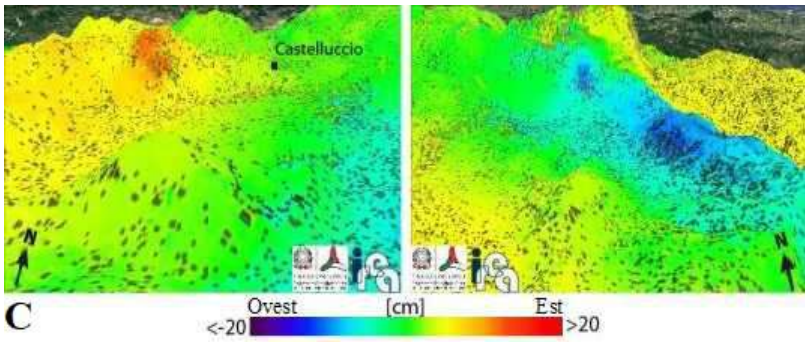


(modificado de Udías & Mezcua, 1997)

	h (km) Falla		
Magnitud (M)	**inversa (δ=30°)**	**normal (δ=60°)**	**transcurrente (δ=90°)**
5.5 (ν=0.12 m, L=7.3 km)	3.4	5.9	6.8
7.0 (ν=1.07 m, L=48.9 km)	10.1	17.4	20.1

Vemos que la magnitud del desplazamiento que un terremoto puede producir a lo largo y/o alto de un plano de falla es muy variable (máximo de 0,12 y 1,07 m para los parámetros considerados). En el terremoto de San Francisco (California) de 1906 (magnitud 7,8) la falla de San Andrés registró un corrimiento lateral máximo de 6 m.





Sismo de Italia central, 24/08/2016. A, interferograma de radar satelital; B, desplazamientos verticales calculados del relieve; C, desplazamientos horizontales en perspectiva (imágenes del Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice di 2016)

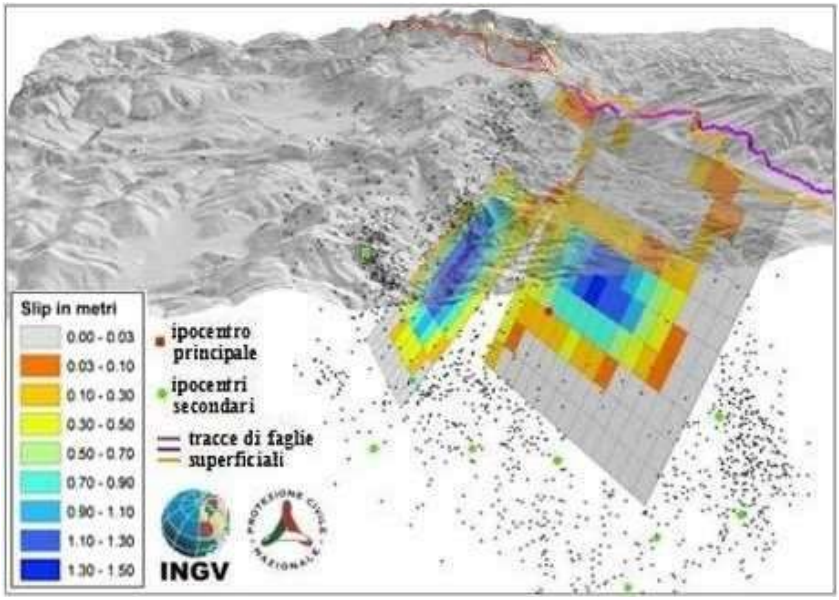
Una técnica moderna de estudio de la deformación superficial emplea un par de imágenes de radar registradas desde la misma posición satelital (antes y después de un evento sísmico) para poder producir un ***interferograma*** (figura A). Éste consiste en un mapa de desplazamientos en términos de diferencia de fase entre las dos imágenes de la ***señal EM*** (emitida, reflejada y recibida) expresada

California, evidencia del terremoto del 28/06/1992 (foto SCEDC)

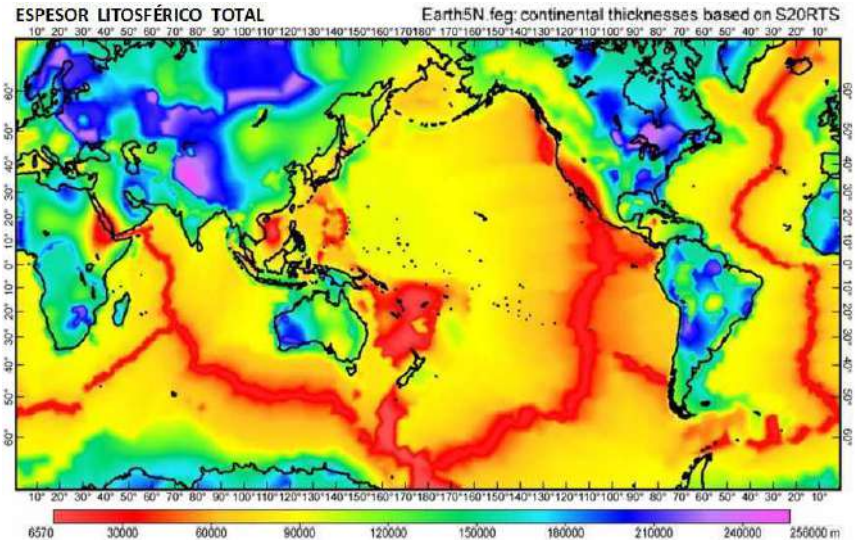
en ciclos cromáticos, donde cada uno indica media longitud de onda de la señal emitida. Esta información, combinada con datos de una red de estaciones *GPS* de alta precisión, permite modelar el o los planos de falla que se movieron en un terremoto singular o en una serie o enjambre de eventos sísmicos.

TECTÓNICA DE PLACAS

En 1915 el meteorólogo alemán **Alfred Wegener** publicó *Die entstehung der kontinente und ozeane*. Su teoría sobre la deriva continental (inspirada en los témpanos de Groenlandia, donde falleció durante su cuarta expedición) fue documentada desde 1927 por el sudafricano **Alexander Du Toit** y el inglés **Arthur Holmes**. En base a esto más el mapeo de los fondos oceánicos impulsado por la Guerra Fría –la estadounidense **Marie Tharp** en 1957 hizo la primera carta del fondo del Atlantico Norte– en 1960 en los Estados Unidos **Robert Dietz, Bruce Heezen, Harry Hess, Tuzo Wilson** y **Maurice Ewing** (el de la sonda geotérmica) propusieron la Tectónica de Placas, concepto medular de la moderna comprensión geocientífica de la corteza y el manto.



Modelado de planos de falla para un enjambre de sismos en Italia central (imagen del Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice di 2016)

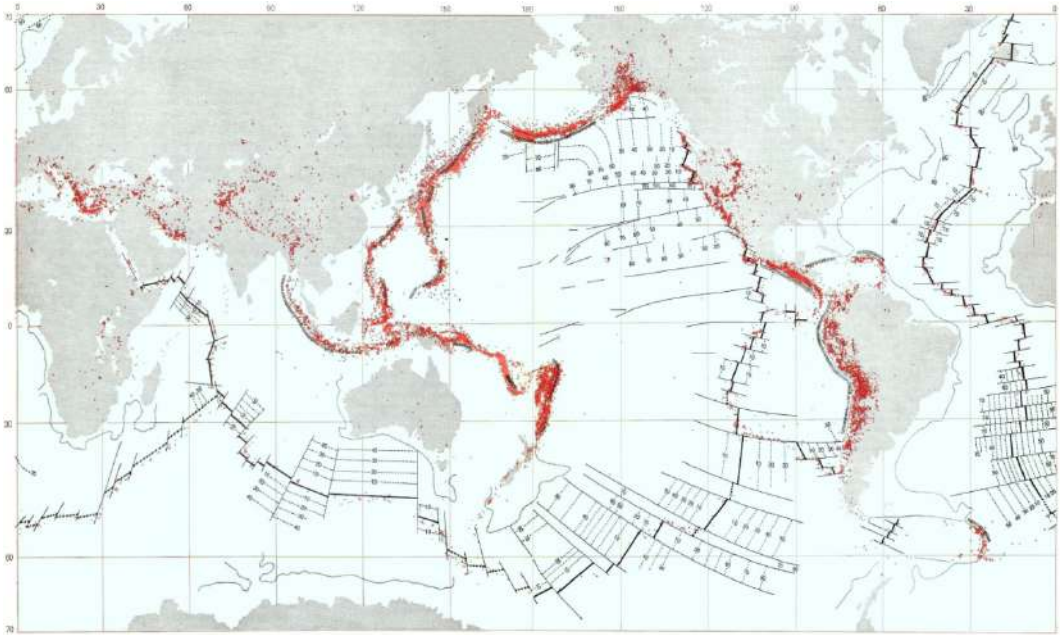


(planisferio de Bird *et al.*, 2008)

Las placas tectónicas quedan definidas por la fragmentación de la **litósfera** (*λίθος*, litos: piedra), espesor sumado de la corteza y la capa externa del manto, que es rígida en su conjunto, en total unos 6 a 120 km de grosor bajo corteza oceánica (colores cálidos en el mapa al lado) y 80 a 250 km debajo de corteza continental (en colores fríos). Los movimientos entre las placas pueden ser de tres tipos:

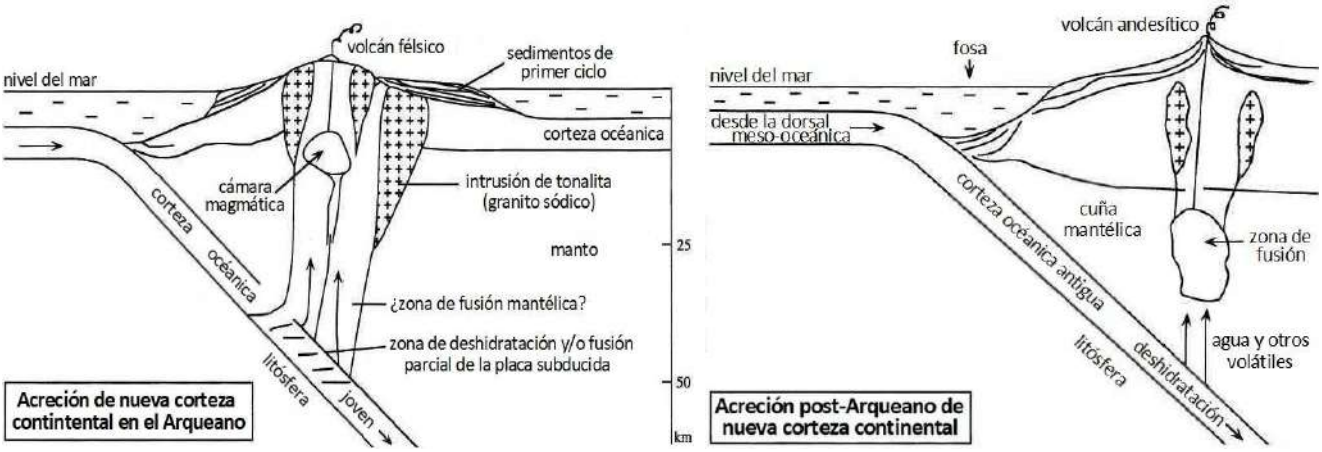
- Divergencia, desde el eje de una dorsal (*ridge*) oceánica o bien hacia ambos flancos de los valles de ruptura continental (*rift*, como el caso de Africa oriental), donde el magma del manto asciende para crear nueva corteza basáltica.
- Convergencia, donde bajo una placa hay subducción de otra, que si es basáltica se hunde en una fosa o trinchera (*trench*) para acabar reabsorbiéndose en el manto, y si en cambio tiene corteza granítica su proa se clava bajo la proa de la otra balsa sin reabsorción mantélica (caso del Himalaya entre India y Eurasia o Zagros entre Arabia y Eurasia) con incremento del espesor cortical y tendiendo a soldar las placas en colisión.
- Transcurrencia (*strike-slip*), fallas de desplazamiento lateral como San Andrés (California), Magallanes-Fagnano (Tierra del Fuego) o las innumerables fallas transformantes que separan segmentos de las dorsales oceánicas.

Debajo de la litósfera, a partir de la isoterma de 1.000°C (inicio de la deformación del olivino) se pasa al dominio plástico de la **astenósfera** (*ἀσθενός*, astenós: sin fuerza; hasta unos 250 km bajo el nivel del mar). La ductilidad ahí impide la generación de sismos, salvo en las alas rígidas de la corteza oceánica subducida, que incluso se sumerge en la capa transicional infrayacente hasta los 670 km (base del manto superior, isoterma de 1.400°C).
La corteza queda sismológicamente determinada con velocidades para ondas P < 6,8 km/s y para S < 4,3 km/s. **Moho** es el apodo confianzudo de la discontinuidad de **Andrija Mohorovičić** que la separa de la litósfera mantélica, de rocas básicas y mayor velocidad. La delgada corteza oceánica (6 a 12 km) cubre el 58,8% de



Distribución global de sismicidad –puntos rojos–, predominante en los cinturones de convergencia entre las placas tectónicas (modif. de Heirtzeler, 1974)

la superficie de la Tierra, se compone de gabros y basaltos y se va renovando continuamente; su expectativa de vida máxima no supera los 200 m.a. La en cambio espesa corteza continental (25 a 70 km, 35 de media) tiene menor densidad y flota sin reabsorberse en el manto, por lo cual acredita una edad promedio de 2.000 m.a. con sus representantes más ancianos en Canadá y Australia (más de 4.000 m.a.). Llamada en general granítica, esta corteza se compone de una porción superior granítico-gnéisica (félsica), una intermedia diorítica y una inferior probablemente máfica de facies granulíticas metamórficas. (Raramente incluye el emplazamiento de ofiolitas, rocas densas afines a la corteza océanica resultantes de la obducción –ascenso– por movidas tectónicas complejas en cinturones de convergencia entre placas). Del 41,2% de su área planetaria total, más de dos tercios emergen y algo menos de un tercio está actualmente cubierto por mares someros (plataformas continentales sumergidas), cantidad que varía en el tiempo en función de la dispersión continental y del nivel medio del mar (*ergo*, cuantía de hielo acumulado en las regiones polares; *ergo*, temperatura media global). La corteza continental es única en el sistema Solar, resultante de la tectónica de placas y el agua (que por destilación o fraccionamiento cristal-líquido separa hacia arriba la sílice y otros minerales poco densos) y sigue creciendo lentamente a raíz de los procesos que tienen lugar en los márgenes convergentes, como acá se esquematiza.

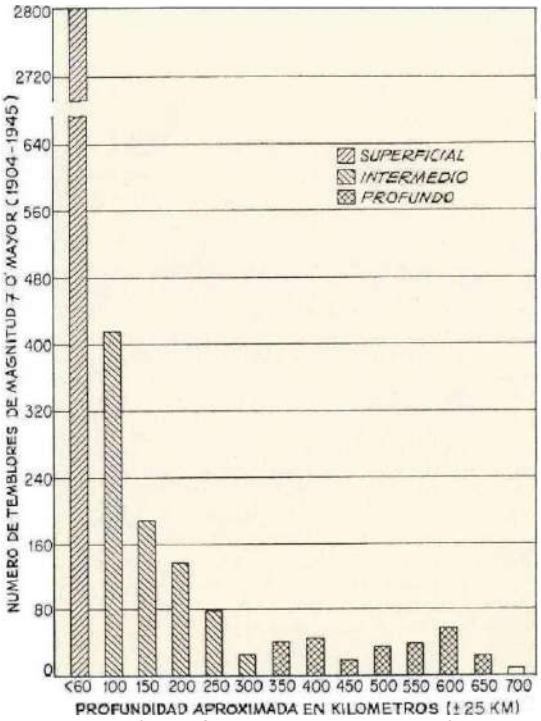


(modificado de Taylor & McLennan, 2001)

DISCONTINUIDADES INTERNAS DE LA GEÓSFERA

El estudio de los arribos de las ondas a observatorios sismológicos de todo el mundo a lo largo de más de un siglo ha permitido elaborar un modelo bastante preciso del interior de la **geósfera** (la Tierra bajo nuestros pies, o sea sin la hidrósfera ni la atmósfera). Se conviene en hacer la siguiente **clasificación de terremotos**:

- **de origen superficial**, hasta unos 60 km de profundidad, dentro de la corteza (litósfera superior) y parte de la litósfera correspondiente al manto cuspidal.
- **intermedios**, de 70 a 250 km, en la parte profunda de la litósfera mantélica y la astenósfera (dominio plástico, de menor velocidad, dentro del cual se sumergen las cortezas oceánicas subductadas que siguen conservando un comportamiento frágil).

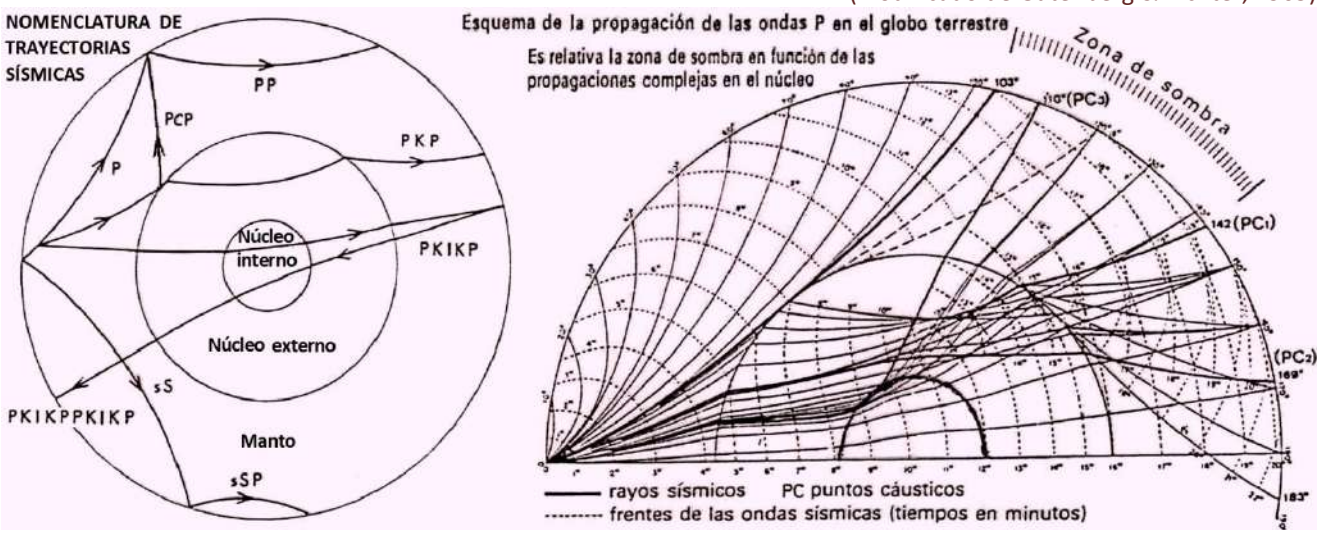


(modificado de Howell, 1962)

- **profundos**, de 250 a 670 km, en la zona transicional, donde todavía las placas oceánicas no han sido asimiladas al manto. Por debajo de los 670 km no ocurren más sismos, lo cual se interpreta como un cambio de fase, posiblemente también composicional con enriquecimiento de hierro y sílice. Los restos de las placas subductadas se cree llegan a precipitar hasta la capa D en el manto basal, al menos en parte. De allí resurge la convección ascendente.

Estas categorías representan, respectivamente, el 85, 12 y 3% del total, como se evidencia en el histograma graficado a la izquierda.
Los límites entre capas con diferente composición mineralógica o distinto estado fisicoquímico se llaman **discontinuidades**, como las ya citadas corteza, litósfera mantélica, astenósfera y zona transicional, detectadas a partir de la alteración del curso de las ondas sísmicas internas (P y S), tanto por los cambios de velocidad como por la refracción y reflexión que dichos límites ocasionan en los frentes de onda (o su correlativa visualización mediante rayos).
En las figuras siguientes se indica la nomenclatura utilizada para las trayectorias sísmicas, así como la formación de zonas de sombra (con pocos arribos sísmicos desde un determinado foco) y de puntos cáusticos (del griego *καυστικός*, causticós: quemar), aquellos donde los rayos se concentran, como la luz a través de una lupa.

(modificado de Gutenberg & Richter, 1965)



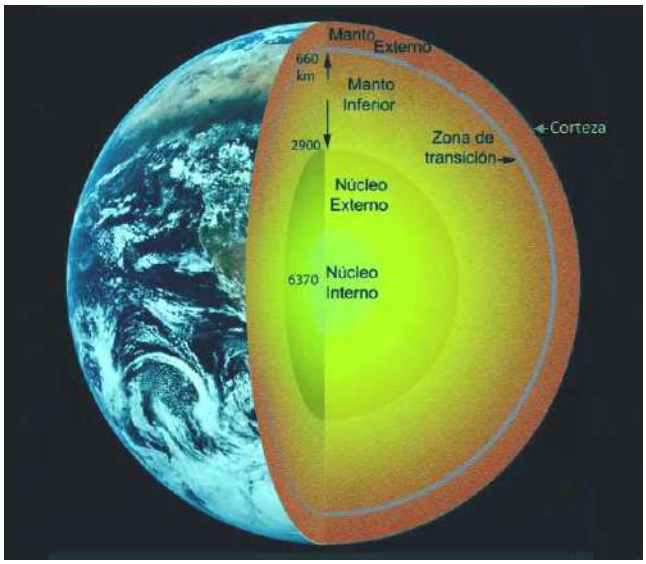
Esta es una brevísima síntesis del hallazgo de las **discontinuidades principales** de la geósfera:

- **Andrija Mohorovičić** (croata, 1909), límite corteza (rocas silíceas)-manto (silíceas más densas, con más Mg, Fe, etc.), a una profundidad desde unos 6 - 12 km (bajo la hidrósfera, en corteza oceánica) hasta unos 25 - 70 km (bajo la atmósfera en corteza continental). Abreviadamente conocida como Moho.

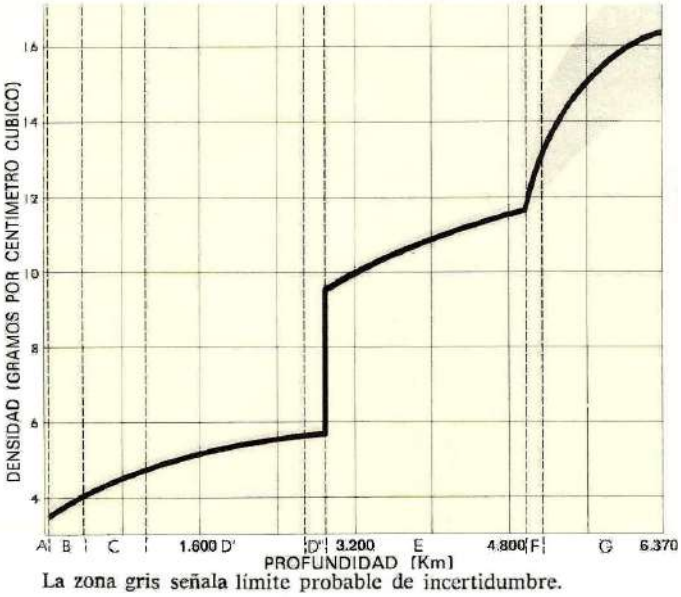
- **Beno Gutenberg** (alemán, 1912, a partir de los estudios del inglés **Richard Oldham** en 1906), límite manto-núcleo (composición metálica, mayoritariamente hierro, con Ni, O, S, etc.), a unos 2.890 km bajo el nivel del mar.

- **Inge Lehman** (danesa, 1936, basada en las investigaciones del alemán **Emil Wiechert**), límite entre los núcleos externo e interno (composición muy similar, en estado fluido y sólido, respectivamente, probablemente el interno con menos oxígeno, etc.), a unos 5.150 km de profundidad bajo la superficie del geoide.

El manto medio-inferior suele también ser llamado **mesósfera** (aunque hay otra mesósfera, entre la estratósfera y la termósfera, 50 a 85 km sobre el nivel del mar o cero geoidal, capa más fría de la atmósfera).
La sismología y otras informaciones geofísicas han permitido construir las gráficas de la página que sigue referidas a magnitudes del interior de nuestro planeta.
Tanto las ondas P como las S incrementan en general su velocidad con la profundidad, y mucho dentro de la litósfera, pero ralentizan al pasar a la astenósfera (a unos 250 km). Luego nuevamente las ondas comienzan a



Interior terrestre (modificado de Britannica)

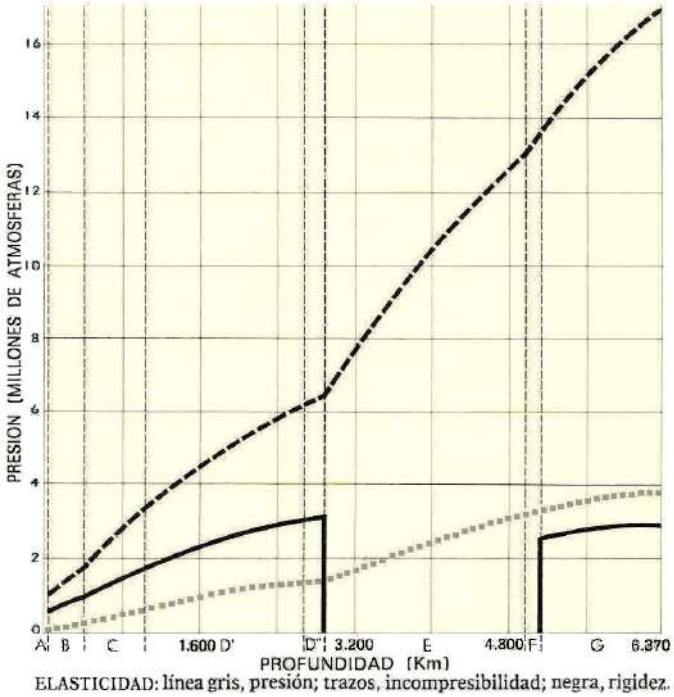


La zona gris señala límite probable de incertidumbre.

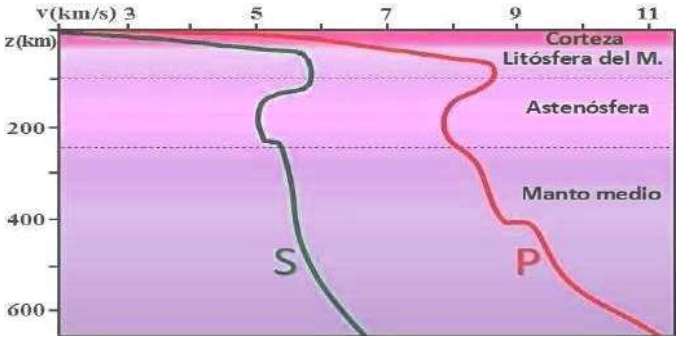
(figuras modificadas de Bullen, 1974)

La línea continua representa las ondas P. En trazos las ondas S.

(figuras modificadas de Anderson, 1974 y 1994)



ELASTICIDAD: línea gris, presión; trazos, incompresibilidad; negra, rigidez.



pisar el acelerador para alcanzar su máximo en la base del manto inferior. Ahí las P registran unos 14.600 m/s, pero clavan los frenos al entrar al núcleo externo, para volver a acelerar de a poco, y más en el interno.

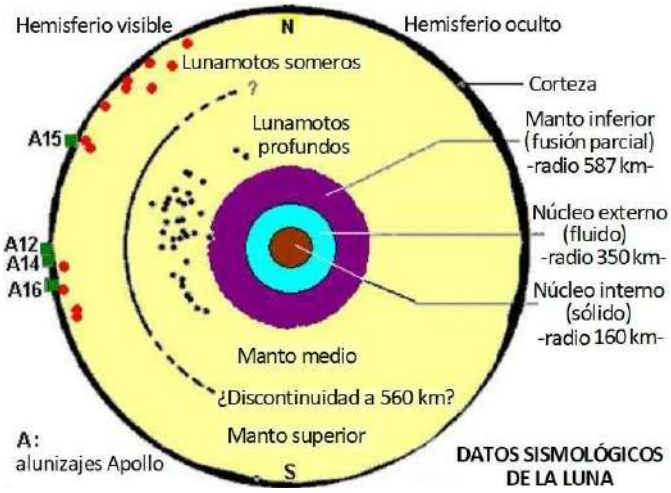
Las ondas S no atraviesan el núcleo y esto sólo puede explicarse por su estado fluido, siendo ésta la principal evidencia de la condición física del núcleo externo. En cambio el núcleo interno es sólido por la enorme presión que soporta y allí seguramente hay ondas S generadas a partir de las P, pero de ahí no pueden salir.

MUNDOS TEMBLOROSOS

Los impactos de asteroides, cometas y meteoritos causan temblores, y más en mundos sin atmósfera (el colchón gaseoso de la Tierra amortigua y desintegra, o al menos esmerila bastante, a los diversos proyectiles cósmicos). También eventuales deslizamientos, ciclones, etc. Pero veamos las causales tectónicas y volcánicas.

Empezando por Mercurio, su superficie muestra acantilados geológicamente jóvenes causados por la ya citada gradual contracción del planeta, por lo cual una sismicidad tectónica moderna es altamente probable.

Respecto a Venus, con más de mil centros volcánicos de diámetro mayor a 20 km, de los cuales algunos casi seguramente activos (cómo han mostrado las imágenes térmicas y las fuertes variaciones de concentración de SO_2), una actividad sísmica actual conexa es absolutamente esperable, amén de posibles movidas tectónicas.



(modificado de spaceacademy.net.au)

Nuestra Luna evidencia escarpes tectónicos parecidos a los de Mercurio. De ahí se dispone de datos posta reportados por los sismómetros llevados en cuatro misiones *Apollo* (figura a la izquierda). De cuyo procesamiento e interpretación surge que existe un pequeño núcleo de hierro de 350 km de radio, sólido en sus dos tercios centrales y líquido en el tercio de afuera, así como expresa fusión parcial la zona basal de su espeso manto rocoso. Las fuerzas de marea todas las semanas causan unos cuatro lunamotos pequeños (hasta grado 2 Mw, con hipocentros entre 600 y 1.000 km de profundidad); además se disparan vibraciones por la expansión-contracción térmica día-noche; hay otros ocasionales sismos a unos 20-30 km de profundidad acaso vinculados a los escarpes; y el cascoteo espacial provoca unas cien sacudidas al año, con hasta grado 5 Mw cuando una vez por año (en promedio) la Luna se lleva puesto un toscón de cerca de una tonelada, sin *airbag* de por medio. Los sismos lunares vibran con frecuencias más altas que los terrestres y duran mucho, los más intensos no menos de 10 minutos, mientras que en la Tierra raramente superan 1 minuto, y la razón es la extrema escasez de agua lunar, ya que por estos pagos terrenales el agua poral actúa como esponja atenuando las vibraciones y evitando el efecto diapasón que ocurre en los mundos resecos.

Marte es otro mundo más seco que la Tierra, pero menos que la Luna, y tuvo intensa actividad tectónica en el pasado remoto. Valles Marineris (integrado por varios cañones o *chasmate*, en singular *chasma*) supera los 4.000 km de largo y alcanza unos 7 km de profundidad máxima, es de origen tectónico y guarda alguna semejanza con el Gran Valle del Rift de África oriental (de mayor longitud total pero mucho menor profundidad). Y hemos ya mencionado la presencia de edificios volcánicos (con el Guinness del Olympus Mons). El sismómetro de la sonda *Insight*, amartizada en 2018, ha detectado cientos de sismos al año con hipocentro entre 30 y 50 km bajo la superficie que se entiende causados por los procesos de enfriamiento del planeta, además del apedreo cósmico y otras causas. Hay martemotos cercanos al grado 4 Mw. Adicionalmente, la morfología de ciertos relieves sería evidencia de tsunamis en los primigenios mares, acaso sufridos por boyantes marcianitos microbios.

No podemos saber aún lo que sucede bajo las espesísimas atmósferas de los cuatro planetas mayores. Pero sí sabemos que algunas de sus lunas experimentan actividad geológica. Hemos referido el vulcanismo sulfuroso de Io, satélite joviano que casi seguramente tiene sismicidad conexa. Y su vecino Europa parece tener una dinámica bastante análoga a la tectónica de placas en su gruesa cubierta de hielo, sobre la cual pueden verse fracturas de hasta 3.000 km de longitud. La infrayacente agua líquida podría convectivamente extraer el calor interno y los desplazamientos sobre las líneas de fractura serían causales de escalofríos y castañeteos varios.

También el saturniano Encélado tiene una cubierta helada, en este caso con criovulcanismo de géiseres y fumarolas, sobre un muy probable océano global atravesado por plumas calóricas de posible fuente hidrotermal. Es decir, otro favorable escenario para ocasionales liberaciones elásticas de energía.

Y también el enorme Sol sufre oscilaciones en sus zonas externas, comprobadas como las de la Luna, aunque en este caso sin necesidad (ni factibilidad) de sismómetros. Básicamente son una suerte de oleajes fotosféricos que parten en círculo desde los focos de fulguraciones, a velocidades del orden de 33.000 m/s (Mach 100) y energías unas mil veces superiores que los más potentes sismos terrestres. La **heliosismología** estudia estos fenómenos cuyo origen es bien distinto que el de la tectónica de lunas y planetas y que permiten mapear capas profundas de la atmósfera solar y deducir su dinámica.

RIESGO SÍSMICO

La **predicción sísmica** consiste en estimar la probabilidad de ocurrencia de temblores de determinados rangos de intensidad en áreas definidas para ciertos lapsos de tiempo (de años o décadas). No se consiguen mejores pronósticos en el estado actual del conocimiento dada la complejidad de estos procesos. Para los sismos someros un indicio, si bien complejo de monitorear, es que suelen ser precedidos por cambios hidrogeológicos por ascensos profundos, sobre todo enriquecimiento en Rn, As, Bo, Fe, etc. Además, para terremotos de magnitud

mayor a 5°Mw es posible que en algunos casos ocurran destellos atmosféricos de segundos o pocos minutos, alguna hora antes y a veces después del evento, quizá por descargas electrostáticas debidas a la fricción sobre la superficie de la falla que lo dispara. Se trataría de triboluminiscencia (del griego τρίβω, tribo, frotar) y en inglés se lo refiere como *EQL* (*EarthQuake Light*), pero todavía no existen certezas científicas y tales luces pueden no tener una causa sísmica.

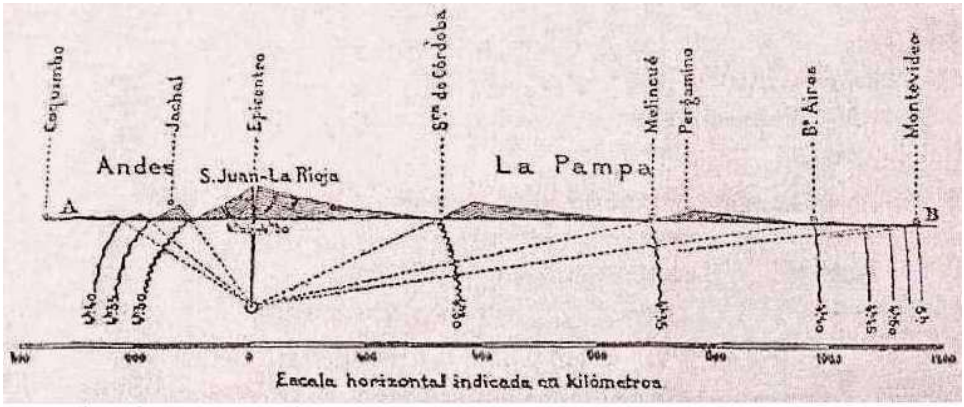
Acá algunos grandes terremotos históricos en escala de momentos sísmicos (entre paréntesis eventos estimados)

9,5 Valdivia, Chile, 1960
9,2 Anchorage, Alaska, 1964
9,1 Banda Aceh, Indonesia, 2004
9,0 Kamchatka, Rusia, 1952
(9,0 Arica, Perú, hoy Chile, 1868)
9,0 Sendai, Japón, 2011
8,8 Maule, Chile, 2010
8,8 Esmeraldas, Ecuador, 1906

- -
7,7 Tierra del Fuego, Chile, 1949
(7,6 Jáchal, SJ, Argentina, 1894)
7,4 Caucete, SJ, Argentina, 1977
7,4 San Juan, Argentina, 1944
(7,2 Mendoza, Argentina, 1861)

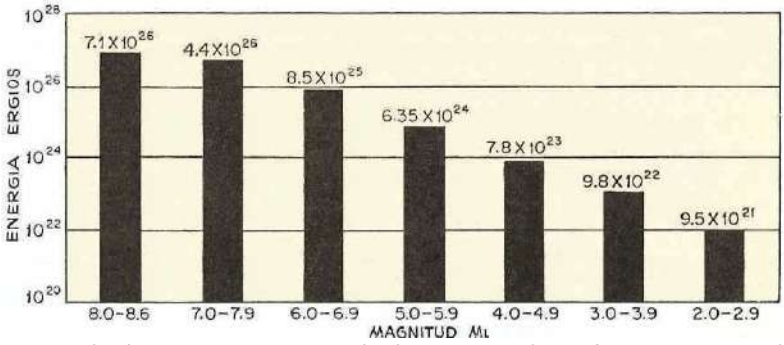
Ha de tenerse presente que áreas de riesgo mínimo también pueden sufrir terremotos, en general de no excesiva intensidad, como el que ocurrió en 1888 con epicentro en el río de la Plata estimado en 5°Mw, para julepe de bonaerenses y orientales.

Los sismos más potentes, cercanos a 9º, producen oscilaciones libres, así como cambios en la distribución de masa litosférica a lo largo de fallas de 500 ó más kilómetros. Esto causa corrimientos del eje de rotación terrestre del orden de los 10 cm y cambios en la duración del día de pocos microsegundos, todos los cuales son efectos ínfimos en términos humanos. Asimismo, eventos de 8º ó mayores en algunas ocasiones disparan una o más erupciones volcánicas en las semanas o meses siguientes en el entorno del área interesada por su vasto desplazamiento, debido al eventual efecto desestabilizador sobre las cámaras magmáticas prexistentes.



Curvas horarias y esquema de propagación de las ondas sísmicas en el terremoto de 1894.
(gráfico de E. Delechaux, 1894; en Tello & Pérez, 2004)

Tramo de la falla de San Andrés, California (foto Salvat GT)



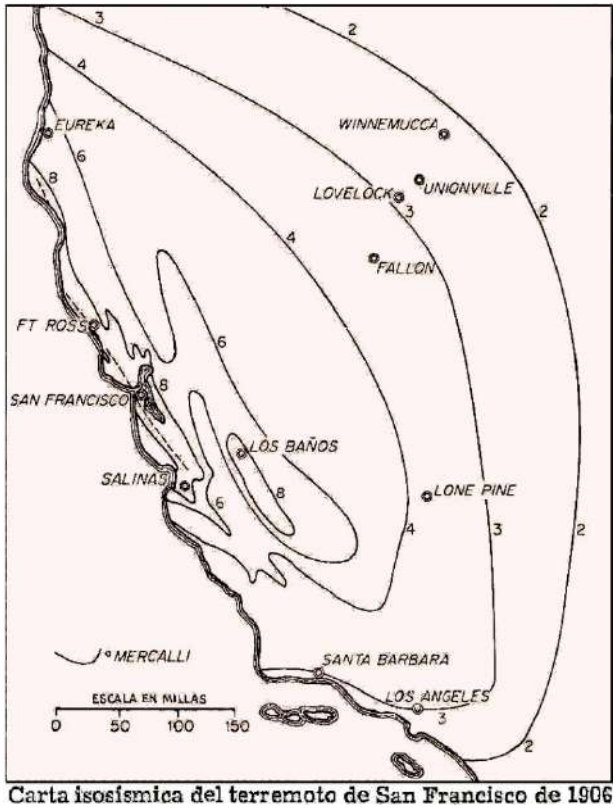
Energía sísmica total anual según órden de M_L (modif. de Howell, 1962)

El histograma adyacente muestra la distribución de energía sísmica acumulada cada año según su rango de magnitud. Los sismos de intensidad menor suceden con mucha mayor frecuencia, pero puede verse que no logran sumar tanta energía como aquellos que esporádicamente se disparan con mayores potencias.

Cuando ocurren grandes terremotos (en el orden de $M_W \geq 7$) bajo el mar, es necesario articular la **prevención de un tsunami** –aunque pueda no producirse– en un lapso de horas o minutos,

dependiendo de la distancia desde el epicentro a la costa. En el Pacífico existe desde 1949 un sistema de alerta temprana (*Tsunami Warning System*, que fue trágicamente desoído por la Armada de Chile en el sismo de 2010) que desde 2005 se replicó en el Índico y el Caribe. Funciona con boyas, sensores de presión de fondo y antenas comunicadas con satélites. También se están usando los cables submarinos de internet como sensores de presión.

Para que suceda un maremoto o tsunami típico –de origen tectónico– ***debe haber un desplazamiento vertical en las rocas del fondo marino***, a lo largo de una zona de falla. El consecuente movimiento del volumen ácueo crea varias crestas a unos 200-500 km entre ellas, con velocidades superficiales de 400-900 km/h y altura crestal del orden del metro en mar abierto, que aumenta hasta unos 5 m ó más (con casos muy excepcionales que superan los 30 m) al llegar a la costa, ralentizando hasta unos 40 km/h. Los frentes de onda suelen ser más bien rectos en casi toda su extensión, concentrando la energía a lo largo de estas crestas rectilíneas que se separan. Sólo en los extremos se va diluyendo la energía al curvarse, lo que hace que las zonas situadas justo en la proyección del rumbo de falla sean relativamente poco afectadas, en contraste con las zonas que son barridas de lleno por los sucesivos trenes de olas aunque se sitúen mucho más lejos del epicentro.



Carta isosísmica del terremoto de San Francisco de 1906
(modificado de Howell, 1962)

Al llegar un tsunami suele producirse una retirada del mar antes del arribo de la primera gran ola, que, aunque no fuese de muy notable altura, puede llegar a penetrar mucho debido al enorme volumen de agua que viene empujando tras ella: es una ola de volumen, no de forma como las normales. Naturalmente la pendiente costera es crítica para condicionar la magnitud de penetración de la masa de agua en tierra (que ya no es) firme.

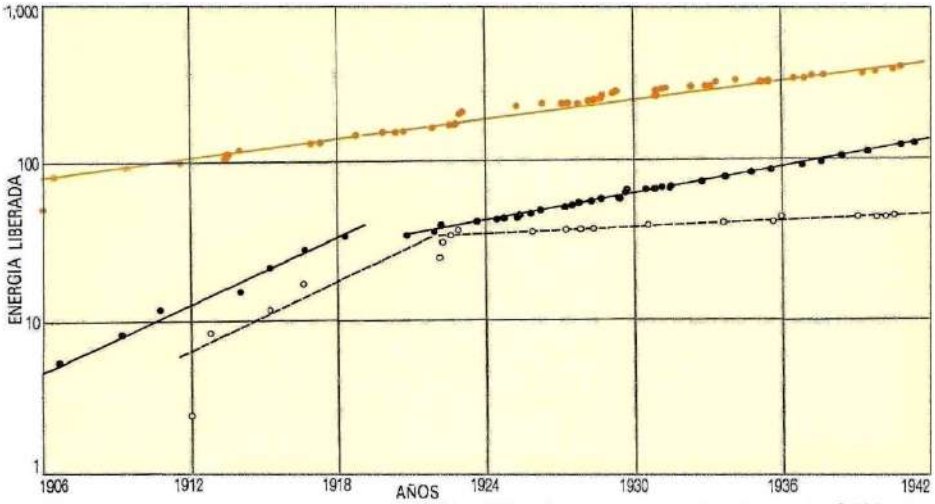
También pueden ocurrir **tsunamis no tectónicos**, en algunos casos gigantescos (megatsunamis), por desplome de un gran macizo rocoso que mueve un volumen de agua proporcional a su masa. Deslizamientos en taludes bajo el mar a veces también causan maremotos. Esto sucedió en Japón en 2011 cuando el tsunami tectónico fue amplificado por un enorme deslizamiento submarino (causado a su vez por el mismo terremoto que causó el tsunami inicial). Tsunamis o megatsunamis suceden también por caída de meteoritos gigantes y por colapsos volcánicos en el mar. A estos últimos correspondieron los casos de la isla de Krakatoa, entre Sumatra y Java en 1883, y de la isla de Santorini o Thera en el mar Egeo *circa* 1628 a.C. que se estima tuvo una energía igual a 3 veces la de Krakatoa ó 4.000 veces la nuclear de Hiroshima, arrasó la civilización Minoica y casi seguramente dio letra al mito de la Atlántida de **Platón** del siglo V a.C. Estos eventos además producen fuertes sismos.

Izquierda, 2004, Banda Aceh, Indonesia, tsunami del océano Índico (foto Assoc.Press). Centro, 2010, efectos del tsunami en la región del Maule, Chile (foto Carolina Inostroza). Derecha, 2011, tras el tsunami en Sendai, Japón (foto Asahi Shimbun)

La predicción es mucho más factible en el caso de los sismos provocados por movimientos magmáticos dentro o debajo de volcanes, llamados **tremores**, en general de intensidades relativamente bajas, que siguen una cierta dinámica secuencial, incluyendo impactos del magma con las paredes o el conducto de salida de la cámara, golpes de bloques sólidos desprendidos de las paredes y arrastrados hacia arriba y explosiones de bolsones de

gas. Si estos sismos se registran provenientes de focos cada vez más superficiales y repetidos puede entonces predecirse el momento de la erupción, así como estimarse su magnitud y duración en los días sucesivos, naturalmente siempre con márgenes de error estadístico.

Existen **eventos de largo período** (LP, muchas horas e incluso días) de baja intensidad y baja frecuencia (no más de 5 Hz), resultantes de la superposición de innumerables eventos menores, en ocasiones simultáneos. Son **armónicos** si la intensidad y frecuencia son más o menos constantes y **espasmódicos** si fluctúan mucho. Más raramente pueden ocurrir los **terremotos volcano-tectónicos** que casi nunca sobrepasan los 4 grados de magnitud, con frecuencias de entre 10 y 30 Hz, a veces conformando **enjambres sísmicos**, esto es, varios sismos consecutivos procedentes de la misma zona epicentral y con magnitudes parecidas.



SERIE DE TERREMOTOS de la costa oeste de América del Sur. Son tres grupos: los de foco a menos de 70 km de profundidad (puntos y raya coloreada); los comprendidos entre 70 y 300 km (puntos negros y raya negra continua), y los producidos entre 300 y 600 km (círculos y traza discontinua). La escala vertical señala la cantidad de tensión relativa de las vibraciones. Se observa una interrupción en los dos grupos inferiores alrededor de 1921, lo cual nos indica que estos dos grupos están mecánicamente acoplados, pero completamente separados del grupo anterior.
(modificado de Anderson, 1974)

Para los terremotos puramente tectónicos solamente pueden hacerse seguimientos (como en la figura de la izquierda) y estadísticas con grados de probabilidad muy vagos.

La profundidad del hipocentro y la distancia epicentral son factores críticos en cuanto al riesgo para las personas. Por ejemplo, el último terremoto muy destructivo en Argentina ocurrió en 1985 en Mendoza (Ms 5,9 e hipocentro a 12 km bajo la superficie, a unos 30 km de la ciudad) causando 6 víctimas fatales, 230 heridos y dejando un hospital y 12.000 viviendas seriamente afectadas, por su construcción sin las normas básicas. Pobreza e irresponsabilidad estatal. De modo que son también muy determinantes la desigualdad económica y la falta de apego de un pueblo por el respeto de las normas. En Puerto Príncipe (Haití) perecieron en 2010 más de 300.000 personas por un sismo de foco somero y Mw 7,0 que en un país desarrollado habría causado relativamente pocas muertes.

Las normativas para el diseño de **construcciones sismorresistentes,** como las que provee el INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica de Argentina), se van actualizando conforme progresan las tecnologías y mejoran los conocimientos sobre resistencia sísmica. Además existen redes nacionales de acelerógrafos que entregan información sobre las aceleraciones que soportan distintos tipos de estructuras ante temblores de variada magnitud. Entre las recomendaciones, en regiones de alto riesgo sísmico es importante consolidar los terrenos propensos a la licuefacción antes de fundar; éste fue un factor clave en los daños muy graves en Ciudad de México en 1985 (más de 10.000 muertes), edificada sobre el relleno del lago de Tenochtitlán.

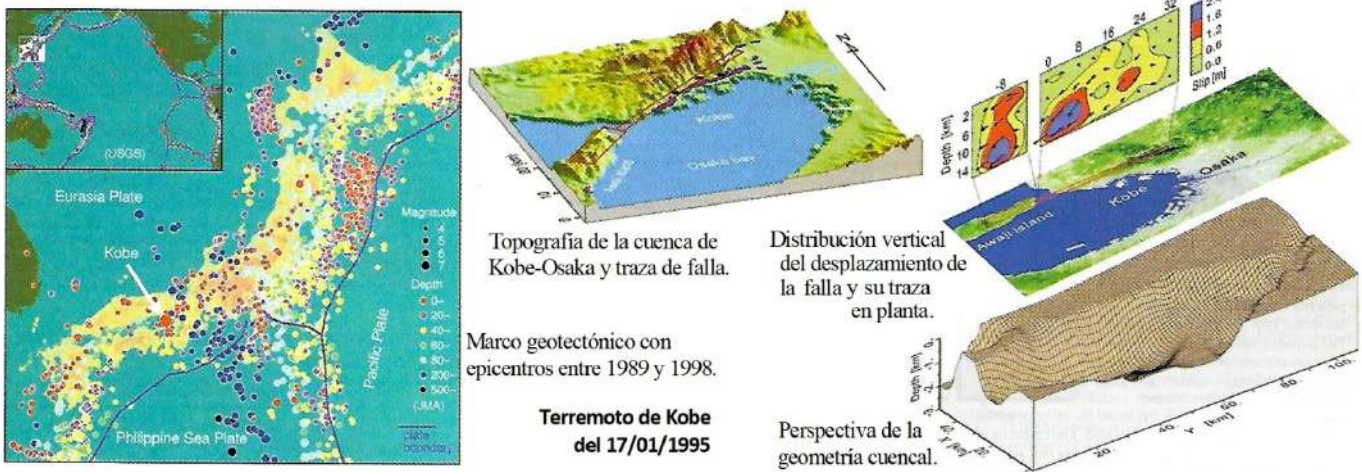
Para aguantar grandes terremotos siempre son preferibles viviendas de madera o materiales sintéticos flexibles con una estructura metálica fuerte pero liviana y aislaciones ignífugas. Las construcciones de mampostería deben poseer enrejados de acero o vigas y columnas de hormigón armado y techos livianos y resistentes a posibles colapsos, y los edificios altos han de tener sistemas de absorción de la vibración para prevenir la ruptura, sobre todo en su base (cilindros de plomo, goma y acero, aisladores elastoméricos u otros). La monumental basílica de Santa Sofía construida entre 532 y 537 en Constantinopolis bajo el mandato de Justiniano (devenida mezquita en 1453 en la desde entonces turca Istanbul) fue preclaramente concebida por **Isidoro de Mileto** y **Antemio de Trales** con plomo bajo las columnas para dar plasticidad de movimiento durante los sismos. Cuando hay que adecuar edificaciones antiguas, efectuarlo suele ser más costoso que demoler y rehacer, pero en muchos casos esto no es sensato debido al valor del patrimonio histórico-cultural (*anche* turístico). En años recientes se han desarrollado distintos tipos de amortiguadores (viscoelásticos, de masa con resorte, de agua en recipientes especiales) que se instalan en el techo –porque ahí es donde oscila más– y permiten transferir la energía desde la edificación al amortiguador, también la debida a vientos fuertes o tráfico intenso, logrando su disipación por fricción, tanto mayor cuanto más se la consiga sintonizar –las viviendas bajas vibran a una frecuencia mayor y con amplitud menor que los edificios altos–.

La prevención sísmica incluye sistemas de corte eléctrico y válvulas automáticas en la red de gas para evitar incendios, entre otras prevenciones. Las estructuras más seguras deben ser los edificios de bomberos, hospitales, centrales de energía, depósitos radiactivos, diques, etc. Y en segundo lugar las construcciones de uso público como escuelas, estadios, cines, hoteles o puentes de alto tránsito. Y es esencial la preparación y organización de la población con protocolos a cargo de la Defensa Civil para minimizar muertos, mutilados y huérfanos, además de procurar reducir las pérdidas económicas de todo tipo (que redundarán en calidad de vida).

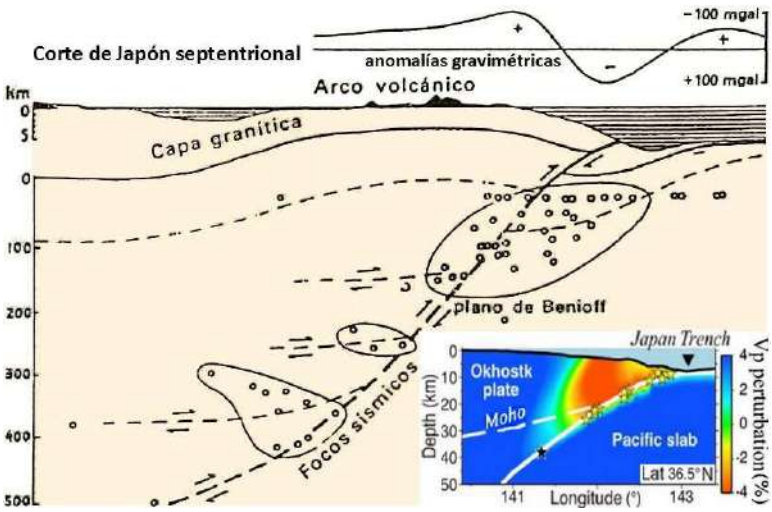
- Terremotos inducidos: obedecen a muy variadas causas antrópicas. En la actualidad el 34% se debe a la hidrofracturación en pozos petroleros, 25% a explotaciones mineras, 15% al peso del agua en las represas, 11% a explotación petrolera convencional, 6% a pozos geotérmicos, 4% a repositorios de fluidos residuales, 2% a explosiones nucleares, 1% a pozos acuíferos, 1% por investigación y hay otras menores (por ejemplo la sustracción de CO_2 atmosférico). La magnitud en ***operaciones de hidrofracturación y explotación minera*** varía entre 1 y 4 Ms y hasta ahora no se han verificado daños relevantes ni heridos (salvo en accidentes de la propia actividad). Tampoco se ha probado que puedan disparar fuertes terremotos; las operaciones hidrocarburíferas se ejecutan a unos 2 a 4 km de profundidad y sismos inducidos, a lo sumo moderados, pueden ocurrir hasta a 10 km bajo tierra. Pero es evidente que estas operaciones ***no deben realizarse muy cerca de un poblado***.

APLICACIONES DE LA SISMOLOGÍA

La sismología es la herramienta geofísica que ha permitido acceder a la mayor parte del conocimiento que se dispone sobre el interior del planeta cuya superficie sólida pisamos (y pisoteamos), sea desde sismogramas convencionales, sea a partir de imágenes procesadas de velocidades sismológicas (mapas o cortes) para distintas profundidades mantélicas. Pero también puede dar aplicaciones prácticas de tipo prospectivo. Esto es así en áreas de frecuente sismicidad donde la información que se puede obtener es abundante. En esos casos, si se dispone de una adecuada red de acelerógrafos y/o sismógrafos portátiles y un razonable tiempo de espera para obtener una cantidad crítica de datos, pueden estudiarse los tiempos de arribo, amplitudes, frecuencias y otros parámetros de las ondas. Entonces, a partir de esos estudios, pueden sacarse conclusiones sobre aspectos geológico-económicos del subsuelo.



(modificado de Koketsu & Furumura, 1999)

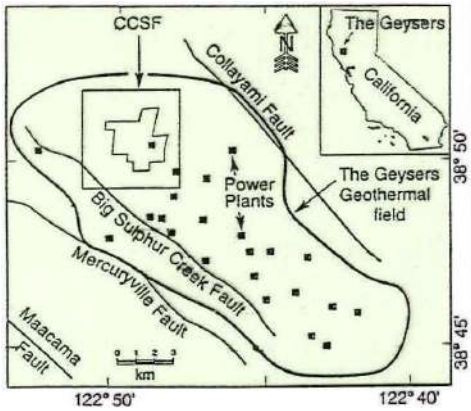


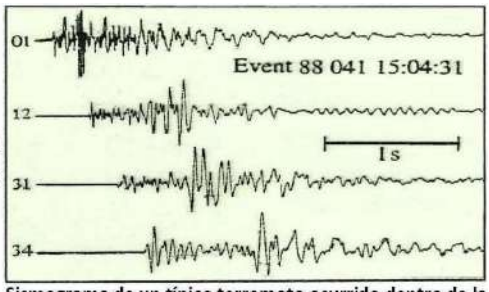
(modificado de Gutenberg & Richter, 1965 y cuadro menor modificado de Zhao, 2019)

La antes comentada investigación de riesgo sísmico y la eventual predicción estadística de la sismicidad futura constituyen el primer objetivo de los estudios sismológicos, como se ilustra con este ejemplo de modelado de datos en Japón, tras el terremoto de 6,9 Mw en 1995 en Kobe, que causó unas 6.000 víctimas.

En otro orden, los datos de sismos naturales aplican también a la ***evaluación de áreas de yacimientos de gas o vapor geotérmico*** a través de los cuales las ondas compresionales

resultan muy atenuadas, lo que permite hacer un mapeo tridimensional y planificar la estrategia de explotación volumétrica más adecuada. Acá vemos un caso cuyo modelo 3D reprodujimos en el Tema 10, pag.279. (Las ondas de cizalla pasan por la matriz rocosa sin atenuarse porque no "leen" el fluido; lo cual se ve en el Tema 18).

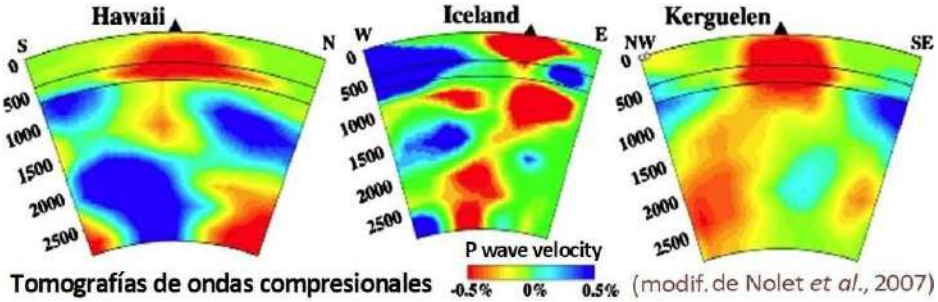




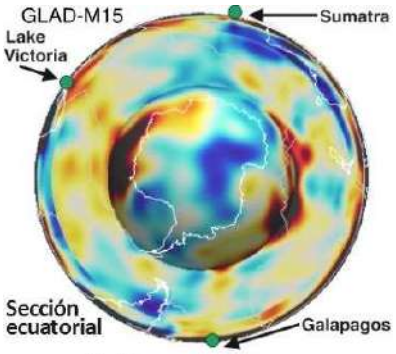
Sismograma de un típico terremoto ocurrido dentro de la región estudiada. El contenido de frecuencias disminuye con el incremento de distancia desde el hipocentro.

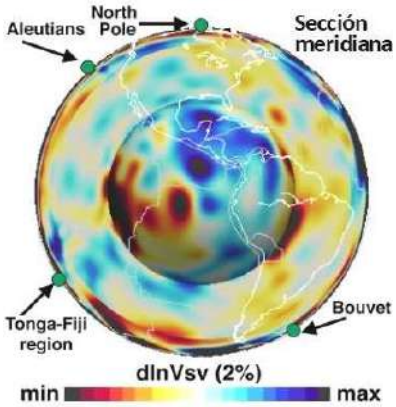
Campo geotérmico Geysers, California.

(modificado de Romero Jr. *et al.*, 1997)



Tomografías de ondas compresionales (modif. de Nolet *et al.*, 2007)



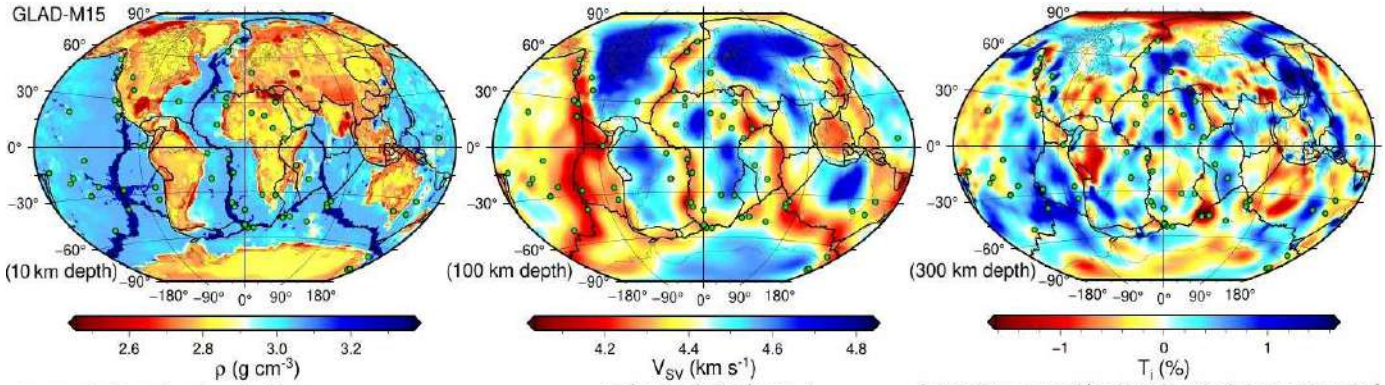


Secciones verticales de la variación de velocidad de ondas S polarizadas en *z*

Por último, ejemplos de mapas y cortes a escala global de la variación de las velocidades de las ondas P y S a profundidades crecientes dentro de la corteza y el manto terrestre. Las P son imprescindibles cuando se quiere visualizar el núcleo (figuras en la siguiente página) porque allí no hay matriz, todo es fluido y las ondas S, repetimos, no tienen cómo apoyarse en su oscilación transversal y no pueden pasar, así como el agua no ofrece resistencia a una tijera.

En estas gráficas también hay datos de densidad de la corteza y del cociente entre las velocidades de las ondas de cizalla en el manto según que estén polarizadas en *z* (V_{SV}: velocidad S vertical) o en *x* (V_{SH}: horizontal), que difieren en función de las anisotropías de los materiales atravesados –son el equivalente de la birrefringencia de las ondas de luz en óptica–. Este tipo de datos resulta indispensable para poder hacer modelados sobre la geodinámica del manto, lo cual permite, a su vez, entender mejor la tectónica de las placas corticales y los fenómenos sísmicos asociados en cada región estudiada.

(figuras modificadas de Bozdağ *et al.*, 2016 y Ciardelli *et al.*, 2022)



en negro límites entre placas tectónicas, en verde puntos calientes (*hot spots*) compilados por Don Anderson

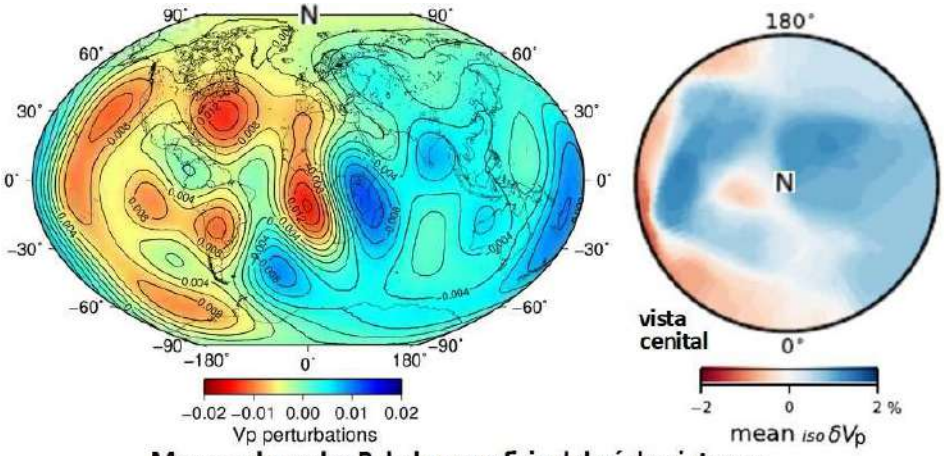
ondas S polarizadas en *z*

isotropía transversal (cociente logarítmico entre Vsv y VSH)

Planisferios de datos sismológicos a distintas profundidades

Las cinco figuras precedentes provienen de los modelados *GLAD* (*GLobal ADjoint tomography*) que debemos a la eminente sismóloga computacional turca **Ebru Bozdağ** y varios colaboradores a partir de disponer de millones de registros de cientos de terremotos, con sus tres componentes espaciales, empleando sismogramas con ondas superficiales. Con una supercomputadora se van procesando simulaciones tridimensionales de la

propagación de ondas sísmicas inelásticas que se adjuntan en progresión, abarcando corteza y manto. Una vez terminado el modelo se lo comprueba con datos de otras decenas de terremotos no utilizados inicialmente.
Trabajos de este tipo están consiguiendo visualizaciones del manto con un grado de definición inexistente hasta hace algunos años, mejorando notablemente la comprensión de las plumas mantélicas y corrientes convectivas, incluso de losas de corteza oceanica desprendidas en el manto, procedentes de alguna subducción ya abortada.
Como otra curiosidad, se ha planteado que formaciones geológicas superficiales de hierro bandeado puedan haberse parcialmente reciclado en el manto contribuyendo a su heterogeneidad. Éstas son mayormente del Proterozoico (de la Gran Oxidación de hace 2.500 m.a. y de otro evento de hace 1.800 m.a. cuando todavía había mucho hierro soluble) y contienen hasta 60% de Fe bajo la forma Fe_2O_3 y densidad de 3,5 g/cm^3, más que el manto superior. Subductadas hasta alcanzar la base del manto (capa D) podrían haber alimentado plumas mantélicas cuyo ascenso dio origen a grandes provincias ígneas unos 250 m.a. más tarde. En tal hipótesis no sería imprescindible la formación de eclogita (metamorfita máfica de 3,4 g/ cm^3) para promover la subducción.



Mapeos de ondas P de la superficie del núcleo interno
(figuras modificadas de Tkalčić *et al.*, 2024 y de Brett *et al.*, 2022)

Variaciones de velocidad de las ondas primarias se registran también dentro del núcleo externo, que sabemos posee un comportamiento fluido con corrientes convectivas que transportan el calor proveniente de su región basal sobre el núcleo interno. En cuanto a éste, las ondas confirman su estado sólido y revelan su fuerte anisotropía y sus muy marcadas diferencias en la estructura elástica y atenuación entre ambos hemisferios, con abruptas variaciones laterales de velocidad. El contraste más notable se observa en el hemisferio occidental, principalmente en la mitad norte, con bajas velocidades. También se ha detectado un subnúcleo en la parte más interna, cuyo punto central está desplazado unos 400 km del centro de masa terrestre, hacia el hemisferio oriental, acaso resultante de multiples etapas de acreción, posiblemente en lenta traslación lateral y cuya composición se especula responda a un cambio de fase de α-Fe (ferrita, cristalina cúbica centrada en el cuerpo) a su alótropo γ-Fe (austenita, centrada en las caras). Algunos investigadores evalúan también la posibilidad de algún tipo de convección muy lenta para la parte menos profunda del núcleo interno, como mínimo en las decenas de kilómetros de más arriba cuya viscosidad calculada es 2 o 3 órdenes de magnitud menor.

A las 9:40 del sábado 1° de noviembre de 1755 la religiosísima sociedad portuguesa celebraba en Lisboa, capital de un gigantesco imperio esclavista, *o Día de Todos os Santos*. Ese día *a Santa Inquisição* no hacía quemar vivo ningún hereje ni supuesta bruja. Los templos estaban atestados de fieles creyentes. Unos 5 minutos antes, desde la falla transformante dextral que corre desde las islas Azores (sobre la dorsal mesoatlántica) hasta Gibraltar, se había disparado un terremoto de magnitud de momento (Mw) estimada en 8,5. Hubo dos réplicas fortísimas en los sucesivos 10 minutos. Las campanas sonaron enloquecidas antes de desplomarse. Cayeron techos y muros de palacios, casas, conventos e iglesias, sepultando cientos de fieles. Unas 400 personas murieron en el hospital. Las candelas encendidas en homenaje a los santos desataron vastos incendios. Muchos sobrevivientes escaparon hacia la costa. En menos de una hora vieron atónitos cómo el mar se retiraba. Era el vientre de la onda de tsunami que se les venia encima con 10 o 15 metros de altura. Cerca de 900 perecieron ahogados. El tsunami llegó con fuerza a todo el norte de África y las islas Británicas, y alcanzó el otro lado del Atlántico. En total se estima que fueron alrededor de 60.000 las víctimas humanas en Lisboa, 5.000 en España, 10.000 en Marruecos y cifras menos dramáticas en otros países.
La catástrofe promovió en toda Europa una mirada más racional del fenómeno, dando inicio a la sismología. Investigaciones como las arriba citadas y tantas otras en curso, junto a las construcciones antisísmicas (si la miseria no las impide), permitirán prevenir este tipo de tragedias ojalá que en un futuro no muy lejano.
Nuevos entusiasmantes hallazgos serán iluminados (no por candelas) en los años por venir.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué diferentes causas puede tener un sismo?
- Citar las tres leyes fundamentales que rigen la propagación de ondas.
- Graficar los tipos de ondas generados cuando una onda P que viaja en un medio de velocidad V1 incide con un ángulo determinado en una capa de velocidad V2.
- Definir los cuatro coeficientes elásticos más importantes.
-¿Qué factores afectan la propagación de las ondas sísmicas?
- Expresar matemáticamente los coeficientes de reflexión y refracción o transmisión.
-¿Cómo se registran los terremotos?, ¿qué ondas tienen mayor amplitud?
-¿Puede un sismo de valor alto en escala de Richter percibirse suavemente?, ¿y si es alto en escala de Mercalli?
- ¿Qué aspectos humanos involucra el análisis del riesgo sísmico?
- ¿Cuáles son las principales discontinuidades de nuestro planeta?, ¿qué evidencian las ondas transversales?
- Mencionar aplicaciones de la sismología.
- ¿Qué utilidad tienen las tomografías de ondas P y S?

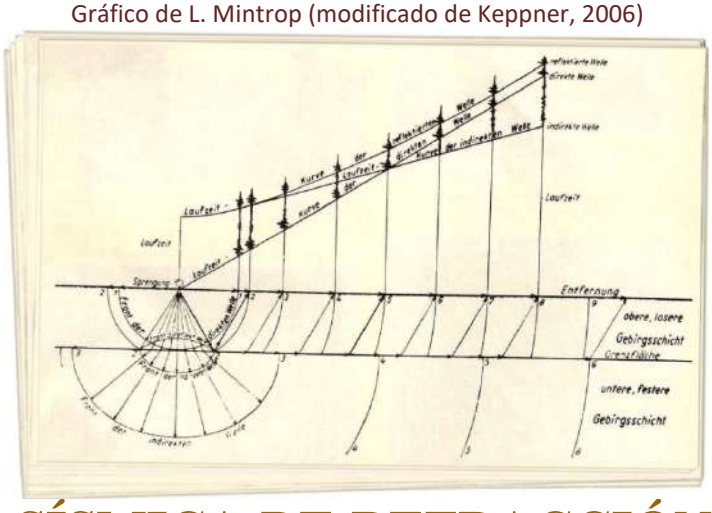
BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Anderson, D., 1974. La capa plástica del manto terrestre. En Deriva continental y tectónica de placas (p 32-40); Freeman, W. & Co. Eds. Scientific American - Editorial Blume.
- Anderson, D., 1992. The Earth's interior. En Understanding the Earth (p 45-66); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Banerdt, B., Smrekar, S., Banfield, D., Giardini, D., Golombek, M. *et al*., 2020. Initial results from the InSight mission on Mars. Nature Geoscience, Perspective N°02 (14 p). Springer.
- Barrientos, S., 2010. Terremoto (M=8.8) del 27 de febrero de 2010 en Chile. Revista de la Asociación Geológica Argentina, V.67 N°3 (p 412-420).
- Bird, P., Liu, Z. & Rucker, W., 2008. Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization and error analysis. Journal of Geophysics Research, V.113 (32 p).
- Brett, H., Hawkins, R., Waszek, L., Lythgoe, K. & Deuss, A., 2022. 3D trans-dimensional seismic tomography of the inner core. Earth and Planetary Science Letters N°593 (12 p). Elsevier.
- Bullen, K., 1974. El interior de la Tierra. En Deriva continental y tectónica de placas (p 24-30); Freeman, W. & Co. Eds. Scientific American - Editorial Blume.
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 30-41). Prentice-Hall.
- Bozdağ, E., Peter, P., Lefebvre, M., Komatitsch, D., Tromp, J., Hill, J., Podhorszki, N. & Pugmire, D., 2016. Global adjoint tomography: first-generation model. Geophysical Journal International, N°207 (p 1739–1766).
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 183-203). Librería de Ciencia e Industria.
- Ciardelli, C., Bozdağ, E., Peter, D. & Van der Lee, S., 2022. SphGLLTools: A toolbox for visualization of large seismic model files based on 3D spectral-element meshes. Computers & Geosciences, V.159 (23 p).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 25-57). McGraw-Hill.
- Douglas, J., Seyedi, D., Ulrich, T., Modaressi, H., Foerster, E. *et al*., 2015. Evaluation of seismic hazard for the assessment of historical elements at risk: Description of input and selection of intensity measures. Bulletin of Earthquake Engineering, V.13 N°1 (p 49-65).
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 4-31, 76-118, 278-418). Cambridge University Press.
- Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice, 2016. Secondo rapporto di sintesi sul Terremoto di Amatrice M_L 6.0 del 24 agosto 2016 (Italia Centrale) (33 p). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Gutenberg, B. & Richter, C., 1965. Seismicity of the Earth and associated phenomena (310 p). Hafner Publishing.
- Heirtzeler, J., 1974. La expansión del suelo oceánico. En Deriva continental y tectónica de placas (p 76-87); Freeman, W. & Co. Eds. Scientific American - Editorial Blume.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 80-213). Ediciones Omega.

- INPRES, 2017. Manual de prevención sísmica (123 p). Instituto Nacional de Prevención Sísmica de Argentina.
- Keller, D., Tassara, S., Robbins, L., Lee, C., Ague, J. & Dasgupta, R., 2023. Links between large igneous province volcanism and subducted iron formations. Nature Geoscience, V.16 (p 527-533).
- Koketsu, K. & Furumura, T., 1999. Imaging earthquake fault rupture and simulating seismic ground motion. The Leading Edge, V.18 Nº12 (p 1414-1416).
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 9-28, 83-164, 307-339). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 85-86, 92-98, 120-133, 211-215). Cambridge University Press.
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 1-7). Gulf Publishing.
- Nolet, G., Allen, R. & Zhao, D., 2007. Mantle plume tomography. Chemical Geology, N°241 (p 248-263). Elsevier.
- Poirier, J., 2000. Introduction to the physics of the Earth interior (p 11-26, 221-230). Cambridge University Press.
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 15-33). John Wiley & Sons.
- Romero Jr., A., McEvilly, T. & Majer, E., 1997. 3-D microearthquake attenuation tomography at the Northwest Geysers geothermal region, California. Geophysics, V.62 Nº1 (p 149-167).
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 7-41, 72-85). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 33-84, 107-127). Cambridge University Press.
- Smith, P., 1975. Temas de geofísica (p 103-111, 183-254). Editorial Reverté.
- Taylor, S. & McLennan, S., 2001. Chemical composition and element distribution in the Earth's crust. En Encyclopedia of Physical Science and Technology (p 697-719).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 218-260). Cambridge University Press.
- Tello, G. & Pérez, I., 2004. El terremoto de 1894: Investigación histórica. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, N°19 (p 23-40).
- Tkalčić, H., Belonoshko, A., Muir, J., Mattesini, M., Moresi, L. & Waszek, L., 2024. Imaging the top of the Earth's inner core: A present-day flow model. Scientific Reports (20 p). Nature.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 141-270). Alianza Editorial.
- Villanova Silveiro, L., Yokoyama, E. & França, G., 2019. Study of the periodicity of moonquakes and their causalities. 16° International Congress of the Brazilian Geophysical Society (3 p).
- Zaho, D., 2019. Importance of later phases in seismic tomography. Physics of the Earth and Planetary Interiors N°296 (25 p). Elsevier.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Gráfico de L. Mintrop (modificado de Keppner, 2006)



"Alles hat seine Zeit und Pionierzeiten sind immer kurz!"
["Todo tiene su tiempo ¡y los tiempos de los pioneros son siempre cortos!"]
Ludger Mintrop
(*circa* 1920)

SÍSMICA DE REFRACCIÓN

Ludger nació en 1880 en cercanías de la ciudad alemana de Essen y fue el quinto de 15 hermanos (no había tele ni celu)… Tras sus estudios iniciales y medios en Aachen (en castellano Aquisgrán), cursó en la Academia de Minas de Berlín y luego, desde 1907, se especializó en geofísica en Göttingen a las órdenes de **Emil Wiechert**. Construyó dos observatorios sismológicos, uno en Aachen y el otro en Bochum –al igual que Essen, dentro de la geográficamente pequeña pero enormemente industrial cuenca del río Ruhr, afluente del Rin–. También, a instancias de Emil, comenzó a jugar con sismos artificiales y obtuvo el doctorado.
En eso andaba Ludger cuando el archiduque Francisco Fernando (heredero del Imperio austrohúngaro) murió asesinado en su desfile por las calles de Sarajevo (capital de Bosnia, entonces parte de ese imperio) por el joven nacionalista serbio Gavrilo Princip (integrante de una facción que detestaba al emperador y quería la unión de los países eslavos del sur). El magnicidio fue la excusa para que las tropas austrohúngaras invadieran Serbia, tras lo cual Rusia se movilizó en su defensa, luego Alemania en defensa de los austrohúngaros y así siguiendo en dominó por el demencial juego de alianzas. Estalló la Gran Guerra pese a que el kaiser Wilhelm II, el zar Николай (Nikolai) II y el rey George V eran primos, nietos de la reina Victoria que en vano les pidió por la paz.
Ludger fue enrolado como asistente técnico de la naciente fuerza aérea (con los aviones primitivos de ese tiempo) y luego pasó a una división de artillería. Desde el primer momento intentó convencer a sus superiores de la viabilidad técnica de determinar con un sismógrafo la posición de los cañones franceses a partir de los microsismos que éstos provocaban al disparar. Pero fue necesaria la monstruosa batalla de trincheras del río Somme (cinco meses, un millón de muertos sumando ambos bandos) para que el general Ludendorff tomase en cuenta la idea de Ludger y comenzasen a aplicarla para beneficio del ejército teutón y horror del francés. Aunque, como contrapartida, del lado galo estaba el estadounidense **John Karcher**, quien empezó a definir las ubicaciones de disparo enemigas en base a la detección de las ondas de sonido viajando por el aire a Mach 1.
En 1920, tras la guerra, **Ludger Mintrop** inició el cateo de domos salinos con sísmica de refracción en Alemania (sin petróleo) y desde 1923 en Texas, golfo de México –como antes el húngaro **Lorand Eötvös** con su balanza–, y fundó la compañía Seismos. Por allí supo volver a rivalizar con John Karcher –que en 1919 comenzó con la sísmica de reflexión y fundó Geophysical Service–, aunque ahora, si bien seguían detonando explosivos, batallaban sólo en términos de trabajo y dólares petroleros. También incursionaron en México, Irak, Persia y otros países. Y en esta nueva guerra a ambos bandos les fue excelentemente bien.

Prospección sísmica en Oklahoma, 1923 (foto Seismos)

De los cinco hijos que Ludger tuvo con su esposa Elisabeth, dos habrían de morir en la Segunda Guerra Mundial. Él falleció en su Essen natal a los setenta y seis años.

Pero nadie prospera únicamente por su propio esfuerzo: es necesario un contexto favorable. Y Ludger lo tuvo, entre otras razones, gracias al descubrimiento de un gran sabio veintitrés años mayor que él.

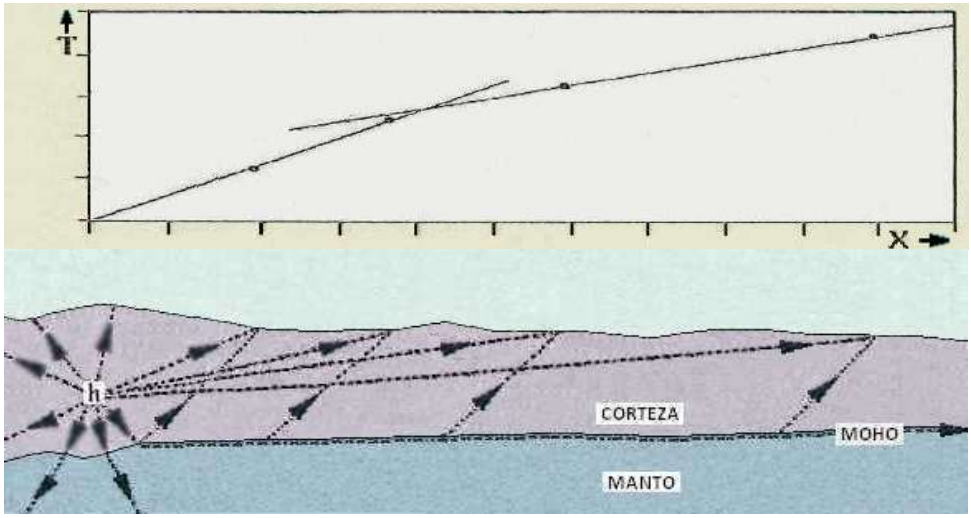
Volosko, Croacia (foto Opatija.net)

Volosko es un precioso pueblito de origen italo-croata, con sus típicas casas de piedra de dos o tres pisos y tejas rojas, en la costa adriática de la actual Croacia, y es casi un barrio del pueblo vecino, más grande, llamado Opatija o Abbazia, nombre debido a su abadía católica de 1453 –el mismo año de la caída a manos de los turcos de la romana oriental Constantinopla, que rebautizaron Estambul y había sido la griega Bizancio–. En Volosko nació Andrija, en 1857, hijo de un herrero que fabricaba anclas para los pescadores, pero que tristemente no pudo anclar la vida de su esposa a poco de nacer su bebé. Allí mismo Andrija cursó la primaria y en la cercana Rijeka (o Fiume) la secundaria. A los quince años ya fluidamente *parlava italiano*, *parlait français* y *spoke english*, además, obvio, *govorio hrvatski*. Unos años después *sprach deutsch* para hacer la Uni en Praga, actual capital checa que por entonces, al igual que Croacia, era parte del Imperio austrohúngaro, donde se imponía el alemán. Le metió pila a física y matemática y uno de sus profes fue el eminente checo-austríaco **Ernst Mach**.

Andrija volvió a su país a enseñar, se casó, tuvo cuatro hijos, y además se doctoró en meteorología, creó su propia estación meteorológica e inventó un aparato para medir la velocidad de las nubes. Publicó diversas investigaciones y en 1892 fue designado director del observatorio de la capital croata, Zagreb. Y luego, al comenzar el nuevo siglo, se interesó en la naciente sismología e instaló un sismógrafo en el observatorio que dirigía. Ahí estaba cuando a las 10:59 del viernes 8 de octubre de 1909 la tierra tembló desde un epicentro a 40 km hacia al sudeste de la capital y una profundidad focal luego estimada en 25 km. Hubo daños y muertos.

Unos meses después Andrija consiguió información de otros observatorios sismológicos europeos, cercanos (como Rijeka o Sarajevo) y lejanos (como Sofía o Atenas) y empezó a cranear la cosa. Tenía la información de cómo habían viajado esas ondas y quería conocer el modelo subterráneo que había gobernado sus caminos.

Observó entonces que, a partir de cierta distancia, las primeras ondas llegaban anticipadamente respecto a lo esperable si hubiesen hecho el viaje por el camino más corto a no tanta profundidad dentro de la Tierra. La conclusión del trabajo fue que, a partir de dicha distancia particular, las primeras ondas en llegar eran las que habían descendido, se habían refractado con el ángulo crítico en una interfaz de fuerte contraste de impedancias acústicas y había viajado justo por debajo de dicha interfaz, con la velocidad del medio infrayacente. Para finalmente ascender y llegar hasta cada observatorio lejano, anticipándose al más lento viaje de las ondas directas (que transitaban con la velocidad del medio más cercano a la superficie), tal cual se esquematiza. Es como en una gran ciudad bajar la escalera, tomar el subte y volver a subir, en vez de ir a pie por arriba.

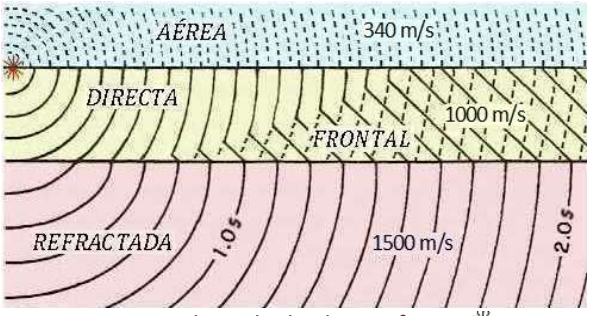


Abajo vemos el hipocentro h, algunas trayectorias de rayos en viaje directo hacia la superficie y otras que se refractan en la interfaz entre la corteza y el manto y eventualmente emergen. Arriba, la correspondiente gráfica tiempo T - distancia X: la recta de la izquierda conecta puntos en los que el primer arribo sísmico es el directo y la recta de la derecha vincula aquellos donde el primer arribo es el que viaja por la discontinuidad y luego emerge.

Lo que así había logrado **Andrija Mohorovičić** era el primer descubrimiento de una importante interfaz en el interior terrestre: la discontinuidad corteza-manto que ahora conocemos abreviadamente como Moho.
En los años siguientes el bueno de Andrija continuó investigando en Zagreb, con progresiva pérdida de visión, y falleció allí a la edad de setenta y nueve. Tras los horrores desatados sin querer por Gavrilo Princip (torturado cada día durante cuatro años hasta matarlo) Croacia era ahora parte del estado de los eslavos del sur. Y así sería (con la pausa nazi) hasta las guerras balcánicas que desintegraron Yugoslavia en la década de 1990. *Balkans* en turco significa montañas, pero la acepción de balcanizar no podría ser otra que la de fragmentar un Estado.

ADQUISICION Y PROCESAMIENTO EN PROSPECCIÓN

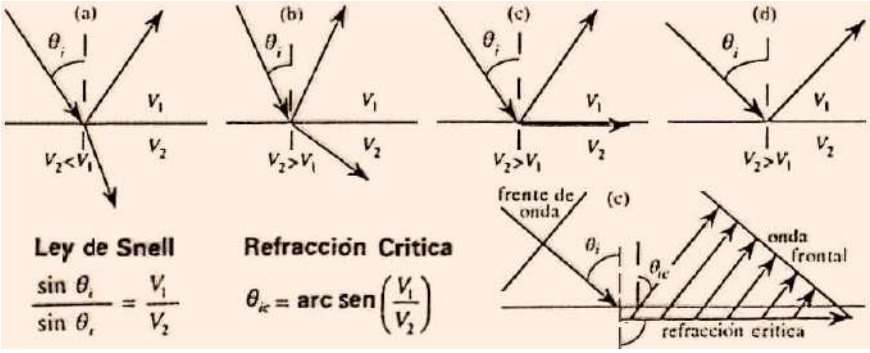
El método se basa en el registro de los frentes de onda, generados por una fuente artificial de energía, leyendo en los registros los tiempos de los primeros arribos (*first breaks*) que pueden ser ondas directas o bien las que en el subsuelo se refractan (del latín *refractus*, quebrar) con ángulo crítico, viajan justo debajo de la interfaz con la velocidad del medio infrayacente y retornan a la superficie como ondas frontales (*head waves*) ahora con la velocidad del medio suprastante, porque las ondas siempre se mueven con la velocidad propia de la capa que están atravesando, tal como se ilustra en la figura a la derecha. (Obviamente depende de si se trata de ondas P, que son las que casi siempre se registran, o bien S, o superficiales).
La figura muestra también la onda aérea, pero no se han dibujado los frentes de onda reflejados, ni las ondas de Rayleigh, ni ondas frontales provenientes de interfaces más profundas, ni otras varias que siempre están presentes. Nótese que dentro del área de la onda frontal también sigue existiendo la onda directa, llegando un poco más tarde.



Frentes de onda desde una fuente ✳

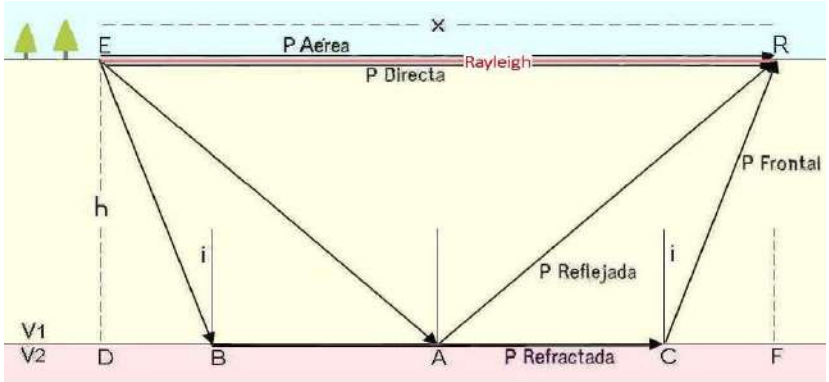
De modo análogo al verificado en óptica mediante la propagación lumínica, el método de sísmica de refracción requiere de medios en contacto con distinta refringencia, es decir velocidades contrastantes de propagación interna de las ondas que los atraviesan, con ***la condición esencial*** –dada por la ley de Snell– ***de que el segundo medio sea de mayor velocidad de tránsito*** (menos refringente) ***que el primero***.

Cuatro casos de distintos ángulos de incidencia. En (a) *V2<V1*, hay reflexión y la refracción inclina más. Los otros casos con *V2>V1*: en (b) hay reflexión y refracción menos inclinada, en (c) hay reflexión y refracción crítica (justo bajo la interfaz), y en (d) sólo hay reflexión. Obsérvese la condición matemática del caso (c) y el detalle gráfico del origen de la onda frontal que permite el registro mediante el método de refracción.



La profundidad de investigación ***es de entre 1/3 y 1/4 de la longitud total del tendido de los sismómetros en superficie.*** **El objetivo** ***es determinar espesores de las capas del subsuelo, sus buzamientos y las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en cada una de ellas***.
El instrumental necesario consiste básicamente en alguna fuente de energía (de impacto, explosivo, vibrador, cañón de aire sumergido, etc.), receptores (sinónimo de sismómetros: geófonos en tierra, hidrófonos en el mar o lagos) y un sismógrafo donde acondicionar, grabar y graficar la información. Esto se trata en el Tema 13.
La adquisición ***de datos de campo consiste en la obtención de un registro de trazas***, o varios –donde ***cada traza es obtenida por un receptor***–, más la información topográfica y todo otro dato que resulte de utilidad.
El procesamiento comienza con la lectura o **picado** de primeros arribos: el tiempo de llegada de la primera onda a cada receptor, o sea en cada traza (sismograma) del registro de campo. Sigue con el volcado de esos picados a una **gráfica tiempo-distancia** donde los alineamientos de puntos permiten dibujar cada **dromocrona** (del griego *δρομος*, dromos: carrera; y *χρονος*, cronos: tiempo): rectas como las de Mohorovičić, pero obtenidas a partir de datos de estaciones de recepción que han estado tan cercanas como sea el detalle del subsuelo que nos interese. ***Las pendientes de las rectas son la inversa de la velocidad en cada medio***. La base del método es la extensión a las ondas sísmicas de la Ley de Snell y en general ***no nos interesan las densidades porque no calculamos impedancias acústicas*** Z (recuérdese que $Z = \delta . V$). ***Se trabaja con*** los primeros arribos de los frentes de onda

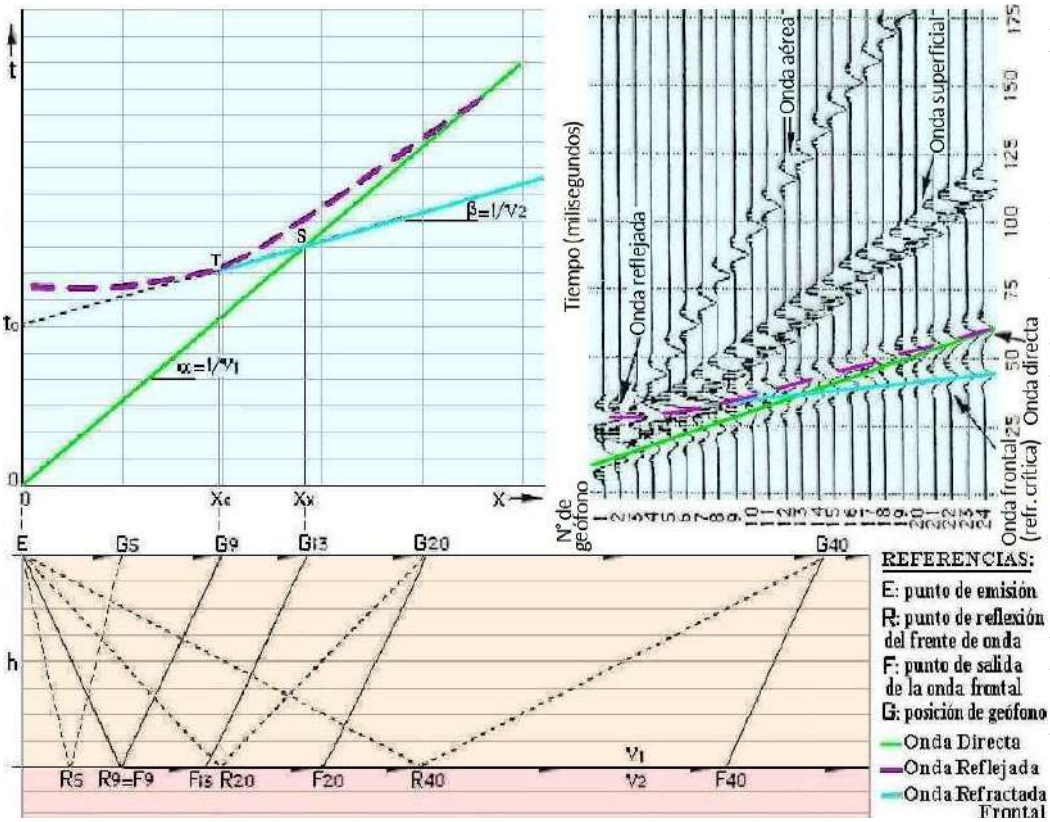
sísmicos (casi siempre únicamente con compresionales o P), los cuales incluyen ***sólo dos tipos de trayectorias***: 1) **Directas** y 2) **Frontales**, refractadas con el ángulo crítico.
Más atrás a lo largo de las trazas –es decir, más tarde– llegan las ondas reflejadas, las aéreas (que viajan con la velocidad del sonido en el aire) y otras, incluso un tipo de onda superficial (no P): la de Rayleigh (*ground roll*).
El ruido metodológico ***surge cuando no se puede leer bien el primer arribo***, sea por problemas eléctricos o mal acople físico del receptor (geófono no bien clavado), o interferencia de motores, oscilación por viento, etc.
Aquí, el caso más sencillo de dos medios horizontales con velocidades constantes.



Datos básicos en sísmica de refracción:
E: punto de emisión o fuente
R: punto de recepción o registro
V_1 y V_2: velocidad en los medios 1 y 2
ED = RF = h: espesor del medio 1
ER = x: recorrido directo
EAR: recorrido reflejado
EBCR: recorrido refractado crítico

(Entre B y C el ojo de halcón dice que la pelota pasó la línea de cal y es gol).
El tiempo de arribo para la **onda directa** es: $t = x / V_1$ *(I)*

Su gráfica en función de x será una línea recta que pasa por el origen (el punto correspondiente a la fuente) con la pendiente $1/V_1$. El tiempo de arribo para la **onda reflejada** es: $t = (EA / V_1) + (AR / V_1) = 2\, EA / V_1$
donde: $EA = h^2 + (x/2)^2$ siendo h el espesor del medio con V_1,
por lo que: $t = (2/V_1).(h^2 + x^2/4)$ que es la **ecuación de una hipérbola** (curva de trazos en la siguiente figura)
El tiempo de arribo para la **onda refractada-frontal** es: $t = (EB/V_1) + (BC/V_2) + (CR/V_1) = 2\,(EB/V_1) + (BC/V_2)$
si: $DB = CF = h\,.tg\, i_c$, resulta que: $BC = x - 2h\,.tg\, i_c$, siendo por otra parte: $EB = h / \cos i_c$
Entonces puede escribirse que: $t = (2h / V_1 \cos i_c) + (x / V_2) - (2h\,.tg\, i_c / V_2)$
Empleando las conocidas relaciones de: $tg\, i_c = sen\, i_c / \cos i_c$ y $sen^2 i_c + \cos^2 i_c = 1$ y sabiendo que: $sen\, i_c = V_1 / V_2$
llegamos a la expresión final: $t = [2h\,(V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_2.V_1] + [x / V_2]$ *(II)*
que representa la ecuación de una recta con pendiente $1/V_2$. De hecho, si derivamos: $dt/dx = 1/V_2$



A la izquierda la gráfica tiempo-distancia que se obtiene a partir de un registro esquemático (a su derecha). Abajo corte que corresponde en subsuelo. Se observa que la onda reflejada (alineamiento en violeta) llega más tarde que la onda directa (en verde); en general la velocidad de la onda directa es baja debido a que viaja por la capa meteorizada, pero la onda reflejada que aquí se representa es la que rebota en la base de esa misma capa, y por ende transita con idéntica velocidad que la directa. Son ruidos las ondas aérea y superficial que aparecen alineadas en las trazas de este registro didáctico.

En la expresión final de tiempo escrita antes *(II)*, podemos hacer x = 0, o sea tomar la ordenada al origen (llamada **tiempo de intercepción,** t_o) y entonces despejamos la **profundidad** (h): $h = t_o . V_2 . V_1 / 2.(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}$

Es muy importante tener presente que el tiempo de intercepción resulta gráficamente de la prolongación de la recta $1/V_2$ hasta el eje de ordenadas, con lo cual eliminamos uno de los términos de la expresión final antes citada, justamente el que contiene x, y simplificamos los cálculos. Pero este artilugio matemático, si bien útil, no tiene realidad física, debido a que ***en la práctica*** **$1/V_2$** ***es una semirrecta que parte desde el punto de la distancia crítica*** (T en la dromocrona celeste, correspondiente a una distancia x_c) ***y a su izquierda no hay trayectoria refractada posible*** dado un cierto ángulo de incidencia crítico para el caso que se considere.

Definimos consecuentemente la **distancia critica** x_c como la mínima distancia a la cual podemos poner un sismómetro para que reciba la onda frontal (*head wave*) y gráficamente vemos que resulta: $x_c = 2h . tg\ i_c$

La primera trayectoria de onda refractada que puede existir es aquella en la que, tras incidir en el medio 2 con ángulo crítico, el recorrido por la interfaz es infinitesimal (un pelitésimo) ***generándose de inmediato la trayectoria frontal*** (en el punto F9), ***caso que es prácticamente igual al de una trayectoria reflejada*** en R9. En la gráfica es el camino E-F9-G9, que resulta tangente en T a la hipérbola de la onda reflejada (curva de trazos).

Para la distancia x_x, donde la onda directa y la frontal llegan simultáneamente (en G13, cruce S), procedemos a igualar las ecuaciones que corresponden a la onda directa *(I)* y refractada-frontal *(II)*, con lo cual calculamos la **distancia de cruce**: $x_x = 2h / [(V_2 - V_1) / (V_2 + V_1)]^{1/2}$ de donde también podemos despejar la **profundidad** h

De las dromocronas podemos entonces obtener: - velocidades en cada medio
- espesores y profundidades desde la superficie

Y hemos visto que, tanto con x_x como con t_o, podemos obtener h (profundidad), utilizando la ecuación que corresponda en cada caso. Pueden calcularse ambas y promediarse o bien sólo aquella que consideremos más confiable a partir de los datos registrados. La x_x suele ser una medición más exacta que el t_o, pero esto no siempre es así.

A la derecha un ejemplo con tres medios superpuestos, donde:

$$t = [2h_1 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_3.V_1] + [2h_2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} / V_3.V_2] + [x / V_3]$$

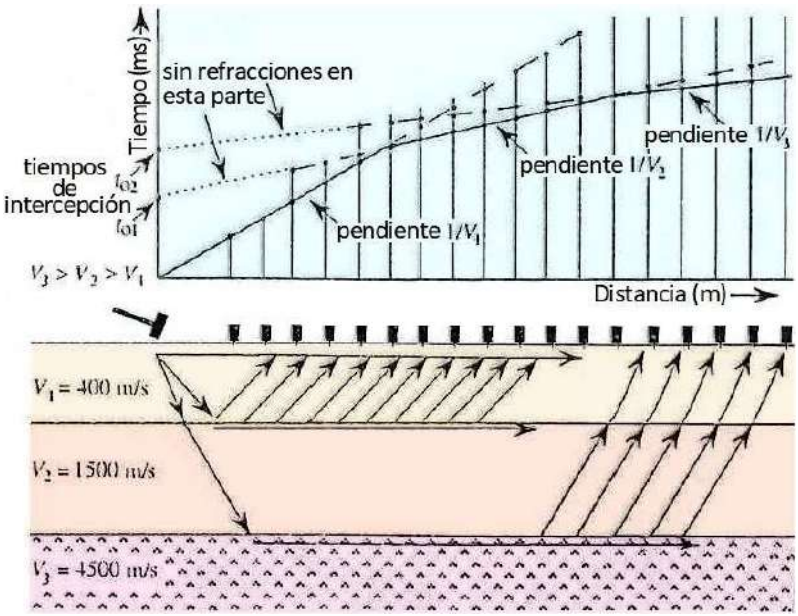
$$h_2 = \{t_{o2} - [2h_1 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_3.V_1]\}\ V_3.V_2 / 2\,(V_3^2 - V_2^2)^{1/2}$$

$$x_x = [2h_1.V_2 (V_3 - V_1)^{1/2} / V_1 (V_3 - V_2)] + [2h_2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} / (V_3 - V_2)]$$

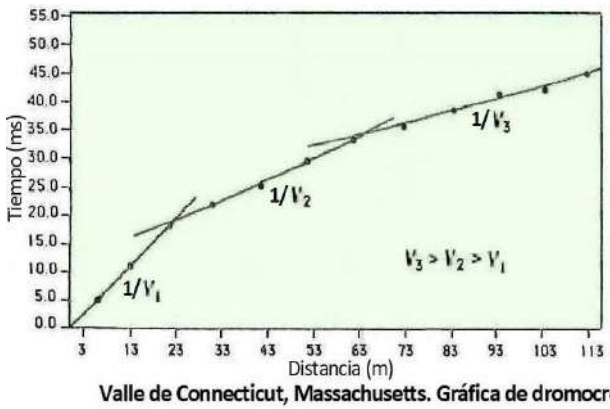
Abajo, dromocronas de un caso similar y su registro de campo: véase el alineamiento de los picados de primeros arribos (flechitas).

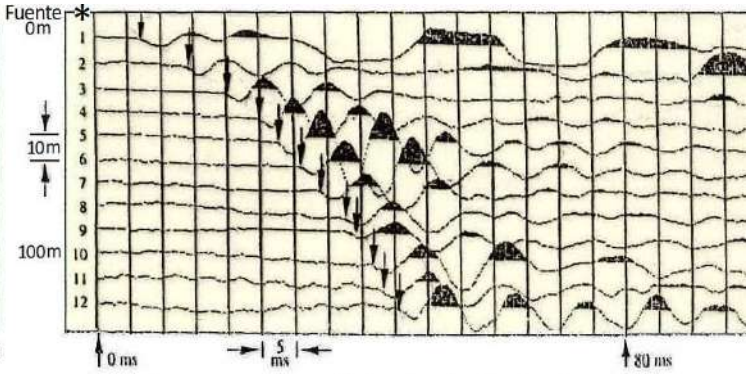
Si generalizamos para casos de **muchas capas horizontales**, resulta:

$$t = (x / V_n) + (2 / V_n) \sum_{i=1}^{n-1} h_i (V_n^2 - V_i^2)^{1/2} / V_i$$



Casos de dos interfaces horizontales (modificados de Burger, 1992)





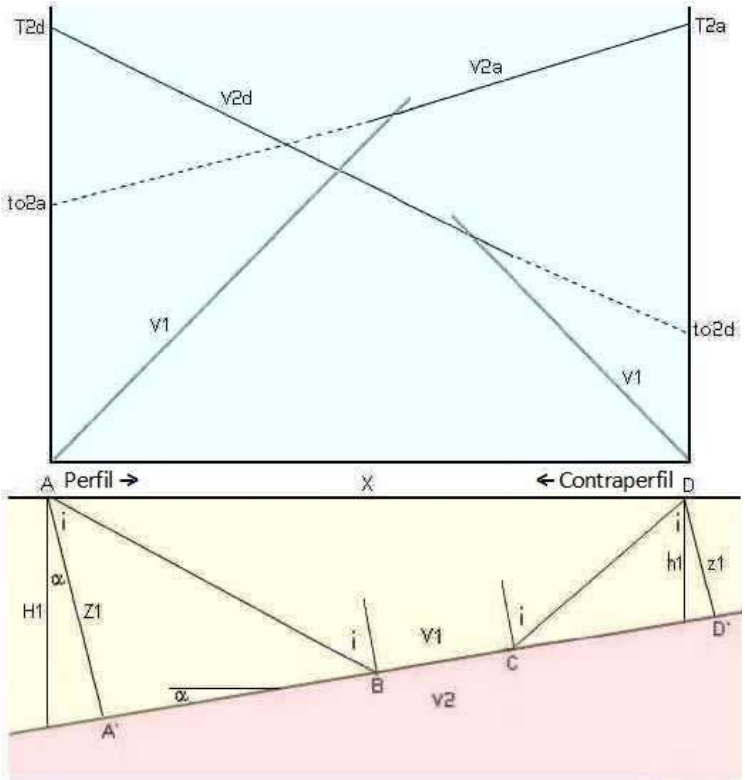
Valle de Connecticut, Massachusetts. Gráfica de dromocronas y registro de campo. Las flechas indican los picados de primeros arribos.

Este registro está girado respecto al anterior, con trazas y tiempo en la horizontal, cosa habitual en refracción.

Esperando todo esto no resulte demasiado refractario, vamos con casos menos simples.

Resolución de capas inclinadas

Sean dos estratos de velocidades V_1 y V_2 separados por un contacto inclinado (figura de la derecha, parte inferior). Para definir el contacto bastará situar dos puntos del mismo.
Asumiendo que la velocidad y la pendiente del refractor son constantes, la única manera de determinar las incógnitas que se presentan es registrando un **perfil y** su **contraperfil** (o tiro y contratiro) como se esquematiza desde el punto A hacia D y desde D hacia A.
En la figura superior vemos las dromocronas (en la jerga, dromos) resultantes del perfil y el contraperfil, dibujadas como en espejo. Allí resulta que la pendiente de V_1 es la misma, pero la de V_2 difiere entre la obtenida en el perfil, que va en el sentido ascendente de la interfaz refractora (V_{2a}), y la del contraperfil, que viaja en sentido descendente (V_{2d}). Ambas velocidades son aparentes, no reales, y la V_{2a} es siempre mayor que la V_{2d}. Además vemos que los puntos de cruce también difieren: en sentido ascendente resulta más alejado y se demora más en llegar a él, ya que la profundidad es mayor en A que en la posición D. Entonces, con las notaciones de la figura escribimos las ecuaciones del tiempo en los puntos de recepción del frente de onda, en los sentidos ascendente (a) y descendente (d): $T_{2a} = (AB/V_1) + (BC/V_2) + (CD/V_1)$



Dromocronas (arriba) de perfil y contraperfil en sección inclinada.

$T_{2d} = (DC/V_1) + (CB/V_2) + (BA/V_1)$

Naturalmente, el viaje total es el mismo y, como se ve en la figura, $T_{2a} = T_{2d}$

Las velocidades aparentes en uno y otro sentido serán: $V_{2a} = V_1 / \text{sen}\,(i - \alpha)$ α = ángulo de buzamiento
$V_{2d} = V_1 / \text{sen}\,(i + \alpha)$ i = áng. de incidencia y emergencia

Como $V_2 = V_1 / \text{sen}\, i$ entonces $V_{2a} > V_2 > V_{2d}$ (cuando $\alpha = 0$ las tres serían iguales)

Con los datos obtenidos de las dromocronas (V_1, V_{2a}, V_{2d}, inversas de sus coeficientes angulares) podemos calcular i_1 y α_1, ya que tenemos dos ecuaciones y dos incógnitas, resultando:

$$i = [\text{arc sen}\,(V_1/V_{2a}) + \text{arc sen}\,(V_1/V_{2d})] / 2$$
$$\alpha = [\text{arc sen}\,(V_1/V_{2d}) - \text{arc sen}\,(V_1/V_{2a})] / 2$$

En las ecuaciones de los tiempos ascendentes y descendentes hacemos x=0 y tenemos: $t_{o2a}(i) = 2\, Z_1 . \cos i / V_1$
$t_{o2d}(i) = 2\, z_1 . \cos i / V_1$

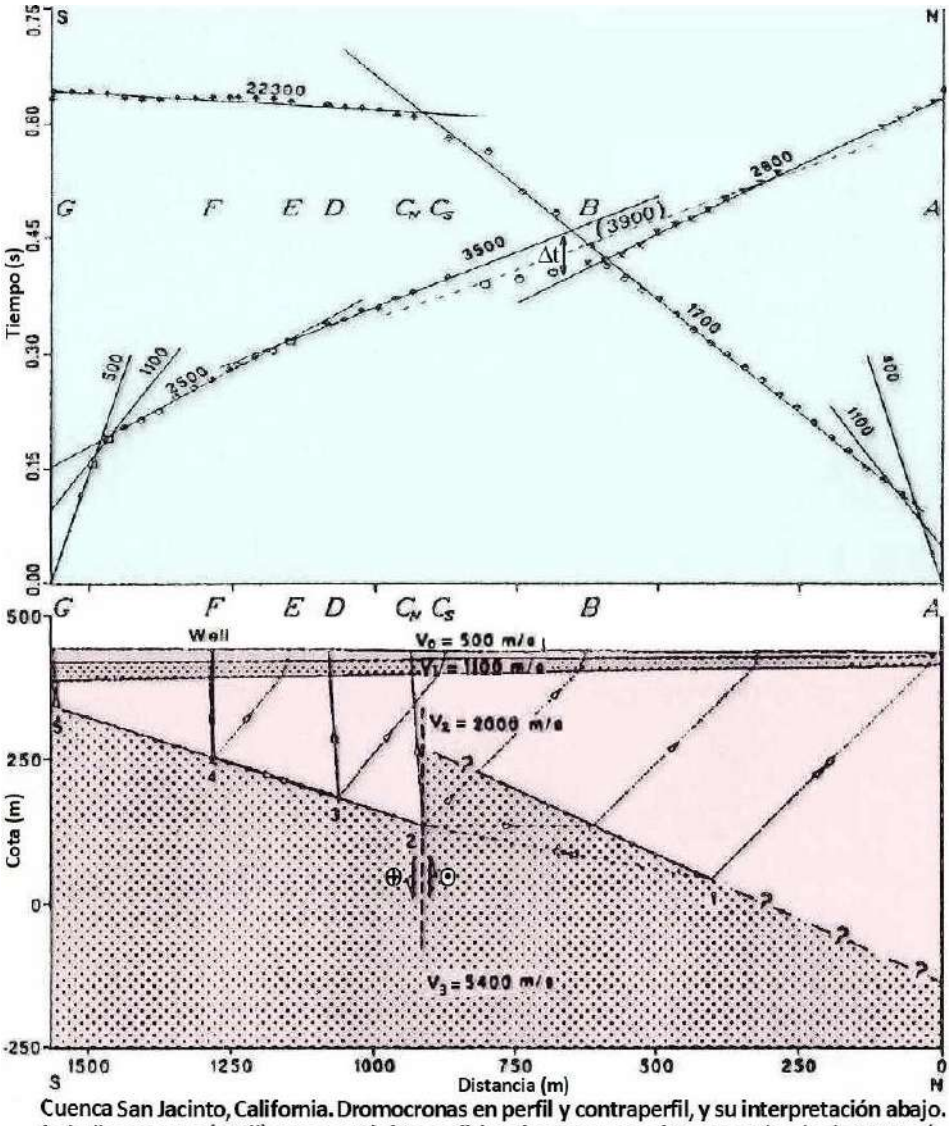
t_{o2a} y t_{o2d} se obtienen de las dromocronas prolongando las rectas hasta la ordenada al origen –siempre t_{o2a} resulta mayor que t_{o2d}, porque la profundidad en A es mayor que en D–, V_1 se calcula también desde la gráfica, i es un dato calculado previamente, Z_1 y z_1 son las incógnitas a despejar.

Después, con α podemos calcular las profundidades: $H_1 = Z_1 / \cos \alpha$ y $h_1 = z_1 / \cos \alpha$

El perfil y el contraperfil deben registrarse en la dirección de máximo buzamiento si se quiere obtener su valor real. En caso de no conocerse tal dirección –y siempre que ese dato sea necesario en función del objetivo del trabajo– ***deben realizarse dos perfiles y contraperfiles*** con rumbos perpendiculares entre sí **y *luego se podrá calcular la inclinación real*** por trigonometría a partir de las inclinaciones o buzamientos aparentes, como es de práctica usual en geología estructural.

Para el cálculo de dos refractores se calcula previamente el primer refractor con las formulas apropiadas: de esta manera se conocerá la V_1, la pendiente α, las profundidades y el ángulo límite. Puede hacerse una simplificación, haciendo que el ángulo de buzamiento del primer estrato sea igual a cero.
Para más interfaces refractoras se prosigue sucesivamente del mismo modo.

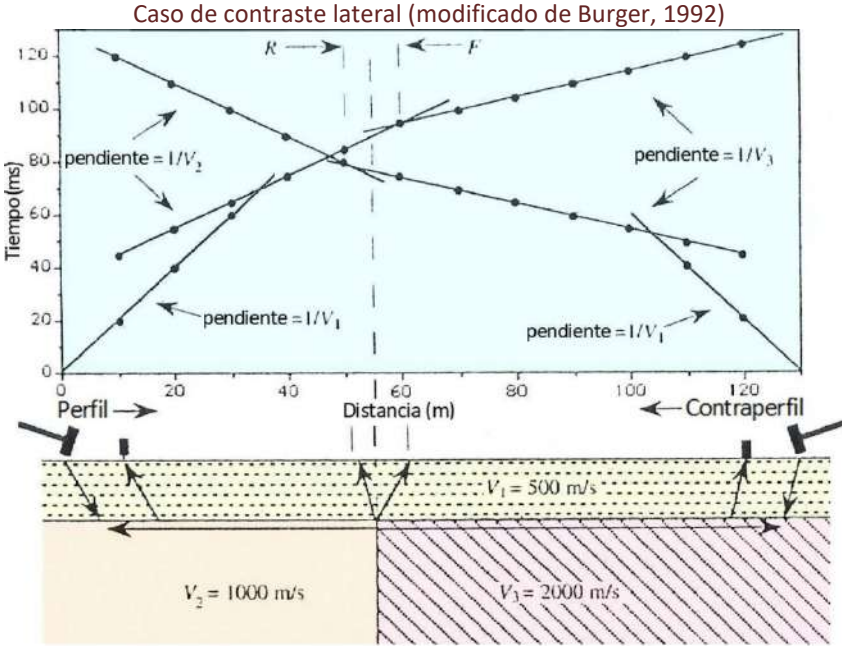
De paso, otra referencia etimológica: faz (del latín *facia;* de donde facial, facies, facha) significa cara, y de ahí viene interfaz, a ambos lados de una cara (o límite interestratal), plural interfaces. *Interface* es la misma palabra



Cuenca San Jacinto, California. Dromocronas en perfil y contraperfil, y su interpretación abajo. Se indica un pozo (Well) que aportó datos adicionales. En trazos el tramo anómalo de 3900m/s.

Caso de una falla (modificado de Lee *et al.*, 1996)

Caso de contraste lateral (modificado de Burger, 1992)



en inglés. Interfase, en cambio, significa entre fases o estados físicos. Y estrato viene de *stratus* (extendido).

Cuenca San Jacinto (foto James Cornett)

Caso de una falla

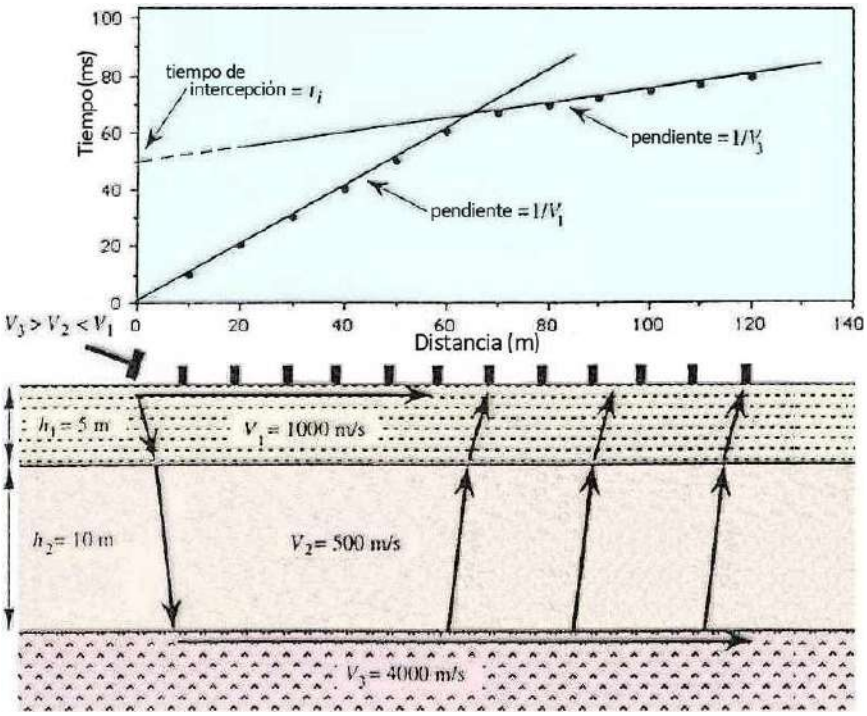
Si el refractor conserva parecida inclinación a ambos lados de la falla, las dromos de uno de los perfiles presentan dos rectas casi paralelas separadas un intervalo de tiempo Δt en función del rechazo vertical del plano de falla. Y en el contraperfil el segmento final muestra una velocidad altísimamente falsa por el efecto difractor del extremo del bloque alto (con un frente de ondas saliendo en abanico y proyectando rayos virtuales hacia cada punto de la superficie). Suelen ser de difícil interpretación, como el ejemplo a la izquierda sobre una cuenca californiana donde, abajo de dos capas subhorizontales recientes, una falla transpresiva afectó antes una interfaz muy inclinada. Recuérdese que las velocidades en la sección son las que resultan de los cálculos desde las dromocronas, aquí no reproducidos.

Cambio lateral de velocidad

En este caso, como ocurre con las capas buzantes, la verificación surge de hacer perfil y contraperfil. Pero ahora las velocidades registradas no son aparentes, son reales, sólo que no provienen de estratos más profundos. El gráfico contiguo muestra esta situación por debajo de una primera capa horizontal sin cambios.

Luego de esa V_1 (onda directa), las dromocronas muestran en uno de los sentidos una velocidad V2 seguida por otra más rápida V_3 –que podría interpretarse

como procedente de una capa de más abajo–, y en el sentido contrario una V_2 mayor que la subsiguiente V_3 –lo cual contradiría la Ley de Snell si se pensase proveniente de un medio más profundo–. La explicación es entonces que el cambio entre V_2 y V_3 no es vertical sino lateral y una comprobación visual es ver la imagen perfectamente especular entre la parte superior y la inferior de la gráfica t-x.

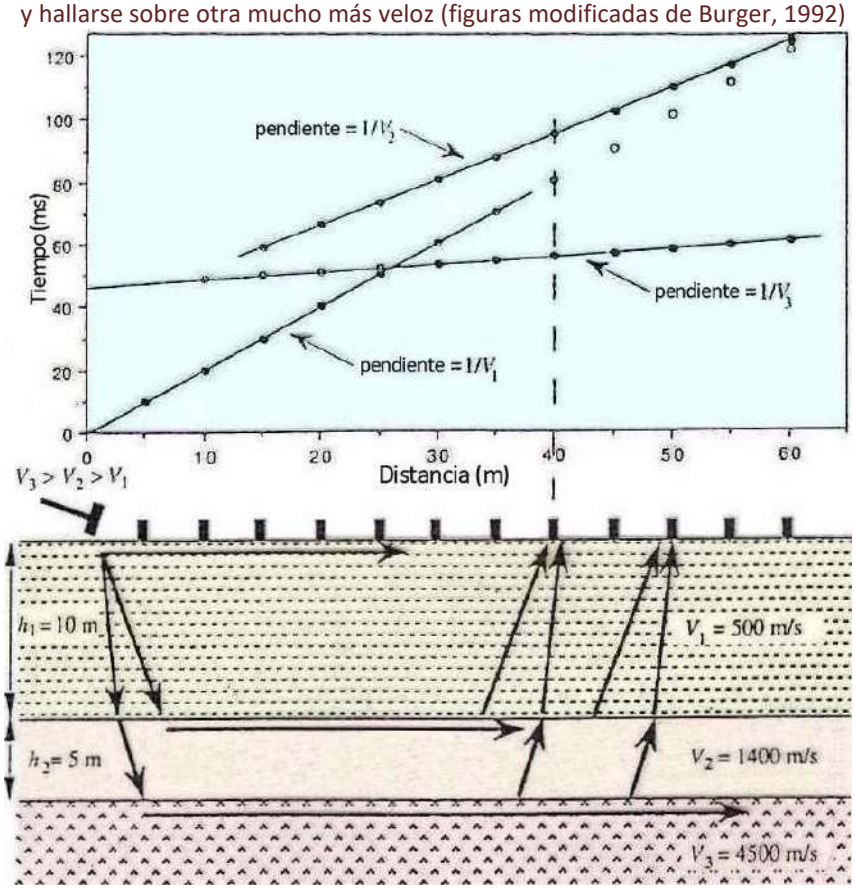


Casos de capas omitidas: arriba por su baja velocidad; abajo por ser delgada y hallarse sobre otra mucho más veloz (figuras modificadas de Burger, 1992)

Casos irresolubles

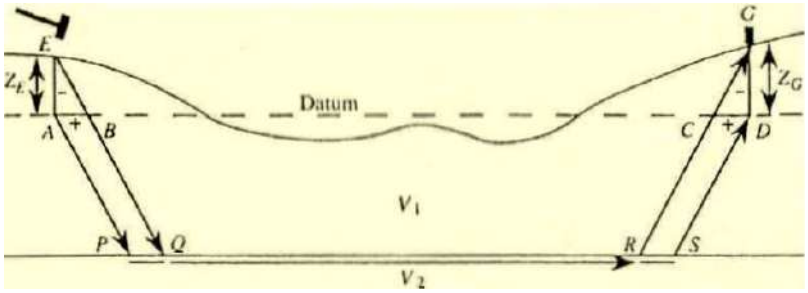
Es como con la criminalidad, a veces hay prófugos y/o falta de pruebas.

Acá hay dos situaciones en las que ***una capa puede resultar omitida*** (o permanecer escondida, *hidden layer*) y únicamente pueden ser resueltos con información adicional de otro tipo (datos de pozos, afloramientos vecinos o empleo de otros métodos geofísicos) debido a que la sísmica de refracción por sí sola no puede detectar la presencia de dicha capa.



- Capa intercalada de baja velocidad: En este caso la Ley de Snell indica que no hay refracción crítica y esta inversión de velocidades no puede detectarse (figura arriba). ***La capa es ignorada y el espesor total desde su base hasta la superficie resulta sobredimensionado*** en razón de que el método asume que tanto el viaje de bajada como el de subida ocurren a velocidad V_1 cuando en verdad gran parte ocurre a V_2 (menor que V_1). Asumir que se viaja rápido durante un tiempo dado implica creer que se pudo ir más lejos (más profundo en este caso), o sea calcular un mayor espesor desde la superficie hasta el tope de la capa con V_3.

- Capa delgada sobre un medio infrayacente mucho más veloz: En este caso el intervalo delgado podría ser omitido si el camino refractado críticamente por la base del mismo (con la velocidad mucho mayor de la capa infrayacente) resulta de menor tiempo que el camino por su techo, en cuyo caso este último nunca es primer arribo y por lo tanto no resulta visible (figura inmediata arriba). ***La capa es ignorada y el espesor total desde su base hasta la superficie resulta subdimensionado*** porque asumimos que el descenso y el ascenso de la onda ocurren a velocidad V_1 cuando en verdad una partecita ocurre a V_2 (mayor que V_1). Asumir que se viaja un poco más lento de lo real implica creer que se viajó menos distancia, o sea, calcular un menor espesor desde la superficie hasta la interfaz entre V_2 y V_3.



Bosquejo de corrección topográfica: el punto E se lleva a A, y el punto G a D; la trayectoria real E-Q-R-G pasa a ser virtualmente A-P-S-D, con dos tramos que se suman (A-B y C-D) y se descuentan las diferencias de tiempo por el espesor Z_E y Z_G (modificado de Burger, 1992)

Corrección de cota

Es una necesidad en la mayoría de los casos, como en otros métodos geofísicos, y se la realiza a partir de contar con el **relevamiento topográfico** y en base a las consideraciones trigonométricas deducidas de una situación de campo como la que se esquematiza a la izquierda. Para hacerlo debe elegirse un **plano de referencia** (*datum*) al cual serán referidos los tiempos de los primeros arribos, para luego continuar con el procesamiento ya visto.

INTERPRETACIÓN DE LAS DROMOCRONAS

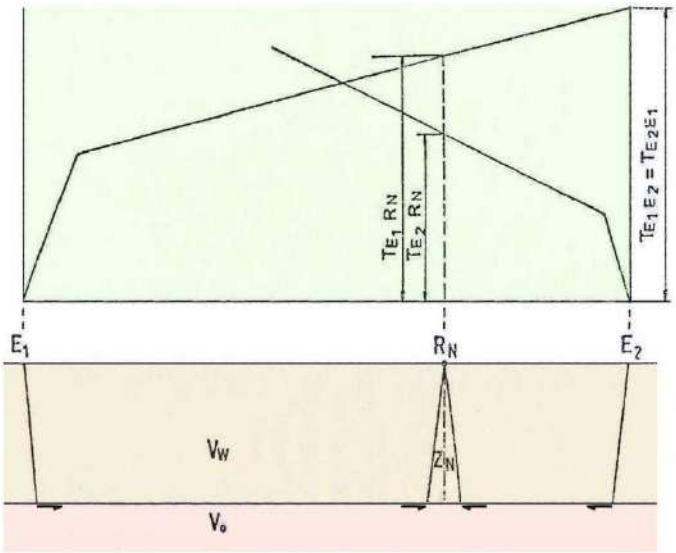
Existen cinco principios generales que han de tenerse en mente cuando se interpretan las dromocronas.

- **Ley de Snell:** ya analizada.
- **Regla de las velocidades aparentes**: cuando la capa buza, las velocidades obtenidas de las dromocronas no son reales sino aparentes, variables según el sentido y la magnitud del buzamiento, como ya vimos.
- **Principio de reciprocidad**: es una consecuencia directa del principio de Fermat y establece que el tiempo de propagación de la onda de un punto A a otro B es el mismo que el de B hasta A, como ya se comentó.
- **Principio del tiempo interceptado en el origen:** si se prolongan las dromos del perfil y del contraperfil hasta que corten al eje de tiempos, los tiempos interceptados en el origen son iguales para la primera capa si no hay cambios laterales de velocidad y para las siguientes capas si además no hay buzamientos.
- **Principio del paralelismo**: conocidas la dromocronas correspondientes a dos puntos conjugados de tiro, se pueden reconstruir las dromocronas que se obtendrían desde cualquier punto intermedio no registrado.

Métodos de interpretación

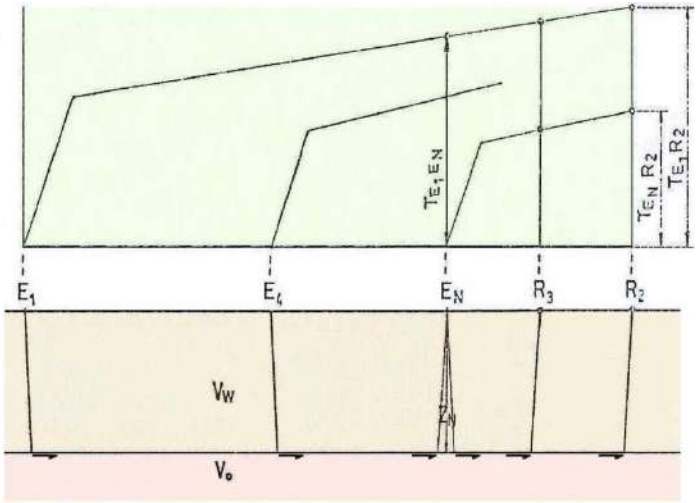
Utilizan los tiempos de llegada desde puntos de emisión, ya sea conjugados o consecutivos, y proceden a la reconstrucción de los recorridos de los rayos refractados. Los métodos más empleados son:

- <u>por Sumación (*plus-minus*)</u>: es independiente de la velocidad e inclinación del medio infrayacente (siguiente figura). Muy empleado para mapear el espesor de la capa meteorizada, lo cual, entre otras aplicaciones, es necesario en sísmica de reflexión para obtener información para las correcciones estáticas (Tema 15). Es práctico porque las cuentas son simples. Se comprende viendo aquí abajo en detalle las trayectorias de rayos y



$$Z_N = \frac{V_W}{2}\left(T_{E_1R_N} + T_{E_2R_N} - T_{E_1E_2}\right)$$

SUMACIÓN CON PERFIL Y CONTRAPERFIL



$$Z_N = \frac{V_W}{2}\left(T_{E_1E_N} + T_{E_NR_2} - T_{E_1R_2}\right) =$$
$$= \frac{V_W}{2}\left(T_{E_1E_N} + T_{E_NR_3} - T_{E_1R_3}\right) =$$
$$= \frac{V_W}{2}\left(T_{E_4E_N} + T_{E_NR_3} - T_{E_4R_3}\right) =$$
$$= \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots =$$

SUMACIÓN CON PERFILES DE IDA

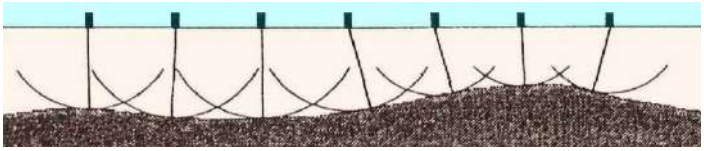
(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)

mirando a qué tramos corresponden las sumas y restas que se hacen. Dado que V = Z/T, resulta Z = V.T (La velocidad que se está considerando es la de la capa meteorizada, intemperizada o *weathering* y por eso se la indica como V_W). En el caso de trabajar con perfil y contraperfil, puede observarse que el tiempo T resulta de un paréntesis donde se efectúa la suma del viaje desde el punto emisor E_1 al punto receptor R_N más el tiempo desde el emisor E_2 al mismo receptor R_N y se le resta el tiempo desde el E_1 a E_2 (que se puede obtener en el perfil con emisión en E_1 y recepción en el extremo derecho, poniendo un receptor en E_2, o bien invirtiendo emisor y receptor al hacer el contraperfil). Al hacer estas sumas y la resta, lo que queda como resultado es dos veces el tiempo de subida desde la base de la capa meteorizada hasta la superficie en el punto donde está el receptor R_N, y por eso en la fórmula hay un 2 dividiendo, porque si no, al tener dos veces el tiempo de subida, el espesor Z nos daría doble. En el caso de trabajar sólo con perfiles de ida el razonamiento es muy parecido.

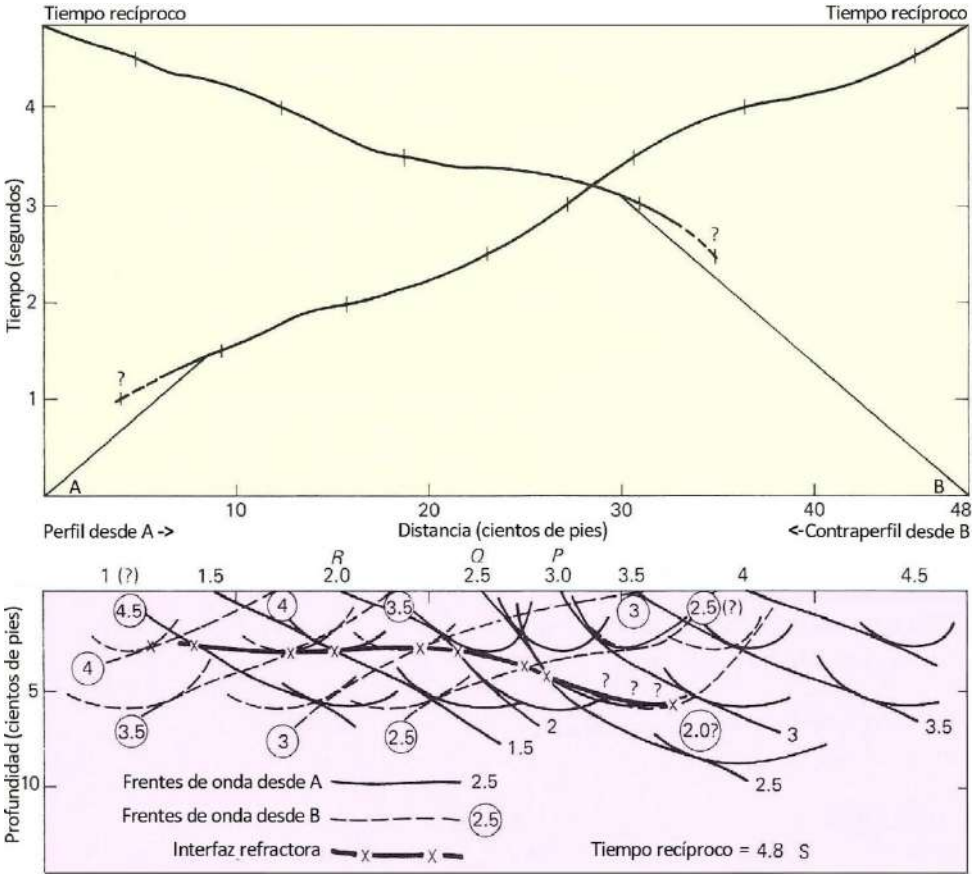
- por Tiempos de Retraso (*delay times*): presupone que las distancias a lo largo del refractor son similares a las medidas sobre la superficie del terreno, aplica a refractores que inclinan hasta 10°, asumidos planos en cada punto, y calcula la demora respecto a si la onda hubiera viajado siempre con la velocidad del segundo medio.

Sísmica de refracción con explosivos. Izquierda, Puna jujeña, 1985, detonación superficial (foto L. Chelotti) Derecha, tiempo actual con una carga reducida y optimizada en un pocito de 1 m. (foto Geoconsultores)

Cuando la interfaz inferior tiene buzamiento muy variable (**capa irregular**) se procede a trazar arcos cuyos radios miden la profundidad calculada en cada punto –como se grafica a la derecha– para luego dibujar la interfaz sinuosa.



Caso de capa irregular (modificado de Burger, 1992)

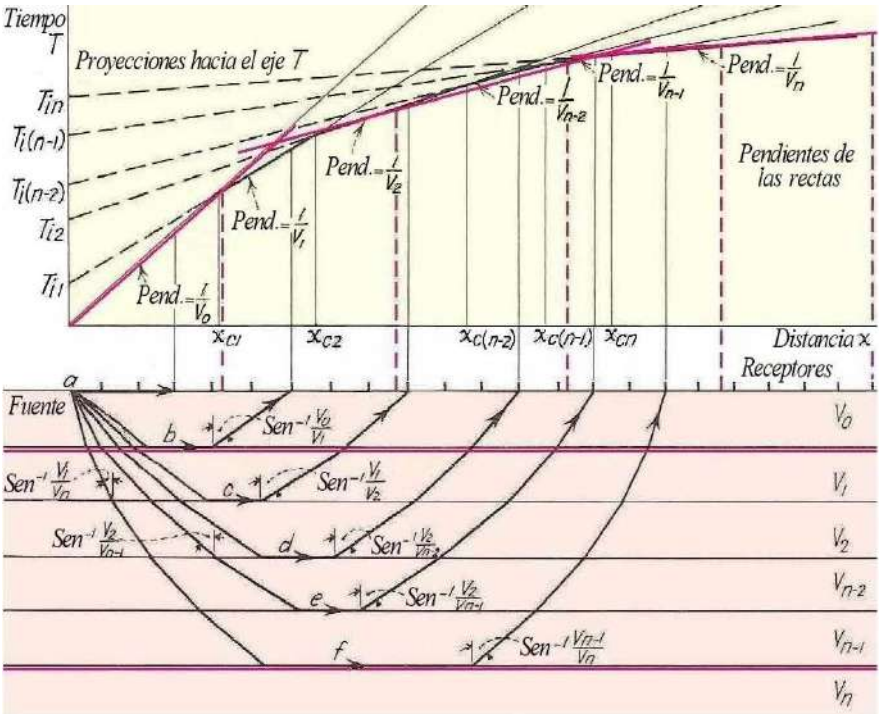


Interpretación por frentes de onda (modificado de Dobrin, 1976)

- por Frentes de Onda: opción que requiere de un abordaje bastante más complejo, sin la simplificación que suponen las trayectorias de rayos, como se ilustra en las figuras del lado izquierdo. Actualmente se usan programas de computación de cálculos y graficación.

Grado de detalle prospectivo deseado

Según la escala de trabajo, sea éste regional o profundo o bien local o somero, se modifica el detalle de capas que puede ser determinado. La figura de la página siguiente muestra cómo con receptores cercanos entre sí (las marquitas negras a lo largo de la superficie desde *a*) se podrían construir las dromocronas en negro. En cambio, si sólo se tuviesen receptores en los puntos desde donde suben los trazos en rojo, las dromos resultantes (también



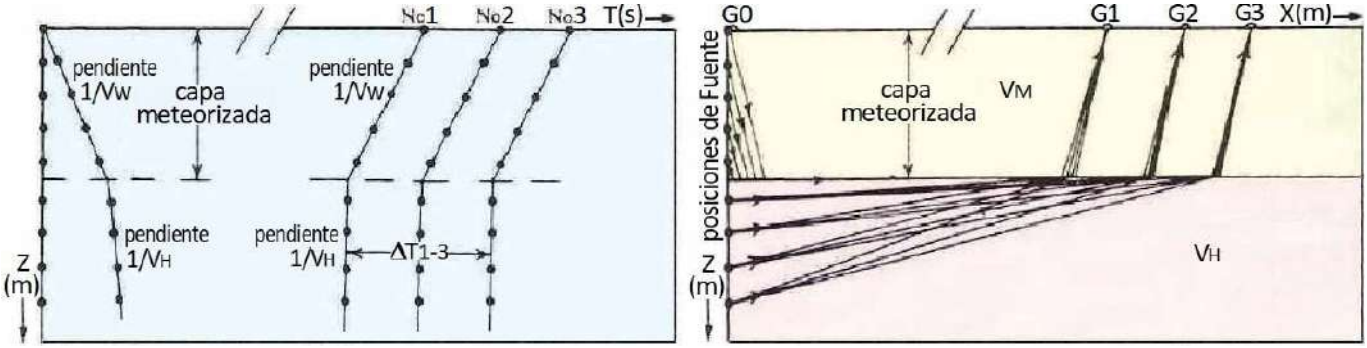
Grado de detalle deseado (modificado de Robinson & Coruh, 1988)

en rojo) discriminarían menos –y se averiguarían las interfaces rojas, promediando velocidades de varias capas, cosa que también sucedería desde V*n* hacia abajo–, algo apropiado para un trabajo más regional, que naturalmente podría extenderse más a la derecha, con valores de x mucho mayores.

Y, al revés, para encarar un trabajo muy detallado habría que apretar los receptores en ***x*** y cada capa se escindiría en varias más delgadas porque se sabe que casi siempre existen divisiones estratigráficas menores, hasta laminaciones de pocos centímetros.

Dromocronas verticales

Consisten en **registros realizados desde pozos** perforados para ese fin, con el objetivo de averiguar con la máxima precisión posible la posición y la velocidad de la capa meteorizada y de la primera consolidada por debajo de ella, como muestra la siguiente figura. Se las suele aplicar como complemento de los registros típicos hasta acá vistos obtenidos **sólo desde superficie** –llamados **dromocronas horizontales**–, sobre todo ***como complemento para las correcciones de la sísmica de reflexión***. Pueden hacerse con la fuente en el pozo (detonadores, electrocánula) y los receptores en la superficie (ascendentes o *upholes*, siguiente figura), o bien con una fuente superficial (de impactos u otra) y geófono en el pozo (descendentes o *downholes*). En este último caso lo más común es bajar un solo geófono que se va anclando en sucesivas posiciones preestablecidas desde el fondo hacia arriba.



Izquierda, dromocronas verticales con la fuente junto a la boca del pozo –F0– y en puntos apartados –F1, F2 y F3–.
Derecha, correspondientes trayectorias de rayos representadas en la sección geológica (modificado de Sheriff, 1991)

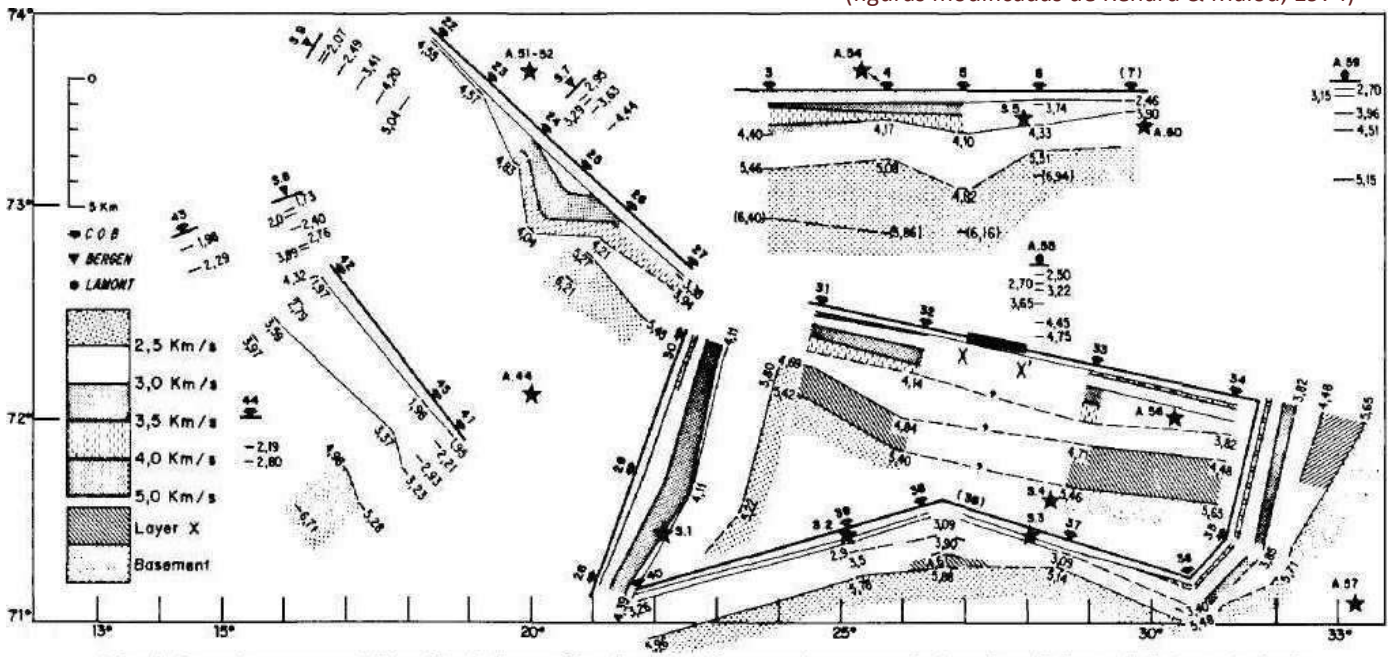
APLICACIONES DE LA SÍSMICA REFRACTIVA

Fue el primer método aplicado en prospección sísmica y ha dado muchos buenos resultados en todo el mundo, ya desde los primeros domos salinos hallados por **Ludger Mintrop** en Texas.

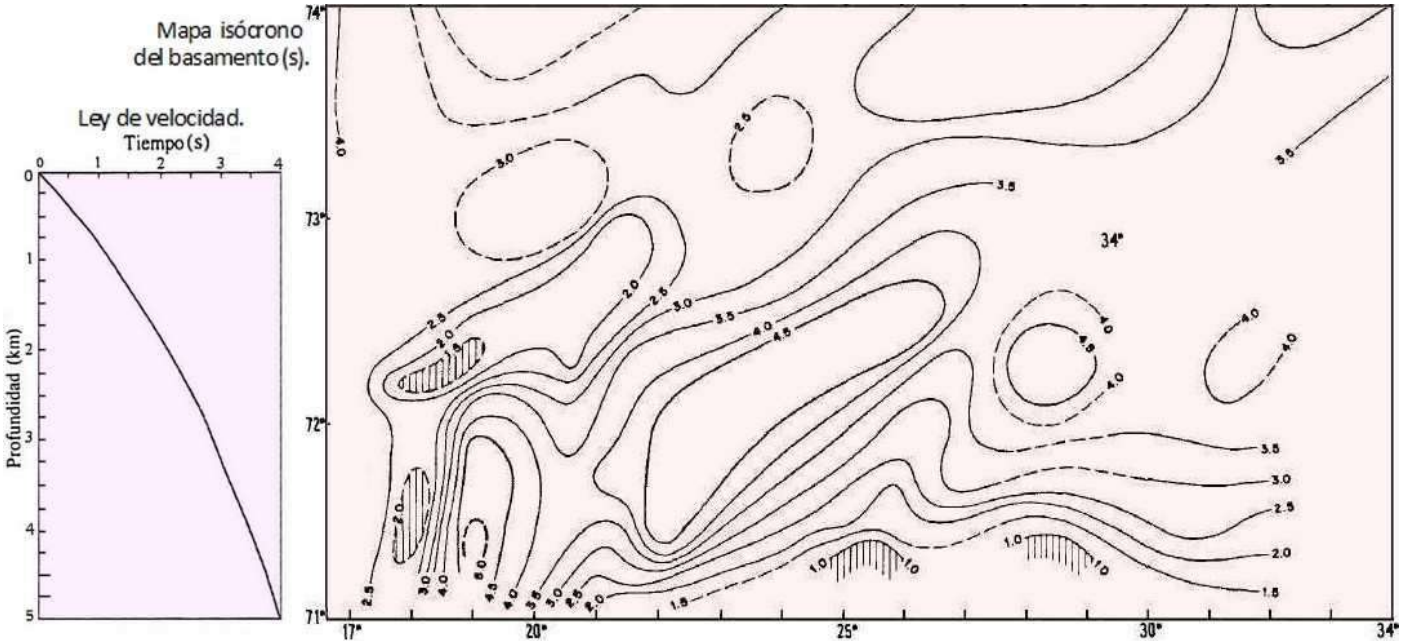
Una de las aplicaciones de mayor provecho ha sido la de ***conocer la profundidad del basamento ígneo o metamórfico de las cuencas sedimentarias***, donde la velocidad de tránsito es mucho mayor que en las rocas suprastantes (como se ve en el caso de la pág.321). Incluso ***es útil para mapear las cuencas, destacando sus depocentros, áreas marginales, estructuras mayores y principales fallas***, a veces en combinación con datos conseguidos a partir de métodos potenciales (gravimetría, aeromagnetometría, SEV profundos). Por ejemplo es frecuente hacer cobertura areal con métodos potenciales (sea con registros aéreos o terrestres, raramente marinos) y adquirir algunas líneas de refracción profunda regional cuya información permitirá ajustar las interpretaciones de gravedad o magnetismo y así ***obtener mapas de profundidad del basamento sedimentario u otras interfaces*** con mayor certeza. Esto se ilustra en el siguiente caso de adquisición en la parte sur del mar de

Barents (norte de Noruega y Rusia europea).

(figuras modificadas de Renard & Malod, 1974)

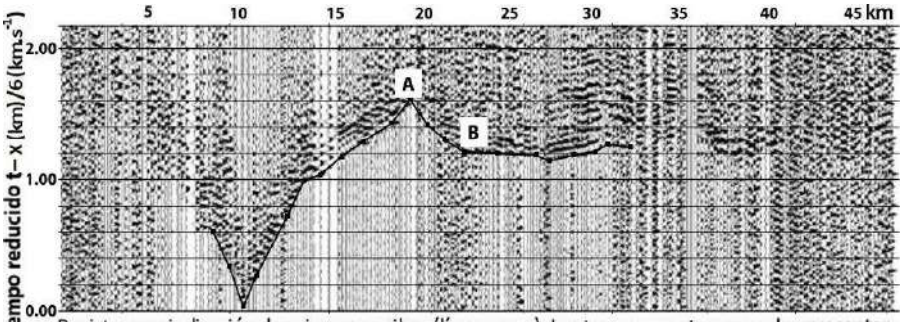


Mar de Barents, zona sur. Ubicación de los perfiles de refracción y secciones correlacionadas a lo largo de la trayectoria de navegación. Las estrellas indican relevamientos no contemplados en esta figura. En X-X' se registró una sección de reflexión.

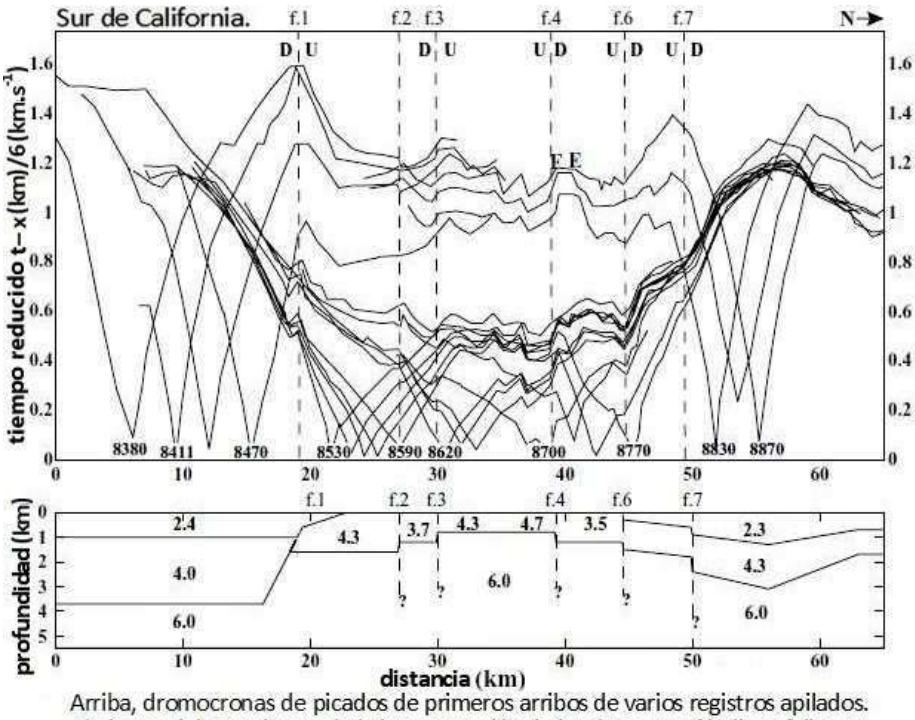


El **mapa isócrono** asemeja un mapa estructural, pero su escala es de tiempos de viaje (de bajada y subida) de las ondas refractadas con el ángulo crítico. Cuánto mayor una curva isócrona, más profundo el tope del basamento. Dentro de una cuenca puede también hacerse la determinación de las velocidades interválicas (o sea, la de cada capa) y luego calcularse y graficarse una **ley de velocidad**, es decir una sucesión de datos de velocidades medias desde la superficie hasta cada interfaz sucesivamente más profunda, o sea relaciones de profundidad versus tiempo de viaje, lo cual se trata en el Tema 16. En esta exploración del mar de Barents se obtuvieron las velocidades de intervalos grandes ***a escala de todo el espesor de la cuenca***. Lo mismo se puede hacer a una escala menor e incluso con un detalle de pocos metros de profundidad, según sea el objetivo de la prospección. Esto tiene la limitación, inherente a la sísmica de refracción, de que no todas las interfaces pueden seguirse claramente sobre un perfil y que todas las capas deben poseer velocidades crecientes a mayor profundidad. Cuando esta última condición no ocurre, se produce la omisión de algunas capas, y para otras, en cambio, se calculan sus espesores por exceso, como ya vimos.

Vemos ahora en California la determinación de seis fallas cuencales (f) mediante muchos perfiles y contraperfiles



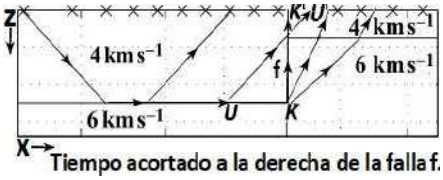
Registro con indicación de primeros arribos (línea negra). Los tres segmentos normales presentan velocidades de 2.4, 4.3 y 6.0 km/s. Hay un segmento negativo entre A y B, y se ven trazas ruidosas.

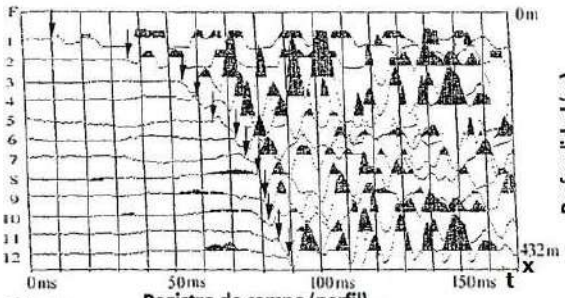


Arriba, dromocronas de picados de primeros arribos de varios registros apilados. Abajo, modelo resultante de la interpretación de los datos. Las f indican fallas, U indica la interfaz más somera (colgante de la falla) y D la más profunda (yacente).

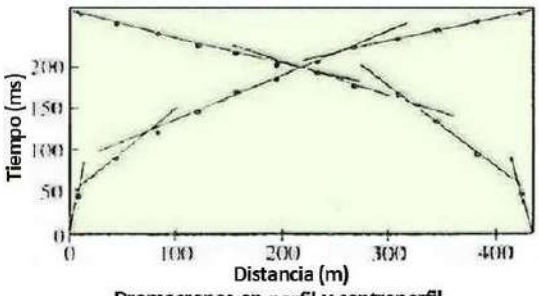
Perfiles y contraperfiles múltiples, ver texto (figuras modificadas de Yan *et al.*, 2005)

que se complementan, de los cuales vemos uno de los registros de campo (con trazas verticales) para el cual se dispuso de un tendido de geófonos hacia ambos lados de la fuente (ubicada en el vértice inferior). Muchas trazas oscilan ya desde el tiempo cero por ruidos variados del ambiente (viento, motores, etc.), lo cual complica identificar el primer arribo sísmico. Aún más en este caso porque aparece un segundo tramo (AB) donde vuelven a acortarse los tiempos de los picados, dando pendiente negativa a causa de la presencia de bloques por fallas que se interponen en el camino de retorno de las ondas refractadas e invierten su orden de llegada a los sucesivos geófonos (por ejemplo, abajo, K-K' llega antes que U-U'). A la izquierda se ve el modelo que se interpretó de las dromos dibujadas con registros de diversos perfiles y contra-perfiles. Por practicidad, a los valores leídos les fue restado el cociente x(km)/6(km.s^{-1}).

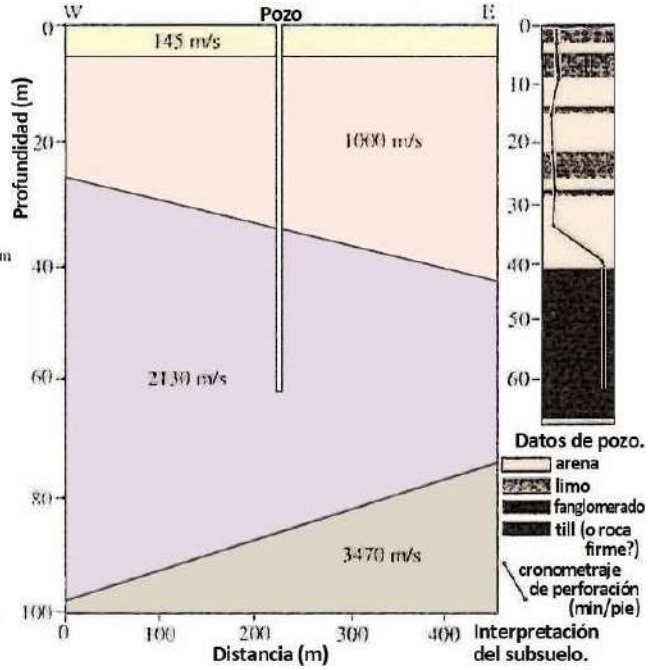




Arizona, sitio MRI.



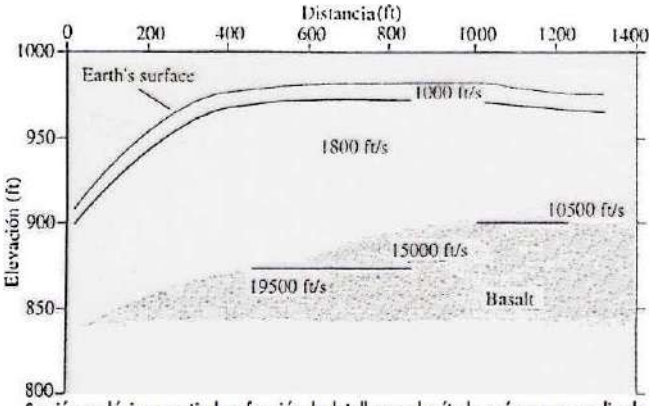
Dromocronas en perfil y contraperfil.



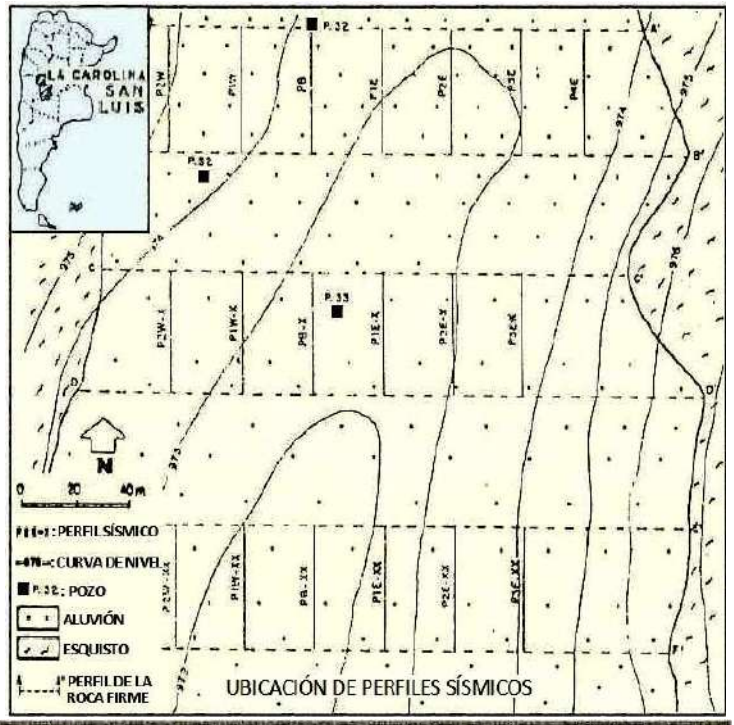
Aquí se ve otro caso de refracciones en Arizona donde hay también un pozo para la evaluación de la posible construcción subterránea de un súper-colisionador de partículas.

Dromocronas y pozo (figuras modificadas de Sternberg *et al.*, 1990)

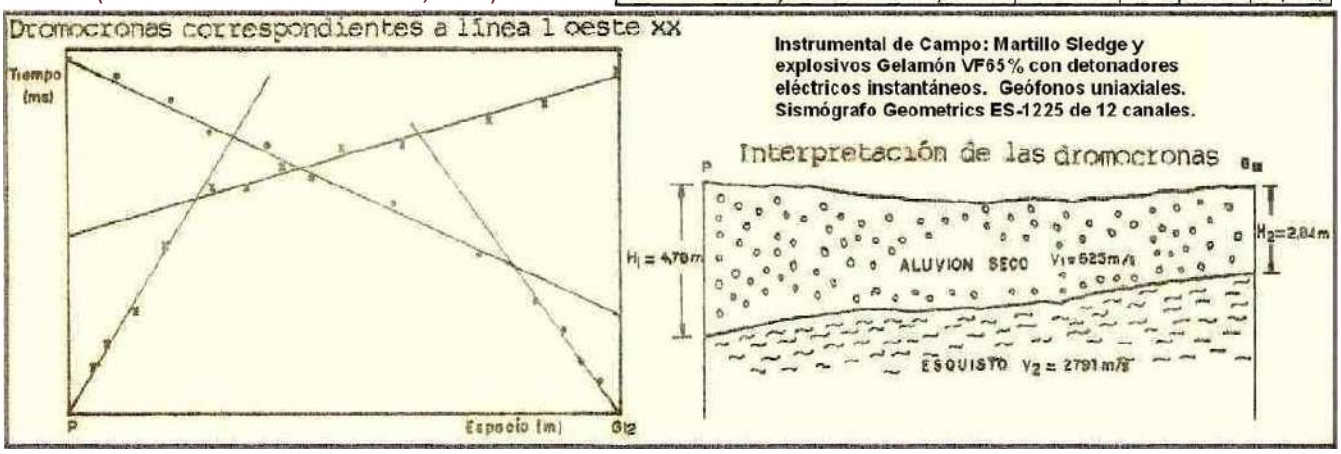
Acá a la izquierda se reproduce otro caso de **aplicaciones geotécnicas**, en el que se ve ya el resultado final de la interpretación realizada, donde las velocidades altas se asocian con la presencia de niveles de basaltos a distintas profundidades y con variable extensión lateral.



Sección geológica a partir de refracción de detalle por el método recíproco generalizado.
(modificado de Langston, 1990)

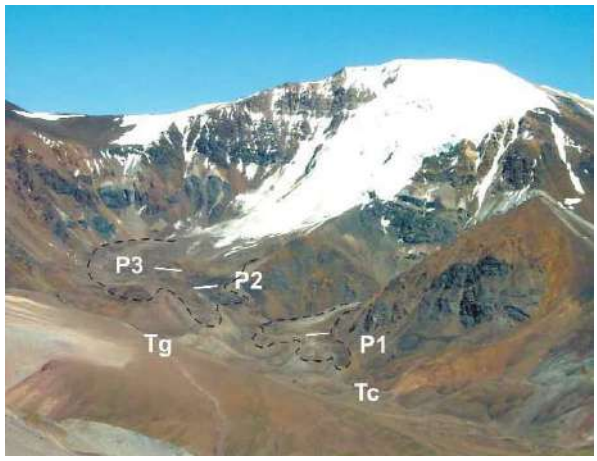


(modificado de Colombo *et al.*, 1990)



Otras muchas aplicaciones de la sísmica de refracción son posibles a diferentes escalas para **hidrogeología** (determinación del basamento o techo y base de acuíferos) o para prospección en variadas **actividades mineras**.

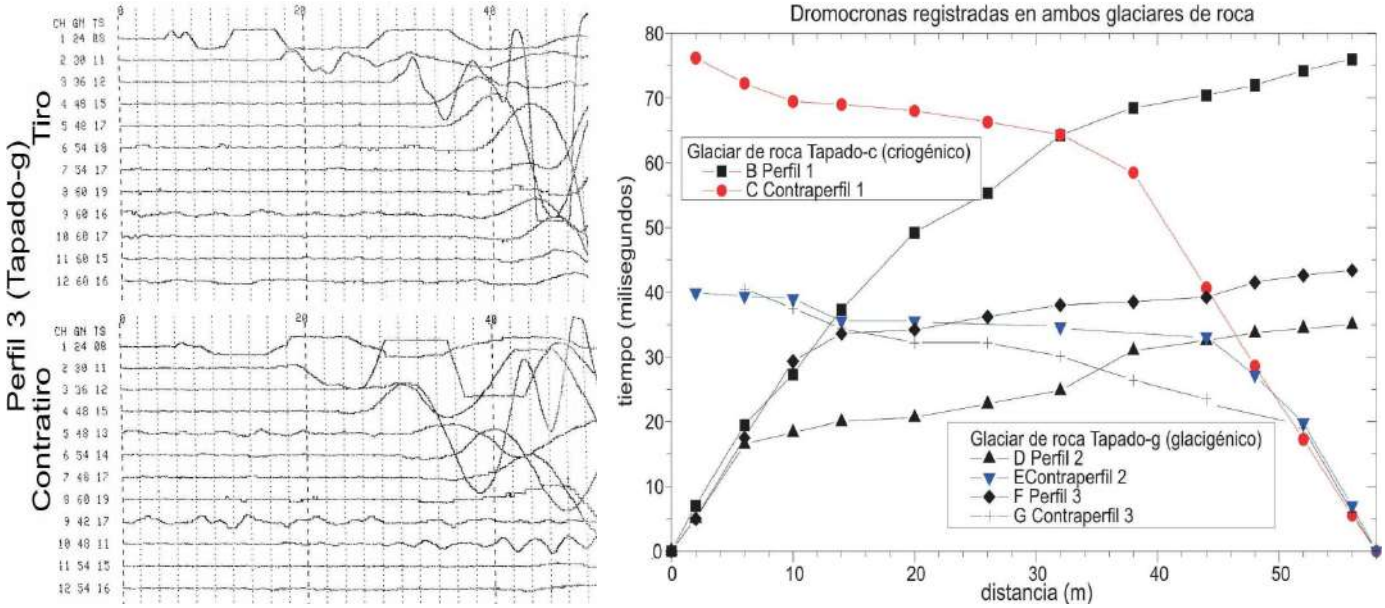
Las figuras inmediatas superiores corresponden a un caso publicado de utilización de dromocronas horizontales para cuantificar espesores aluvionales auríferos en la mina La Carolina de la provincia de San Luis, a fin de planificar su explotación y evaluar beneficios. En base a la interpolación de espesores fueron cubicados unos 170.000 m^3 de aluvión para una ley media de oro de 283 mg/m^3.



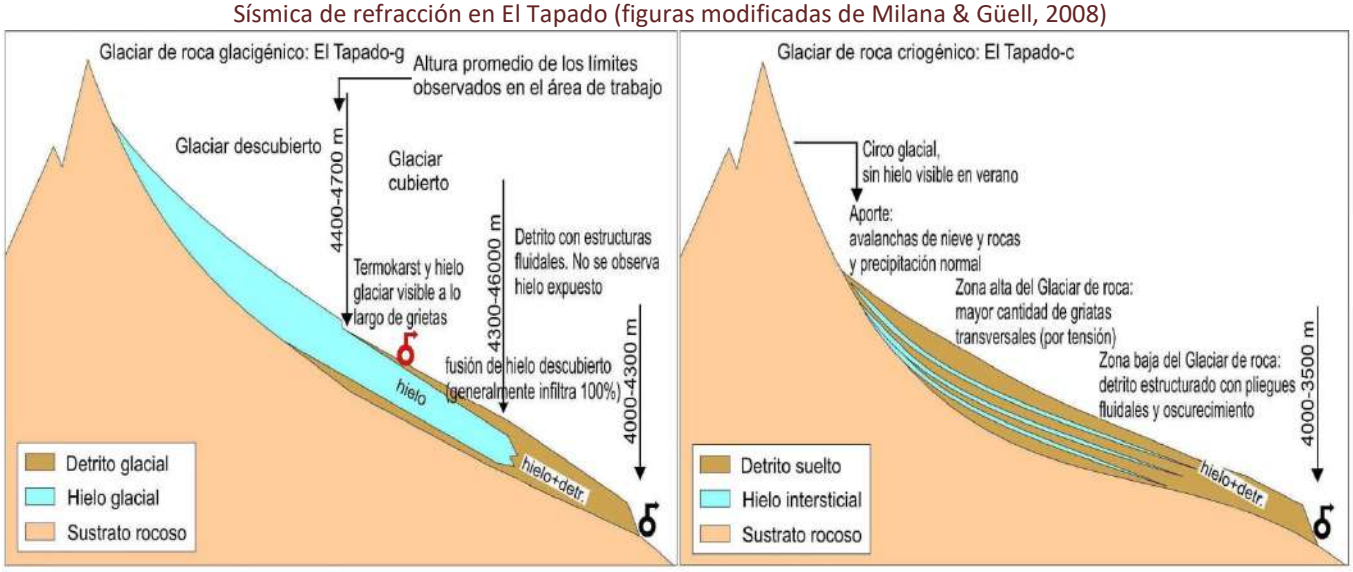
Ubicación de los perfiles P registrados en Tapado c y g, IV Región, Chile (foto de Milana & Güell, 2008)

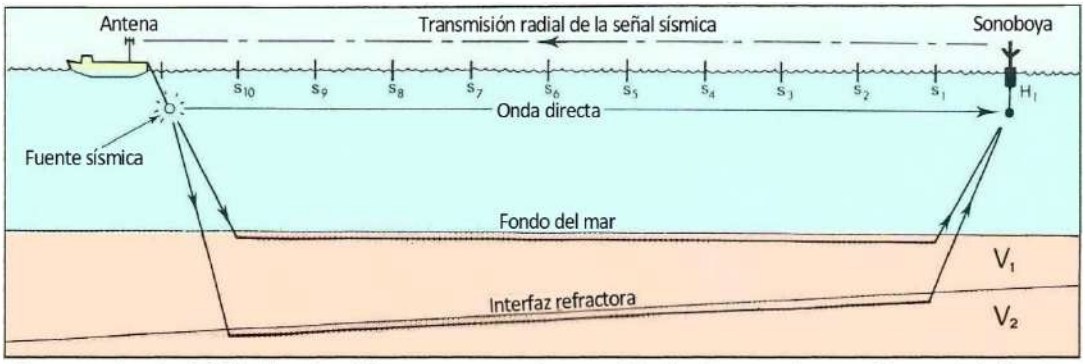
Otro ejemplo que mostramos seguidamente se refiere a la determinación de espesores de glaciares (tanto de origen glacigénico como criogénico) en la zona andina de El Tapado (IV Región, Chile), muy cerca de la frontera con la provincia argentina de San Juan. Sabemos que los glaciares se están reduciendo a causa del acelerado calentamiento global y en determinadas áreas adicionalmente como consecuencia de diversas actividades extractivas que no son compatibles con la preservación medioambiental. La adquisición se hizo con un equipo portátil de 12 canales, geófonos uniaxiales (los más comunes, para recibir ondas P, que sólo registran en *z*) y una fuente de impacto (martillo). Vemos el registro de campo de un perfil y

contraperfil (con algunas trazas ruidosas), a su derecha las dromocronas de dos glaciares distintos (c y g), y más abajo los perfiles obtenidos de esas características masas heladas (no degustables) objeto de la investigación.



Sísmica de refracción en El Tapado (figuras modificadas de Milana & Güell, 2008)





Esquema de adquisición de refracción en un cuerpo de agua. S indica las sucesivas posiciones de la fuente.
(modificado de Dobrin, 1976)

Puede adquirirse también sísmica de refracción en el mar (como se ilustra) emitiendo energía desde una fuente sumergida detrás de un barco y registrándola en una línea que lleva hidrófonos o bien desde sonoboyas (con sonar para la medición de la profundidad) que envian la información por radio cuando los perfiles tienen gran longitud.

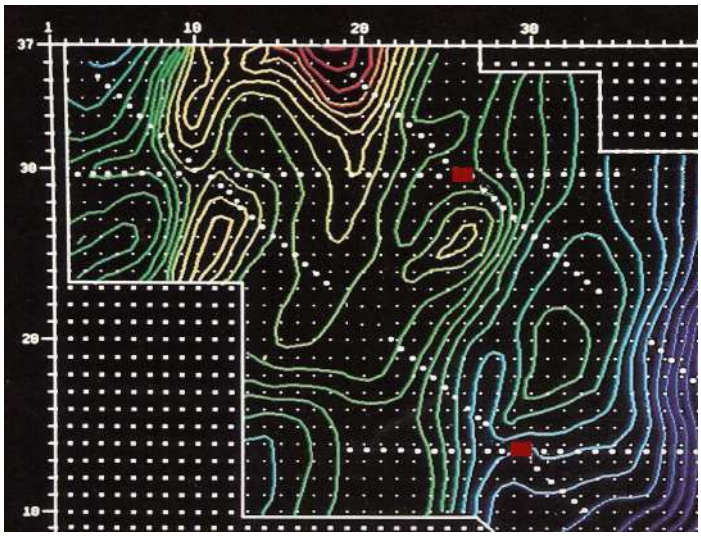
Igualmente se recurre a los métodos de refracción para **arqueología** (ruinas enterradas), **ingeniería civil** (fundación de diques, puentes, etc.), **remediación medioambiental** y otros propósitos.

Pero el mayor empleo mundial de la sísmica de refracción, lejos, ha sido en el **cálculo del espesor y velocidad**

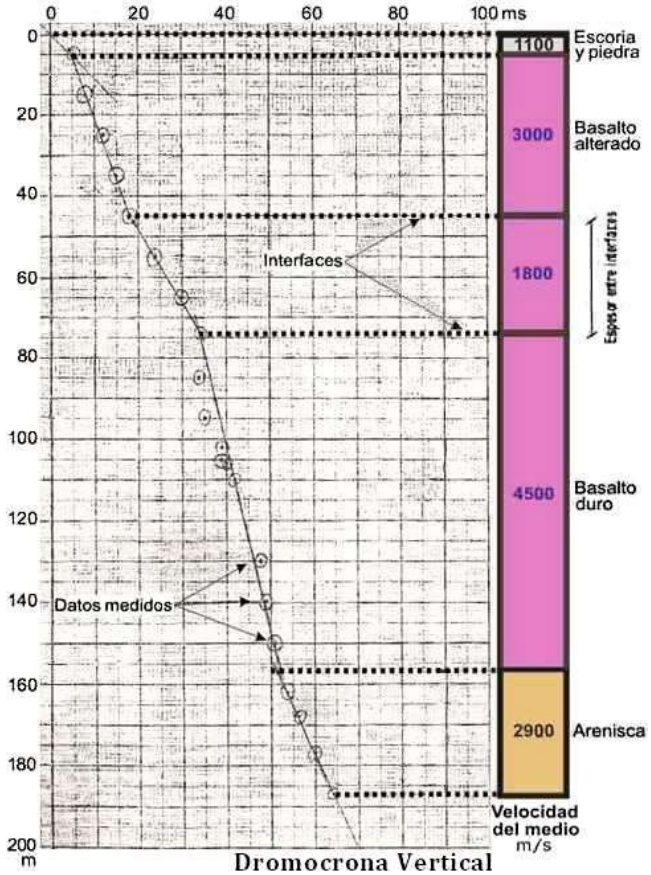
de la capa meteorizada ***para aplicar esa data a las correcciones estáticas de la sísmica de reflexión*** profunda (Tema 15). Casi siempre esta capa es de baja velocidad y va variando lateralmente su velocidad y espesor.

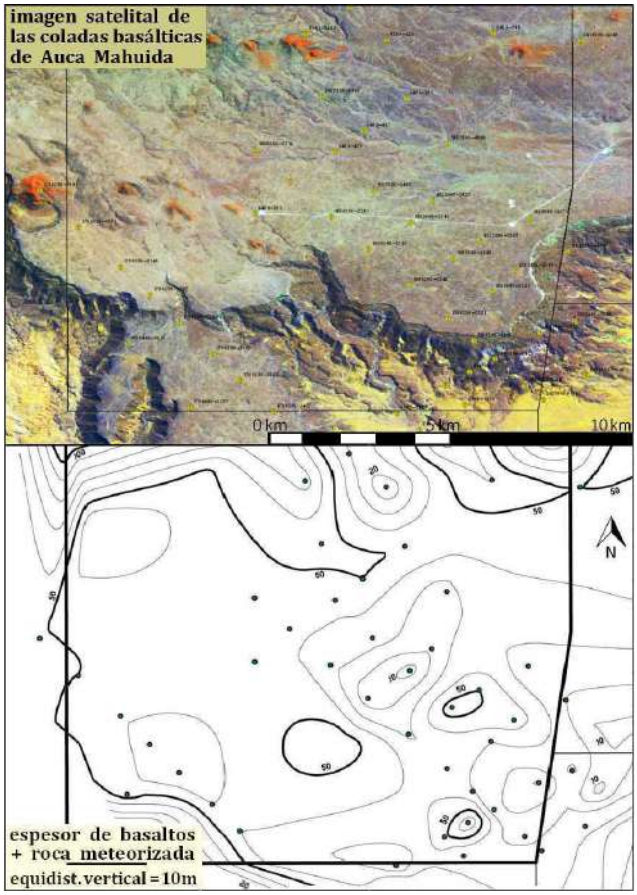
En el mapa siguiente, correspondiente a un prospecto de sísmica reflectiva tridimensional en un yacimiento petrolero, se han indicado los emplazamientos de las dromocronas horizontales que eventualmente podrán resolverse por sumación u otros métodos, y también sitios en los que se registrarán dromocronas verticales que, si bien tienen el mayor costo de la perforación, proveen una información más precisa desde donde extender las interpretaciones para obtener una cobertura areal.

Congo, adquisición con equipo portátil y fuente de impacto (foto Jacques Jenny)



Dromos horizontales –segmentos de puntos blancos– y verticales –puntos rojos–; en color curvas topográficas (modif. de Geosource)





Dromos, ver texto (figuras gentileza Andrés Askenazi, YPF)

Pueden darse situaciones particulares de tener rocas superficiales de velocidades desde medianas hasta muy altas, como ocurre con las **coladas basálticas** (tal el caso de las figuras acá arriba con dromocronas verticales registradas en Auca Mahuida, Neuquén). En este caso el conocimiento de su espesor y velocidad es importante

no sólo para el cálculo de las correcciones estáticas, sino también para planificar el primer tramo de perforación de pozos de exploración o desarrollo (con trépano y parámetros de ingeniería adecuados), estimar sus costos e incluso evaluar posibles reubicaciones de las locaciones a posiciones cercanas de menor espesor basáltico y topografía menos accidentada (siempre sin afectar el objetivo profundo, para lo cual podría caber algún direccionamiento de la perforación una vez atravesadas tales rocas extrusivas).

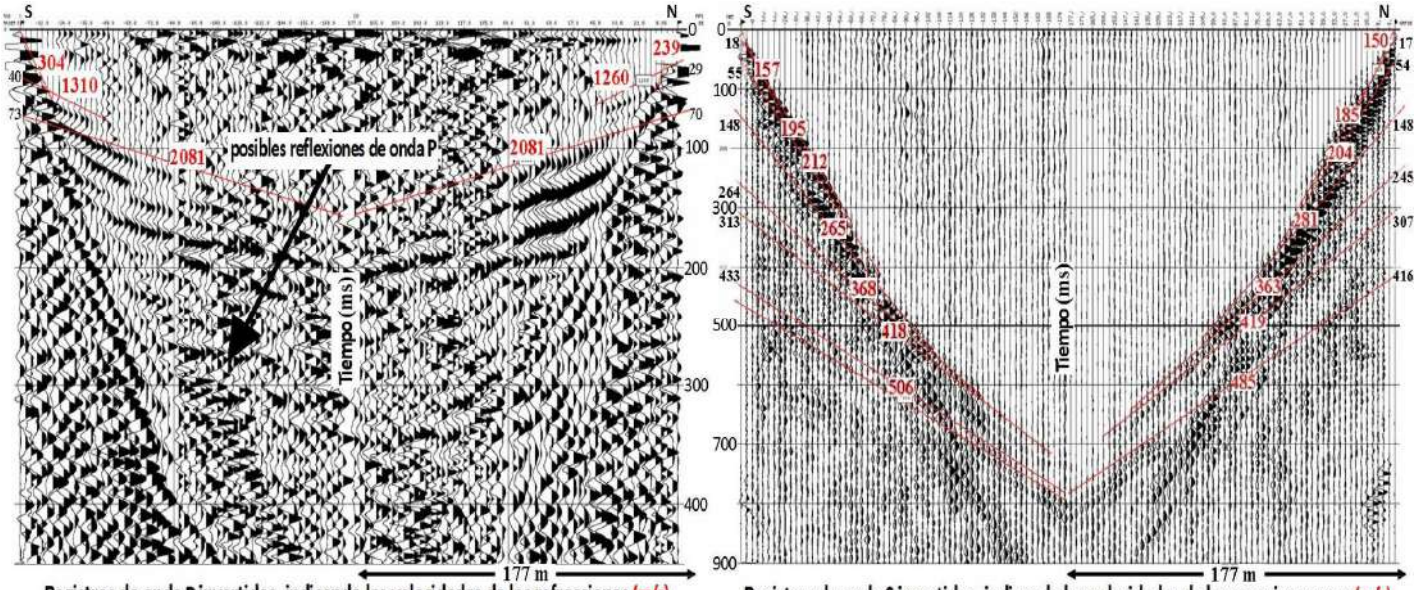
TECNICAS MODERNAS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN

Adquisición de ondas de corte

Se realiza análogamente a los usuales registros de ondas compresionales, con la salvedad de que se deben emplear receptores triaxiales (cuyas componentes horizontales x, y responden principalmente a las ondas de cizalla) y se debe tener un mayor tiempo de registro dado que estas últimas transitan más lento. Habitualmente se emplea una fuente convencional (que genera en mayor proporción ondas P) dado que igualmente en las interfaces del subsuelo parte de la energía convierte su modo de vibración de longitudinal a transversal; aunque en casos muy especiales se recurre a fuentes específicas de ondas S.

La utilidad de adquirir estas ondas se ve con cierto detalle en el Tema 18 (pág.476), pero en lo esencial se pueden discernir litologías comparando velocidades de ondas P y S, lo que también permite calcular coeficientes elásticos, de gran importancia en fundaciones, sobre todo sobre terrenos incompetentes, principalmente aquellos propensos a la licuefacción. También puede inferirse la ocurrencia de fracturas, así como la presencia de fluidos (agua o petróleo y, sobre todo, gas), importante en hidrogeología y temas medioambientales.

Acá ilustramos este tipo de adquisición mediante un registro de campo de ondas P y su equivalente de ondas S, con los alineamientos dados por las refracciones, visualizados en cada caso en color rojo.



Registros de onda P invertidos, indicando las velocidades de las refracciones (m/s)
Se aplicó un filtro pasabanda 20/40–120\180 y se escaló su ganancia a los fines visuales.

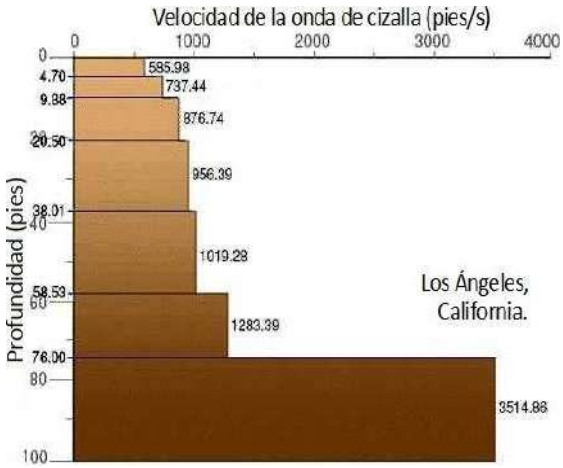
Registros de onda S invertidos, indicando las velocidades de las sucesivas capas (m/s)
Se aplicó un filtro pasabanda 10/20–60\100 y se escaló su ganancia a los fines visuales.

Ondas P vs S (modificado de Williams *et al.*, 2005)

Refracción con microtemblores *(microtremors)*

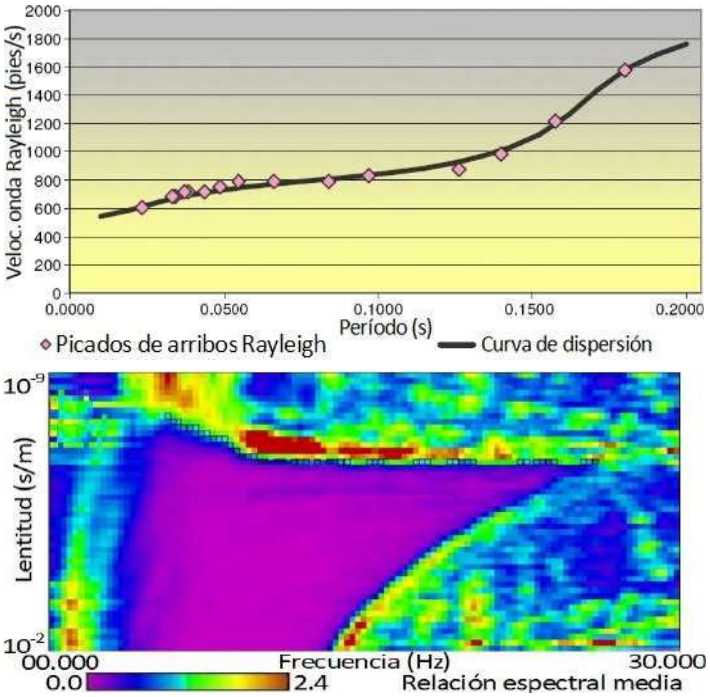
Esta técnica (de **John Louie**, 2001, en los Estados Unidos) se basa en el registro de los microtemblores generados por todo tipo de actividad cultural (ómnibus turísticos, pogos, caída de ideas…). y apunta a la obtención de información de ondas de corte para estudiar el subsuelo, aunque también de ondas de Rayleigh útiles, por ejemplo, para evaluaciones geotécnicas como la fundación de las edificaciones en áreas de alto riesgo sísmico natural.

Es una modalidad especialmente diseñada para trabajar en zonas urbanas, donde el empleo de fuentes artificiales no es aconsejable porque las fuentes potentes pueden causar perjuicios y las que son débiles no resultan efectivas. Las leyes de velocidad así obtenidas (ejemplo del histograma a la derecha) suelen ser muy confiables.



(modificado de Spectrum Geophysics)

A la derecha vemos la correlación de velocidad versus período de las ondas superficiales de Rayleigh para la prevención del comportamiento edilicio ante terremotos. Se procura cuantificar el grado de amplificación de las ondas por efecto de la elasticidad del terreno de fundación. Abajo, una imagen espectral de la frecuencia versus la inversa de la velocidad, donde la relación espectral se calcula a partir de la transformada p-τ (donde p es la inversa de las velocidades aparentes y τ son los tiempos de intercepción).
Se requieren tiempos de registro de al menos 15 segundos y longitudes de arreglo equivalentes a por lo menos el doble de la profundidad a investigar. Trenes, camiones pesados y aviones en vuelo muy bajo son fuentes ideales para esto. Tras la adquisición, el procesamiento de los datos incluye el análisis espectral de las velocidades, la selección de dispersión fase-velocidad Rayleigh y el modelado de velocidad de la onda de corte. Y luego se interpretan sus implicancias concretas.

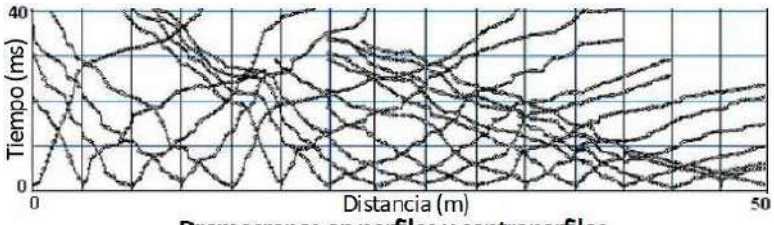


Gráficos de adquisición de ondas de Rayleigh (modificados de Spectrum Geophysics)

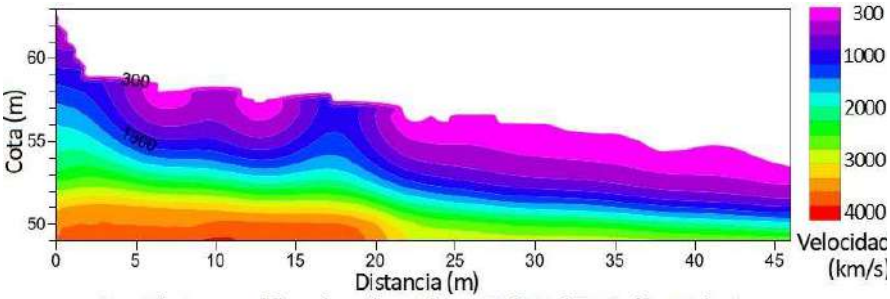
Tomografías de refracción

Concebidas por **Anthony Devaney** en Estados Unidos en 1982, son registros de refracción (de ondas P, pero a veces también de ondas S y Rayleigh) en los que se recurre a distintas combinaciones de localización de fuentes y receptores para luego procesar las dromocronas resultantes con una metodología que busca encontrar la distribución de velocidades a partir de estas múltiples observaciones. Se divide el espacio en celdas y los datos se expresan como integrales en línea a lo largo de los caminos de rayos a través de las mismas. Consiste en un proceso que parte de un modelo sintético inicialmente asumido, cuya respuesta simulada en computadora se compara con la data real registrada y se va corrigiendo iterativamente hasta obtener el resultado de mejor ajuste. Una tomografía de refracción no asume que la energía se propaga como un rayo, sino que emplea ecuaciones de propagación de onda para hallar las variaciones de velocidad verticales y laterales. Involucra cálculos para cada celda considerando las trayectorias de tránsito de tiempo mínimo según el principio de Fermat. Existen varias técnicas computacionales alternativas para la reconstrucción.

Dispositivo de campo.



Dromocronas en perfiles y contraperfiles.

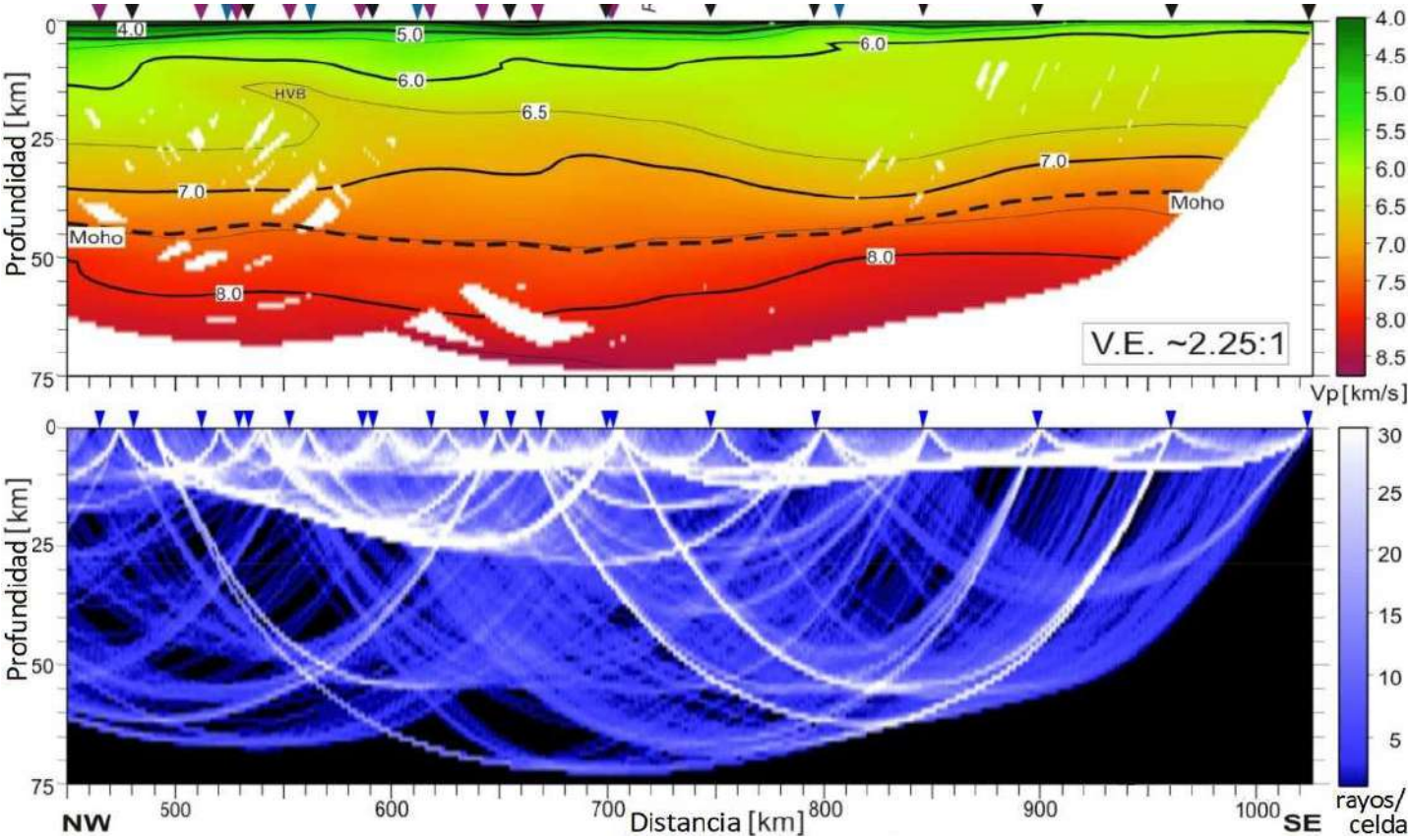


Sección tomográfica de refracción en Kaki Bukit, Perlis, Malasia.

Afloramiento de calizas, Kaki Bukit (foto y figuras modificadas de Azwin *et al.*, 2013)

El ejemplo de Malasia ilustrado acá es de una escala restringida a la investigación del subsuelo local, con calizas aflorantes, para una finalidad geotécnica del terreno.

El siguiente caso, en cambio, se refiere a una investigación cortical profunda entre Polonia y el oeste de Ucrania (área no invadida por Rusia), donde numerosos registros de sísmica de refracción a lo largo de una transecta han permitido generar una imagen tomográfica bien definida a gran escala, iluminando hasta la parte superior de la litósfera mantélica, el tipo de abordaje con el que **Andrija Mohorovičić** dio inicio a la sísmica de refracción.

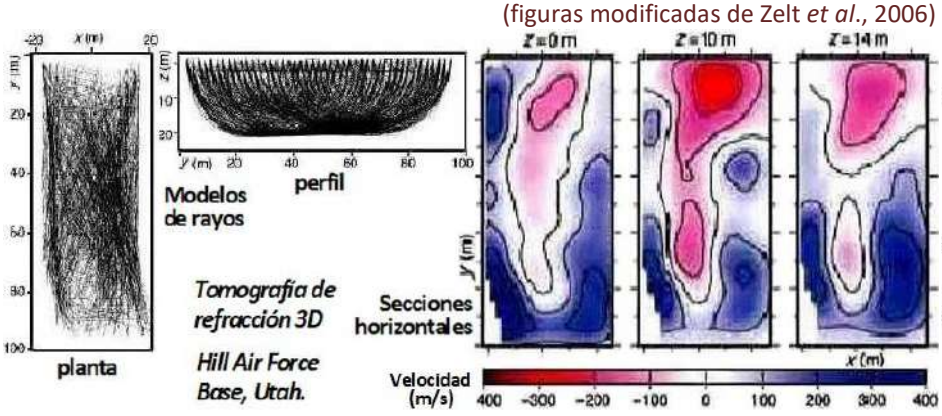


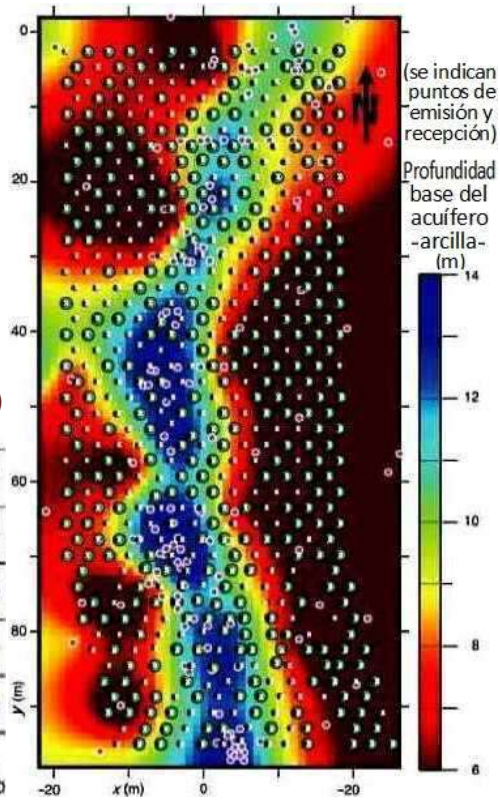
Velocidades y trazado de rayos de la transecta Teisseyre-Tornquist Zone South, Europa oriental (modific. de Janik *et al.*, 2022)

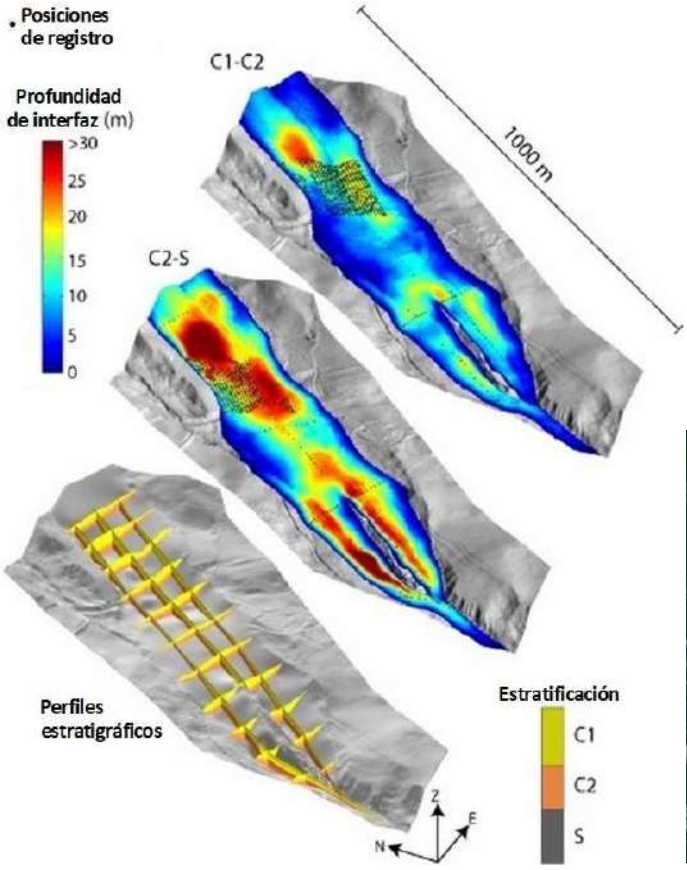
Sísmica de refracción 3D

Un dispositivo areal con cambiantes posiciones de fuente y numerosos receptores permite obtener datos tridimensionales de las refracciones. Éstas, con los posicionamientos en ***x***, ***y***, ***z***, luego se procesan en forma integral y brindan detallados volúmenes de información que evidencian la variación lateral de velocidades y de profundidad de las interfaces refractivas del subsuelo. En general esta técnica se aplica a proyectos someros. Se ilustra un trabajo para evaluar la remediación de un acuífero contaminado por fluidos densos dentro de una base aérea en Utah, Estados Unidos. La tendencia observada en sentido N-S obedece a un paleocanal confirmado por pozos.

(figuras modificadas de Zelt *et al.*, 2006)







A la izquierda se ilustra un segundo ejemplo de sísmica de refracción tridimensional, en este caso en el valle del pequeño río Ubaye, al sur de los Alpes franceses, lugar donde el deslizamiento (movimiento de remoción en masa) de La Valette constituye un riesgo debido a su permanente inestabilidad en un área poblada. Una aplicación ésta que con toda probabilidad no imaginó **Andrija Mohorovičić** cuando su innovadora investigación del terremoto de Zagreb le permitió hallar la discontinuidad que nombramos con sólo las cuatro primeras letras de su apellido.

Deslizamiento La Valette, Alpes franceses: perspectiva de perfiles estratigráficos y de dos interfaces a profundidades someras identificadas y mapeadas a partir de sísmica de refracción tridimensional
(gráficos modificados de Samyn *et al.*, 2012 y foto de Jean-Philippe Malet)

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué discontinuidad se descubrió con sismología de refracción?, ¿cómo?
- ¿A partir de qué datos se dibujan las dromocronas?
- ¿Qué información deben leerse en las dromocronas para poder calcular profundidades y qué datos alternativos pueden disponerse?
- ¿Cómo se procede cuando se sospecha la existencia de buzamiento de capas?
- Citar y explicar las limitaciones del método.
- Si en terreno llano se quiere registrar una interfaz horizontal a unos 800 m de profundidad, ¿cuál debe ser la longitud total mínima del tendido de receptores desde la fuente?
- ¿Qué son las dromocronas verticales?
- ¿Qué aplicaciones no petroleras tiene la sísmica de refracción?
- Citar las aplicaciones del método en la prospección de hidrocarburos a distintas profundidades.
- ¿Cuáles son las técnicas más modernas de sísmica de refracción?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Azwin, I., Saad R. & Nordiana, M., 2013. Applying the seismic refraction tomography for site characterization. APCBEE Procedia, N°5 (p 227- 231). Elsevier.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 204-234). Librería de Ciencia e Industria.
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 57-133). Prentice Hall.

- Colombo, A., Machuca, E., Castano, J. & Montaña, J., 1990. Aplicación de la sísmica de refracción a poca profundidad en la cubicación de aluviones auríferos. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 1 (p 242-246).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 292-338). McGraw-Hill.
- Dong-Joo, M. & Changsoo, S., 2006. Refraction tomography using a waveform-inversion back-propagation technique. Geopyhsics, V.71 Nº3 (p 21-30).
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p. 119-1329. Cambridge University Press.
- Griffiths & King, 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 85-104 y 133-145). Editorial Paraninfo.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 196-203). Ediciones Omega.
- Igboekwe, M. & Ohaegbuchu, H., 2011. Investigation into the weathering layer using up-hole method of seismic refraction. Journal of Geology and Mining Research, V.3 Nº3 (p 73-86).
- Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zayats, K., Mechie, J., Kolomiyets, K. *et al*., 2022. Lithospheric structure of the East European Craton at the transition from Sarmatia to Fennoscandia interpreted from the TTZ-South seismic profile (SE Poland to Ukraine). Minerals, V.12 N°2 (52 p).
- Keppner G., 2006. Ludger Mintrop. Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V., N°1 (p 4-17).
- Lankston, R., 1990. High-resolution refraction seismic data acquisition and interpretation. En Ward, S. Ed. Geotechnical and Environmental Geophysics. V.I: Review and Tutorial, N°5 (p 45-73). Society of Exploration Geophysicists.
- Lee, T., Biehler. S., Park, S. & Stephenson, W., 1996. A seismic refraction and reflection study across the central San Jacinto Basin, Southern California. Geophysics, V.61 Nº5 (1258-1268).
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 94-101). Gulf Publishing.
- Milana, P. & Güell, A., 2008. Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glacigénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. Revista de la Asociación Geológica Argentina, V.63 Nº3 (p 310-325).
- Morozov, I. & Jhajhria, A., 2009. Integrated analysis and inversion of 3D refraction travel times. Frontiers + Innovation - CSPG CSEG CWLS Convention (p 352-355).
- Okada, H. & Suto, K., 2003. The microtremor survey method (150 p). Geophysical Monograph Series N°12; Fitterman V. & Asten M. Eds. Society of Exploration Geophysicists.
- Renard, V. & Malod J., 1974. Structure of the Barents Sea from seismic refraction. Earth and Planetary Science Letters, V.24 Nº1 (p 33-47).
- Robinson, E.& Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 39-79). John Wiley & Sons.
- Samyn, K., Travelletti, J., Bitri, A., Grandjean, G. & Malet, J., 2012. Characterization of a landslide geometry using 3D seismic refraction traveltime tomography: the La Valette landslide case history. Journal of Applied Geophysics, V.86 (p 120-132).
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 60-72). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 95-106, 425-450). Cambridge University Press.
- Smith, P., 1975. Temas de geofísica (p 26-53). Editorial Reverté.
- Sternberg, B., Poulton, M., & Thomas, S., 1990. Geophysical investigations in support of the Arizona SSC Project. SEG Geotechnical and Environmental Geophysics ,V.3 N°5 (211-228).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 363-369 y 415-425). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 152-157). Alianza Editorial.
- Williams, R., Stephenson, W., Odum, J. & Worley, D., 2005. P- and S-wave seismic reflection and refraction measurements at CCOC. En Blind comparisons of shear-wave velocities at closely spaced sites in San Jose, California (17 p); Asten, M. & Boore, D. Eds. U.S. Geological Survey Open-File Report 1169.
- Yan, Z., Clayton, R. & Saleeby, J., 2005. Seismic refraction evidence for steep faults cutting highly attenuated continental basement in the central Transverse ranges, California. RAS Geophys. J. Int. N°160 (p 651-666).

- Zelt, C., Azaria, A. & Levander, A., 2006. 3D seismic refraction traveltime tomography at a groundwater contamination site. Geophysics, V.71 Nº5 (p 67-78).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

(imagen Geophysical Service Inc.)

“இயற்கை வளங்களை என்றால் பாதுகாப்பு தவறு நடந்தால், வேறு எதுவும் ரைட் போகலாம்.”
[“Si la conservación de los recursos naturales va mal, ninguna otra cosa irá bien.”]
Mankombu Sambasivan Swaminathan (2001)

INSTRUMENTAL SÍSMICO Y MEDIOAMBIENTE

Gondwana (pronunciado Gondvana) significa bosque de Gond y es la región central de la India, patria de la etnia drávida epónima. El austríaco **Eduard Suess** en 1855 en su libro *Das antiltz der Erde* dio este nombre al supercontinente austral cuya fragmentación comenzó hace 140 millones de años y uno de cuyos pedazos fue la placa del subcontinente índico que, como un barco sismográfico, navegó raudo a través del mar de Tethys –hasta a 15 cm/año, fierro a la tabla– dejando a popa el océano al que dio nombre, surcado de estelas geotectónicas en el fondo de la mar. Nave cortical que, sin freno, colisionó hace 50 millones de años contra el puerto eurasiático al que se dirigía, provocando así el *grosso* amasijo rocoso del Himalaya y cadenas vecinas. Y que sigue todavía hoy empujando y subductando a unos 5 cm/año, engrosando las raíces y sus antirraíces con máximo en los 8.850 metros del monte que los tibetanos –subyugados por China– llaman *Chomolungma* (madre del Universo) y que los invasores británicos en 1865 rebautizaron en honor a su gran exjefe de topografía, el geógrafo galés **George Everest**. (Ese mismo año otros galeses que no querían servir a ese imperio, cansados de la prepotencia inglesa, emigraron a la remota Patagonia, buscando un nuevo hogar donde preservar su lengua celta y sus tradiciones).
Independizada de Gran Bretaña en 1947, la India (que ellos llaman भारत, Bhärat) tiene un área equivalente a la suma de Argentina, Uruguay y Paraguay (que con el Alto Perú –Bolivia– formaron la unidad territorial balcanizada principalmente a causa del unitarismo egoísta de las élites porteñas). Pero la nación de los indios originales también era mayor: incluía Pakistán y Bangladesh, separados tras la descolonización a causa de sus mayorías musulmanas en vez de hinduistas. Aun así, dentro de la India actual conviven minorías musulmanas, budistas, cristianas y gentes de otras varias religiones, y son hablados 30 idiomas –además del inglés, oficial–, entre ellos el tamil, los drávidas y otros, aunque el hindi es el mayoritario (de origen ario o indoeuropeo, igual que el arcano sánscrito y que las lenguas celtas, latinas, anglosajonas, escandinavas, eslavas, bálticas, holandesa, albanesa, griega, armenia, persa y otras que proceden de una cultura que irradió desde el norte del Cáucaso hace más de 5.000 años). En fin, total que hay 25 indios por cada argentino, paraguayo y uruguayo sumados y ya superaron la población china. No es raro entonces que exista un extenso elenco de celebridades procedentes de esa nación hoy en rápido crecimiento económico, con altísimo desarrollo informático, pero todavía

Templo vishnuísta de Sarangapani en Kumbakonam, Tamil Nadu (foto indianmandirs.com)

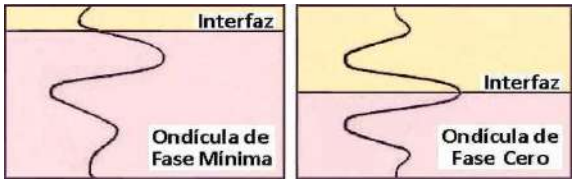
padeciendo las desigualdades enormes y la miseria tan típicas del libre capitalismo periférico.
Allí nació, por ejemplo, **Satyendra Bose** (Calcuta, 1897), eminente físico en cuyo honor se han bautizado como bosones a las partículas mediadoras (fotones, gluones, etc.) y otros grandes científicos que hemos ido citando. También el máximo líder pacifista de la historia humana, el Mahatma Gandhi (región de Gujarat, 1869) a quien el frecuentemente insólito comité noruego le negó el premio Nobel de la paz. E hijo de indios, también de Gujarat, emigrados a la isla africana oriental de Zanzíbar –camino inverso al recorrido por su terruño durante el Cretácico y el Paleógeno– fue Farrokh Bulsara, mejor conocido por su nombre artístico, Freddie Mercury, emigrado él a su vez a la capital británica, donde devino compositor y vocalista de la mítica Queen.
Como es esperable para un país tan grande, existen diversas cuencas petrolíferas en tierra firme y en áreas marítimas, incluyendo la región Tamil (sureste del subcontinente indio) de la que es oriundo **Mankombu Swaminathan** (nacido en la ciudad de Kumbakonam en 1925), genetista de quien al principio referimos una cita en su lengua natal, el tamil, líder de la revolución ambiental verde y aún activo en su lucha contra el hambre sin destruir el medio ambiente. (Por ejemplo sin el glifosato que liquida casi toda la flora y fauna excepto la soja, causalmente obra de la misma Monsanto que fabricaba el agente naranja para destruir la selva vietnamita y abrir camino al aún más perverso napalm de la Dow Chemical). Ahora se procura que quienes por aquellas latitudes hacen prospección sísmica (y en general geofísica aplicada) tengan respeto por una naturaleza que ya ha sido demasiado cascoteada por tanta sobrepoblación y tan inmoral subdesarrollo.
También indio es **Amartya Sen** (Bengala, 1933), el economista premio Nobel en 1998 que hizo muchísimos aportes a la teoría del desarrollo humano, la lucha contra la desigualdad y la ética económica, buena parte de ellas junto al admirable **Bernardo Klicksberg** (nacido en Buenos Aires en 1940), referente mundial sobre el combate a la desigualdad socioeconómica y la responsabilidad social empresaria.
Volveremos al final de este tema sobre los cuidados medioambientales y laborales en la adquisición de datos geofísicos. Pero antes veremos las alternativas de instrumental sísmico para registrar en la tierra y el agua.

Ya sea que se trabaje en prospección sísmica con el método de refracción o el de reflexión, se requiere de alguna fuente de energía artificial, de receptores o sismómetros apropiados y de un sismógrafo donde grabar y eventualmente graficar los datos a fin de controlar su calidad. En general el equipamiento de sísmica de refracción es más sencillo que el necesario para la adquisición de campo de la sísmica de reflexión, sobre todo si ésta tiene objetivos que no son someros. Pero siempre se requerirá de una cantidad de instrumentos para ejecutar los fuertes y roncos sonidos que harán vibrar el subsuelo, que nos devolverá esos ecos que habremos de percibir y grabar como auténtica música *underground* con su particular melodía, ritmo y armonía.

FUENTES DE ENERGÍA

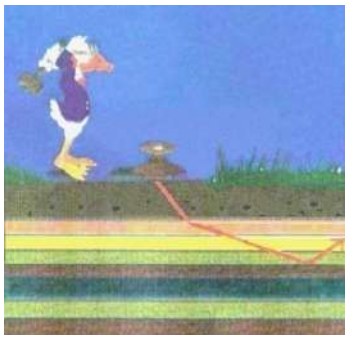
Fuentes Impulsivas

Cualquiera sea el tipo de fuente (en inglés *source*), las impulsivas se caracterizan por generar una forma de onda básica u **ondícula** (*wavelet*) **de fase mínima**, llamada así por su adelanto de fase: es asimétrica, ya que está más cargada de energía en la proa de la forma ondulatoria (figura adyacente).



<u>En tierra firme</u>

- Caída de peso, ***para trabajos someros que no requieren de mucha energía***. Puede recurrirse desde una maza de unos 5 a 7 kg sobre una plancha metálica gruesa, hasta grandes bochas de metal cayendo desde una altura de 1 a 3 metros.


Percusión manual.

Golpeador (foto Bison Instruments)

Golpeador acelerado (foto C. Générale Géophysique)

Actualmente existen móviles con una guía del peso en caída, los **golpeadores** (*thumpers*, foto a la izquierda) ***muy utilizados en sísmica de refracción***, y otros con aceleración adicional de caída (foto acá arriba) cuya emisión (hasta unos 100 Hz) ilumina a más de 500 m de profundidad.

Emisores EM sísmicos Geoton, Rusia (foto neftegaz.ru)

También existen fuentes, desarrolladas en Rusia, de **impacto usando energía electromagnética** (*geoton*, foto lindante con 4 traccionadas y operando en simultáneo).

- **Explosivos**, ***opción cuando se necesita mayor energía***; pueden utilizarse cartuchos plásticos con la mezcla explosiva de nitroglicerina, nitrato de amonio, etc. y detonadores eléctricos a base de fulminato de mercurio. La nitroglicerina fue sintetizada por el italiano **Ascanio Sobrero** en 1847, que fue la base sobre la que en 1867 el sueco **Alfred Nobel** en Alemania inventó la dinamita –y el temor al recuerdo que se tendría de él como promotor de tanta muerte hizo que un año antes de fallecer destinase gran parte de su fortuna al famoso premio–.

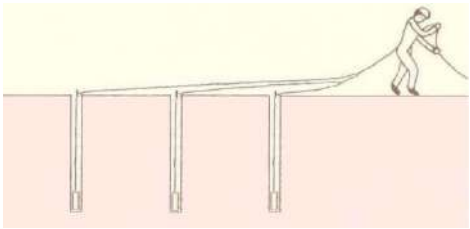
Si se emplean explosivos en sísmica es conveniente realizar pozos, por motivos ambientales y para un eficiente aprovechamiento de la energía, si es posible atravesando toda la capa intemperizada o meteorizada (*weathering layer*). A veces, antiguamente, se detonaban cargas en la superficie (foto en Tema 12, pág.324), cosa que por seguridad y medioambiente ya no ocurre. La perforación (usualmente con agua y bentonita) se hace con equipos montados en camiones, que se rebaten durante el transporte, con capacidad de 100 ó más metros de profundidad (imagen izquierda central), o perforación con aire que puede penetrar cientos de metros, y a veces con equipos portátiles (para pocos metros) en zonas de difícil acceso (foto abajo a la izquierda, al pie del Himalaya). Allí se baja el explosivo, con un cable hasta el disparador (*blaster*) y esto da lugar a una onda impulsiva, como se ve en las fotos a la derecha, donde el soplado al aire debería ser mucho menor que el aquí mostrado en razón del aprovechamiento de la energía en el subsuelo y por obvios motivos de riesgo laboral, lo cual se logra tapando y apisonando bien el pozo luego de colocada la carga, previo a la detonación (*shot*) que emite hasta 200 Hz.

Chubut, camión perforador (foto Unión Geofísica Argentina)

Secuencia de soplado de un pozo al detonar su carga (fotos A. Domínguez)

India, equipo portátil (foto Compagnie Gén. Géophysique)

También puede elegirse el sistema de **pozos múltiples**: varios pozos adyacentes perforados a poca profundidad (esquema contiguo), que en conjunto pueden resultar de menor costo que uno profundo y no pocas veces permite


Pozos múltiples.

resultados comparables al hacer estallar todas las cargas en simultáneo. Es una alternativa empleada cuando se recurre a las perforadoras portátiles o en afloramientos de roca dura.

- **Explosores o dinos** (*dinoseis*, derecha), muy empleados entre 1970 y 1980, hoy prácticamente en desuso, han sido otra forma de fuente impulsiva, muy potente, a partir de una explosión de gas (una mezcla de propano y oxígeno, en forma análoga a un motor de combustión interna) dentro de un tanque apoyado en el suelo, solevado tras la emisión.

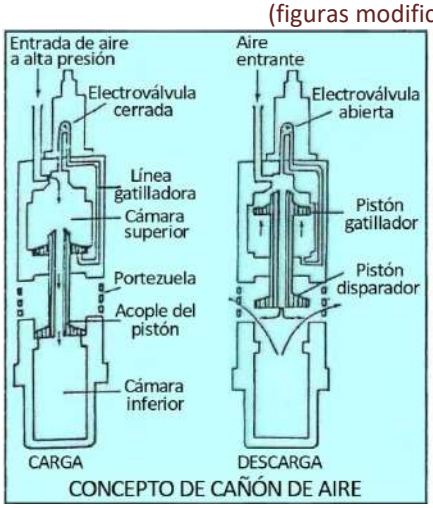
Explosor montado en un todoterreno (foto Teledyne)

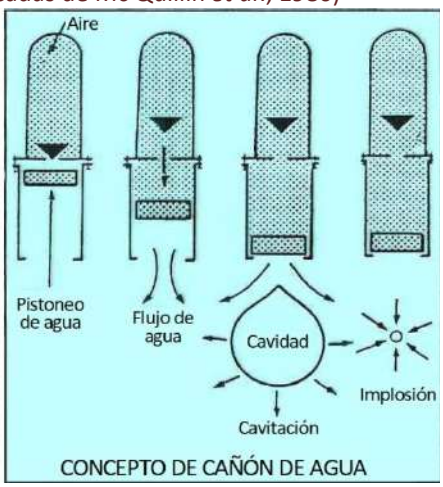
Pistolete Buffalo (foto allied-associates.com)

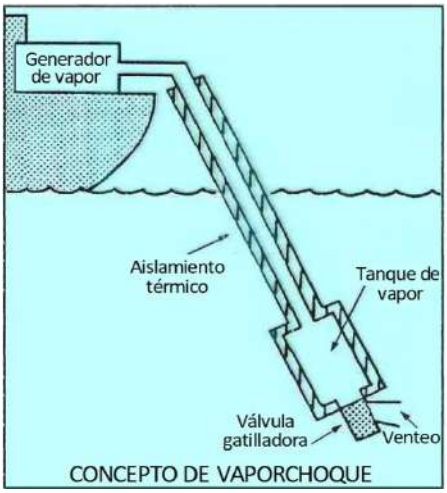
- **Pistolete** (*machine gun*), alternativa explosiva moderna, acotada y segura, que se hinca en el terreno con un cartucho en la punta y se detona con un martillazo (foto a la izquierda y en acción en Tema 12, pág.324).
- **Cordón detonante**, otra variante superficial aunque actualmente poco utilizada; posee un núcleo de material explosivo recubierto de policloruro de vinilo (PVC), que se detona extendido sobre el terreno, en forma lineal o circular, la cantidad de metros necesaria. Es apto para trabajos someros, como el pistolete, los golpeadores y la maza, si bien de variable efectividad y alcance en cada caso particular.
- **Pulsador acústico** (fotos a la derecha) que se hinca como el pistolete antes mencionado, en un pocito de 0,5 m de profundidad, pero no es una fuente explosiva sino que genera un pulso de ondas de sonido (o sea altas frecuencias) e ilumina hasta a unos 500 metros bajo la superficie.

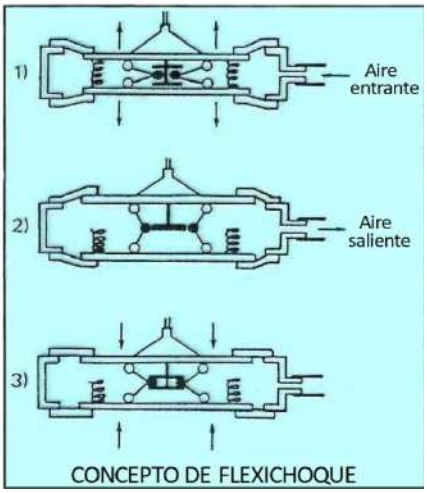
Izquierda, perforación; derecha, pulsador en posición para el golpe (fotos geodevice.com)

(figuras modificadas de Mc Quillin *et al.*, 1980)









<u>En mares o lagos</u>, en los primeros tiempos simplemente se arrojaban explosivos sueltos (pobres peces)… Pero luego se optó por:

- **Cañón de aire** (*air gun*), ***la fuente más usada*** desde 1964 hasta hoy, uno o varios sumergidos a popa. El empuje de un pistón genera una salida brusca de aire comprimido hacia el medio ácueo para causar el pulso sísmico omnidireccional de hasta 140 Hz y energía de hasta 0,5 M_L; ver esquema en esta página y fotos en la siguiente.
- **Cañón de agua** (*water gun*), cuyo pistón provoca un desplazamiento brusco de un volumen de agua, como se esquematiza al lado, y su implosión genera la onda sísmica.
- **Vaporchoque** (*vaporchoc*, ver el esquema a la izquierda) que opera

mediante la inyección súbita de una gran cantidad de vapor dentro del agua, el cual enseguida implosiona.

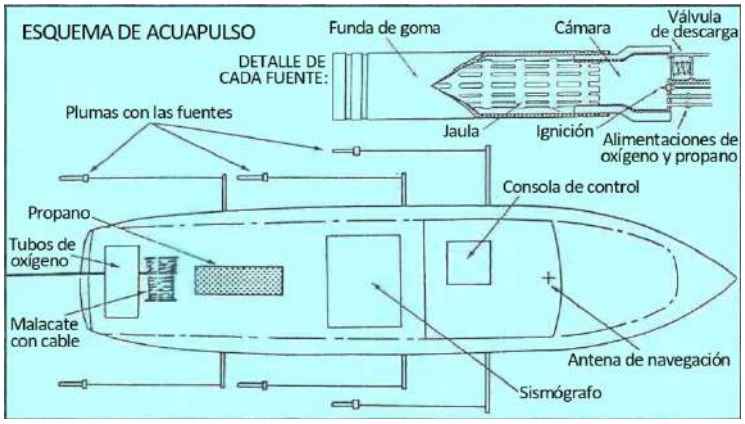
- Flexichoque *(flexichoc)*, con una fuente de aire comprimido que causa una expansión rápida tipo fuelle, la cual produce la onda de presión en el agua que genera el microsismo (esquema al final de la página precedente).

De izquierda a derecha: popa de un barco sismográfico, cañón de aire sobre la cubierta, equipo compresor de aire y malacate con enrollamiento de líneas de receptores acuáticos o hidrófonos (fotografías GeCo-Veritas Noruega)

- Electrocánula *(sparker),* llevado por un pequeño catamarán inflable y constituído por un tubo de goma que se sumerge al menos 20 cm y contiene un cable coaxial. En su extremo dos electrodos adyacentes originan la descarga de alto voltaje vaporizando el agua en forma de plasma y burbujas que se expanden y luego colapsan generando así ondas de alta frecuencia (hasta 4.000 Hz) con un pulso de 2 a 4 ms. Pueden usarse de a tres superpuestos en simultáneo (foto a la izquierda) para tener más energía y lograr imágenes provenientes de hasta 500 m de profundidad. La resolución es de 0,5 a 5 m, cuanto más profundo siempre capas más gruesas.
Hay una variante muy liviana, con forma de esqueleto de pez (foto siguiente), flota y se la debe arrastrar en forma continua tras la lancha o gomón. Los múltiples terminales ofician de cátodo y el ánodo está en la cánula.
El *sparker* más convencional (foto central) ***suele emplearse para ciertos registros dentro de pozos*** (petroleros o con otros fines prospectivos) como el caso de las dromocronas verticales citado en el Tema 12 (pág.325).

Fotografías de izquierda a derecha: 3 bandejas de *sparkers* superpuestos siendo bajadas al mar en un mini catamarán (GeoMarine Survey Systems), *sparker* liviano de arrastre superficial (SIG marine-sismic-equipments), *sparker* de pozo con su consola de mandos (georeva.eu) y *boomer* sobre un pequeño catamarán inflable (geodevice.com)

- Electroplato (*boomer*) accionado por una descarga eléctrica desde capacitores hacia una bobina que empuja un plato de cobre de medio metro de diámetro unos 20 cm bajo el pelo de agua. Produce una onda sísmica de hasta 5.000 Hz, resolución desde unos 30 cm de espesor en capas muy someras y visualización de hasta unos 150 m de profundidad.



(modificado de Western Geophysical)

- Explosivos, detonados al interior del medio acuoso en cilindros o esferas a tal fin, tales los casos de *maxipulse* y *flexotir*. Casi en desuso.

- Acuapulso *(aquapulse)*, que es equivalente marino de los dinos; detona propano y oxígeno en una cámara de combustión interna, como se esquematiza a la izquierda. Ya poco empleado.

La frecuencia máxima que entregan las fuentes impulsivas**,** desde 100 hasta 5.000 Hz según su tecnología, es crítica para el grado de

detalle de capas que podemos llegar a ver, pero siempre las frecuencias se van filtrando con el viaje, tanto más cuanto mayores son, por lo cual a gran profundidad cuentan sólo las bajas frecuencias que han podido llegar, y esto depende mucho de la potencia de la fuente. En general las fuentes de más alta frecuencia son menos energéticas, útiles para estudios someros de detalle, mientras que las más potentes, aunque produzcan menores frecuencias máximas, permiten que sus bajas frecuencias iluminen a miles de metros de profundidad. Lo cual no obsta para que una fuente poco potente y de baja frecuencia, como un impacto, sea útil a muchos fines someros.

Fuentes Vibratorias

Se caracterizan por generar una forma de onda (**ondícula**) **de fase cero** (figura en la segunda página), es decir, simétrica y centrada en la interfaz reflectiva, la cual es el resultado de la emisión de un barrido de frecuencias y su posterior procesamiento de **correlación cruzada** con la respuesta generada en el terreno –lo cual se trata brevemente en el Tema 15–. Por lo tanto se trata de fuentes controladas en cuanto a tipo y frecuencia de onda.

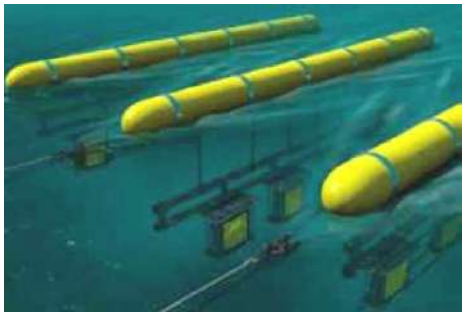
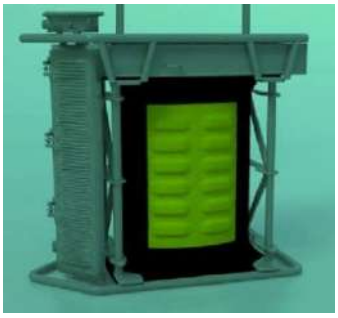
- Los vibradores o **vibros** (*vibroseis*, fotos siguientes) son las fuentes más utilizadas en tierra desde la década de 1980, son seguros y producen un barrido controlado de frecuencias que inicia con valores bajos (de entre alrededor 2 y 12 Hz) que va aumentando gradualmente (según una función lineal o logarítmica, elegida en base a pruebas de campo) hasta llegar a unos 80 a 140 ó más Hz al cabo de unos 6 a 16 ó más segundos (tiempo de barrido), según sea el caso. Pueden ir montados en camiones o vehículos todoterreno.

Chubut, vibros a campo traviesa e impronta de la plancha en el suelo luego de la emisión (fotos Unión Geofísica Argentina)

- Los **martillos vibratorios** (fotos a la derecha) son la alternativa neumática portátil cuando la complejidad del terreno (por una topografía abrupta, selva densa, ciudad, etc.) no permite el tránsito de los camiones vibradores o lo encarece mucho o no lo hace ambientalmente sustentable. La potencia emitida es bastante menor, sobre todo en el caso del manual *mini-Sosie*, y éste será un aspecto a evaluar mediante pruebas de señal y ruido previas a la adquisición.

Mini-Sosie (foto velseis.com) Martillo vibrador en tractor (foto vibrometric.com)

- Los **vibros marinos** de movimiento electrohidráulico van suspendidos desde flotadores en un medio ácueo (a veces varios cerca, imagen adyacente) y existen varios modelos en desarrollo. Se prevé que reemplazarán a los cañones de aire y otras fuentes marinas potentes porque producen mucha menos perturbación acústica a la fauna, en especial cetáceos.

Arreglo de vibros marinos. Vibro Flextensional PGS (imagen Hanssen, 2018)

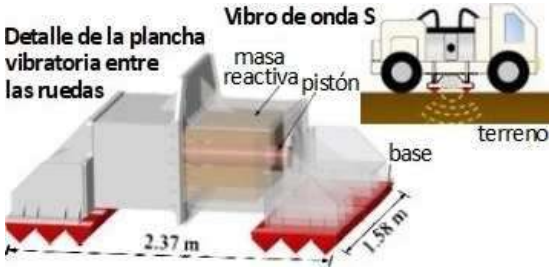
La frecuencia máxima de las fuentes vibratorias suele ser de entre 140 y 160 Hz, pero puede superar los 1.000 Hz en algunos martillos neumáticos que operan a niveles energéticos bajos y son empleados para investigación muy somera.

Fuentes de Ondas de Cizalla

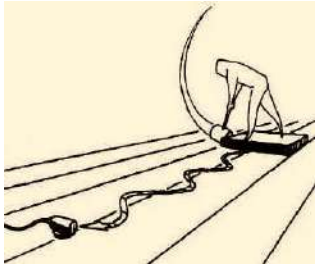
Todas las fuentes hasta ahora vistas generan principalmente ondas P, a pesar de lo cual no es un obstáculo su utilización cuando se requiere el registro de ondas S –algo que es más bien ocasional, sólo para trabajos de prospección muy específicos–. De manera que la inmensa mayoría de los casos –poco habituales– en los que se adquiere ondas S las fuentes utilizadas son las convencionales, ya sea que se opte por fuentes impulsivas o vibratorias, porque en el subsuelo una parte de la energía en cada interfaz cambia de P a S y viceversa. Incluso hay particulares técnicas de adquisición y procesamiento (ejemplo Duan *et al*., 2023) para mejorar los registros de ondas S polarizadas horizontal o verticalmente para estudios de anisotropía u otros (Tema 18, pág.477).
Pero existen algunas opciones, rarísimamente empleadas, de dispositivos de emisión especialmente diseñados para generar ondas de corte en mayor proporción que las ondas longitudinales, acá referidas brevemente.

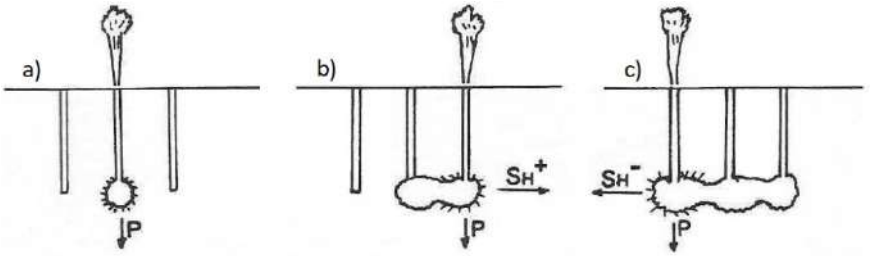
Los recientes **vibradores horizontales** (figura acá) asemejan a los verticales en su principio de funcionamiento, pero efectúan una vibración lateral alternada que consigue causar una onda predominante de cizalla. Son menos efectivos que los verticales en términos de energía inyectada en subsuelo y aún se los usa poco.

El grupo de **fuentes impulsivas de ondas S** incluye otras dos posibilidades bastante sencillas. Una, para trabajos que requieren muy poca energía, es el **impacto horizontal** sobre una masa de base plana (boceto a la derecha).
La otra opción es la detonación de **cargas en pozos múltiples** según la secuencia que se esquematiza y describe en la figura colindante.
Una suerte de combinación de efectos impulsivo y vibratorio es el modelo experimental de **vibro por detonación** (*blasting vibroseis*, Cui *et al*., 2017). Y hay otros.



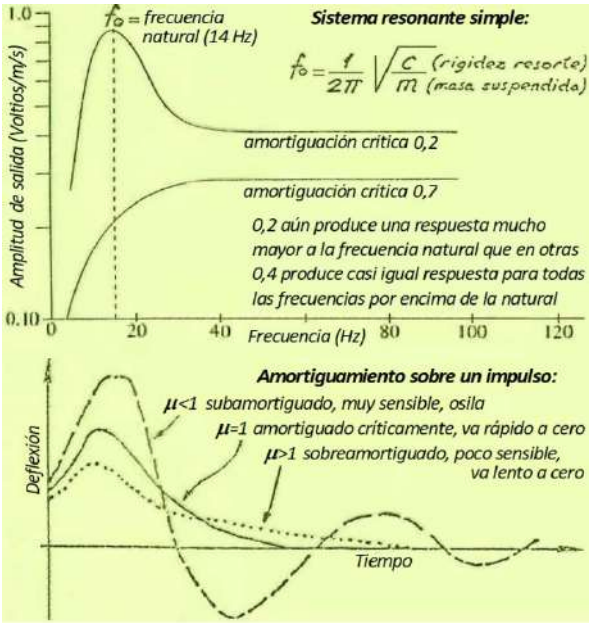
Vibro de cizalla (modificado de Peng *et al*., 2025)


Impacto lateral para onda S.



Método *Syslap*: a) una detonación en el pozo central genera mayormente ondas P; b) debido a la asimetría causada por la detonación en el pozo central, la detonación en el pozo de la derecha genera ondas SH más P; c) el pozo de la izquierda produce ondas P más SH de polaridad opuesta a la del pozo de la derecha. La resta entre los registros de los pozos de los costados duplica la contribución de SH y casi elimina la contribución de P.
(modificado de Compagnie Générale Géophyisque)

Fuentes acústicas (en el Tema 16), emiten hasta 40 kHz y permiten imágenes detalladísimas y muy someras.

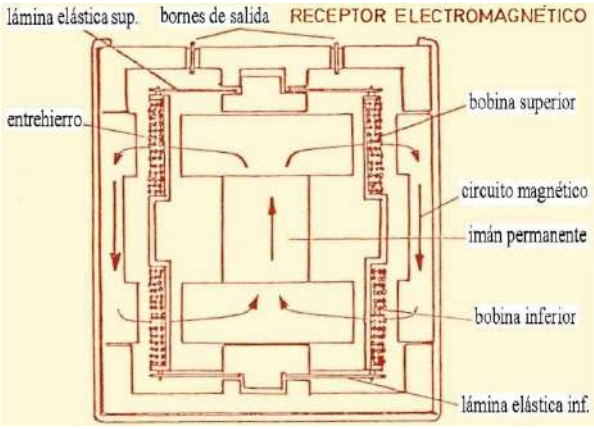


(figuras modificadas de Geofísica Exploración YPF)

SISMÓMETROS O RECEPTORES

(*seismometers* o *receivers*)

Los **geófonos** (*geophones*) ***de tierra firme*** son transductores mecánico-eléctricos en los cuales la vibración del suelo hace oscilar un imán que se encuentra dentro de un campo eléctrico generado por una bobina (figuras abajo y al lado).



Puede verse que el geófono tiene una frecuencia natural de oscilación que debe ser críticamente amortiguada para obtener una respuesta efectiva, tendiendo a que manifieste una sola oscilación fuerte ante la llegada de cada impulso del subsuelo, evitando sub o sobreamortiguación. Se produce así una FEM representativa del frente de onda, cuya señal eléctrica viaja luego hacia el sismógrafo. Algunos de estos receptores electromagnéticos tienen base plana en lugar de puntiaguda (imagen a la derecha) para aquellos sitios en los que no pueden ser clavados (roca muy dura o veredas y calles en registros dentro de las zonas urbanas).

Geófonos con punta y con base plana (foto Geofísica Exploración YPF)

Los geófonos van conectados en ristras a lo largo de cables eléctricos que son transportados en rollos sobre camiones denominados **tiracables** o eventualmente en carros con tracción animal en sitios de difícil acceso para vehículos pesados (foto acá a la derecha).

Interior de un geófono triaxial

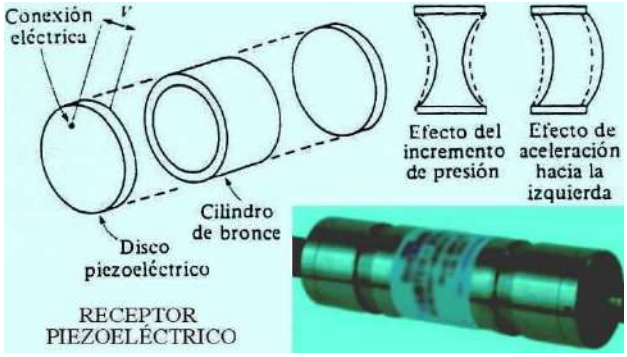
Carro tiracables en India septentrional

(fotos Compagnie Générale Géophysique)

Cuando se desea registrar ondas de corte, se utilizan **geófonos triaxiales o 3C** (a izquierda uno abierto). ***también muy habituales en sísmica de pozo***, que ***captan las componentes de la vibración en x,y,z***, a diferencia de los geófonos tradicionales que registran sólo la componente vertical de la vibración sísmica que viaja por los sólidos. En años recientes se usan cada vez más los geófonos triaxiales por su abaratamiento, así como por estrategias de adquisición económicas y más aún el procesado posterior de los datos. Y ***se están dejando de usar cables***, ***reemplazados por señal remota***.

Geófonos 3C en el campo (foto thggeophyiscs.com)

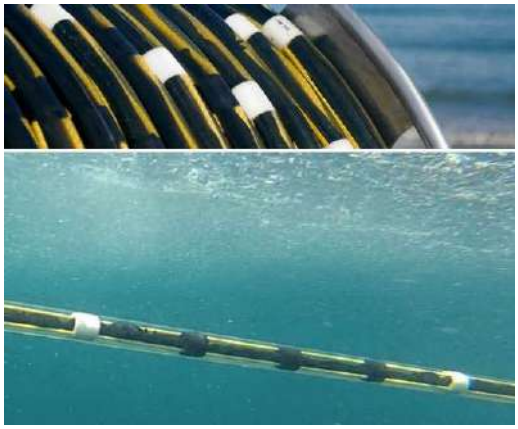
Los **sismómetros marinos** se denominan **hidrófonos** (*hydrophones*) y funcionan por piezoelectricidad debido a las variación oscilatoria de presión que ejercen las ondas sísmicas compresionales en el agua (esquema adyacente). Al comprimirse el retículo cristalino de cuarzo produce corriente. No registran ondas de cizalla porque éstas no pueden transmitirse a través de los fluidos. Estos receptores son arrastrados a lo largo de una o varias **líneas o transmisiones** (*streamers*) que se desenrollan desde la popa (esquema abajo, fotos en la página siguiente) para ser llevadas un poco sumergidas tras el barco sismográfico. Una línea permite registrar secciones sísmicas individuales, también llamadas 2D o



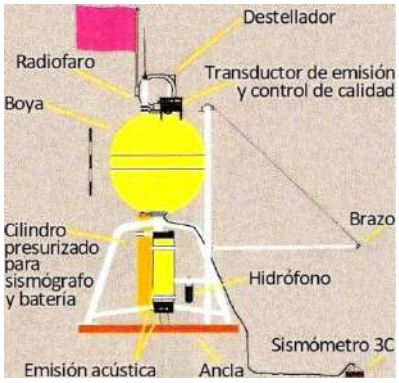
(modificado de Sheriff & Geldart, 1991)

Esquema de barco sismográfico arrastrando una línea de grupos de hidrófonos (modificado de Sheriff & Geldart, 1991)

bidimensionales. En cambio varias líneas paralelas de hidrófonos –lo usual en este siglo– permiten registrar datos para sísmica de reflexión 3D. Cada una tiene un alma de acero, cables eléctricos y su funda impermeable. Además lleva reguladores de profundidad (llamados *birds*) entre los grupos de hidrófonos y una boya de cola.



Izquierda, barco sismográfico y líneas de hidrófonos (foto Seismograph Service). Arriba, detalle del malacate y línea receptora a 1 o varios metros bajo del pelo de agua (foto geosense.com)



Esquema de sonoboya; el sismómetro 3C apoya en el lecho (modificado de Bittgenbach & Schieisiek, 2002)

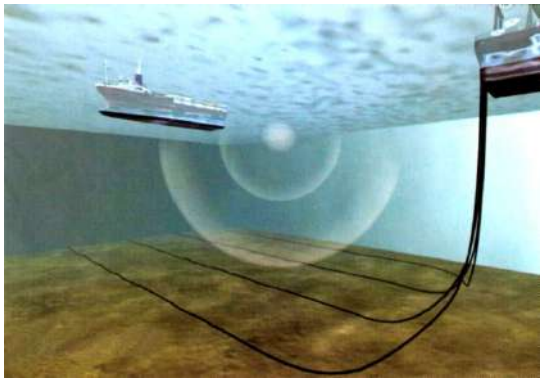
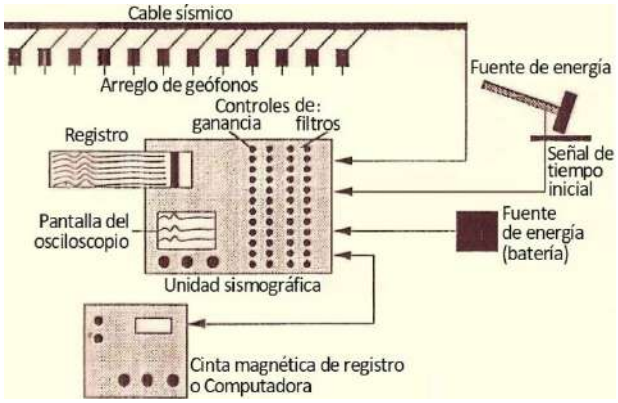


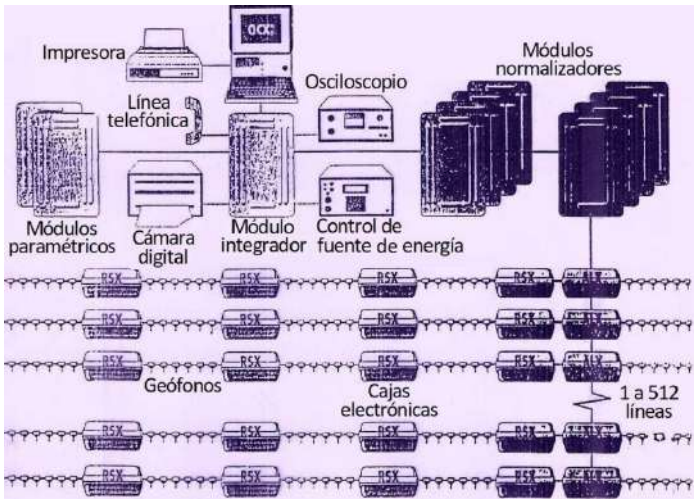
Gráfico de adquisición de ondas S con geófonos 3C en el lecho conectados a una nave y otro barco en navegación perpendicular lleva la fuente (modificado de PGS)

Ahora bien, en prospectos especiales que requieren el registro de ondas S en el mar o en un lago se deben bajar hasta el lecho los geófonos triaxiales (como en tierra, 3C: con componentes en $\boldsymbol{x}$, $\boldsymbol{y}$, $\boldsymbol{z}$) que pueden llevarse a lo largo de cables sumergidos al fondo (figura derecha) o bien ir conectados separadamente a sonoboyas (figura izquierda) que además disponen de un hidrófono para volver a registrar ondas P, ya que ***en el sismómetro apoyado en el lecho marino o lacustre la oscilación de su sensor orientado en z registra las P y los sensores en x e y registran las ondas S***. Y ***una alternativa muy reciente es el empleo de*** **geófonos triaxiales instalados dentro de campanas individuales en el fondo**, que además contienen una batería y un sistema de grabación miniaturizado que, incluyendo el registro del hidrófono, envía la señal de manera remota hacia el sismógrafo.
Los **acelerómetros digitales** (citados en el Tema 11, pág.299) son la alternativa reciente a los geófonos en mar y tierra, captan mayor banda de frecuencias, pero requieren batería y son más caros y menos resistentes por ahora.

SISMÓGRAFO (*seismograph*)

Operado por un **observador** o dos, es el sistema de registro de los datos, donde llegan los cables que transmiten la información proveniente de los sismómetros (geófonos o hidrófonos). Puede ir montado dentro de un **camión,** sobre un **barco** o consistir en una **versión portátil** dentro de una valija especial. Antiguamente eran analógicos, se hicieron digitales hacia 1960 y siguieron tecnificándose. Tienen una serie de dispositivos de acondicionamiento electrónico de la señal (filtros, amplificadores y otros), un osciloscopio para monitorear la respuesta de los receptores, una computadora desde donde se opera y donde son visualizados y archivados los registros, también una impresora, un sistema de radioseñal para las fuentes de energía y, si éstas fueran vibratorias, una caja electrónica controladora de sus parámetros. Al inicio de la página siguiente pueden verse los esquemas del sistema de información que llega a un sismógrafo en una versión tradicional (izquierda) y moderna para sísmica de reflexión 3D (derecha) en la que se indican las **caja electrónicas conectoras** que, por grupos de receptores, acondicionan la señal (ganancia, filtrado, etc.) y la envían telemétricamente al sismógrafo.



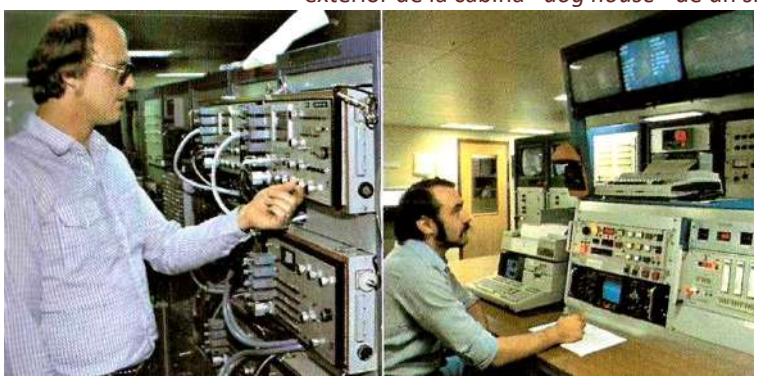


Arriba, esquema de un equipo antiguo de adquisición sísmica (modificado de McQuillin *et al.*, 1979)
Derecha, equipo para 3D (modificado de OCX System)

En los sismógrafos también se efectúa un procesamiento preliminar de los datos para control de calidad. Los portátiles (fotografía abajo a la izquierda) suelen operar hasta 48 canales y en general se los emplea para trabajos prospectivos a menor escala.

Caja conectora telemétrica (foto Compagnie Générale Géophysique)

A la izquierda interior de un sismógrafo instalado en un barco (fotos GECO) y a la derecha vista exterior de la cabina –*dog house*– de un sismógrafo en tierra firme en Chubut (foto Tecpetrol)

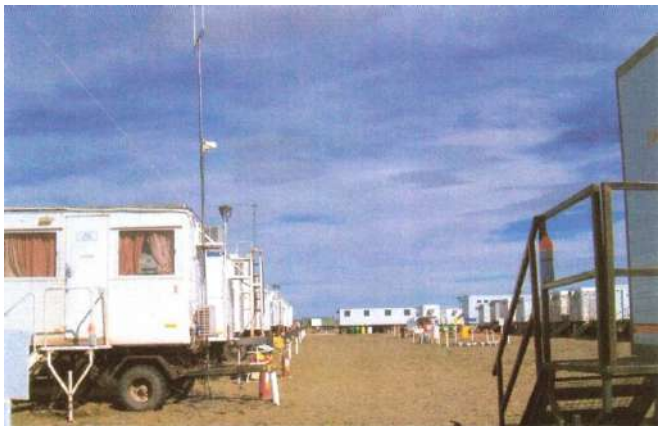


Sismógrafo portátil Spectra (foto Bison Instr.) Teodolito electrónico, *GPS* y reflector para el relevamiento topográfico (fotografías Compagnie Générale Géophysique)

GEOGRAFÍA DEL ÁREA A PROSPECTAR

En tierra ***el relevamiento topográfico es un trabajo imprescindible previo a la adquisición de los datos sísmicos***, sean éstos de refracción o reflexión, clásicamente ejecutado con teodolito y plancheta y actualmente mediante posicionadores satelitales (fotos a la derecha). ***En el agua se mide la profundidad con un sonar***.
Los trabajos de registro sísmico de campo pueden tener muy variados desafíos, más allá de los casos típicos de adquisición marina o terrestre. Existen innumerables posibles complejidades topográficas, biogeográficas y medioambientales. Entre éstas puede citarse el trabajo en zonas transicionales intermareales, como es el caso de la Patagonia, con gran amplitud de mareas, lo que requiere moverse con gomones o detonar durante la bajamar, a veces con explosivos en perforaciones hechas con equipos portátiles, si la playa es fangosa (dominada por acción de marea). O bien pueden presentarse casos de áreas pantanosas, como muestran las siguientes fotos.

Vehículo a oruga anfibio en una zona pantanosa llevando los cables y ristras de los geófonos (fotos Compagnie Générale Géophysique)



Campamentos sísmicos: uno en topografía operativamente favorable, y otro más complicado, pero con mejor paisaje (fotos: izquierda, Chubut, Unión Geofísica Argentina; derecha, India septentrional, Compagnie Générale Géophysique)

RESGUARDO MEDIOAMBIENTAL

Los hunos eran nómades originarios de un área de Asia central cercana a los montes Altai y su lengua por ende compartía origen con la de turcos, mongoles y otros. Se habían establecido en la danubiana llanura de Panonia (hoy Hungría), sea que el Danubio se viera azul o no, y su imperio abarcaba desde el rio Rin hasta los Urales. Atila fue su mayor líder guerrero, entre 434 y 453; lo llamaban *flagellum Dei* (el azote de Dios) y poco faltó para que llegase a Roma. "*Por donde pisa mi caballo no vuelve a crecer la hierba*", se ufanaba Atila. Pues bien, por donde pisaban las (mansas) hordas sísmicas tampoco. Aparte de dejar basura de todo tipo, abrían una picada para cada línea sísmica levantando con "la moto"(niveladora) la delgada capa de suelo fértil y encima, en el barro invernal por lluvia, nieve o descongelamiento, los camiones hacían huellones que obligaban a las chatas a abrir una calle paralela de ida a un lado y de vuelta al otro lado. En suma, una autopista rústica donde décadas después aún se ve el substrato casi sin hierbas ni matas. Y no una: muchísimas autopistas.

En efecto, hasta finales de la década de 1980 la **conciencia medioambiental** era muy pobre a nivel de las empresas y también de los Estados, y la seguridad en el trabajo se limitaba a principios muy básicos. Esto fue cambiando para mejor desde entonces, aunque todavía el cumplimiento de estos ítems suele no ser el deseable.

El terreno o el lago o mar donde se trabaje debiera poder quedar igual después que antes de la tarea prospectiva. Esto es en rigor imposible, pero es imperativo minimizar el impacto ambiental. Deben tomarse medidas como: no arrojar residuos de ningún tipo, procurar suprimir el uso de explosivos, disminuir los vuelos en áreas de numerosa avifauna o directamente no registrar en áreas críticas de reservas donde pudiera afectarse de algún modo el ecosistema, por ejemplo si la contaminación acústica de los cañones de aire u otras fuentes altera el comportamiento de cetáceos, tortugas, calamares u otras especies con audición muy sensible. Por lo cual se establece iniciar con baja potencia de la fuente para provocar el alejamiento de estos animales hasta al menos 500 metros y tras 20 o 30 minutos comenzar recién los registros de rutina. Y no se debe trabajar en época de apareamiento o crianza de especies sensibles y/o en riesgo de extinción –aunque en muchas regiones del mundo la simple navegación de numerosísimos barcos (no sísmicos) hace que los pobres bichos marinos estén viviendo como en un permanente festival de *heavy rock* pésimamente interpretado–. Es también cierto que a veces se sobrevalora el impacto de la sísmica sobre los cardúmenes que son ahuyentados temporalmente: el muy petrolero mar del Norte, tan trillado con sísmica 3D, sigue siendo muy pesquero. (A la inversa, la biota del mar Argentino está siendo devastada por la pesca de arrastre de fondo desde grandes naves extranjeras sin control).

Arriba a la izquierda, tanque-bolsa para contener sustancias; abajo, sector de abastecimiento de combustible impermeabilizado evitando contaminación (fotos Geofísica Exploración YPF, Chubut) Arriba, picada sísmica que está recuperando su vegetación tras un año y medio gracias al movimiento de suelo mínimo realizado únicamente a los fines de la seguridad de los vibros (foto Tecpetrol, Chubut)

En la prospección terrestre debe abrirse la menor cantidad posible de picadas, para lo cual se suele recurrir a helicópteros, y, cuando la picada es inevitable, no debe removerse todo el espesor edáfico para facilitar la recuperación de la cubierta vegetal natural (foto arriba), algo esencial en climas semiáridos.
Cuando se trabaja en zonas pobladas ***deben respetarse las pautas culturales*** de los habitantes, además de la obvia preservación de sus bienes materiales. Por ejemplo en trabajos con vibros ha de reducirse la potencia de vibración a valores acordes con la seguridad de las edificaciones más débiles, según sea la localización de los puntos de emisión respecto a éstas, o directamente suprimir la emisión sísmica cercana. En general los cuidados culturales y medioambientales tienen que ser realmente efectivos y no una mera tarea de maquillaje, como muchas veces lamentablemente aún ocurre. Existen normativas legales nacionales, provinciales e incluso municipales referidas a estos temas y todo trabajo prospectivo requiere de un ***estudio de previsión de impacto ambiental*** a cargo de profesionales especializados (biólogos, geólogos, etc.). Y ***se ha de propender a la descarbonización*** –minimizar emisiones de CO_2 – empleando vehículos de motor eléctrico o al menos de alta eficiencia, miniaturizando equipos, consumiendo menos energía, acortando tiempos con mejores estrategias, etc.
Lógicamente un cateo geofísico requiere la ***solicitud de permisos de los superficiarios***, sean éstos particulares o el mismo Estado, en este último caso incluyendo aguas territoriales. En actividades terrestres se abona un canon por servidumbre, legalmente estipulado y reglamentado, en compensación por los inconvenientes causados a través de un desarrollo cuidadoso. En Argentina el decreto N° 861/96 y sus actualizaciones (como parte de la ley nacional 17.319) regula el concepto de **servidumbres mineras**, daños emergentes, lucro cesante y gastos de control y vigilancia inherentes a las actividades hidrocarburíferas que se desarrollan. Existen asimismo ***normativas legales que se aplican a prospección de agua, minerales diversos y otras***, por ejemplo las contenidas en las leyes nacionales 24.498 (actualización minera) y 24.585 (protección ambiental) de 1995, luego más acabadamente definidas por la ley General de Ambiente 25.675 de 2002. Eventualmente puede haber casos en los que el propietario no deba percibir el pago de un canon, si la tarea de relevamiento tiene una magnitud y modalidad tal que el impacto es nulo, situación que puede darse, por ejemplo, en adquisición gravimétrica, magnetométrica, etc. Así como puede también suceder que, en casos de alto impacto, el monto normal de servidumbre no satisfaga al superficiario y éste pueda reclamar judicialmente un pago mayor o bien poner limitaciones extraordinarias previas a la ejecución de las labores de campo. Como ejemplo de judicialización puede mencionarse la situación derivada de un caso de prospección sísmica en el extremo sudeste de la provincia de Santa Cruz, cuenca Austral, donde en la década de 1980 una tranquera olvidada de cerrar representó una oportunidad de encuentro entre un grupo de ovejas cualunques y otra majada resultante de selección genética de rancio linaje, en época de celo…

SEGURIDAD Y SALUD OCUPACIONAL

Cordero al asador con vino tinto era menú frecuente en los tiempos heroicos, duros pero felices, hasta hace unas tres décadas. Y, salvo raras excepciones, los viejos tenían un excelente autocontrol etílico. Hoy las normas son

estrictas, nada de fueguitos improvisados y cero alcohol. Súper razonable. Aunque desmotivante…
Pero en tantas facetas los tiempos cambiaron para mejor y cada vez más países aceptan y hasta promueven en trabajos de campo la enriquecedora participación de mujeres, de las otras diversidades de género y de personas con capacidades diferentes, y se procura evitar y eventualmente condenar las muchas variantes del acoso.
En Argentina las leyes 19.587 (de 1972) y 24.557 (de 1995) establecen las normas de **higiene y seguridad** respecto a los riesgos laborales y la salud ocupacional en sentido amplio. Han de seguirse rigurosos protocolos para no correr riesgos personales ni hacérselos correr a terceros, muy especialmente cuando se deba trabajar con elementos técnicos peligrosos (como ejemplos, cargas explosivas, sistemas de alto voltaje, etc., o material radiactivo en perfilaje de pozos). Lo mismo en el caso de entornos ocupacionales que entrañen riesgos geográficos, tales como pendientes fuertes, terrenos derrumbables, sectores cenagosos y otras características del área a transitar en la prospección terrestre. O en el mar, lagos o ríos, atender a las condiciones de navegación segura (corrientes, vientos, tránsito de otros buques y demás). Y en general todas las circunstancias del entorno laboral, incluyendo plantas y animales potencialmente peligrosos, riesgos climáticos (tornados, tormentas eléctricas, posibles inundaciones o aludes, etc.), como igualmente si hay población local problemática, bandas delictivas o conflictos de cualquier índole.
También debe disponerse de equipamiento y personal entrenado para primeros auxilios si es un grupo pequeño o la presencia de un paramédico y ambulancia en los grupos grandes. Y deben practicarse rutinas de extinción de incendios, evacuación segura y otras alternativas, según sea el ámbito de labores considerado.
Es siempre obligatoria la contratación de una ***aseguradora de riesgos de trabajo*** y deben realizarse exámenes médicos anuales a cargo del sector de ***medicina laboral*** para prevenir o controlar cualquier posible tipo de afección ocupacional. También es de gran utilidad la práctica empresaria de elaborar índices accidentológicos o de afecciones que pudieran ser atribuibles directa o indirectamente a las actividades laborales. El seguimiento de tales indicadores estadísticos permitirá una mejor implementación de políticas preventivas y optimizar los protocolos a ese fin. Debe propenderse a una muy efectiva cultura de la seguridad y la salud en la que sean contemplados también los diversos factores psico y sociológicos, incluyendo las posibles adicciones.

(caricatura de Illustrator)

En síntesis, ni el medioambiente ni la salud ocupacional debieran ser nunca variables de la ecuación económica de las labores de prospección geofísica, como no debieran serlo de ninguna actividad humana en general. Objetivos de difícil logro en países cuyos habitantes arrojan basura a la calle y puchos al costado de la ruta, o votan gobernantes que ya en campaña prometen fomentar la precarización laboral, a la vez que denostan las políticas solidarias. O gobernantes que avalan arrasar bosques nativos para plantar soja, o que directamente niegan la abrumadora evidencia del cambio climático inducido y la ciencia en general.
A pesar de eso –o por eso mismo– debemos seguir bregando por un mundo mejor.

CUESTIONARIO BÁSICO

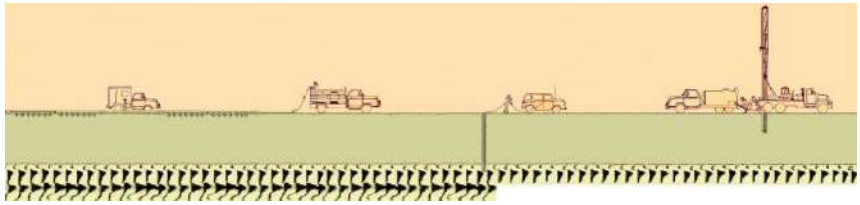
- ¿Cuáles son los dos tipos básicos de ondículas y a qué fuentes corresponden en general?
- ¿Qué distintos tipos de fuentes de energía sísmica pueden utilizarse en mar y en tierra?, ¿cuáles se usan más?
- Explicar brevemente el principio de funcionamiento de los geófonos e hidrófonos y cómo se conectan entre sí.
- ¿Qué elementos tiene y qué funciones realiza un sismógrafo?
- Comentar situaciones no convencionales en cuanto a fuentes de energía, sismógrafos y transportes.
- ¿Cuáles son las consideraciones principales a tener acerca del impacto ambiental?
- ¿Cómo se previenen las problemáticas referidas a la seguridad y salud ocupacional?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Attia, H., Gaya, S., Alamoudi, A., Alshehri, F., Al-Suhaimi, A., Alsulaim, N., Al Naser, A., Eddin, M. Alqahtani, A., Rojas, J., Al-Dharrab, S. & Al-Dirini, F., 2020. Wireless geophone sensing system for real-time seismic data acquisition. IEEE Access, V.8 (p. 81116-81128).

- Barbier, M., Bondon, P., Mellinger, R. & Viallix, J., 1976. Mini-Sosie for land seismology. Geophysical Prospecting, V.24 N°3 (p 518–527).
- Bittgenbach, T. & Schieisiek, K., 2002. 4-C system goes ultradeep. Hart's E&P, Jannuary (p 67-69).
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 42-56). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 204-234). Librería de Ciencia e Industria.
- Cui, X., Tian, Z., Cui, S. & Jin, Q., 2017. Development of a new blasting vibroseis technique and its application to the exploration of geological structures. International Journal of Technology, N°5 (p 789-799).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 58-77). McGraw-Hill.
- Duan, H., Zhu, P. & Peng, S., 2023. Characteristic and processing method of SH-wave data generated by vibroseis source. Journal of Applied Geophysics, V.214 (12 p).
- Drim, K., Reveleigh, M. & Bartlett, K., 2001. Mini-Sosie – Successful shallow 3D seismic data acquisition in an environmentally sensitive area. A.S.E.G. Extended Abstracts, V.1 (4 p).
- Evans, B., 1997. Seismic energy sources, a handbook for seismic data acquisition in exploration (305 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Gibson, D. & Rice, S., 2003. Fomento de la responsabilidad ambiental en operaciones sísmicas. Oilfield Review V.15 Nº2 (p 10-21).
- Godfrey, L., Stewart, J. & Schweiger, F., 1968. Application of Dinoseis in Canada. Geophysics, V.33 N°1 (p 65–77).
- Griffiths & King, 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 85-104 y 133-145). Editorial Paraninfo.
- Hanssen, P., 2018. Economical viability utilizing environmentally friendlier acquisition strategies. EAGE 80° Annual Conference-Exhibition (5 p).
- Klicksberg, B., 2002. Ética y desarrollo, la relación marginada (465 p). Editorial El Ateneo.
- McCauley, R., Fewtrell, J., Duncan, A., Jenner, C., Jenner, M-N., Penrose, J., Prince, R., Adhitya, A., Murdoch, J., & McCabe, K., 2000. Marine seismic surveys: A study of environmental implications. APPEA Journal (p 692-708).
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 17-36). Gulf Publishing.
- Naghizadeh, M., Crook, A., Montano, M., Birce, A., Hons, M. & Ross, S., 2023. Decarbonization of seismic survey acquisitions. SPE/AAPG/SEG Latin America Unconventional Resources Technology Conference, V.1 (201-206).
- OGC & IAGC, 2011. An overview of marine seismic operations. Report Nº448 (43p).
- Orji O., Oscarsson-Nagel, M., Söllner, W., Asgedom, E., Trætten, Ø. & Voldsbekk, R., 2020. The music of marine seismic: A marine vibrator system based on folded surfaces. The Leading Edge, V.39 N°4 (p 254-263).
- Peng, X., Sun, J., Li, Y., Teng, Z. & Hao, L., 2025. Modeling and analysis of a shear-wave vibrator-ground coupled system dynamics. International Journal of Mechanical Sciences, V.289 (12 p).
- Prarnik, B., Lee Bell, M., Grier, A. & Lindsay, A., 2015. Field testing the AquaVib: An alternate marine seismic source. SEG Technical Program Expanded Abstracts (p 181-185).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 117-139). John Wiley & Sons.
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 43-46). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 191-240). Cambridge University Press.
- Stone C. & Tasker, M., 2006. The effects of seismic airguns on cetaceans in UK waters. J. Cetacean Res. Manage, V.8 N°3 (p 255-263).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 308-346). Cambridge University Press.
- YPF S.A. Geofísica, Vicepresidencia de Exploración y Producción, 2007. Manual de seguridad (210 p).
- Zhao, M., Qiu, X., Wang, P., Xia S., Li, Y., Xu, H., Ye, C. & Kang, Y., 2008. Large volume air-gun sources and its seismic waveform characters. Chinese Journal of Geophysics, V.51 N°2 (p 400-408).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.



"...é uma manta curta..."
["…es una manta corta..."]
Elba de Padua Lima [Tim] (1968)

ADQUISICIÓN SÍSMICA DE REFLEXIÓN

La historia es bien conocida. El *RMS* (*Royal Mail Ship*) Titanic, el mayor navío construido hasta entonces, levó anclas y soltó amarras en Southampton el 10 de abril de 1912. (Allí había fallecido tres décadas antes el exilado Juan Manuel de Rosas, heredero del sable de San Martín). Cuatro días después, casi a medianoche, navegaba a todo vapor a 22 nudos (40 km/hora) cuando se topó con un enorme témpano que lo desgarró a estribor. El lujoso barco, considerado inhundible, zozobró en las frías aguas del Atlántico Norte y perecieron 1514 personas.
Unos meses después el alemán **Alfred Wegener** viajó a la mayor isla del planeta, Groenlandia, donde él ya había estado y desde donde cada año son botados miles de témpanos como el de la tragedia e incluso mayores (que demoran unos 3 años en llegar hasta latitudes como la del Titanic, mientras van perdiendo masa). Y a su regreso, a la edad de treinta y dos, Alfred comenzó a exponer la teoría de la deriva de las masas continentales que, además de los contornos de África y Sudamérica, le habían inspirado tales témpanos navegando al garete.

Bishop's College, Lennoxville, Quebec
(foto ubishops.ca)

El presunto témpano de la tragedia, a escala aproximada con el College
(foto John Snow Jr.)

Reginald Fessenden, en cambio, había nacido en el pequeño poblado de Bolton-Est (en la inmensa Canadá) en 1866, había estudiado en Ontario y luego en el Bishop's College de Quebec, para después mudarse a los Estados Unidos. Cuando ocurrió el hundimiento ya tenía cuarenta y seis años y venía de una extensa saga de inventos, trabajando primero para el ingenioso y egocéntrico **Thomas Edison** y luego en otras compañías. Así, inspirado por los logros del italiano **Guglielmo Marconi**, Reginald había pergeñado dispositivos que estaban vinculados a la telegrafía y a las radiotransmisiones, pero también a las grabaciones sonoras y los prototipos de televisión. Entre 1900 y 1906 había sido el primero en transmitir voz a través de la radio, había logrado la primera comunicación transatlántica de ida y vuelta y había realizado la primera emisión pública de música.

Entonces decidió estudiar la propagación de ondas sonoras en el agua para ayudar en la navegación mediante la detección temprana de témpanos –sobre todo de noche y porque el 89% de la masa está sumergida y abajo es más ancha–, e incluso para ver submarinos, lo cual desarrolló en Londres durante la Primera Guerra Mundial. De modo que fue pionero de la tecnología del sonar. Y de las ondas sonoras pasó a las sísmicas y en 1914 ideó el modo de enviar señales sísmicas al subsuelo para poder visualizarlo en base a los ecos recibidos. Fessenden tuvo que esperar tres años para que se le acreditase la patente del método de prospección sísmica de reflexión, que se sumó a sus otras ¡500 patentes! Incluyendo munición trazadora, dispositivos de propulsión turboeléctrica, un tipo de microfilm, *et cetera* (y lo demás), que no fue poco. Casado y habiendo sido padre de un hijo, falleció en su finca comprada en las islas Bermudas en 1932, a los casi sesenta y seis años.

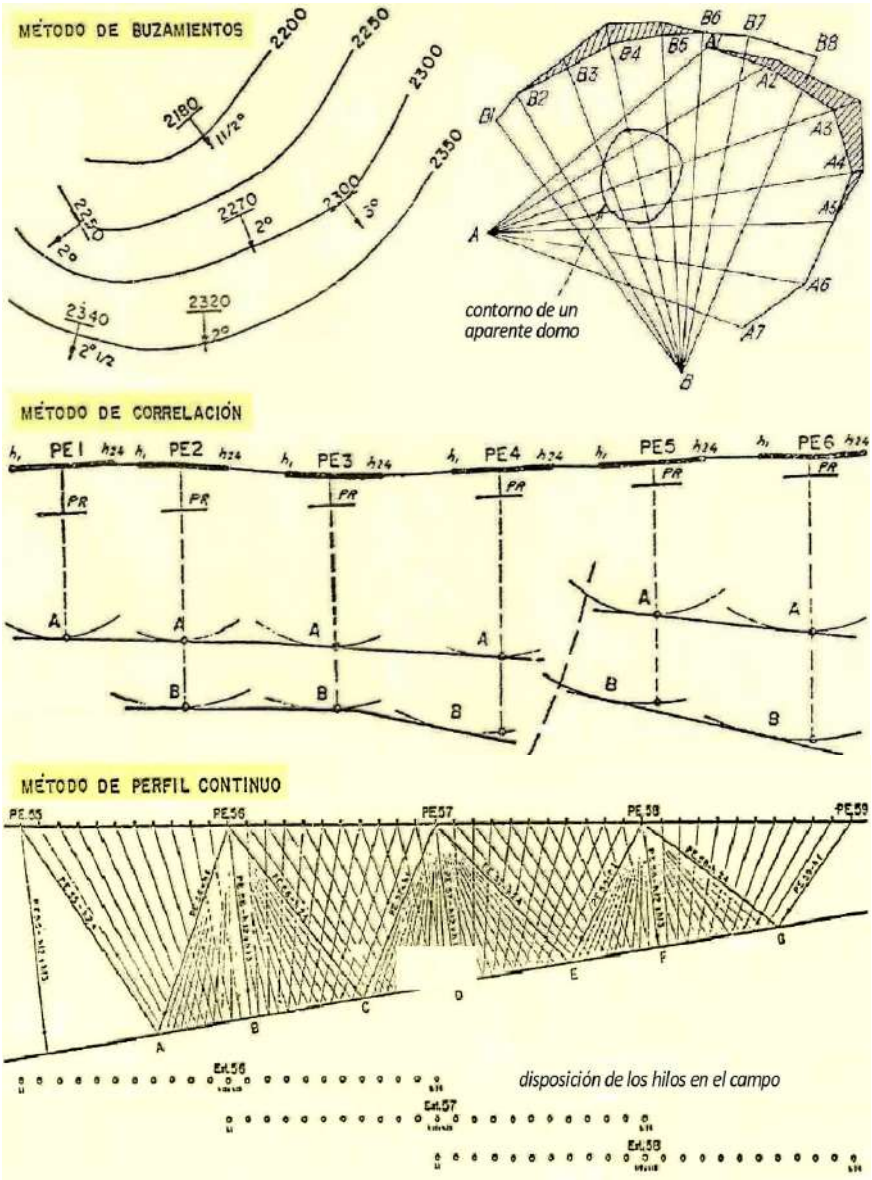
La sísmica de reflexión comenzó a ser aplicada en 1921 –con el mundo recuperándose de la monstruosa guerra y de la aún peor pandemia de gripe española–, por iniciativa de un *yankee* que había combatido del lado francés. Se trataba de **John Karcher** y lo hizo en la prospección petrolera en Oklahoma (fundando la empresa G.S.I.), compitiendo con la prospección por refracción que realizaba el alemán **Ludger Mintrop** (fundador de Seismos, como fue comentado en el Tema 12). Luego **Ercole** (Henry) **Salvatori**, un italiano que de niño habían llevado sus padres *a fare l'America* y que había sido uno de los primeros empleados de Karcher, en 1933 se abrió para formar la tercera gran compañía de adquisición sísmica: Western Geophysical. Y más tarde surgieron otras.

Durante los primeros tiempos, básicamente la década de 1920, se utilizó el **método de buzamientos** (véase acá la figura) calculados a partir de datos obtenidos de disparos aislados en distintas direcciones. En 1927 en Estados Unidos fue construido el primer sismógrafo con amplificadores basados en válvulas y durante la década de 1930 ya se comenzó a prospectar con el **método de correlación**, en el que se empezó a trabajar con datos registrados a la largo de una misma **línea sísmica** generando secciones dibujadas a mano, como puede apreciarse en la figura colindante.

Los primeros registros de sísmica de reflexión en Argentina datan de la década siguiente y los hizo un grupo de la Western Geophysical con un equipo analógico en papel sensible –aunque ya desde 1930 las comisiones sismográficas de la empresa Yacimientos Petrolíferos Fiscales venían haciendo sísmica de refracción mediante un primer sismógrafo mecánico en Comodoro Rivadavia, Chubut, y en Campo Durán, Salta–. Y para 1939 eran 6.

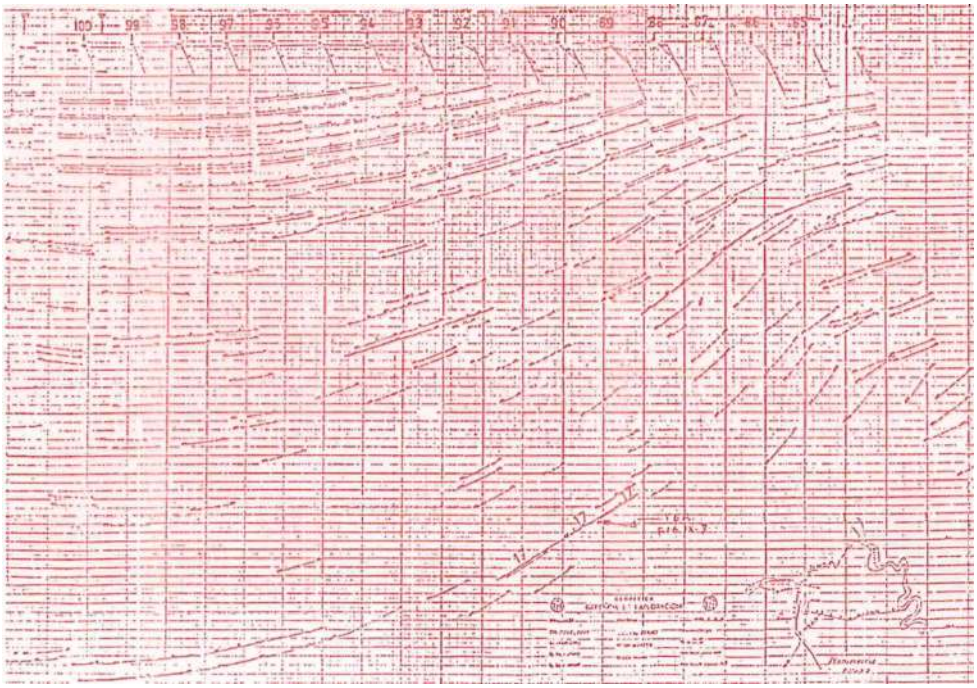
Más tarde, desde mediados de los años 40, se inició la aplicación del **método de perfil continuo**, en el que para cada punto emisor hay varios puntos de recepción hacia delante y atrás, generando una serie de registros cercanos y continuos a lo largo de la misma línea sísmica.

La grabación de los registros era galvanométrica, pero seguía siendo manual su graficación, como se ve en la siguiente sección hecha por



(figuras modificadas de Geofísica Exploración Y.P.F.)

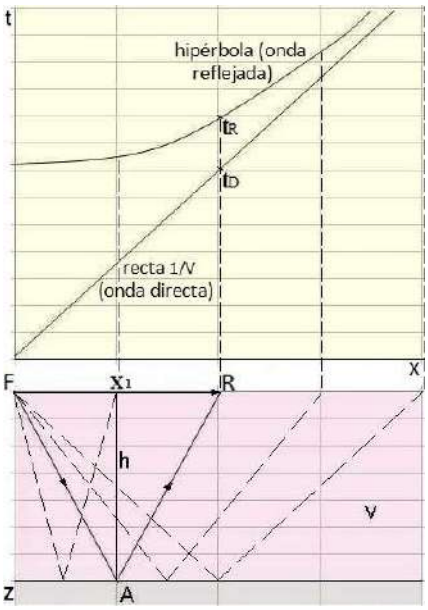
una comisión sismográfica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, empresa que hizo crecer a muchas regiones.
En 1956 el estadounidense **Harry Mayne** propuso el **método de apilamiento o suma** *(stacking)*, también conocido como de **recubrimiento múltiple** *(multiple fold)*, Punto Común Medio o PCM *(Common Medium Point o CMP)*, y el correspondiente procesamiento de la información en computadora, cuyo desarrollo (en el Massachussets Institute of Technology) fue fundamental para hacer posible la aplicación práctica del método.
Éste comenzó a ser empleado en Argentina en 1964 por Y.P.F. con los típicos carretes de cinta magnética ancha.
Harry Mayne había sido gran jugador de fútbol americano en su juventud. En 1968 era el prestigioso presidente de la Society of Exploration Geophysicists. En Argentina ese año San Lorenzo salió campeón de fútbol inglés. El director técnico era el brasileño Tim (Elba de Padua Lima) y, aunque probablemente él nada sabía de sísmica, su referida tesis sobre la manta tiene permanente aplicación en prospección por reflexión de ondas.



Método del perfil continuo (sección sísmica dibujada por ingenieros de Y.P.F.)

CONCEPTOS BÁSICOS

Bien, hasta aquí mucho Gre Gre. Pero todavía no hemos dicho Gregorio. Hagamos pues el intento.
El método sísmico de reflexión (del latín *reflexio*, flexión hacia atrás) requiere de producir microsismos artificiales por medio de una explosión, impacto, vibración, implosión en agua, etc., similar a los registros de refracción. Pero en esta variante prospectiva –la más usada de todas las que existen en geofísica– no basta con registrar el tiempo de primer arribo en cada sismograma, como en cambio sí ocurre en sísmica de refracción.
Aquí ***se debe registrar bien toda la traza***, hasta el tiempo de ida y vuelta de la energía sísmica calculado para cubrir los objetivos de interés. Se graban entonces las ***amplitudes y tiempos de llegada de las ondas reflejadas*** en las interfaces geológicas del subsuelo. Los sismómetros o receptores (geófonos o hidrófonos) convenientemente ubicados captan la data y la envían a un sismógrafo donde se la graba y grafica. La expresión general para eventos reflejados es: $\nabla^2 \boldsymbol{u} - \frac{\partial^2 \boldsymbol{u}}{v^2 \partial^2 t} = 0$ (***u*** es el desplazamiento, **v** la velocidad P o S, y t el tiempo)



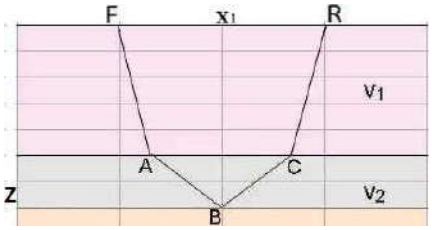
Esquema de sección sísmica –abajo– y gráfica x-t de arribos sísmicos; ver texto.

La ecuación de los arribos de ondas sísmicas reflejadas involucra tiempo t (en ordenadas en la gráfica adyacente), distancia horizontal x (en abscisas) y dos incógnitas: velocidad v y profundidad h. La onda directa desde F (posición de fuente) hasta R (posición de estación receptora, a distancia x_1) demora el tiempo $\mathbf{t}_D$. El camino reflejado toma un tiempo $\mathbf{t}_R$ y es el que desciende desde F, rebota en A y asciende hasta R, como se esquematiza abajo. Otras n trayectorias que parten de F y llegan a otras posiciones de R más cercanas y lejanas (en trazos) delinean una ***hipérbola para la onda reflejada***. Las puntos de arribo de la ***onda directa dan la recta inclinada***.
Para la reflexión tenemos: $t = SA/v + AG/v \Rightarrow t = 2\,SA/v$

$$SA^2 = h^2 + (x_1/2)^2 \Rightarrow SA = \sqrt{h^2 + (x_1^2/4)}$$

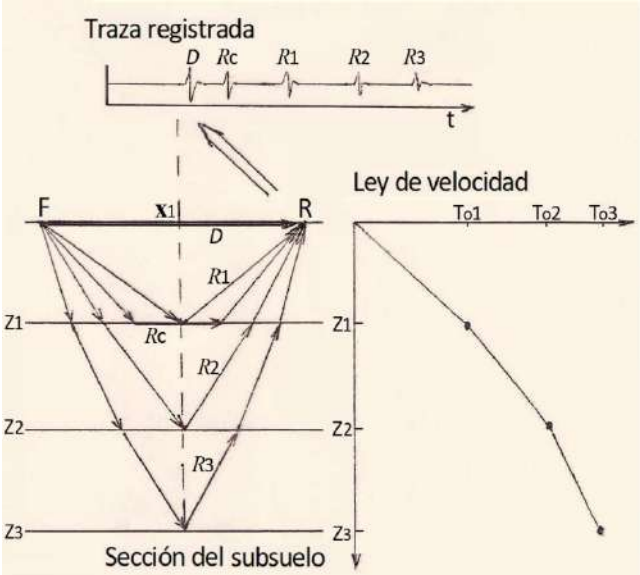
$$t = (2/v)\sqrt{h^2 + (x_1^2/4)}$$

que es la ecuación de una hipérbola, $\frac{t^2}{4h^2/v^2} - \frac{x_1^2}{4h^2} = 1$

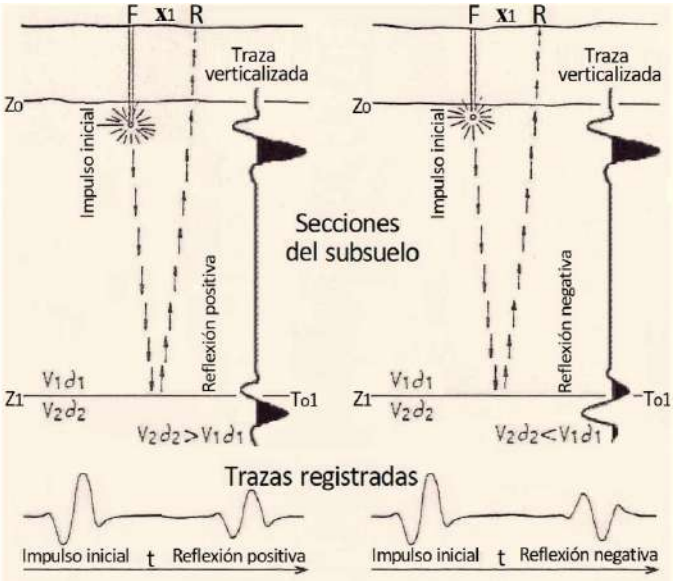


Sección con otra capa atravesada.

En este segundo caso de la izquierda (que incluye refracciones intermedias a la ida y al regreso) el cálculo es más largo, pero en esencia no cambia. El camino hasta reflexiones en capas más profundas incluirá tantas refracciones intermedias como capas sean atravesadas.
En la siguiente **sección del subsuelo** se esquematiza una fuente F de una serie de trayectorias de rayos refractados y eventualmente reflejados (*R*n) en interfaces a distintas profundidades Zn, más el rayo directo *D*, que convergen en una estación receptora R. También se indica la refracción con el ángulo crítico (*R*c) en la primera interfaz. La **traza registrada** esquemática muestra su arribo entre la onda directa y la primera de las tres ondas reflejadas. Los **t** son ***tiempos dobles*** (de ida y vuelta, *Two Way Time* o *TWT).* Éstos son luego recalculados trigonométricamente para trayectorias virtuales de bajada y subida verticales desde el punto intermedio entre F y R, llamados To, que pueden representarse en una **ley de velocidad**, o sea una relación tiempo-profundidad, concepto similar al de las dromocronas en sísmica de refracción, pero que en este caso representa la demora en bajar y subir ***por caminos virtualmente verticales***.

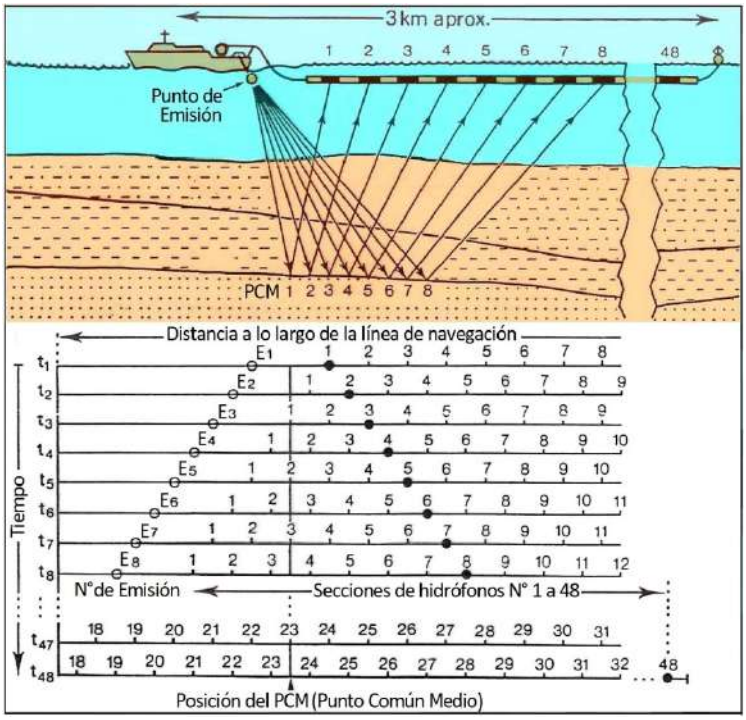


Esquemas de sección geológica, sismograma y gráfica Z-To.



Secciones y tipo de ondículas en trazas registradas; ver texto.

La figura a la derecha representa las ondículas (*wavelets*) resultantes de una reflexión en una sucesión de impedancias acústicas (V.δ) normal (aumenta en profundidad) o inversa (menos frecuente pero que ocurre en no pocas interfaces). La forma de onda en el primer caso es esencialmente la misma que tenía el impulso inicial a poco de salir de la fuente –ya que justo al salir es mucho más aguda– y tal forma se invierte en el segundo caso, además de que su amplitud variará según sea en cada una de las interfaces el coeficiente de reflexión (CR, debido al contraste de impedancias acústicas entre dos medios en contacto). Existe además una **convención de polaridad** americana –empleada en Latinoamérica– según la cual si $V_2\delta_2>V_1\delta_1$ (CR positivo) el pico que va hacia arriba (o a la derecha) es mayor que el valle que va hacia abajo (o a la izquierda). Lo contrario (CR negativo para $V_2\delta_2<V_1\delta_1$) se representa con un valle mayor que el pico. (En la convención europea para $V_2\delta_2>V_1\delta_1$ el valle es mayor que el pico pese a que CR sigue resultando numéricamente positivo). Los picos se suelen pintar de negro y los valles se dejan si pintar o van en blanco. Pero también se suelen elegir otras gamas de color, por ejemplo con azules cada vez más oscuros para amplitudes positivas crecientes, blanco para el cruce de la onda por amplitud cero y ocres sucesivamente más oscuros para amplitudes negativas crecientes. O la paleta de colores que más agrade al intérprete sísmico en pantalla para su labor científico-pictórica…
El **método de punto común medio** ***solía llamarse de punto común profundo*** (PCP, en inglés *CDP*), pero no es común (coincidente) en el subsuelo cuando éste inclina, salvo tras una migración pre-apilamiento (Tema 15, pág.384). Su principio de aplicación es el mismo sea en adquisición marina que terrestre. Se lo esquematiza en la figura sucesiva. Desde la posición dibujada del barco (fuente en el punto de emisión E1) la energía viaja omnidireccionalmente, pero se grafica el rayo que rebota en la posición del PCM 1 en subsuelo y llega al punto 1 de recepción a lo largo de la línea de hidrófonos. El barco se mueve continuamente, luego se halla en E2, emite y el rebote en el mismo lugar de antes va a parar ahora al punto 2 de recepción (que también se corrió un poco,

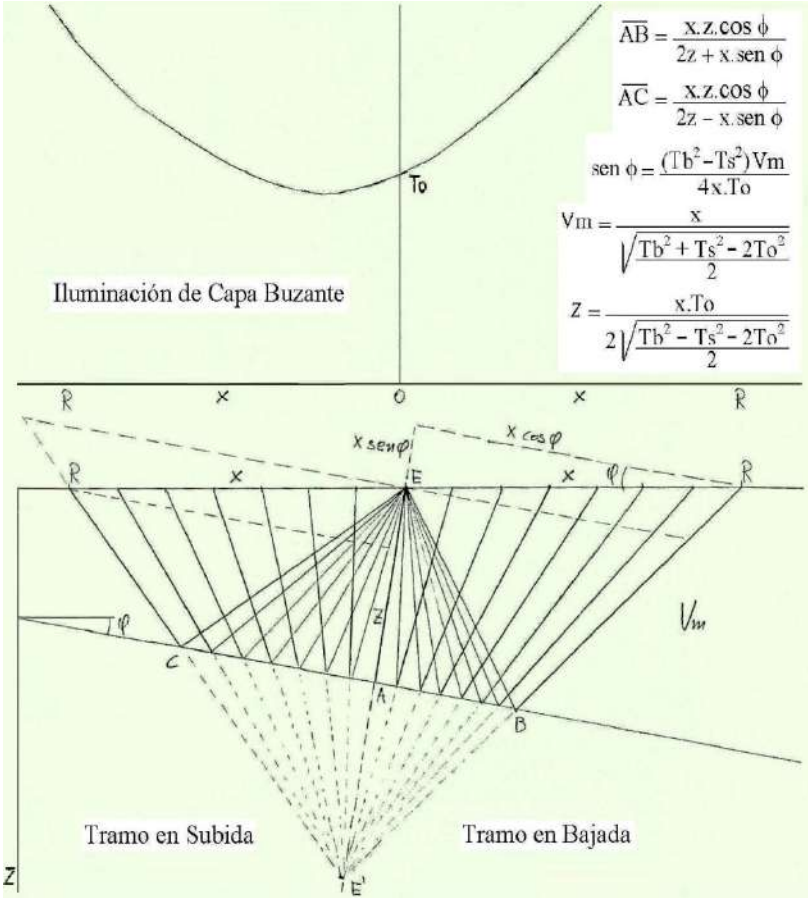


Adquisición de PCMs en una línea (modific. de McQuillin *et al.*, 1979)

arrastrado por el barco). Y así sucesivamente hasta tener 48 rebotes en ese mismo punto común medio (y otros muchos aquí no graficados en todas las interfaces que haya verticalmente abajo y arriba de él), lo cual se logra cambiando las posiciones de fuente y receptores en la superficie (indicado por pasos en la parte inferior del esquema). Y lo mismo ocurre para cualquier otro punto en el subsuelo a la izquierda y derecha del PCM 1, o sea en otros PCM. Y nótese que ***la separación entre los puntos de recepción (y de emisión) en la superficie resulta aproximadamente el doble que la separación entre los puntos comunes medios en el subsuelo***.

La figura acá abajo ilustra las trayectorias de rayos desde una fuente hasta receptores hacia ambos lados en un caso de horizonte reflector inclinado. Además se ilustra la hipérbola de reflexión resultante y las fórmulas (obtenidas mediante deducciones trigonométricas) para poder calcular los tramos iluminados (AB y AC), así como el ángulo de inclinación de la interfaz, la velocidad media Vm entre el horizonte y la superficie topográfica, y la profundidad Z medida perpendicular a la capa. Se puede ver que la longitud superficial total con receptores es el doble que la longitud iluminada en el subsuelo (en verdad algo mayor al doble en el tramo derecho y algo menor en el izquierdo).

En definitiva, ya sea que se trate de sísmica bidimensional o de la más moderna tridimensional, cada punto en subsuelo se registra varias veces a partir de distintas posiciones de emisión y recepción, resultando así el **apilamiento**, que en los primeros años era de 6 veces (en la jerga suma de 6, o de 600%), fue aumentando con el progreso tecnológico y actualmente suele ser de 48 (4.800%) o más para trabajos de sísmica 3D, mientras que en trabajos de adquisición 2D suele recurrirse a 96 (9.600%) o más, es decir que ***en general se emplea un mayor recubrimiento cuando los datos se adquieren sólo en líneas separadas***, ya que en las secciones resultantes no hay control de información lateral como en cambio sí ocurre en un volumen (3D).



Abajo, esquema de los rayos de reflexiones en una interfaz inclinada; arriba, su hipérbola graficada en x-To obtenida de los tiempos de llegada a distintas estaciones receptoras –a diversas distancias x– en la superficie.

En cualquiera de los casos, la tarea será ***conseguir que las señales reflejadas sean separadas de los múltiples ruidos que la interfieren***, como cuando se intenta escuchar a alguien (que tiene algo interesante que decirnos) en medio de una bulliciosa reunión.

Una parte de esa discriminación se realiza con adecuadas estrategias al registrar los datos de campo. Otra parte se hace en gabinete al aplicar las correcciones del método en la serie de etapas de procesado para llegar a secciones o volúmenes de información sísmica. Pero ***con los años cada vez más se define en el procesamiento para evitar perder información que podría aprovecharse gracias al veloz avance informático***. Y luego se interpretará la información, ya registrada y corregida, en términos geocientíficos, petroleros u otros. Algo que, entre otras cosas, requiere el esfuerzo de discriminar lo que todavía ni la adquisición ni el proceso hayan logrado separar del ruido, tarea esta vez a cargo de la flexible red de microprocesadores de nuestro cerebro, ingresando la data por el doble sistema de lentes captadores del espectro de 4,5 a $7{,}5.10^{14}$ Hz.

ETAPAS EN LA ADQUISICIÓN DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

A continuación se expone un esquema general de las etapas del trabajo de adquisición sísmica de reflexión, que en cada caso particular tendrá sus variantes en las formulaciones cronológicas y tópicos específicos relativos al área del programa o proyecto. ***La 2D ya sólo se emplea con bajos presupuestos o situaciones complejas.***

- **Planeamiento sísmico general.**
- **Planeamiento legal y ambiental.**
- **Solicitud de permisos de los superficiarios**
- **Licitaciones de servicios contratados** (de operaciones sísmicas, transportes, comedor, enfermería, etc.)
- **Levantamiento topográfico**, comentado muy brevemente en el Tema 13, pág.346.
- **Apertura de picadas, sector de campamento, etc.**
- **Sísmica de refracción**, que en prospección terrestre casi siempre se registra en forma de dromocronas horizontales y/o verticales para conocer el espesor y velocidad de la capa meteorizada para el cálculo de las correcciones estáticas, según lo referido en el Tema 12 (pág.323,325,330). En casos de baja complejidad de esta capa superficial, o bien de bajo presupuesto, pueden hacerse los cálculos directamente desde los registros de reflexión sísmica, pero en general no se recomienda porque, al no estar registrados con esa finalidad, el margen de error es mayor y las correcciones estáticas pueden resultar críticamente imprecisas. Y en sísmica marina o lacustre pueden requerirse registros de refracción si hay variaciones bajo el fondo (ver Tema12, pag.329).
- **Pruebas de ruido y señal**, que consisten en ensayos preliminares, con distintas variantes en la fuente y magnitudes del dispositivo de receptores, mediante los cuales se hace un diagnóstico de las perturbaciones que se van a producir durante la adquisición rutinaria. La finalidad es determinar los parámetros más apropiados para maximizar la relación señal/ruido en función de los objetivos buscados y criterios de amortización presupuestaria, es decir la relación costo/beneficio.
- **Adquisición de rutina,** en la que debe cuidarse la correcta respuesta instrumental, junto con los costos, la seguridad y el medioambiente. Debe procurarse el registro de buenas amplitudes de la señal, pero sobre todo de altas frecuencias, siempre el parámetro más huidizo. Esto es así porque el subsuelo configura un severo filtro corta-altos frente al viaje del frente de ondas, es decir que reduce la amplitud de altas frecuencias, tanto más cuanto más altas sean y cuanto mayor sea el viaje de ida y vuelta. Es entonces fundamental no empeorar las cosas por evitables limitaciones instrumentales.

Un recaudo al que suele recurrirse es el **filtro ranura** *(notch filter)*, que elimina una frecuencia específica que constituye un ruido identificable, por ejemplo de líneas de alta tensión de la zona, en torno a los 55 Hz.

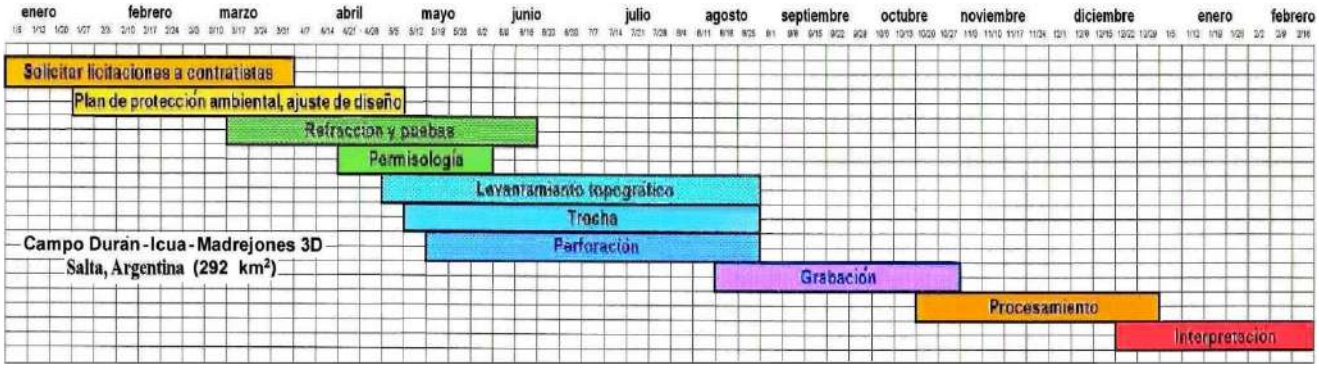
Las amplitudes* A *de los registros sísmicos y de los acústicos se expresan en decibeles, escala logarítmica decimal (cada punto es 10 veces mayor que el anterior) que en el aire toma un cero de referencia de 20 μPa.

Para cuantificar la ganancia o atenuación de los dispositivos resulta: **A (db) = 10 log (A *salida* / A *entrada*)**

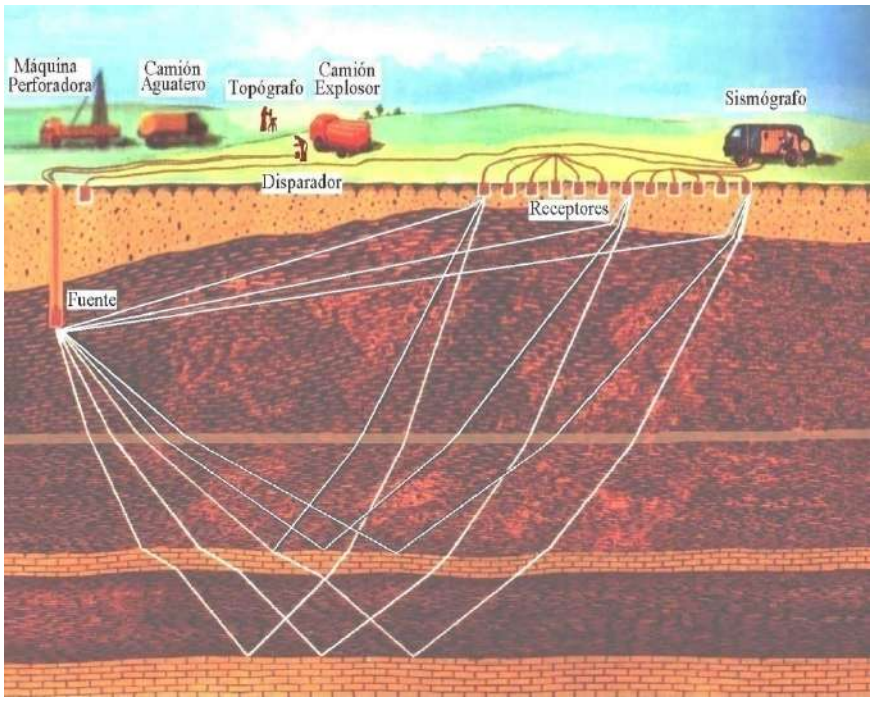
(Un decibel es un décimo de bel o belio, llamado así por **Alexander Bell**, escocés que patentó el teléfono en 1876 para la Western Union en Estados Unidos, aunque la idea es como que le hubiese sido copiada al italiano **Antonio Meucci** que lo había concebido en 1857).

La diferencia entre las ondas sísmicas compresionales y las acústicas o sónicas (sinónimos) **es sólo el *rango de frecuencias máximas***, que en el primer caso proceden de fuentes de entre 100 y 300 Hz –y generan registros en general no superiores a 100 Hz–, mientras que en el segundo caso las fuentes pueden entregar hasta 20000 (umbral auditivo humano) e incluso más de 30000 Hz y los registros obtenidos (de pozo o de sonar de substrato) pueden acercarse o aun superar bastante el rango de los 1.000 Hz.

Arriba de la página siguiente se ve un cronograma específico de adquisición sísmica 3D (incluyendo luego el tiempo de procesamiento y de una interpretación básica inicial del programa) en un ejemplo de prospección terrestre de envergadura en el noroeste argentino. (La palabra grabación se refiere a la adquisición de rutina).



Cronograma de un proyecto sísmico (modificado de Tecpetrol)



Esquema de adquisición; se indican sólo algunos rayos (modificado de Salvat GT)

PARÁMETROS DE CAMPO

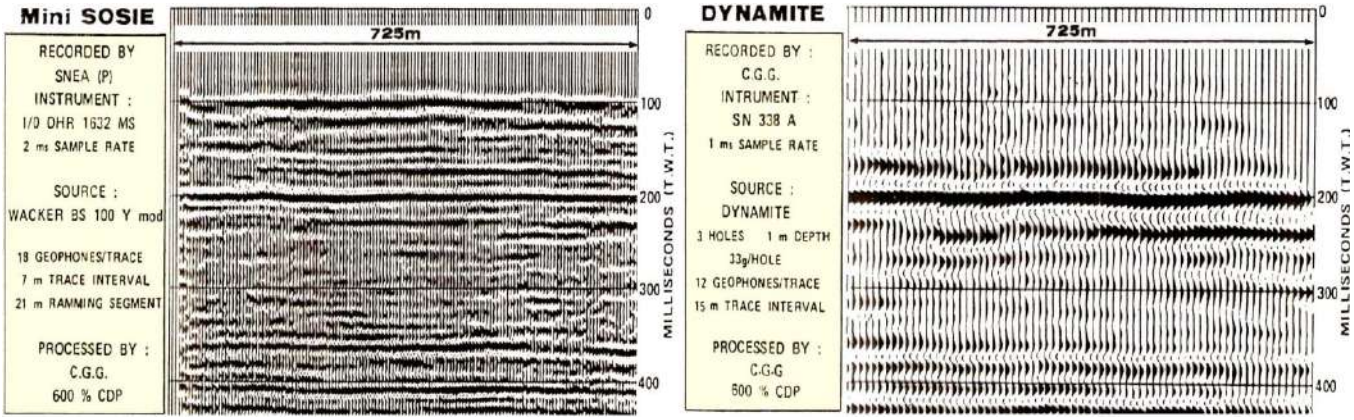
Tipo y Potencia de la Fuente

(source type and power)

Según pruebas de calidad de señal, criterios logísticos y de la relación costo/beneficio. Podemos discernir potencia y número de cañones de aire (frecuentemente 2), o cantidad de vibradores y tipo de barrido (lineal o logarítmico, duración total –desde unos 6 a 16 segundos– y límites de frecuencia, 8 a 120 Hz como valores usuales), o parámetros varios según el tipo de fuentes utilizadas, que en general habrán de enviar cada disparo al unísono.

Si fuera el caso de explosivos, deben definirse la profundidad (idealmente bajo la base de la capa meteorizada), tipo de explosivo y cantidad de carga (100 gramos hasta más de un kg) o la cantidad, separación mutua y profundidad de los pozos múltiples, si en lugar de uno fueran varios en cada disparo (por ejemplo 3 pozos a 5 m y con 200 gr de nitroglicerina cada uno), siempre con la ya comentada activación mediante detonadores eléctricos situados junto a la carga en el fondo del hoyo.

Con cualquier fuente, la energía requerida depende mucho del espesor y competencia de la roca o sedimentos superficiales, ya que es ahí donde más se pierden amplitud y altas frecuencias (imprescindibles éstas en los registros para ver mayor detalle en subsuelo). En las figuras siguientes se comparan secciones sísmicas finales procesadas a partir de registros de campo obtenidos de dos distintas fuentes: martillo vibratorio y explosivo.



Secciones finales comparadas de distintas fuentes en Orléans, Francia (modificado de Compagnie Générale Géophyisque)

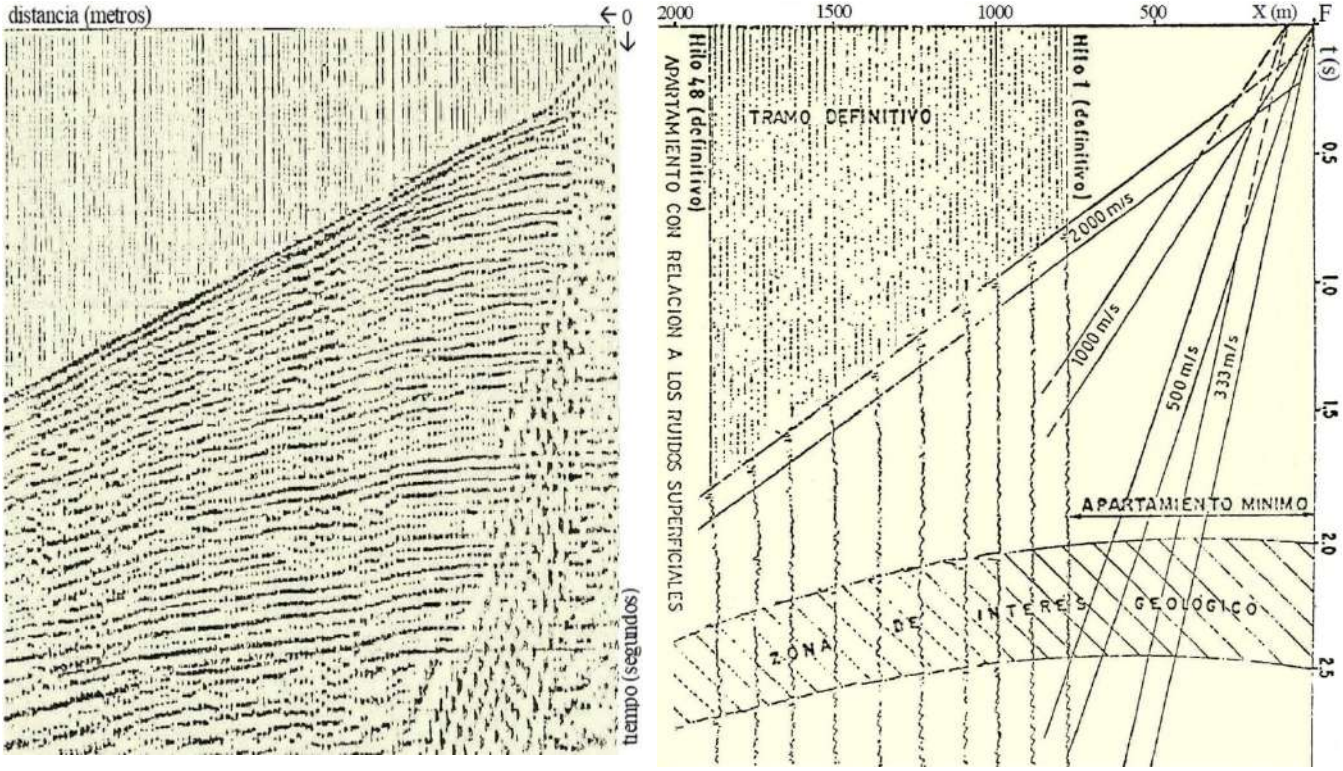
Es claro que la sección a partir de fuente vibratoria (*Mini Sosie*) permite ver mayor detalle –es decir que tiene mejor resolución sísmica– que la registrada con fuente explosiva (dinamita). Empero, debe prestarse atención a las condiciones particulares de la comparación: seguramente la sísmica en base a explosivo podría mejorarse con mayor carga por pozo, mayor profundidad de pozos, etc. y en tal caso habría que evaluar el costo de una y otra alternativa, así como las ventajas operativas y los riesgos humanos y ambientales en una y otra opción.

Dispositivo de Receptores *(receiver spread pattern)*

Se define, también en este caso, como resultado de pruebas de campo y siguiendo los siguientes criterios.

-Mínimo apartamiento *(near offset)***:**

distancia superficial horizontal semejante a la profundidad mínima de interés prospectivo y suficiente para alejarse de la zona del registro en la que son máximos los ruidos superficiales (ondas refractadas críticas, directa, aérea, *ground roll*, etc.), es decir la zona de arreglos de receptores más próximos a la fuente, como se indica en la figura siguiente, donde para un cierto registro de campo se resuelve la distancia hasta la primera traza o hilo. Valores comunes en sísmica petrolera son de entre 600 a 1.000 metros de mínimo apartamiento.



Izquierda, registro sísmico de campo; derecha, boceto de éste señalando informaciones varias; 1000 m/s es la velocidad de la onda directa, 2000 corresponde a la primera refractada con ángulo crítico, 500 a un ruido superficial y 333 m/s a la onda aérea; se decide registrar del hilo 1 al 48; véase que dentro del apartamiento mínimo muchos ruidos interfieren con las ondas reflejadas –señal– para los tiempos de arribo de interés geologico (modific. de Geofísica Exploración Y.P.F.)

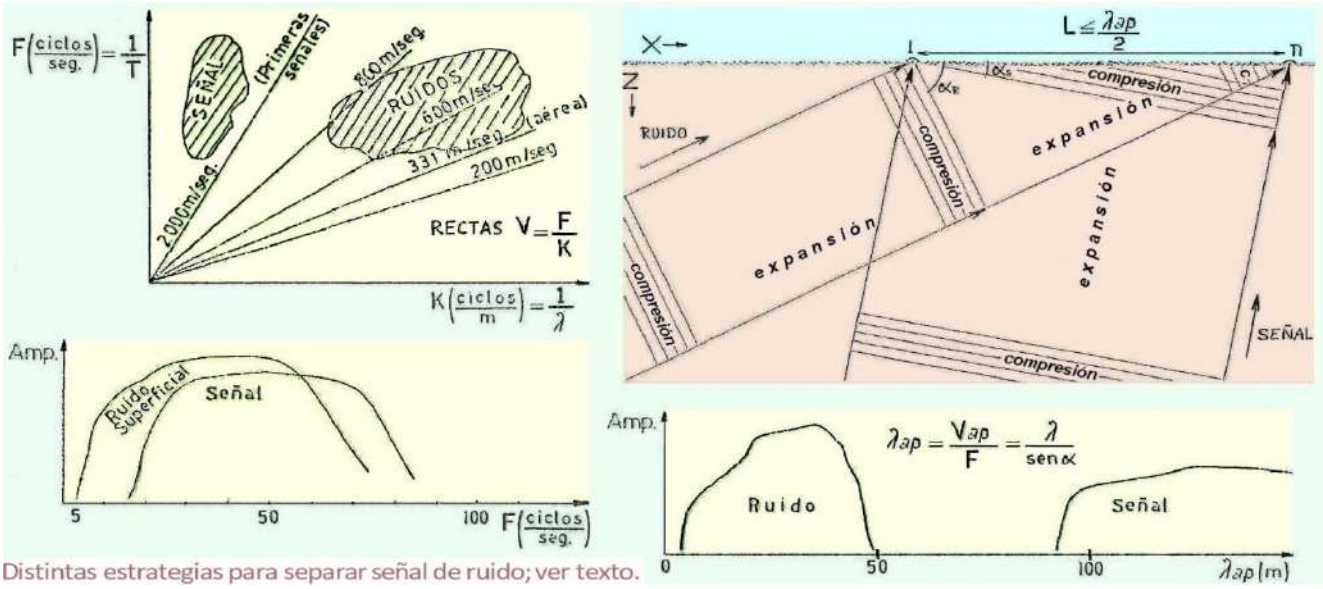
-Máximo apartamiento (*far offset*)**:**

distancia horizontal semejante a la profundidad máxima de interés prospectivo y no tan grande como para tener mucha conversión de modo a ondas S –producto de una reflectividad muy oblicua–, si no fueran éstas lo que deseamos obtener en los registros. Valores habituales para sísmica de prospección petrolera son del orden de los 2.500 a 3.500 metros. Esto, combinado con el apartamiento mínimo, define una ventana a registrar, usualmente referida como "la manta corta" (concepto análogo al definido por Tim para lograr el Metropolitano de 1968 ante el legendario Estudiantes): "*si te tapas los pies te descubres la cabeza y si te tapas la cabeza te descubres los pies*", aunque, claro, para él los pies eran la defensa y la cabeza era el ataque del equipo cuervo (luego papal).

-Longitud del arreglo (*array length*)**:**

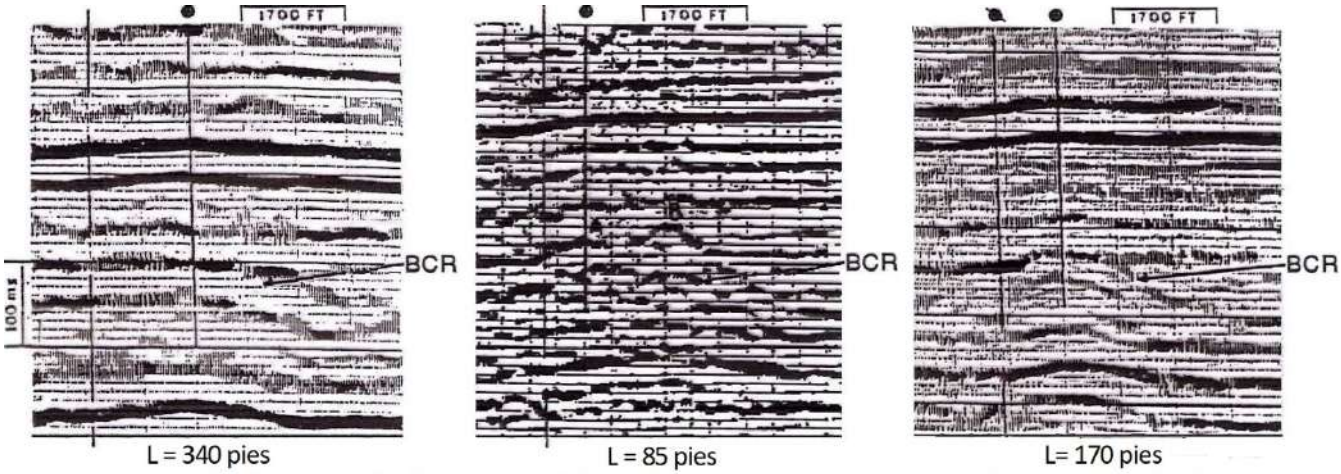
longitud horizontal para que la señal no difiera más de medio ciclo entre su arribo al primer y al último receptor del arreglo y tal que difiera en más de medio ciclo para la fracción de ruidos superficiales todavía presentes, es decir supervivientes al criterio ya adoptado para el mínimo apartamiento. Valores de longitud habituales del arreglo de receptores son de 30 a 50 m, magnitud que representa la distancia horizontal entre el primer y último sismómetro de una estación receptora, también llamada estaca, canal, hilo o traza. En otras palabras, todos esos

receptores a lo largo de los 20, 35 o 50 metros en los que están desplegados –y conectados eléctricamente– funcionan como un conjunto de oídos que ***escuchan en simultáneo*** y refieren lo percibido al unísono como si todos hubiesen estado en el punto medio o estaca central de dicho arreglo.
Podríamos teóricamente definir **velocidades aparentes** que resultan de dividir la longitud del arreglo L por la diferencia de tiempo entre el arribo de un dado frente de onda (proveniente de una reflexión o de un ruido) al primero y al último receptor de dicho arreglo. Es decir que: $V_{ap} = L / \Delta t$
La V_{ap} resulta igual a la velocidad real sólo si los arribos son horizontales (como las ondas directa o aérea), crece cuando los arribos son oblicuos y se llega a hacer infinita para arribos verticales desde el subsuelo (que casi siempre serán señales, es decir reflexiones). O sea, cuanto mayor V_{ap}, más probabilidad de que se trate de una señal. En la figura siguiente esto está bosquejado arriba a la derecha, definiéndose el valor L deseable como la mitad (o menos) de la longitud de onda aparente λ_{ap} del ruido superficial a suprimir. Es así porque el muestreo en un instante dado será hecho en contrafase entre los primeros y los últimos receptores del arreglo (unos escucharán una amplitud positiva –compresión si es onda P– mientras los otros una negativa o expansión) con lo cual su registro resultará prácticamente cancelado. Mientras que para una señal, proveniente de una trayectoria muy vertical, todos los receptores del arreglo (desde el 1 hasta el *n*) en un instante de muestreo oirán casi lo mismo, en fase, que en la figura está dado por una compresión, y su registro se verá entonces reforzado. Si interesa registrar ondas S, sabemos que éstas oscilan transversalmente y genera picos y valles en lugar de compresiones y expansiones, pero el concepto a este fin no cambia. Es análogo a lo visto con ondas EM.



Distintas estrategias para separar señal de ruido; ver texto.

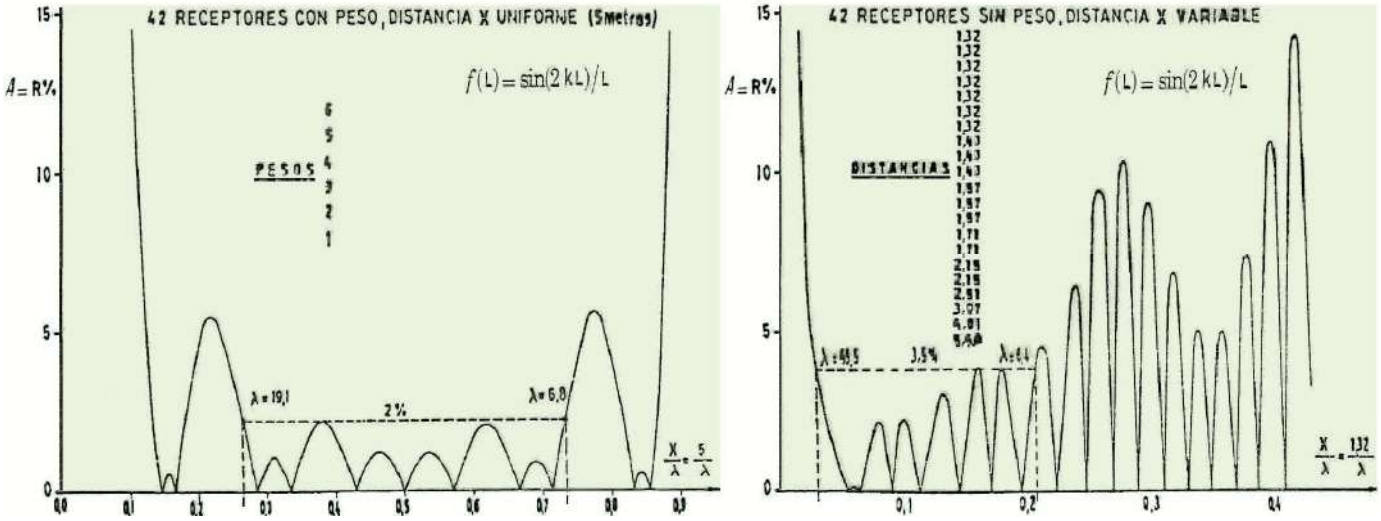
Abajo a la izquierda de la figura se representa un espectro de distribución de las amplitudes de la señal y de los ruidos en función de sus frecuencias, que aparecen en gran parte superpuestos, lo que nos está indicando la dificultad de discernir unos de otros componentes del registro a partir de este parámetro. El espectro a su derecha, en cambio, muestra que, si los separamos en términos de la longitud de onda aparente, podemos efectivamente discriminar señal de ruido, que es lo que se está llevando a la práctica gracias al establecimiento de una determinada longitud L de cada arreglo de receptores (que serán todos idénticos en un mismo proyecto de adquisición sísmica). A su vez puede definirse una frecuencia espacial K o número de onda (inversa de la longitud de onda) que al ser calculado empleando una velocidad aparente V_{ap} resulta también en un número de onda aparente: $K_{ap} = F / V_{ap}$ (donde F es la frecuencia).
Las **gráficas F-K** (F en ordenadas, K en abscisas) expresan rectas de velocidades que parten del origen de coordenadas y permiten diferenciar señal de ruido, como se ilustra arriba a la izquierda de la misma figura.
La figura arriba de la siguiente página ilustra tres secciones sísmicas resultantes de pruebas de campo obtenidas en un área en los Estados Unidos con tres arreglos diferentes, a saber: 340, 85 y 170 pies, respectivamente. El primero (izquierda) resulta en una sección limpia (poco ruidosa) pero con baja definición de la señal, de modo que se ha eliminado el ruido pero también parte del dato deseado (reflexiones). El segundo (centro) da una sección con mucho mejor señal (de mayor amplitud) pero muy ruidosa (efecto visual de picoteo). El tercero ofrece una aceptable combinación de señal buena y ruido bajo. *Ergo*, estirar o acortar el arreglo es una decisión crítica para permitir la adquisición de señal y de ruido en fase o en contrafase en cada caso.



Sección sísmica a partir de registros de distinta longitud de arreglo L, con los demás parámetros idénticos en adquisición y proceso.
Breckenridge Canyon Reef, Estados Unidos (modificado de Renick & Gunn, 1989)

-Distancia entre grupos *(group interval)***:**
longitud superficial, aproximadamente doble a la distancia del muestreo espacial horizontal deseado para los puntos comunes profundos que actúan como reflectores en el subsuelo. Con valores usuales del orden de los 40 a 80 metros para prospección petrolera, menor con objetivos muy someros, mayor si son muy profundos.

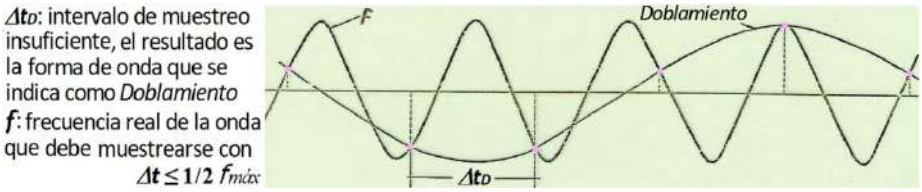
-Distancia entre receptores *(receiver spacing)***:**
separación horizontal, que es función de los ruidos dominantes (cercanos o lejanos), según pruebas. Usualmente menor (2 a 3 metros) para ruidos locales como viento, movimiento de matas o perturbación ácuea, si los hubiera, y mayor (4 a 5 metros) para ruidos lejanos, como el retumbar de motores, microsismos naturales, etc.
Seguidamente vemos el tipo de graficaciones que se realizan para visualizar la atenuación de los ruidos para distintas alternativas de distancia y peso de los receptores dentro de un mismo arreglo L. Las curvas representan la función general sen x / x, con valores de K y L propios del arreglo que se está evaluando; el sector de amplitudes de respuesta más bajas (con trazos) indica los valores de x / λ donde se produce la mayor atenuación de ruido. A la izquierda un arreglo de 42 sismómetros con distancia x entre ellos de 5 m pero con pesos variables (los receptores centrales de cada arreglo escuchan más que los más marginales) y a la derecha arreglo de igual cantidad de sismómetros pero con peso uniforme (todos escuchan con la misma sensibilidad) pero distancia x variable entre ellos (los centrales están más juntos, los marginales más separados entre sí).

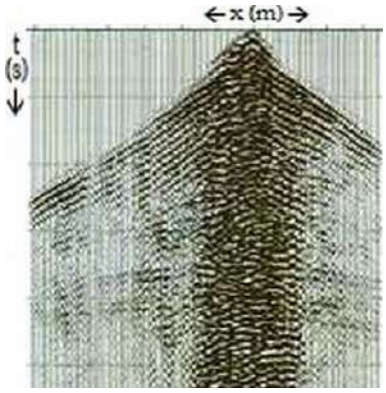


(gráficos modificados de Geof. Exploración Y.P.F.)

-Intervalo de muestreo temporal *(time sampling interval)***:**
ha de ser tal que no produzca **doblamiento** *(aliasing)*, es decir, que el muestreo no recorte altas frecuencias. Por ejemplo, con pocos puntos sueltos podremos reconstruir la silueta de un fantasmita; con más, de Patoruzú.
Otro caso: la vista registra cada 1/40 s; si una rueda va muy rápido el muestreo es tal que la vemos girar al revés.
El teorema de muestreo data de 1928 y lo debemos al sueco **Harry Nyquist**, y fue comprobado por **Claude Shannon** en 1949 en Estados Unidos. Establece que: $\Delta t \leq 1/2 f_{máx}$

Donde Δt es el intervalo temporal de muestreo y $f_{máx}$ es la frecuencia máxima que se desea cosechar. El intervalo elegido en sísmica antiguamente era de 4 ms (así estaba cubierto para frecuencias de hasta 125 Hz, más que suficiente), pero la evolución técnica desde hace muchos años permite muestrear cada 2 ms a fin de tener un intervalo asegurado para las frecuencias más altas de ruidos aliados. Igualmente se dispone de un **filtro antialias**.



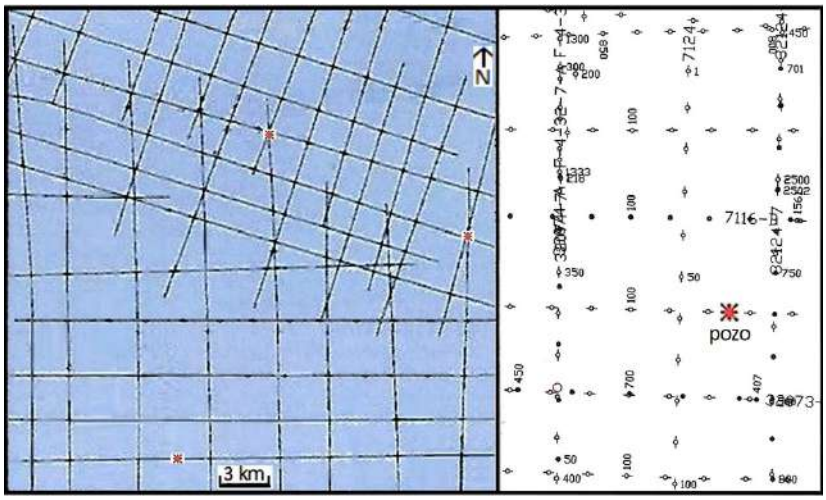


Registro sísmico cuasisimétrico.

A la derecha un registro de campo, donde la franja central es todo ruido y se suprimirá. Este es un ejemplo cuasisimétrico, con la fuente algo más a la derecha de la parte central y tendidos de receptores hacia uno y otro lado (más de un lado que del otro; si no, sería simétrico). ***En sísmica marina se obtienen registros asimétricos***, por la imposibilidad de tener receptores delante de la fuente, o sea que todas las trazas están de un solo costado.

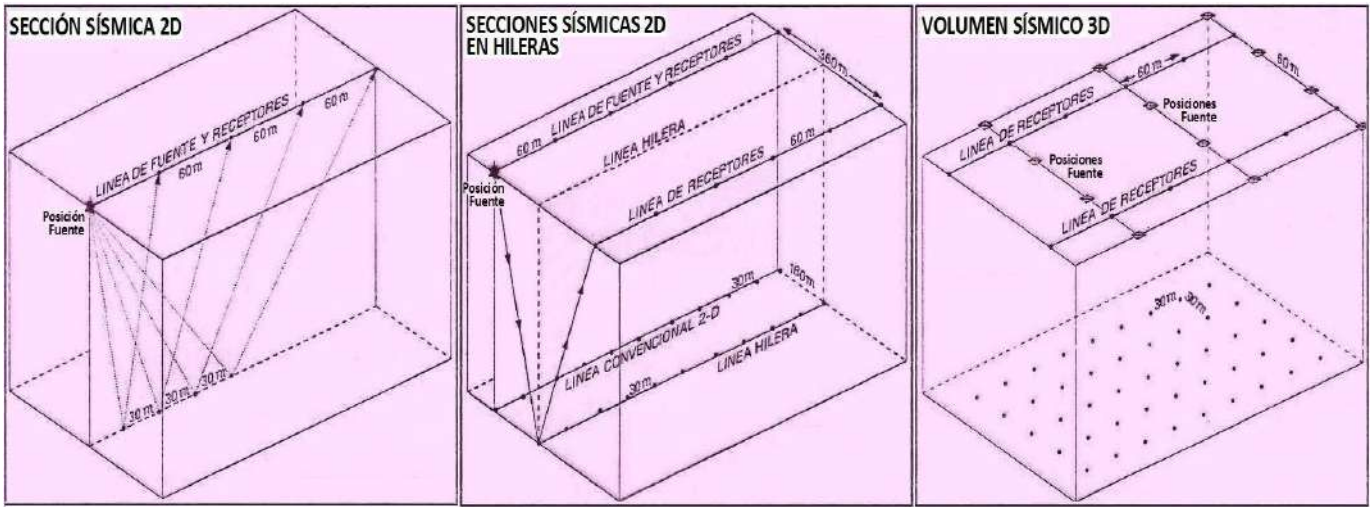
SÍSMICA 2D Y 3D

En sísmica **bidimensional o 2D** los parámetros anteriormente comentados se determinan a lo largo de las líneas predefinidas. Lo más usual es un mallado ortogonal donde los dos juegos de líneas son aproximadamente uno perpendicular y el otro paralelo al rumbo dominante de las estructuras geológicas de la zona prospectada. El distanciamiento entre líneas resulta función del objetivo, en general unos 2 a 4 km de lado para mallados regionales en etapas iniciales de exploración y era de cerca de 1 km para una etapa de exploración avanzada en zonas mejor delimitadas, pero ya hace tiempo esto último se hace con 3D.



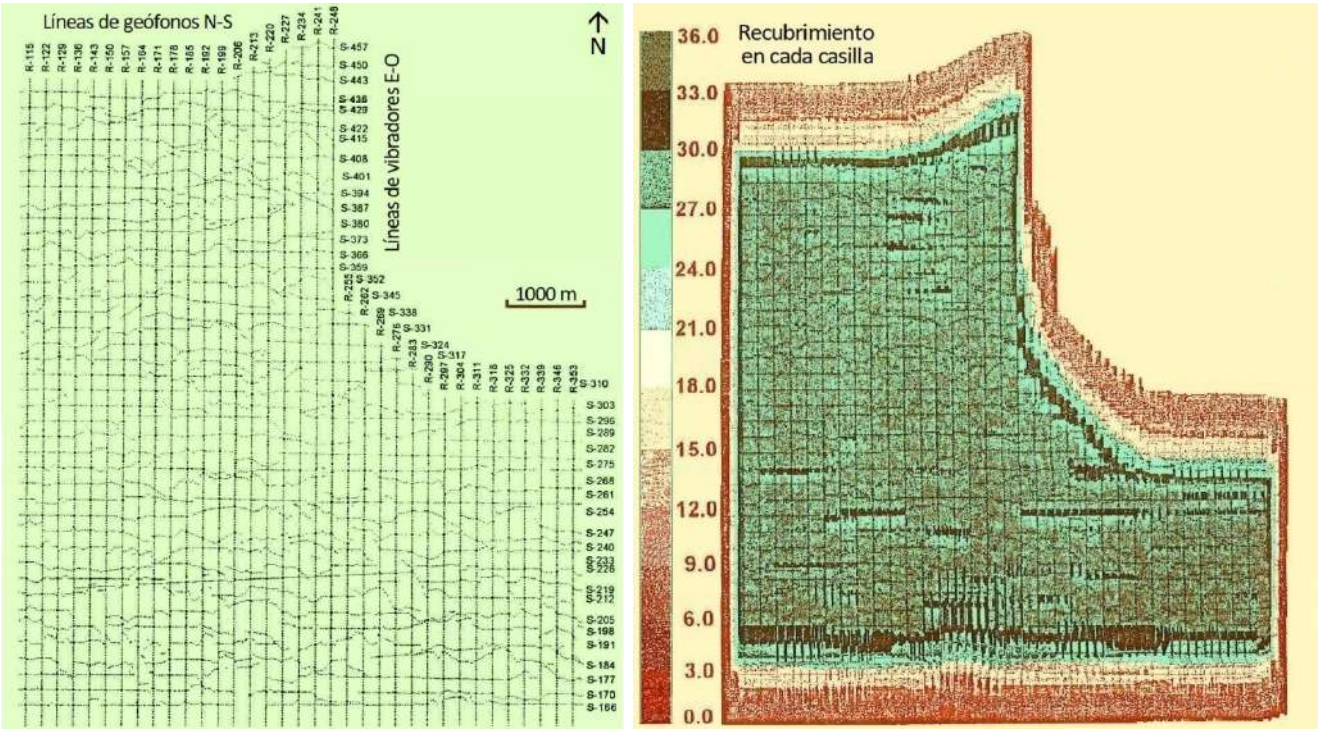
Izquierda, mallados de 2D en parte solapados, girado el que está al N por el cambio de orientación de la geología; derecha, detalle de líneas y estacas.

El distanciamiento entre los arreglos de receptores (hemos dicho 40 a 80 metros en sísmica para prospección petrolera) puede variar significativamente según la profundidad y extensión areal de los objetivos. En cuanto al recubrimiento, cuanto más, mejor; la limitación es el costo, relacionado con las facilidades tecnológicas: como ya fue referido, en los primeros tiempos era de 600% y en la actualidad suele ser de 9.600%.

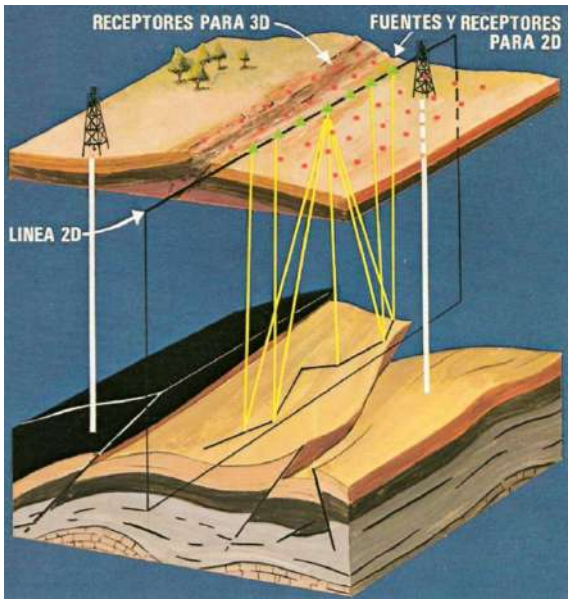


Métodos de adquisición sucesivamente más detallados de izquierda a derecha (modificado de Ray, 1995)

Una sísmica de detalle superior al mallado citado para exploración avanzada ha sido el de la sísmica **2D *en hileras*** (2D *swath* o múltiple), que se utilizó en algunos países en yacimientos antes de la 3D (figura al pie de la página anterior). Consistía en trabajar con 2 o 3 líneas receptoras paralelas por cada una emisora –coincidente con la receptora central– para registrar en simultáneo esas líneas distantes en el orden de 600 m en superficie y 300 en subsuelo. Sin embargo esta etapa de prospección avanzada de la 2D *swath* –generalmente con fines de desarrollo de yacimientos– fue reemplazada por la adquisición de sísmica **tridimensional o 3D,** un concepto ideado en Estados Unidos por **George Walton** en 1972 y aplicado por **Edward Tegland** y otros desde 1976. Su empleo se hizo rutinario en los países desarrollados desde fines de la década de 1980 y en la Argentina desde mediados de los '90, casi siempre en los prospectos petroleros que poseen un generoso presupuesto (resultante de un aún más generoso retorno probable de la inversión). En la 3D se registra un volumen de información, muestreada en un fino mallado rectangular en subsuelo (las más de las veces cuadrado) de pocas decenas de metros de lado, 25 a 30 metros como valores más habituales, que se llama **casilla** o *bin*. Es un área análoga a un *pixel* fotográfico. O como si fuera un tiro a un blanco rectangular donde todos los rebotes se asignan como si hubiesen dado en el centro. Si el tiro cae en la casilla adyacente, se asigna al centro de esa otra casilla.
En sísmica **3D terrestre** las líneas receptoras (de geófonos) suelen ser perpendiculares a las líneas de fuente (habitualmente vibros), como se ilustra en el proyecto de adquisición de las figuras siguientes, aunque hay otras variantes. Las líneas receptoras (en este ejemplo N-S) son casi siempre perfectamente rectas y se diagraman ortogonalmente a la estructuración geológica principal del área. Las líneas fuente (aquí E-O) suelen ser sinuosas ya que los camiones vibradores circulan por donde pueden (esquivando lagunas, turberas, escarpas, etc.), aunque siempre procurando la mayor cercanía posible a las ideales trayectorias rectas, ya que seguirlas permitirá al final un más homogéneo recubrimiento de datos reflejados en las sucesivas interfaces del subsuelo.
Se denomina **salvo** a la sucesión de una cantidad de disparos o emisiones –paso a paso a lo largo de una línea fuente– que son efectuados entre líneas receptoras consecutivas**.** El conjunto de *n* salvos paralelos entre líneas receptoras constituye una **arada** (*swath* o franja de registros). La superficie en que las líneas receptoras están habilitadas para la escucha del disparo –que permitirá obtener un registro tridimensional– se denomina **plantilla** o *template*, área que se desplaza la misma cantidad de metros que lo hace cada emisión. Luego, en el procesado de datos, deberán computarse numerosísimas trayectorias de rayos con sus componentes azimutales y sus posiciones reales, frecuentemente no ideales, para ubicar la información que corresponde a cada casilla o *bin*.
Abajo, en la figura de la derecha se indica el recubrimiento, máximo en la mayor parte del prospecto (36 o 3.600%) y menor, hasta hacerse nulo, en las zonas de borde, donde ya no hay grupos receptores escuchando en la superficie. La cobertura superficial es siempre mayor que el área iluminada en el subsuelo, como ya vimos, y se elaboran modelos en computadora previamente a la adquisición para elegir las mejores alternativas viables.

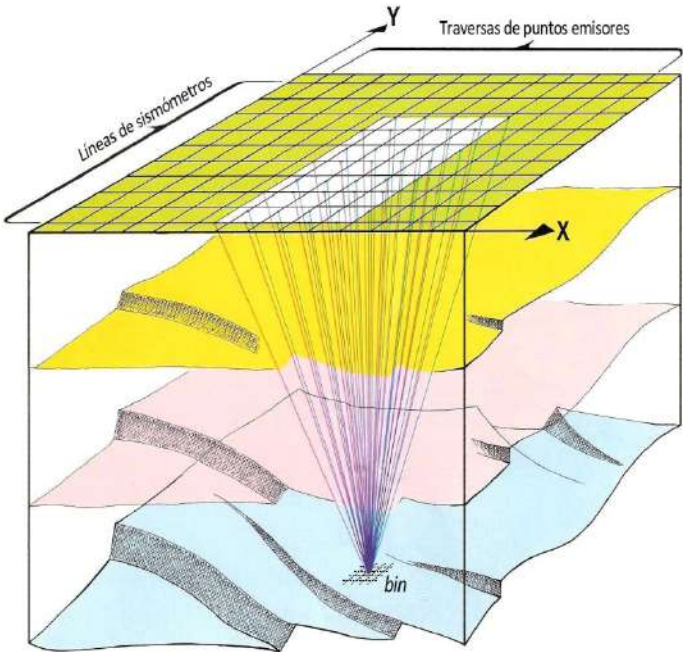


Adquisición 3D en Chubut: izquierda, líneas emisoras y receptoras; derecha, recubrimiento (modificado de Tecpetrol)

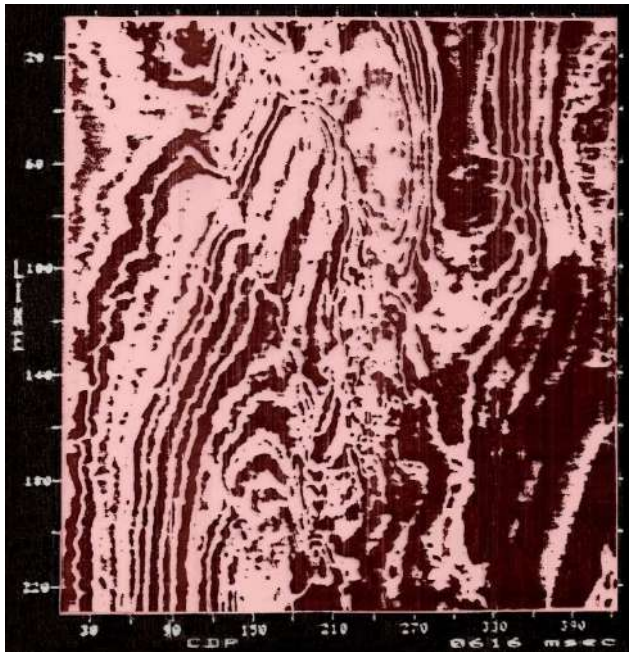


Desplazamiento de los datos 2D en subsuelo debido a la estructura (modificado de Geophysical Service)

A la izquierda, perspectiva esquemática que muestra cómo ***una línea de registro de datos sísmicos*** (en este caso ***de reflexión, aunque también en las de refracción) es recta en la superficie topográfica pero puede resultar quebrada o sinuosa en el subsuelo***. Esto no puede precisarse si se ha adquirido información sísmica 2D, pero sí en el caso de la sísmica 3D. Esta última puede ofrecer, como resultado del procesamiento de los datos, no sólo imágenes en sección vertical sino también secciones horizontales (*time slices*), cuya localización en profundidad está dada por el tiempo sísmico de ida y vuelta verticalizado (T_0) y que resultan un gran complemento auxiliar en la interpretación. Abajo a la izquierda, *bin* rodeado de otros, en perspectiva. Cada rayo que desciende desde una posición de la fuente rebota allí y asciende hasta una estación receptora. La sucesión de rebotes en *n* casillas de coordenadas idénticas y superpuestos cada 4 o cada 2 milisegundos (intervalo de muestreo) será registrada como una serie continua de picos y valles a lo largo de una única traza sísmica. Hay muchos rebotes en cada *bin*, tantos como sea el deseado recubrimiento múltiple (apilamiento o suma), por ejemplo 48 o 4.800%. Y, lo repetimos, todos se asignan al punto común medio (PCM) central de esa casilla, aunque no hubiesen rebotado exactamente ahí.



Registro del rebote en un *bin* (modificado de Prakla-Seismos)



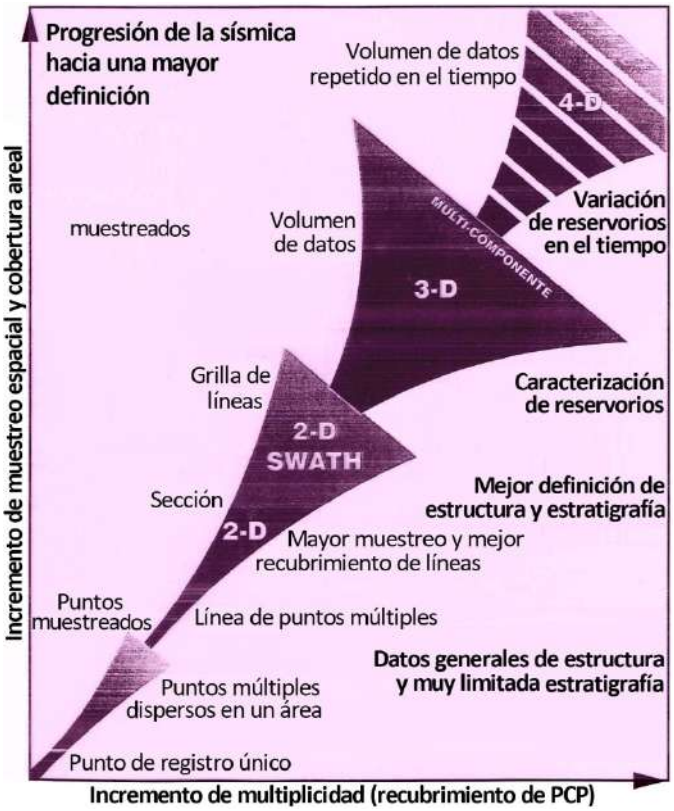
Sección horizontal de un cubo (modific. de Brown, 1991)

En la adquisición de sísmica **3D marina** las varias **líneas receptoras** (*streamers*, con boyas en los extremos, arreglos de hidrófonos y pájaros o *birds* intercalados para sumersión controlada a profundidades desde pocos hasta decenas de metros) van paralelas a las líneas emisoras (cañones de aire u otras fuentes) dado que todo es arrastrado simultáneamente por el barco sismográfico en trayectorias del tipo de las que se ilustra en el esquema arriba de la página siguiente, e incluso en casos singulares de navegación en espiral en torno a domos salinos de sección subcircular (ver Reilly & Hird, 1994). Para exploración petrolera en mar o lagos se registra sísmica 3D ya desde la primera vez, sin pasar por una adquisición previa de tipo 2D. La razón es que una vez encarado el gran costo de hacerse a la mar, agregar líneas de registro atrás del mismo barco y hacer líneas de navegación más cercanas entre sí son inversiones que no agregan relativamente tanto más gasto y el beneficio es mucho mayor. En cambio ***aún se hace 2D marina en transectas regionales para fines científicos, y también en áreas completamente nuevas en tierra firme, que en verdad ya casi no las hay en el mundo, por lo cual la sísmica 2D ha quedado relegada a situaciones particulares, en general de bajo presupuesto y no petroleras***.

Los registros obtenidos de profundidades de varios cientos de metros ***bajo el lecho de mares o lagos suelen alcanzar frecuencias máximas cosechadas del orden de los 90 Hz*** . (No confundir con lo que emite la fuente, que siempre es mucho más; recuérdese que el subsuelo atenúa las altas frecuencias, tanto más cuanto más altas son). En cambio en ***prospección terrestre en general no se superan mucho los 60 Hz registrados debido a la fuerte atenuación adicional en la capa meteorizada*** (no presente bajo cuerpos de agua).

Durante la adquisición se puede aplicar un **filtro pasabanda** para evitar las frecuencias más bajas y más altas no deseadas que se evalúe correspondan a ruidos, aunque este filtrado siempre se aplica más ajustadamente durante el posterior procesamiento de la información registrada.

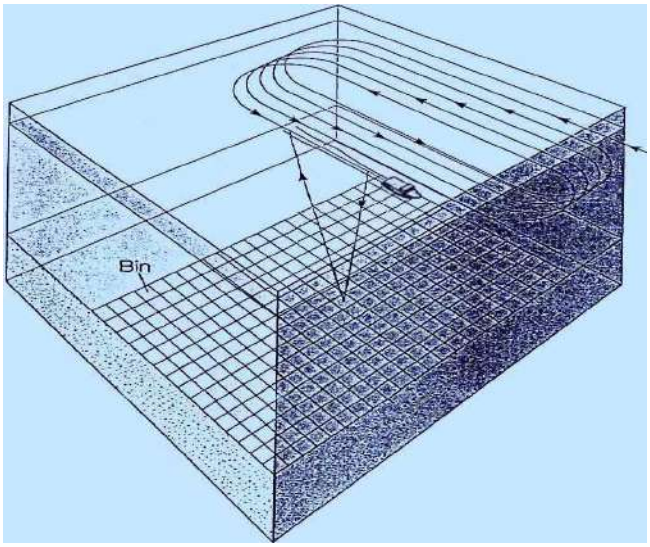
La repetición de la adquisición de sísmica 3D de un dado proyecto a intervalos de tiempo de meses o años



(modificado de Ray, 1995)

Adquisición con equipamiento combinado en el desierto de Tarim, China (de Feng *et al.*, 2012)

Nave sismográfica en el mar del Norte (foto Hart's E&P)



Esquema de las trayectorias más usuales de navegación en sísmica marina (modificado de Geco-Prakla)

genera la llamada **sísmica 4D** que permite monitorear cambios del reservorio (si el contenido de frecuencias permite visualizarlo): véase en el Tema 18, pág.481. No confundir con las ***5D de un cubo: ubicaciones de recepción en líneas y traversas, tiempos de registro y distancias y azimuts desde la fuente.***

La gráfica contigua sintetiza los progresos históricos de la sísmica de reflexión.

ALGUNAS INNOVACIONES

El progreso en la tecnología de las fuentes y los parámetros de registro y de procesamiento están permitiendo lograr mejoras en los contenidos de altas frecuencias. En objetivos someros pueden conseguirse cosechas de más altas frecuencias, llamadas en la jerga

Vibro operando en el desierto en Texas (foto Hart's E&P)

HRS (*High Resolution Seismic*) hasta unos 300 Hz en los primeros cientos de metros y *UHRS* (*Ultra HRS*) hasta 1.200 o más Hz para las primeras decenas de metros bajo el suelo: véase en el Tema 18. pág.484.
Otra posibilidad, en topografía compleja, es registrar 3D con puntos de emisión dispersos (*sparse*) y también los de recepción en forma no regular, incluso llevando los receptores con helicópteros y/o alpinistas. Esto es factible gracias a nuevas estrategias y dispositivos que permiten suplir, al menos parcialmente, una cobertura completa.
Pero, sin estas restricciones, una estrategia reciente en tierra firme es la de emitir con únicamente un vibro y un solo barrido por estación. El trabajo convencional con varios vibros juntos es útil para atenuar ruido aleatorio, pero esto ahora puede ser hecho posteriormente en el procesamiento. La idea entonces es vibrar cada alrededor de 15 en vez de los clásicos 60 metros, o sea que se pasa del orden de 60 a 240 o más posiciones de vibración por km^2. La menor energía total es ampliamente compensada por el mayor muestreo espacial.
Otro nuevo paradigma es la **adquisición de onda completa** (*full wave*) que incluye reflexiones, difracciones y desperdigamiento (*scattering*). Se basa en que el subsuelo es heterogéneo a multiples escalas, no una regular estratificación; ya referimos que ***el frente de onda se refleja cuando el radio de curvatura de la interfaz es mayor que la longitud de la ondícula, se difracta cuando tienen magnitud parecida y se desperdiga cuando el primero es menor que la segunda***. Se registra con varias geometrías simultáneas o completadas gradualmente a partir de un despliegue general inicial. Se discretiza en familias de trazas de punto común medio (Tema 15, pág.377 y 388), sobrepone casillas (*bins*) chicas y datos de escaso apartamiento, realza la energía de señales débiles y consigue imágenes de resolución horizontal más alta que la convencional.
Otra innovación es la **adquisición de banda ancha** (*broadband seismic*) a fin de lograr mayor resolución (mayor detalle) no sólo con altas frecuencias sino además alargando el registro de las más bajas (ver Tema 17, pág.420). Un caso en tierra firme se publicó para la ***prospección de una mineralización de óxidos de hierro*** (magnetita y hematita) en Suecia (Gyger *et al*., 2025) que se presenta en metavulcanitas félsicas con espesores de 10 a 50 metros e inclinación de unos 45° a profundidades de 800 a 1200 m. Se adquirió con receptores de tecnología miniaturizada en sistema microelectromecánico (SMEM o *MEMS*) con tres acelerómetros (en $\boldsymbol{x}$, $\boldsymbol{y}$, $\boldsymbol{z}$), análogo a lo referido para gravimetría en pozos (Tema 02, pág.64) que aseguran el registro de muy bajas frecuencias.
En el mar la banda ancha se registra con hidrófonos a profundidades fluctuantes (promedio 50 m bajo el pelo de agua) según la variación del fondo para evitar la superposición de los coeficientes de reflexión negativos de la interfaz agua-aire que causa la supresion de altas frecuencias. Y también permite eliminar ruido de oleaje.

En fin, de la inversión total para un proyecto de sísmica de reflexión, aproximadamente el 60% corresponde al costo en adquisición, cerca del 25% al procesamiento de los datos y alrededor del 15% a la interpretación, que es el que dará a esa data sentido geológico (y ojalá también exitosamente petrolero o aplicado en otras especializaciones). Si entre los lectores hay algún potencial intérprete sísmico, acaso le convenga recordar que éste podrá ser un argumento el día que considere pedir un aumento de sueldo… O podrá también argüir que siente que su salario es como una manta corta.

CUESTIONARIO BÁSICO

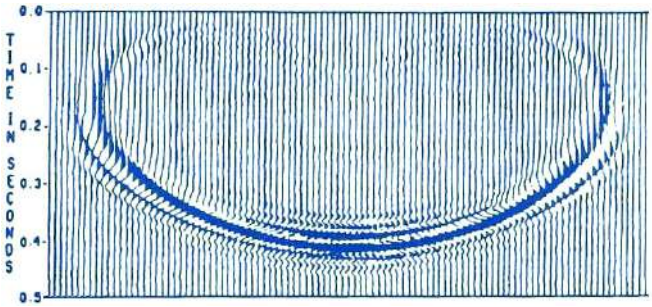
- ¿Qué datos se necesita registrar en la sísmica de refracción y cuáles en la de reflexión?
- ¿Cómo funciona el método del Punto Común Medio?, ¿qué ventajas tiene?
- Enumerar las etapas del trabajo de campo.
- ¿Qué diferencia a las ondas de sonido de las sísmicas P?
- ¿Con qué criterios se establecen en un tendido el apartamiento cercano y el lejano?
- ¿Cómo se definen la longitud del arreglo, las distancias entre los sucesivos arreglos y la separación entre los receptores individuales dentro de un arreglo?
- ¿Cómo se evita tener un muestreo aliado de frecuencias (doblamiento)?
- ¿Qué ventajas tiene la sísmica 3D y qué es un *bin*?
- Explicar los factores a tener en cuenta para registrar una sísmica 3D en tierra y mar.
- ¿Qué frecuencias máximas se pueden obtener en mar y tierra a profundidades petroleras?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Bouska, J., 1997. Sparse 3D, what's in a name? C.S.EG. Recorder, V.22 N°7 (p 7-16).
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 197-208). Prentice-Hall.

- Brown, A., 1991. Interpretation of three dimensional seismic data (p 1-2, 5). A.A.P.G., Memoir 42.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 235-305). Librería de Ciencia e Industria.
- Dean, T., Tulett, J. & Barnwell, R., 2018. Nodal land seismic acquisition: The next generation. First Break, V.36 N°1 (p 47-52).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 78-147). McGraw-Hill.
- Evans, B., 1997. Seismic energy sources, a handbook for seismic data acquisition in exploration (305 p). Society of Exploration Geophycisits.
-Feng, X., Wang, Y., Wang, X., Wang, N., Gao, G. & Zhu, X., 2012. The application of high-resolution 3D seismic acquisition techniques for carbonate reservoir characterization in China. The Leading Edge, V.31 N°2 (p 168-174).
- Games, K. & Wakefield, N., 2014. The successful design, development and acquisition of a UHRS 3D seismic dataset. Near Surface Geoscience - 20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, V.09 (p 1-5).
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 133-147). Cambridge University Press.
- Gyger, L., Malehmir, A., Manzi, M., Vivin, L., Lepine, J., Kaslilar, A., Valishin, O., Marsden, P. & Hamerslag, R., 2025. Broadband seismic acquisition and processing of iron oxide deposits in Blötberget, Sweden. Geophysical Prospecting, N°73 (p 80-95).
- Kerekes, A., 1997. The stack array and the spatial alias. The Leading Edge, V.16 N°4 (p 345-348).
- Li, D. & Qi, L., 2022. Full wave seismic exploration technology. Petroleum Exploration and Development, V.49 N°3 (p 586-595).
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 9-16). Gulf Publishing.
- OGC & IAGC, 2011. An overview of marine seismic operations. Report Nº448 (43 p).
- Ourabah, A., Keggin, J., Brooks, C., Ellis, D. & Etgen, J., 2015. Seismic acquisition, what really matters? SEG Technical Program Expanded Abstracts (p 6-11).
- Ray, R., 1995. Utilizing seismic for higher definition of geologic prospects: 2-D, 2-D swath and 3-D seismic. En High-definition seismic: 2-D, 2-D swath and 3-D case histories (p 1-6); Ray, R., Sonnenberg, S., Wilson, M., Zinke, S., Longman, M., Hohn, M. & Crouch, M. Eds. The Rocky Mountain Association of Geologists.
- Reilly, J. & Hird, G., 1994. Concentric circle 3D: optimization of salt diaper flank imaging, UK Central North Sea. First Break, V.12 N°9 (p 463-475).
- Renick, H. Jr. & Gunn, R., 1989. Triangle Ranch Headquarters Field. Geophysics, V.54 (p 1384-1396).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 139-162). John Wiley & Sons.
- Rondon, A., Rouis, L., Khdhaouria, M., Ameish, G. & Li X., 2023. 3D OBN high resolution seismic acquisition design for better sub-surface imaging, Cheleken, Caspian Sea. Gas & Oil Technology Showcase and Conference, UAE (6 p).
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 47-55). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 1-32, 85-94, 201-225, 451-456). Cambridge University Press.
- Steeghs, P., Vandeweijer, V., Mosher, C., Ji, L. & De Kleine, M., 2015. Acquisition and processing of a high resolution 3D seismic survey - offshore Netherlands. 77th EAGE Conference and Exhibition, V.1 (p 1-5).
- Stone, D., 1994. Designing surveys in two and three dimensions (244 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. y Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 261-307). Cambridge University Press.
- Wright, S., 1995. 3-D seismic survey design. En High-definition seismic: 2-D, 2-D swath and 3-D case histories (p 7-17); Ray, R., Sonnenberg, S., Wilson, M., Zinke, S., Longman, M., Hohn, M. & Crouch, M. Eds. The Rocky Mountain Association of Geologists.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing (p 384-395). Society of Exploration Geophysicists.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.



PROCESAMIENTO SÍSMICO

"Lo que Natura non da, Processing non presta"

clásico refrán de los analistas

Mecanismo de Antikythera
(foto Museo Arqueológico Atenas)

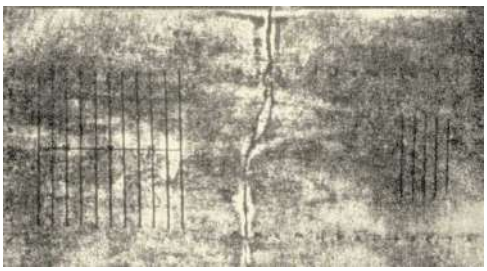
Cerca del 80 a.C., casi dos milenios antes que el Titanic, naufragó un barco griego entre la península del Peloponeso y la isla de Creta, muy cerca de la pequeña isla de Antikythera. En 1901 unos afortunados buzos recuperaron monedas, joyas, estatuas, alfarería y vidriería desde 45 metros de profundidad, y muy en especial un complejo mecanismo de engranajes de bronce corroído (imagen arriba), suerte de reloj-calculadora capaz de predecir eclipses solares y lunares, posiciones planetarias y fechas de juegos olímpicos en base a sistemas aritméticos babilónicos. Es la más sofisticada computadora analógica conocida del mundo antiguo.

Isla de Antikythera, Grecia (foto kythira.gr)

Los astrolabios utilizados para navegación, agrimensura y astronomía también han sido computadoras analógicas. Permitían definir distancias, posición de los astros y la hora o bien la latitud. Se cree que el griego **Hiparco de Nicea** creó el primero allá por el 150 a.C. Mejorados por los árabes, se los usó hasta la invención del sextante en 1750.

El reloj del Castillo, pergeñado por el kurdo **Abu al-Jazarí** en 1206, era una compu analógica que mostraba el zodíaco, los desplazamientos del Sol y la Luna, tenía cinco tipos de música robótica (onda *ringtones*) y podía reprogramar la duración del día y la noche según la latitud y la fecha. Además al-Jazarí inventó varios vistosos autómatas.

Muchísimo más antiguo que las computadoras analógicas fue el contador o ábaco, primer instrumento de cálculo, posiblemente originario de Sumeria cerca del 2500 a.C. en sistema sexagesimal (60 es práctico por ser el menor número divisible por 1, 2, 3, 4, 5 y 6, aparte de que cada estación tiene unos 90 días, de ahí los grados del ángulo recto). De esa época son las primeras *tablets*, no electrónicas, obvio, sino de arcilla o mármol como la creada por la cultura mesopotámica de Babilonia cerca del 300 a.C. sobre cuya superficie los cálculos se iban indicando con guijarros Y el ábaco chino denominado 算盤 (suanpan: bandeja contadora), un cuadro de ejecitos con bolitas o cuentas perforadas que está documentado cerca del 200 a.C. aunque su uso es probable desde siglos antes.



Tableta babilónica hallada rota en Salamis, Grecia (foto Museo Epigráfico Atenas)

Suanpan chino
(foto Dave Fischer)

Quipus incaico (imagen Christian Mary)

Minarete medieval en Bagdad, Irak (foto mediastimage.com)

Templo Chaubis Khamba en Ujjain, India (foto indiatimes.com)

A su vez en la cultura Inca se emplearon los quipus (*khipu*, nudo), sistemas de cuerditas con nudos para contabilidad y posiblemente otras aplicaciones.

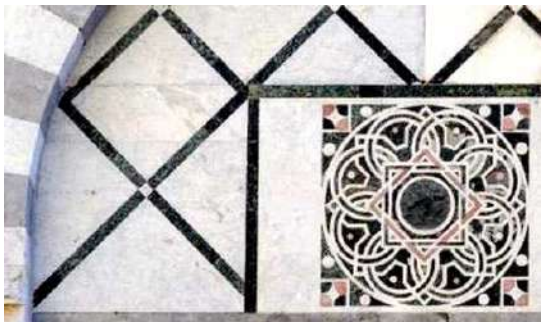
Abu ibn Musa nació en la region persa de Khwarizm (en castellano Corasmia) al sur del lago Aral (en vías de desaparición como el Colhue Huapi), hoy parte de Uzbekistán. Se mudó a Bagdad –el epicentro cultural de su época–, devino gran matemático y fue conocido como Musa al-Khwarizmi (o sea Musa, el de Khwarizm). Cerca del 830, investigando en la corte del califa al-Mamun, creó lo que se llamaría algoritmo (deformación de su gentilicio), es decir la resolución metódica de álgebra y cálculo mediante una definida sucesión de operaciones. Y calculó la circunferencia terrestre con muy poco error. La palabra guarismo también alude al bueno de Musa.

El vocablo álgebra procede del árabe الجبر (al-ŷabr), reintegración. Y cálculo viene del latín *calculus*, piedrita, por las bolitas de los ábacos (y las otras del riñón, etc.). Así como latino es el origen de contar y computar, ambas derivadas de *computare*: *putare*, evaluar; quizá con improperios…

El cero –como parte de la notación numérica posicional– es de origen indio. También lo descubrieron los mayas y lo habían descubierto ya los antiguos egipcios. Cero viene del latín *zephirum* y éste del árabe صفر (sifr), de donde también viene la palabra cifra, que a su vez resultó de la traducción del sánscrito शून्य (shunya: vacío). Los chinos dicen que hay cosas que valen por lo que no son, como la ventana, que no es pared y antes, sin vidrio, dejaba pasar el viento además de la luz, y actualmente tenemos las virtuales de las compus y celus (de *wind*, *windows*). El indio **Brahmagupta** escribió en Ujjain en 628 su gran obra "ब्रह्मास फ़ुत्सेद्धांत" (Brahmas phuta-siddantha), La apertura del universo, donde explicó que el cero resulta de restar un número por sí mismo.

Los sabios moros de los califatos islámicos llevaron la numeración indoarábiga a través de las arenas del Sáhara hasta hacerla llegar desde el Magreb (noroeste de África) hacia al-Ándalus (sur de España) cerca del 950. Y fue **Leonardo de Pisa**, apodado Fibonacci, quien dio cuenta del cero cuando en 1202 publicó su "*Liber abaci*" (Libro del ábaco). Se lo habían enseñado de chico en sus estudios de contabilidad en Bugia, ciudad del norte africano donde comerciaba su padre (hoy Bejaia, en Argelia; ahí había un gran mercado de las ceras y eran fabricadas delicadas velitas llamadas bujías). Pero a la (*non*) *Sancta* Iglesia Católica no le simpatizó el cero, ese símbolo de la nada, y prohibió su utilización durante dos siglos por considerarlo demoníaco…

Sabemos que nuestro sistema digital de cómputos se basa en la numeración binaria, 0 y 1, pasa corriente o no. El matemático indio **Pingala** había pergeñado el sistema binario cerca del año 300 en su "चदा-शास्त्र" (Chanda-shastra), Análisis sagrado de métrica védica, libro en sánscrito con ideas básicas sobre la sucesión de Fibonacci y el triángulo de Pascal.



Pisa, iglesia de San Nicola del siglo XIII; la sucesión gráfica de diámetros es 1, 2, 3, 5, 8, 13, 21, 34… (foto pisatoday.it)

Antes de lograr la representación de coeficientes binomiales en forma triangular (1684) el francés **Blaise Pascal** había inventado la rueda (*roue*) *pascaline* (1642), un mecanismo de engranajes que permitía sumar y restar, basado en un prototipo del alemán **Wilhelm Schickard**. (Pascal también estudió la presión atmosférica y las unidades nos lo recuerdan). Y en 1670 otro alemán, **Gottfried Leibniz**, creó una versión mecánica capaz de multiplicar y dividir, de donde surgieron los aritmómetros comercializados casi tres siglos, hasta 1950.

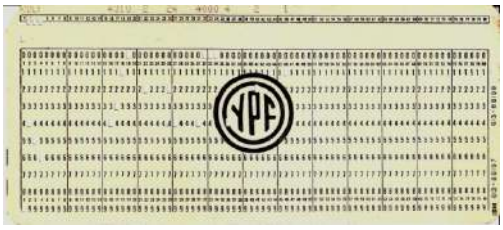
Antes de Pascal, en 1614, el escocés **John Napier** desarrolló los logaritmos naturales (o neperianos), con los que simplificó el cálculo de multiplicaciones y divisiones llevándolo a sumas y restas, y entonces los reverendos

anglicanos **Edmund Gunter** y **William Oughtred** inventaron la regla de cálculo (compu analógica manual) que obtuvo la bendición cristiana y gran difusión en los siguientes siglos.
Hacia 1835 el inglés **Charles Babbage** inventó la máquina diferencial, capaz de calcular funciones polinómicas, y con **Ada Byron** idearon una máquina analítica programable que, como su impresora, no pudieron construir porque en esa época no se fabricaban piezas tan precisas. Basaba su operación en tarjetas perforadas, tal cual hacía para los diseños del tejido el telar del francés **Joseph Jacquard** (apellido que bautizó un sistema textil).
Para el censo estadounidense de 1890 **Herman Hollerith** creó una máquina que trataba automáticamente la información mediante tales tarjetas perforadas (los datos se deducían según estuviesen perforadas o no en una cantidad de posiciones) que permitían luego procesar todo. Tras el exitoso censo fundó la Tabuling Machine Company que en 1924 se convirtió en la International Business Machine Corporation (IBM).
En 1893 el suizo **Otto Steiger** desarrolló la *Millionär* (Millonaria), primera calculadora automática que salió a la venta, con un nombre que inducía a comprarla. A su vez el inglés **Arthur Pollen** construyó en 1912 una versión que resolvía ecuaciones diferenciales por integración, usada para control de disparos navales durante la Primera Guerra Mundial, a partir del concepto del irlandés **James Thomson**, hermano mayor de William (Lord Kelvin).
En 1938 el alemán **Konrad Zuze** completó una potente computadora electromecánica programable. Ese logro fue emulado en 1944 en Estados Unidos por IBM. Y ese mismo año en Inglaterra se construyeron los *Colossus*, ordenadores para decodificar las comunicaciones alemanas durante la Segunda Guerra Mundial. Allí fue esencial la mente del inglés **Alan Turing**, quien logró descifrar los códigos nazis de la máquina *Enigma* (invención del alemán **Arthur Scherbius**), lo cual aceleró el fin de la conflagración. Ya antes, en 1936, Alan había ideado un dispositivo virtual –la máquina de Turing– que permite explicar la lógica de una computadora, clave en el desarrollo de la computación moderna. A pesar de los enormes aportes que hizo por su país, en 1952 fue enjuiciado por ser homosexual –sí–, fue condenado y se le dio la opción de ir preso o tratarse con estrógenos para curar su "*perversion*", optó por lo segundo, sufrió alteraciones físicas y se suicidó dos años después…
Del otro lado del Atlántico, ya en 1937 **Claude Shannon** había comenzado a emplear el Álgebra de Boole en el MIT (Massachussets Institute of Technology) fundando así el uso de circuitos digitales. (Se basó en el sistema lógico ideado en 1854 por el irlandés **George Boole**, esencial para desarrollar el sistema binario de los circuitos electrónicos). Como bien sabemos, un *bit* (acrónimo de *binary digit*) puede ser 0 ó 1, y un *byte* son ocho *bits* (ejemplo, 10101010). Y dado que un *byte* representa 2^8 valores posibles y esto se corresponde con dos dígitos hexadecimales, esta notación es la más extendida en la informática actual (desde que la introdujo la firma IBM en 1963): $2^8 = 2^4 . 2^4 = 16 . 16 = 1 . 16^2 + 0 . 16^1 + 0 . 16^0$ –o sea el número 100 en base 16–.
Como también sabemos, no resulta tan práctico en computación digital el ancestral sistema decimal basado en diez dedos (en latín *decem digiti*), ese ábaco que llevamos siempre a mano.
En 1943 el austríaco **Curt Herzstark** fue acusado de ayudar a personas contrarias al nazismo en la fábrica paterna de instrumental que por entonces se destinaba principalmente para producir ametralladoras. Fue a parar al campo de concentración de Buchenwald, donde para su fortuna le ordenaron culminar el diseño de una calculadora que ya venía craneando desde antes y que los nazis pensaban regalar al *Führer* tras el exitoso final de la guerra. Esto le permitió sobrevivir allí donde por trabajos forzados, enfermedades, tortura, experimentos médicos y fusilamientos murieron 56.000 personas. Recién tras la guerra Curt construyó su calculadora *Curta*, que era accionada por una manivela. Fabricadas en Liechtenstein, fueron consideradas las mejores hasta que llegaron las calculadoras electrónicas hacia 1970.

Calculadora Curta
(foto Alex Quobex)

La *ENIAC* (*Electronic Numerical Integrator And Calculator*) fue construida en la universidad de Pennsylvania en 1946 para el Pentágono (para balística, etc.). Funcionaba a válvulas y usaba tarjetas perforadas para ingresar los datos. La reprogramación implicaba la engorrosa modificación de los cartuchos magnéticos, ¡ocupaba 167 m^2!, gastaba muchísima electricidad, generaba bocha de calor y era re-lenta. Pero no había nada mejor.
En 1947 en los laboratorios Bell inventaron el transistor. Y en 1951 comenzó a operar la *EDVAC*, ya no decimal sino binaria y con el primer programa guardable. Fue diseñada por el húngaro **John von Neumann** (uno de los máximos matemáticos del siglo, que siendo niño prodigio había obtenido el premio Eötvös al mejor alumno). A él debemos la máquina de Von Neumann, concepto que establece el diseño de autorreplicación de funciones para conseguir un rendimiento exponencial –que por desgracia también aprovechan los virus informáticos–.
En 1953 IBM fabricó su primer ordenador a escala industrial, con transistores en vez de válvulas (200 veces más chicos), iniciando la segunda generación de computadoras y haciendo posible su aplicación a sísmica. Después vinieron los circuitos integrados, los microprocesadores, las *PC*, las ventanas gráficas, las redes, la IA…
Quienquiera haya sido el genio inventor de la máquina de Antikythera, seguramente no imaginó que pasarían más de mil quinientos años hasta que su computadora pudiese ser superada, ni que otros cinco siglos después el

progreso tecnológico tuviese tan vertiginoso avance.

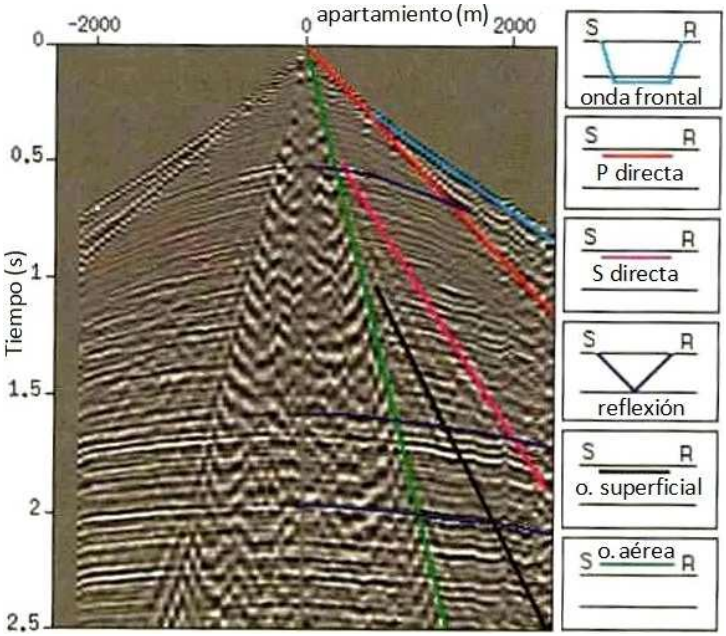


Tarjeta perforada.

Antigua máquina Vax para procesamiento sísmico (fotos Y.P.F.)

A la adquisición le sigue el procesamiento de los datos de sísmica de reflexión, a cargo de los procesadores o analistas. Pero siempre debe recordarse que es crítico optimizar los parámetros de registro para luego poder encarar un mejor proceso de la información, so pena de escuchar el preclaro refrán citado al inicio… donde *processing* reemplaza a salamandra, el símbolo del esoterismo medieval. Esto en cambio es alquimia informática…

Es importante que el intérprete geofísico participe de la definición de los parámetros de la adquisición y del procesamiento de cada proyecto que luego abordará. Los datos adquiridos durante semanas o meses en un área en tierra o mar –como el registro simétrico acá ilustrado– deben procesarse a fin de obtener secciones sísmicas 2D o un volumen (3D), que luego serán interpretados en términos geológicos, petroleros u otros.



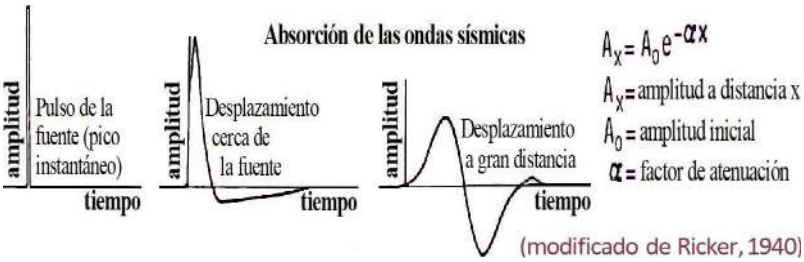
Arribos en un registro de campo (modificado de S.E.G.)

Fue en Estados Unidos en 1936 que **Frank Rieber** ideó el procesamiento de los datos, en ese momento sólo posible con técnicas fotográficas poco prácticas. Éste comenzó a aplicarse recién desde 1953 con la evolución de la cinta magnética y la computación digital. Como ya referimos, en 1956 **Harry Mayne** patentó el método de Punto Común Medio o apilamiento (*Common Medium Point* o *stacking*), en el que inicialmente se registraban 6 trazas por PCM (cobertura o fold de 600%) y ahora se registran usualmente 48 (4.800%) en la sísmica tridimensional y 96 (9.600%) en la bidimensional. Actualmente se va haciendo un procesado rápido de campo para control de calidad, pero el procesamiento fino se hace en un centro informático donde los analistas requieren de un mes o más para obtener un resultado confiable que minimice los ruidos y maximice la señal consiguiendo la mejor resolución posible.

FUNDAMENTOS DEL PROCESADO SÍSMICO

Un frente de onda sísmico producido por una fuente impulsiva es inicialmente un pulso de gran amplitud que contiene un alto espectro de frecuencias en ese pico instantáneo (*spike*; figura abajo). Puede describirse mediante la **función Delta de Dirac** (hallada por el inglés **Paul Dirac** hacia 1930) y así plantearse como una función $\delta(t)$ que posee un valor infinito en $t = 0$ y se anula en cualquier otro punto, de manera tal que su integral resulta igual a 1, es decir:

$$\delta(t-a)=0 \quad \text{si} \quad t \neq a, \quad \text{y} \quad \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t)\,dt = 1$$

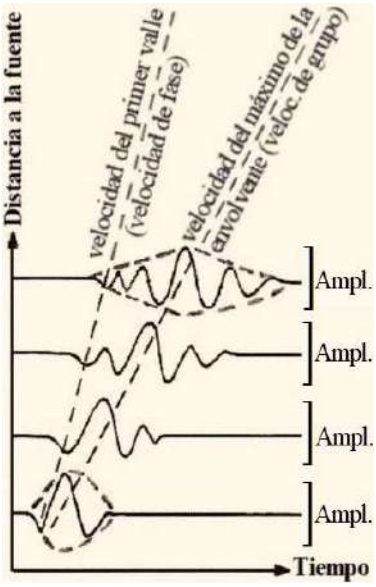


A la derecha vemos la forma de onda que registra un sismómetro cerca del disparo (o sea, cómo vibra la tierra a causa del pico energético) y más lejos cómo reduce luego su amplitud y pierde gradualmente altas frecuencias a medida que viaja, estirándose. Esta **ondícula de fase mínima**, definida por el estadounidense **Norman Ricker**, tiene un valle y un pico principales y eventualmente otro valle y pico pequeños, es asimétrica, está corrida o desfasada y no tiene valores antes del cero, porque antes de ese instante nadie había procedido a emitir energía desde la fuente. (La ondícula de vibradores –simétrica y de fase cero– se ve en la pág.375).

Aquí del lado izquierdo se ven algunas formas de onda típicas que aparecen en los registros, todas resultantes de la mutación progresiva de la función delta de Dirac.

En 1839 el irlandés **William Hamilton** halló que existe una velocidad de grupo (**Vg**) distinta a la velocidad de fase (**Vf**); figura a la derecha. Esta última es aquella con que se propaga la fase de la forma de onda, por ejemplo tomando como referencia su primer pico o primer valle. La de grupo, en cambio, es la velocidad de propagación de las variaciones en la forma de la amplitud de onda, o sea su envolvente o modulación; parecido a la señal de las radios AM.

(modificado de Horizon Exploration Ltd.)



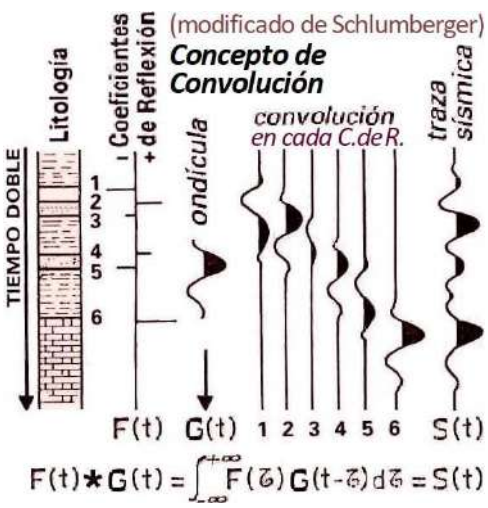
(modific. de Balch & Smolka, 1970)

Matemáticamente: $Vf = \omega/K$ y $Vg = \partial\omega/\partial K$ (ω es la pulsación y K la constante de propagación)

(Los distintos colores del espectro visible tienen distintas frecuencias y por tanto distintas velocidades de fase, y son esas velocidades diferentes las que hacen que por la ley de Snell se separen los colores en un prisma –un medio dispersivo, como todo sólido o líquido–, pero no se separan en el aire, que es un medio no dispersivo).

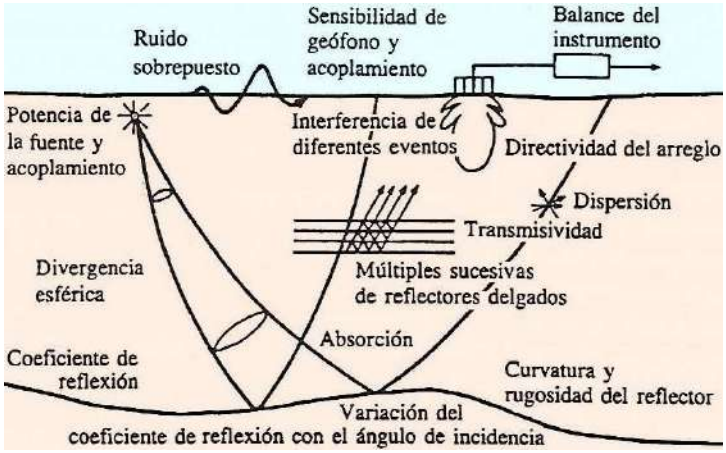
Ahora bien, cada traza sísmica es esencialmente una serie de valores de amplitud registrados a lo largo del tiempo (de ida y vuelta sísmico). Representa el resultado del arribo de **señales**, esto es, sucesivas respuestas reflectivas provenientes de interfaces de muy variada magnitud (desde límites formacionales hasta laminación sedimentaria, tanto mayor su amplitud cuanto mayor sea el contraste de impedancias acústicas) que se interfieren entre sí y a la vez son interferidas por diversos tipos de **ruidos**, sean éstos superficiales o profundos.

Las señales sísmicas son el resultado de la **convolución** del frente de onda generado en la fuente con los sucesivos coeficientes de reflexión correspondientes a interfaces en el subsuelo. Puede pensarse la convolución como el proceso por el cual la forma de onda (ondícula) se modifica al reflejarse, modificación que es proporcional a la magnitud y signo del coeficiente de reflexión. Como se vio en el Tema 14 (pág.354), la ondícula se invierte cuando hay inversión de impedancias, o sea coeficiente de reflexión negativo. Además la amplitud reflejada es directamente proporcional al módulo de dicho coeficiente. De modo que, como resultado de la convolución, la señal que llega trae en su impronta la información de los contrastes de impedancia acústica del subsuelo. Matemáticamente, una convolución es un operador (simbolizado $\star$) que transforma dos funciones **F** y **G** (aquí, respectivamente, la serie de coeficientes de reflexión y la ondícula) en una tercera función **S** (la señal registrada) que representa la magnitud en la que se superponen **F** y una versión de **G** trasladada y temporalmente invertida (por eso en la ecuación va $-\tau$). Es un promedio pesado que **G** le va haciendo a **F**. La expresión analítica, al pie de la figura contigua, indica que la convolución ($\star$) es la integral de una serie de productos de $d\tau$ donde la función **G**(t) se va desplazando temporalmente respecto a la función **F**(t) para, a través de todo el proceso de convolución, dar finalmente la función **S**(t). Debe empero recordarse que el patrón de interferencia resultante en la traza en este caso idealizado sólo resulta de los coeficientes de reflexión, mientras que en la vida real el plato resultante de esta receta finaliza abundantemente condimentado con variopintos ruidos someros y profundos, a veces demasiado picantes aunque la adquisición de los ingredientes haya sido esmerada.

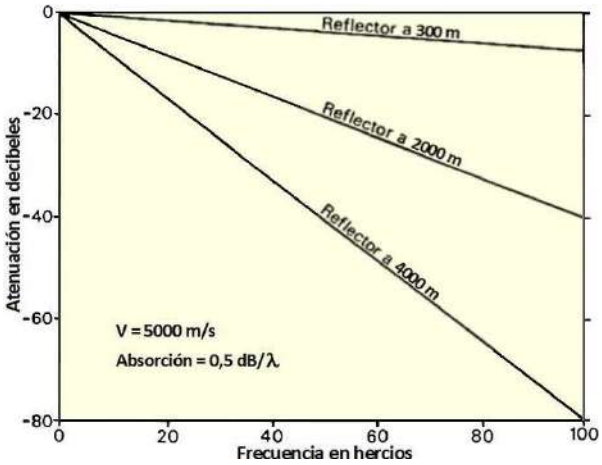


Pero, además de las interferencias que producen los ruidos y la señal en sí misma, el registro convolucional de las reflexiones –dado por un sismograma o traza– siempre acaba significativamente afectado por pérdidas de amplitud y frecuencia. Es, en suma, una **caja negra** –en el

sentido de la teoría de sistemas– que incluye todo lo que en subsuelo altera la transmisión de las ondas y no tenemos posibilidad de manipular, sino sólo la de optimizar la entrada (emisión) y la salida (recepción).
A la izquierda vemos los principales ***factores que afectan la amplitud de las ondas*** en tránsito por el subsuelo.

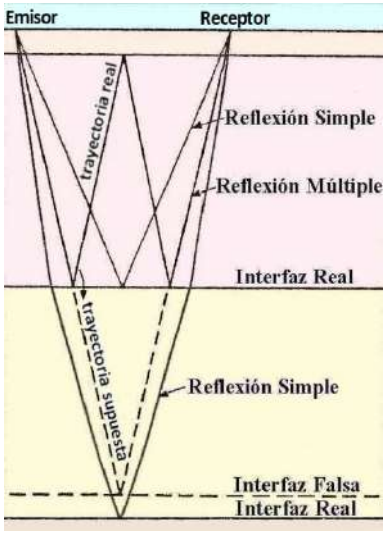


Factores que afectan la amplitud de las ondas sísmicas registradas (modificado de Sheriff & Geldart, 1995)

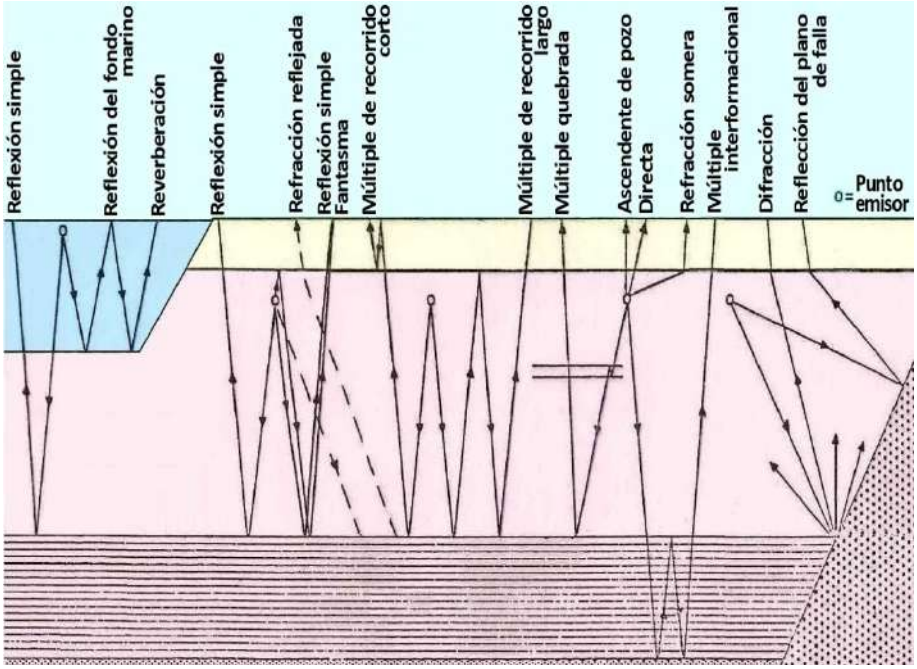


Atenuación de las frecuencias con la profundidad (modificado de McQuillin *et al.*, 1985)

La figura de arriba a la derecha ilustra la ya comentada ***atenuación de las frecuencias sísmicas por absorción inelástica***, tanto mayor cuanto más altos son sus valores en Hz y cuanto más distancia ha debido viajar la onda en el subsuelo. Recuérdese que por la presencia de la capa meteorizada en tierra las frecuencias máximas son menores que en el mar. Hemos referido en el Tema 14 los ruidos superficiales más comunes. Vemos ahora un esquema de los principales **ruidos de origen profundo**. La mayoría consiste en **reflexiones múltiples**, es decir eventos entretenidos por ciertas interfaces del subsuelo, que en consecuencia llegan más tarde a los receptores, superponiéndose en los registros de campo con señales procedentes de lugares más profundos, como se ve abajo. La múltiple parece haber ido más lejos, pero en verdad es como el pibe que compra en el kiosco cercano, se entretiene correteando un rato y después nos charla que se demoró porque tuvo que ir hasta el kiosco más lejano.



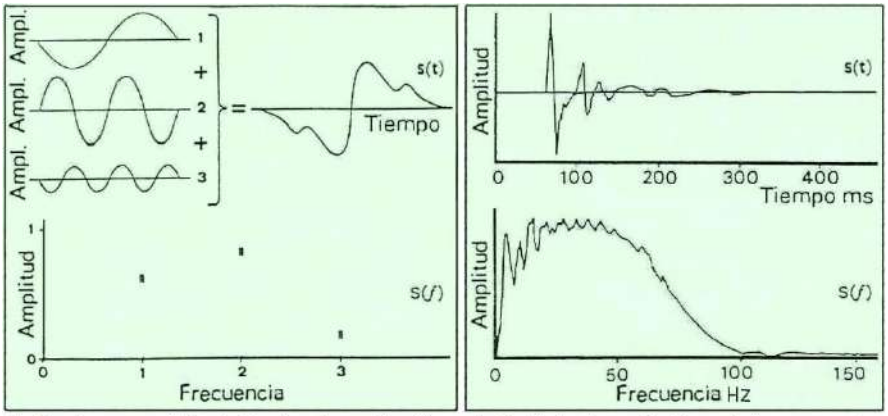
Interfaz falsa creada por una múltiple.



Reflexiones simples, múltiples y otros ruidos (modificado de Sheriff, 1991)

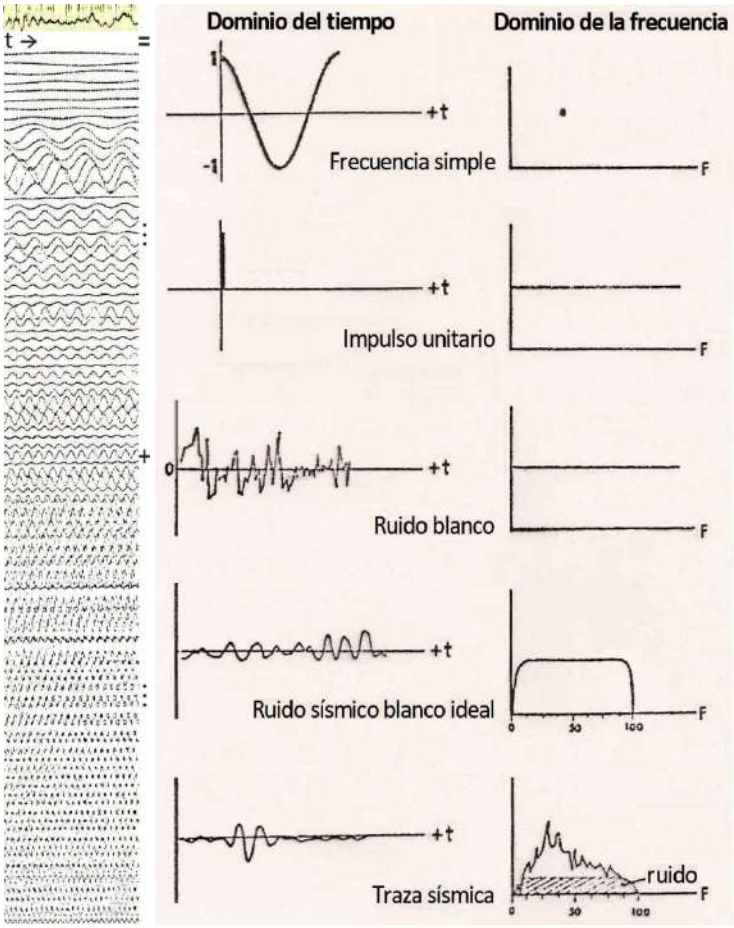
A las múltiples entre el pelo de agua y el fondo se las llama reverberaciones (*ringing*), onda ring-raje... La reflexión fantasma (*ghost*) es como una simple pero con un pequeño camino adicional hasta la base de la capa meteorizada y bajando; se parece al fantasma dado por la doble imagen borrosa de la tele analógica por antena. Las difracciones (*difractions*) no son múltiples, como tampoco las raras reflexiones en planos de falla.
Una vez obtenidos los registros de campo (como el de la pág.370) con señales y ruidos, continúa la tarea de procesarlos digitalmente utilizando programas específicos en ordenadores con capacidad suficiente.

Un instrumento matemático esencial para este fin es la **transformada de Fourier** (publicada por el francés **Joseph Fourier** en 1822) que en sísmica permite pasar del dominio del tiempo (la traza, es decir una serie de valores de amplitud a lo largo del tiempo) al dominio de la frecuencia: espectro de amplitud en función de la frecuencia donde podemos ver en ordenadas las amplitudes de señales y ruidos indiscriminados, correspondientes a cada frecuencia registrada con su escala desplegada en abscisas. La transformación se efectúa aproximando la forma de la traza mediante la integración de una ***serie de funciones armónicas*** (seno, coseno) **o serie de Fourier**, de amplitudes diversas, para poder luego calcular y representar el citado espectro, expresable también como una integración, pero ahora de diferenciales de frecuencia. (Los métodos potenciales toman distancias y longitudes de onda para separar componentes residuales de regionales; Tema 02, pág.45).



Arriba descomposición de Fourier de una función simple y abajo espectro de amplitud de la misma. Arriba típica traza sísmica y abajo su espectro. S(*f*) es la transformada de Fourier de S(t)

(gráficos modificados de McQuillin *et al.*, 1985)



Ondas en ambos dominios (modificado de Horizon Exploration)

Arriba se observa simplificadamente cómo un fragmento de traza sísmica –*S(t)* en el dominio del tiempo– puede ser pensado como la suma de funciones armónicas (en este caso sólo tres, en casos reales muchisisísimas…) mediante la aplicación de una **serie de Fourier** y puede apreciarse cómo mediante la transformada puede ser luego representada en el dominio de la frecuencia –*S(f)*– según un espectro de amplitudes versus frecuencias. También se visualiza un ejemplo de traza sísmica típica en función de sus tiempos de arribo y de sus frecuencias integrantes. Las expresiones de *S(t)* y su transformada *S(f)* son:

$$S(t)=\int_{-\infty}^{\infty} S(f)\, e^{i2\pi f t}\, df \qquad S(f)=\int_{-\infty}^{\infty} S(t)\, e^{-i2\pi f t}\, dt$$

O desarrollando ***e*** en senos y cosenos:

$$S(t)=\int_{-\infty}^{\infty} S(f)\cos(2\pi f t)\, df + i\int_{-\infty}^{\infty} S(f)\,\mathrm{sen}(2\pi f t)\, df$$

$$S(f)=\int_{-\infty}^{\infty} S(t)\cos(2\pi f t)\, dt - i\int_{-\infty}^{\infty} S(t)\,\mathrm{sen}(2\pi f t)\, dt$$

La figura inmediata arriba muestra la representación en uno y otro dominio de una frecuencia simple, un impulso unitario (fuente), un ruido blanco (llamado así porque contiene todas las frecuencias, como en la luz visible), un ruido blanco sísmico ideal (con todas las frecuencias en amplitud pareja dentro del rango sísmico) y una traza sísmica (conteniendo señal y ruido). Y pegado a la izquierda se ilustra un caso real de traza (con resaltador) y abajo las *n* armónicas que se obtienen en su descomposición de Fourier.

SECUENCIA DEL PROCESO EN SÍSMICA REFLECTIVA

En la siguiente lista se indican: con una **I** los pasos imprescindibles del proceso, con una **C** los comunes casi siempre realizados, aunque no sean imprescindibles, y con una **O** aquellos ocasionales, a los que se recurre para

objetivos específicos, no rutinarios. El orden en que aquí se citan es el más usual, pero algunas correcciones o reducciones no imprescindibles pueden hacerse en un orden diferente.

Oficina de proceso (foto Western Geoph.)

I) Demultiplexado (reordenamiento de la información)

-- los registros de campo son grabados en formato SEG B

I) Recuperación de Ganancia (por divergencia esférica, etc.)

I) Correlación cruzada (sólo en datos de vibro)

C) Edición de Trazas (eliminación de trazas ruidosas o muertas)

I) Correcciones Estáticas (efectos de topografía y capa meteorizada o *weathering*)

C) Deconvolución Impulsiva (*Spike*, tiende a agudizar las formas de onda)

I) Agrupamiento por Familias de Trazas de PCM (*CMP Gathers*)

I) Corrección Dinámica o por Retardo Normal (*Normal Move Out*), que incluye el Análisis de Velocidad.

I) Apilamiento o Suma (*Stack*), eventualmente antecedido por el Enmudecimiento frontal (*Mute*)

-- en esta etapa ya se tiene una sección sísmica, en formato SEG Y, que hoy se hace preliminarmente en el campo

C) Filtrados Varios (de frecuencias, de velocidades, etc.)

C) Migración (corrección de las deformaciones por buzamientos y eliminación de difracciones)

O) Migración Pre-Apilamiento (*Pre-Stack*)

O) Retardo Buzante (*Dip Move Out*) en lugar de *NMO* antes de apilamiento

O) Deconvolución Predictiva (para eliminar reflexiones múltiples)

O) Estáticas Residuales (para ajuste fino de estáticas)

O) Realce de Frecuencias (para conseguir una mayor resolución sísmica)

O) Corrimiento de Fase (generalmente a fase cero para una mejor interpretación)

O) Verdadera Amplitud (para optimizar las relaciones de amplitud entre distintos eventos)

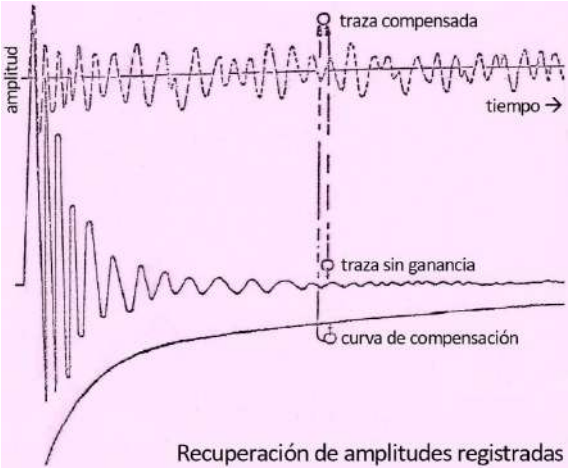
O) Conversión a Profundidad (se pasa de escala vertical en tiempo a profundidad)

O) Fusión de Cubos, sólo en sísmica 3D

I) <u>Demultiplexado</u>: Es el reordenamiento secuencial de los datos de campo (figura contigua) desde el formato multiplexado inicial donde la primera muestra del canal 1 es seguida por la primera muestra del canal 2, luego la primera del canal 3, ... hasta el final; para luego seguir con la segunda muestra del canal 1, la segunda del canal 2, … y así. Esta secuencia de valores de amplitud según los números de trazas o canales de cada muestra sucesiva es llevado al formato de matriz traspuesta (secuenciado según los números de muestras de cada traza sucesiva) donde la primera muestra del canal 1 es seguida por la segunda muestra del canal 1, etc., hasta finalizar el mismo, seguido por el canal 2, … y el resto. Esto posibilita la normal visualización de los registros de campo y la subsiguiente corrección de los datos. ***Es un proceso que hace automáticamente el sistema después de grabar tras cada disparo***, al toque. Así, los datos quedan en el llamado ***formato* SEG B, *el de los registros de campo*** definido por la Society of Exploration Geophysicists de Estados Unidos en los comienzos de la era digital.

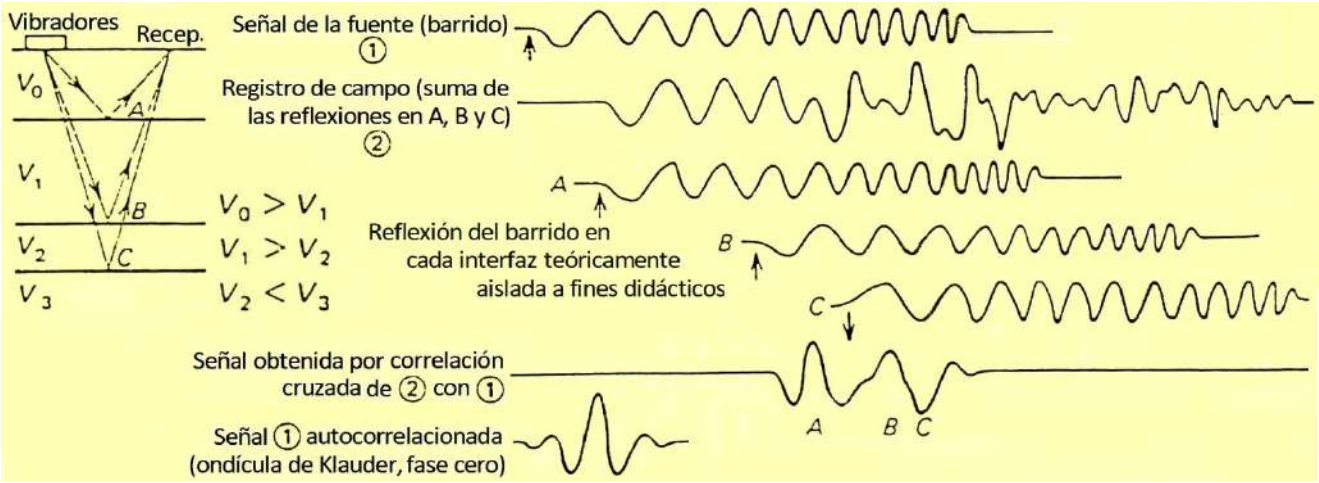
I) <u>Recuperación de ganancia o amplitudes</u>: Proceso de corrección por el efecto de la pérdida de amplitudes debido a la divergencia cuasiesférica del frente de ondas y las pérdidas por el comportamiento parcialmente inelástico del subsuelo (absorción), el desperdigamiento (*scattering*) y la partición de la energía. Un análisis iterativo permite obtener la curva de ganancia óptima que mediante una curva logarítmica creciente compensa la pérdida expresada con una curva exponencial decreciente, como se ve en la página siguiente. Se busca llegar a ***trazas ecualizadas*** cuyas amplitudes más bajas se alzan lo suficiente para visualizarlas e interpretarlas.

Una alternativa más lenta, y en consecuencia más costosa, es hacer un proceso de recuperación llamado de **verdadera amplitud,** que en rigor no lo es, ya que la verdadera amplitud es la que se ha registrado de campo, con primeros arribos de gran amplitud y arribos posteriores decreciendo exponencialmente. Pero acá se denomina verdadera amplitud a la que se hubiese obtenido si la divergencia esférica y demás fenómenos de pérdida de energía no hubieran sucedido y ***respetando todo lo posible las amplitudes relativas de las sucesivas reflexiones***, lo cual da imágenes poco aptas para interpretación de rutina, pero útiles para otros procesos o análisis posteriores que interesan en casos especiales. Volveremos sobre esto hacia el final del Tema 15.



(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)

I) <u>Correlación cruzada de vibros</u>: Lo hace el sistema comparando el **barrido** (*sweep*) grabado de campo y cada una de las trazas del registro. Se multiplica traza con barrido, se desplazan uno respecto al otro en una muestra temporal sin invertir ($+\tau$) y se vuelve a multiplicar, y así siguiendo, y finalmente se suma o integra, lo cual se expresa matemáticamente como: $X(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(\tau)\, f_2(t+\tau)\, d\tau$ y si $f_1 = f_2 \Rightarrow X(t) = A(t)$ (autocorrelación)

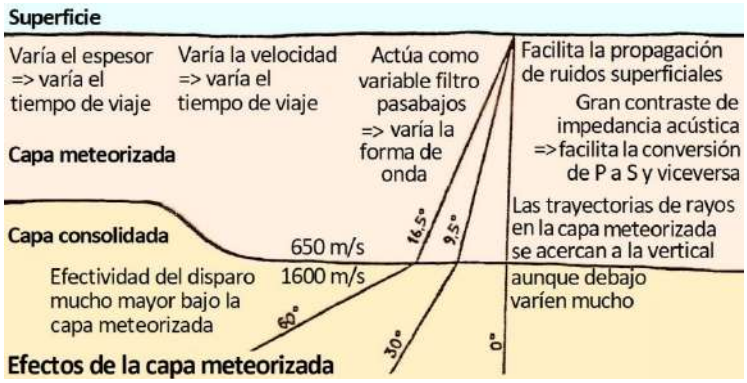


Esquema del proceso de correlación cruzada y de la autocorrelación; ver texto (modificado de Continental Oil)

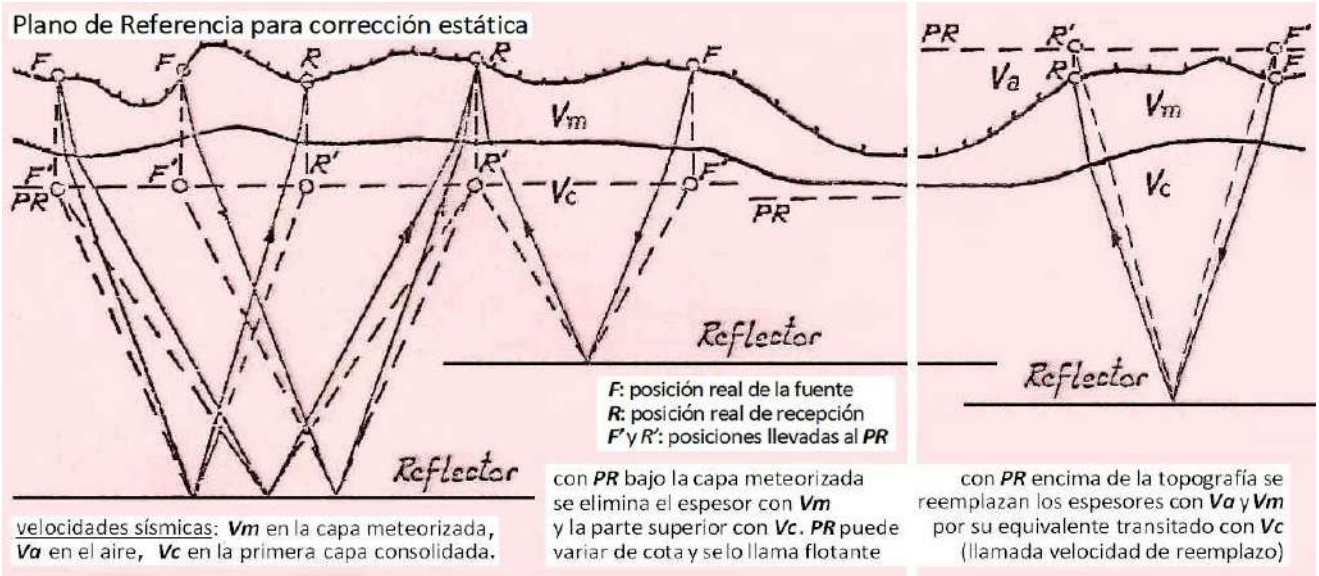
La operación de correlación cruzada (*crosscorrelation*) opera sobre los valores digitales de la traza registrada. El tiempo total de un registro de campo de fuente vibratoria resulta de sumar los 8, 12 o 16 segundos del barrido más los 4 o 5 segundos de la ventana temporal T_0 desde la superficie hasta la profundidad máxima planteada. Como se indica en la figura previa, cada trayectoria reflejada a una distinta profundidad genera un arribo extendido por un intervalo de varios segundos porque, al tener todo un barrido de frecuencias transitando el subsuelo, ***en cada interfaz sucesivamente se reflejan desde las bajas hasta las altas frecuencias*** del mismo. Por lo cual a cada estación receptora van llegando parcialmente superpuestas las reflexiones del barrido que provienen desde esas interfaces menos y más profundas. ***La correlación cruzada*** es esencialmente una medida de similitud entre dos funciones (que en nuestro caso son dos formas de onda) y aplicada a fuentes vibratorias ***permite ordenar matemáticamente la información para dar como resultado que todas las frecuencias sean agrupadas como simultáneas*** para cada evento reflejado, asemejándose así a las respuestas de las fuentes impulsivas donde todas las frecuencias viajan juntas, simultáneamente. Pero con una diferencia en la traza o sismograma obtenido: la ondícula generada no es de fase mínima –como en las fuentes impulsivas– sino en este caso de **fase cero**. Esto se constata al hacer la **autocorrelación del barrido** (la correlación consigo mismo, que al juntar las frecuencias evidencia la ondícula fase cero), concepto definido en 1960 por el estadounidense **John Klauder** en una aplicación de radares que emiten frecuencias que varían lineal o logarítmicamente en el tiempo (*chirp*, chirrido) como el barrido de un vibrador. Hay una variante moderna de correlación que simultáneamente opera en los dominios del tiempo y la frecuencia y da mejores resultados cuando el nivel de ruido es alto (Jiang *et al*., 2006). Las ondículas de Klauder y de Ricker (fase mínima) tienen ambas unos 30 Hz de **frecuencia dominante**, que es su repetición aproximada (inversa del intervalo temporal entre picos o valles principales).

C) Edición de trazas: Es la supresión de trazas ruidosas (por receptores no bien acoplados al terreno o azotados por viento fuerte, ruidos de motores, etc.) o muertas (generalmente por desconexión o corte de cables por vehículos, jabalíes ansiosos, etc.) cuya participación en las siguientes etapas del proceso sería nula o incluso negativa (en el apilamiento). La edición deja únicamente las trazas que pueden considerarse publicables…

I) Correcciones estáticas (*static corrections*)**:** Son reducciones en tiempo debido a la topografía (existencia de desniveles entre la fuente de energía y los receptores) y a las variaciones de velocidad y espesor de la **capa meteorizada** o intemperizada (*weathering,* de baja velocidad). Se establece un **plano** horizontal **de referencia** (*PR* o *datum*) por debajo de ésta, que es el nuevo cero de los tiempos (figura abajo) y ***si el PR varía de cota se lo llama flotante***. Al tiempo total se le resta el tiempo que tarda el frente de onda en recorrer la capa meteorizada, en bajada y en subida. Se hace una corrección por emergencia y otra por incidencia, única para cada estaca o estación, de modo tal que se aplica la estática calculada a cada una de las trazas de un registro individual.
Otras veces se emplea un plano en el aire, por encima de la topografía, y matemáticamente se rellena ese espacio con una **velocidad de reemplazo** semejante a la que se estimó para la primera capa de alta velocidad *Vc* (la que infrayace a la meteorizada: consolidada o *subweathering*). La velocidad de la capa meteorizada *Vm* (del orden de 400 a 1.200 m/s) suele variar lateralmente, mientras que la capa infrayacente (de unos 1.700 a 2.000 m/s) generalmente varía menos. Los problemas que ocasiona la capa somera se resumen en la figura inmediata. ***La caída de alta frecuencia es inatajable***. Su espesor se calcula por sísmica de refracción, con **dromocronas horizontales** (suele aplicarse la técnica de sumación vista en el Tema 12, pág.323) y/o **dromocronas verticales** (en pozos, *up* o *downholes*). Estos últimos son más costosos y por lo tanto generalmente se perforan pocos en puntos estratégicos para el control fino de las dromocronas horizontales. Si los registros de sísmica de reflexión son lo suficientemente detallados en niveles someros, pueden utilizarse para calcular dromocronas horizontales, evitándose así la necesidad de hacer sísmica de refracción, si bien es algo que acontece esporádicamente debido a su muy diferente profundidad de interés y en consecuencia su escasa confiabilidad.



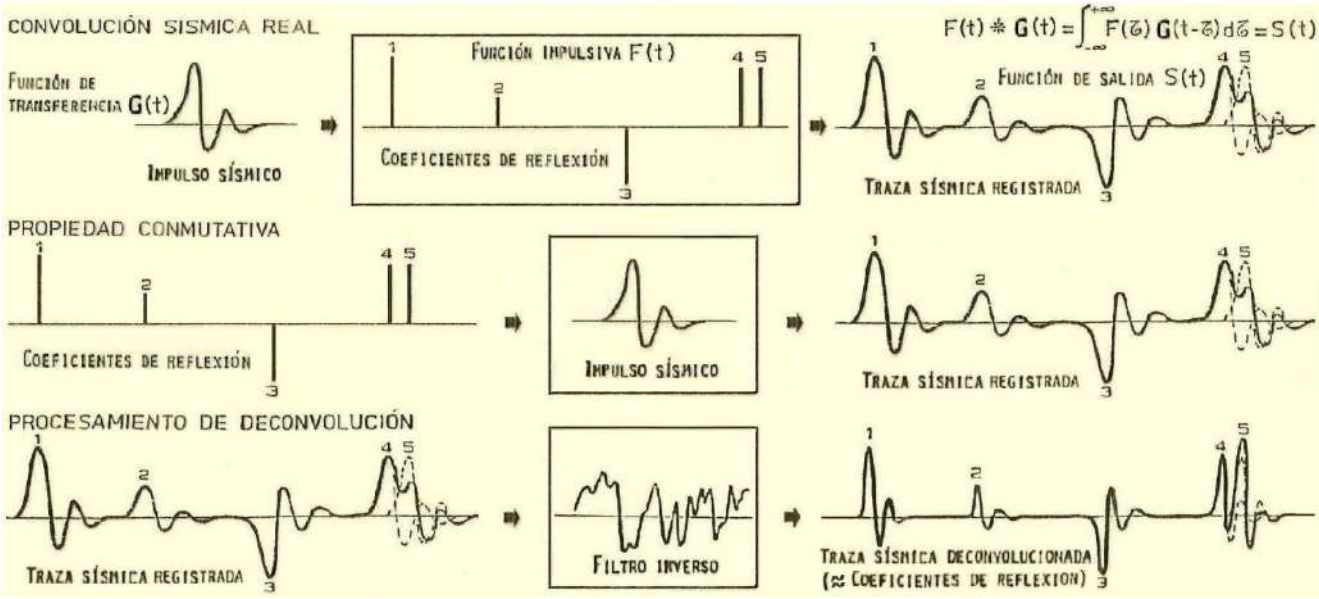
(figuras modificadas de Geofísica Exploración Y.P.F.)

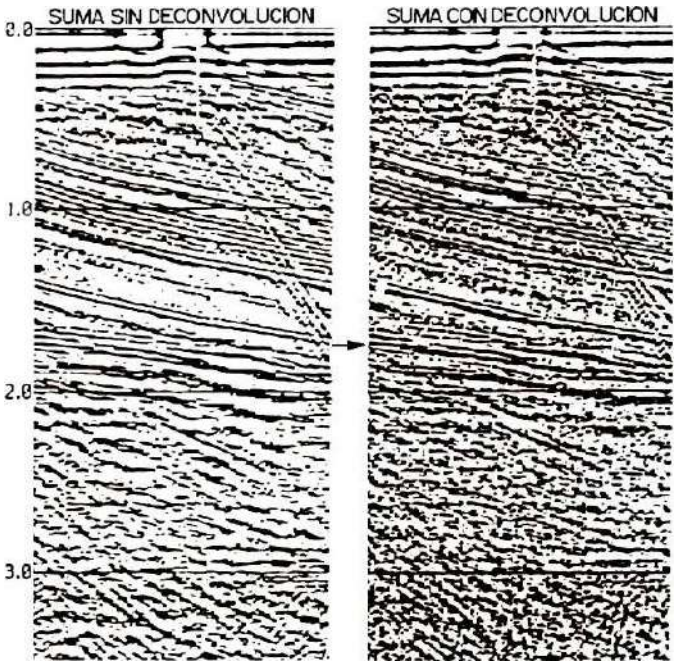


En mar o lagos únicamente debe considerarse su variación de profundidad, más el efecto de marea. ***No hay bajo el agua una capa de baja velocidad como la que en tierra firme corta altas frecuencias***. La velocidad en el agua promedia 1.500 m/s y la capa de sedimentos del fondo, embebida en agua, tiene una velocidad algo mayor.

C) Deconvolución impulsiva (*spike*) **o filtrado inverso**: Tal como hemos ya mencionado en gravimetría y magnetometría con relación al modelado geofísico, el concepto de deconvolución se refiere a las operaciones matemáticas empleadas en la restauración de señales para recuperar datos que han sido modificados por un

proceso físico llamado convolución. De modo que, conocidas la imagen convolucionada *S* (en nuestro caso la traza) y la función portadora *G* (la ondícula), más un modelo físico del ruido ε, se obtendría la distribución de información original *F* (en este caso los coeficientes de reflexión). En la práctica la resolución de esta ecuación es un complejo filtrado inverso (ideado por el estadounidense **Norbert Wiener** en 1942 en el M.I.T.) mediante elaborados algoritmos iterativos que sin embargo no logran un resultado muy cercano al ideal. No se reconstruye con detalle el esqueleto de una recién descubierta especie de anguila a partir de una foto de su cuerpo en vida.
En concreto, lo que se tiende a hacer con la deconvolución impulsiva o *spike* es minimizar el efecto de la convolución –o sea, el efecto del informante–, pero éste no puede ser suprimido del todo para llegar a la información pura. El objetivo ideal de remover la forma de onda para obtener las series de coeficientes queda lejos de poder alcanzarse por el desconocimiento de los patrones de interferencia de los reflectores y porque los diversos ruidos se magnifican al intensificar el proceso iterativo de deconvolución. Aun así, se logra concentrar o colapsar la energía de cada evento reflejado, como muestra la siguiente figura, mejorando la resolución vertical, dado que con el estrechamiento de la ondícula se consigue agudizar la respuesta de los eventos reflectivos.



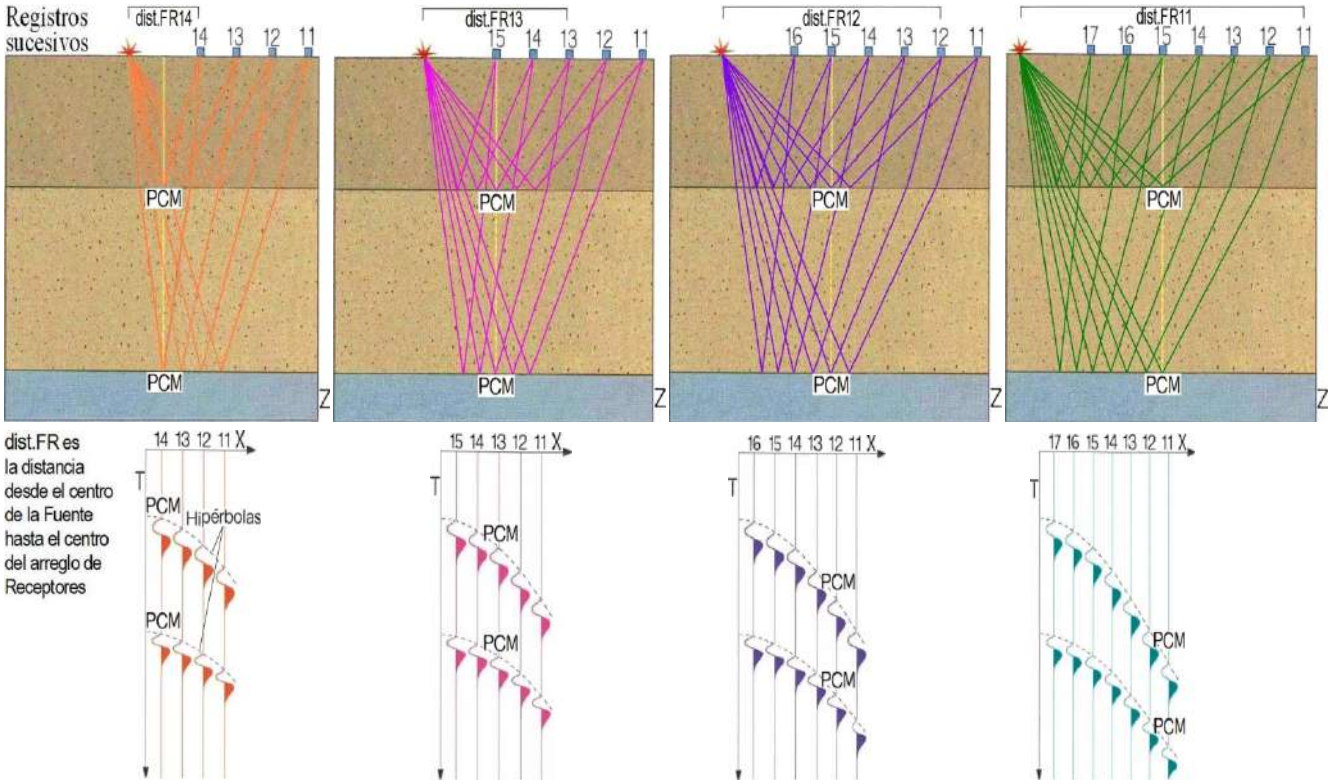


Deconvolución (figuras modificadas de Horizon Exploration)

En la práctica ***el analista sísmico procura una razonable solución de compromiso entre la mejora en la definición de los reflectores*** –o sea, su agudización– ***y el aumento del nivel de ruido***. La terapia en este caso recurre a una droga con efectos secundarios que dependen de la dosis y debe entonces procurarse que el remedio no resulte peor que la enfermedad… A la izquierda se ilustra un caso real en el que se puede apreciar que la sección sísmica final (consecuente de haber aplicado todas las etapas del procesamiento, hasta el apilamiento inclusive) da como producto una sección con mejor definición de reflectores pero también más ruidosa (ese picoteo general) si se incluyó la deconvolución impulsiva, una corrección que no es obligatoria pero se aplica con asiduidad. No, por ejemplo, si son datos de fuente vibradora que fueron correlacionados por el citado método en los dominios del tiempo y la frecuencia que ya agudiza mucho el resultado final.

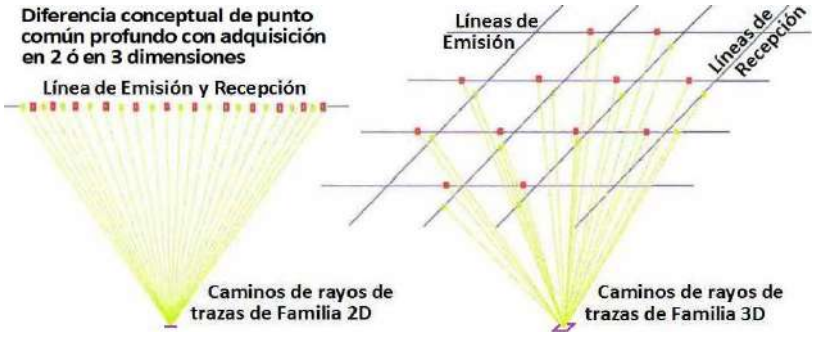
I) <u>Agrupamiento por familias de PCM</u> (*<u>CMP gathers</u>*): Las trazas de los distintos registros de campo han de agruparse en función de los puntos de rebote en el subsuelo, esto es reunir las trazas pertenecientes a una misma familia o serie vertical de **puntos comunes medios** (PCM o *CMP*) por más que correspondan a distintos puntos

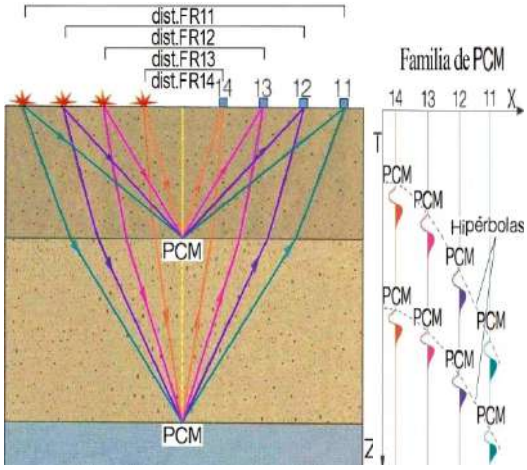
de emisión y recepción (esquemas a continuación). Esa familia de trazas es representada más abajo a la derecha, como resultado de reunir aquellos PCM que se hallan a lo largo de la línea de trazos amarillos tomada como referencia en los esquemas de arriba, y lo mismo se repite en todas las virtuales líneas verticales paralelas a ella.



Esquemas de avance en la adquisición: arriba, rayos sísmicos; abajo, trazas de los registros resultantes. La distancia entre trazas es la que hay entre PCM sucesivos, que es la mitad que entre estaciones receptoras por ser interfaces horizontales.

En la 3D se agregan trayectorias de rebote con múltiples azimuts por *bin*, como se ve acá abajo, tipo rebote en un tablero de básquet, pero acá eso es un doble. Y, sea en 2 o 3D, cada familia de PCM presenta un aspecto hiperbólico, análogo al de los registros de campo, en razón del creciente distanciamiento (x) que se refleja en los tiempos de tránsito (T), los cuales se incrementan en la medida que crece su oblicuidad en subsuelo.

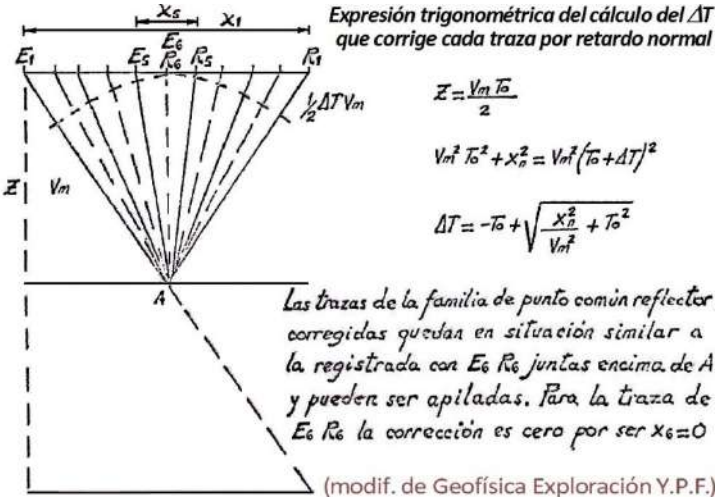




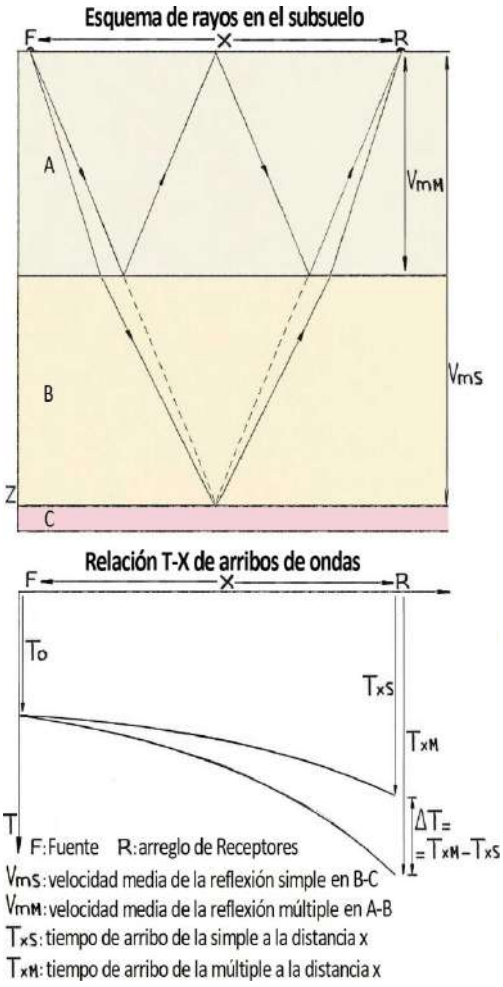
Trayectorias de rayos y trazas reunidas en una familia de puntos comunes medios, sólo 4 en este ejemplo, pero suelen ser 36, 48 ó 96.

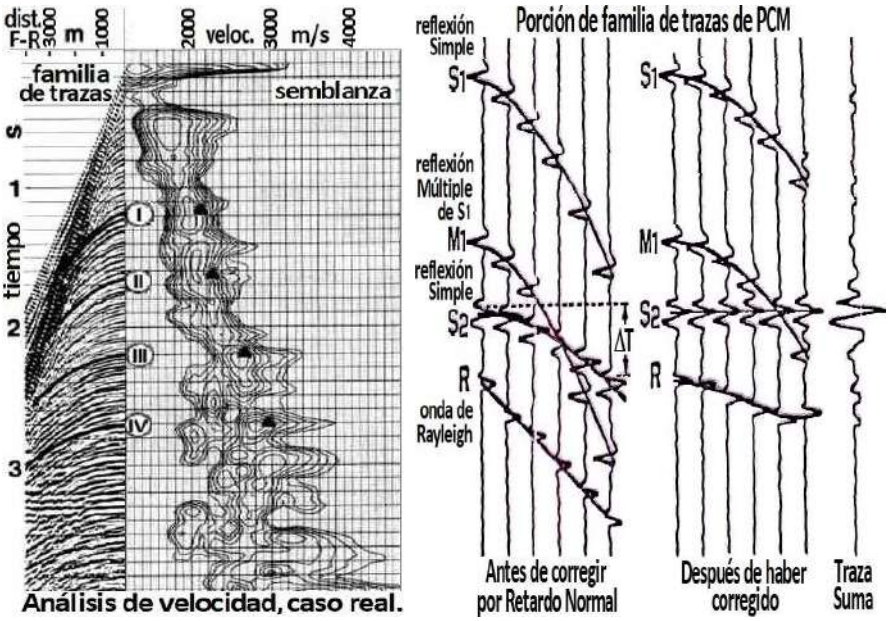
I) <u>Correcciones dinámicas por retardo normal</u> (*<u>Normal Move Out, NMO</u>*): Son necesarias para horizontalizar las hipérbolas y dejar en fase los picos y valles equivalentes entre las distintas trazas de cada familia de punto común profundo. Hay que llevar todos los registros a tiempos de ida y vuelta (*TWT*) correspondientes a x = 0 (T_0) y para eso se deben calcular las diferencias de tiempo (ΔT) entre cada trayectoria oblicua y la normal a la capa, lo que constituye la corrección por retardo normal (*NMO*), tal como matemáticamente se expresa en el gráfico arriba de la página sucesiva. Para diferentes tiempos, la velocidad que cancela el retardo normal es diferente. Para cada intervalo temporal establecido se aplica una velocidad media V_m tal que el cálculo anule dicho retardo. Son velocidades crecientes para tiempos de tránsito cada vez más largos y configuran la llamada

ley de velocidad de apilamiento (*stacking*) que logra optimizar a la familia o *gather* y atenúa las reflexiones múltiples debido a que estas últimas provienen de una profundidad menor que las reflexiones simples (sean de onda P o S, aunque casi siempre se trabaja con las primeras). Es decir, ***al venir las múltiples de una profundidad menor, tienen una velocidad media*** VmM ***de corrección menor –y por tanto una curvatura hiperbólica mayor***– a la VmS, que es la velocidad media que corrige a las reflexiones simples con las cuales tienden a superponerse. Existe, por ende, una diferencia de tiempo ΔT entre uno y otro alineamiento hiperbólico (indicado abajo a la derecha), siendo la línea de rebote en trazos por la capa B algo inexistente, porque la onda se mantiene dentro de A y es el error de interpretación al que podría llevarnos la múltiple (superpuesta en este ejemplo con otro reflector real, lo cual no tiene por qué ser así).



El bosquejo central muestra que el ΔT de corrección dinámica apropiado para la reflexión simple S2 resulta insuficiente para la múltiple M1 (repetición de S1) y en consecuencia sus eventos siguen quedando un tanto desfasados, con un **retardo** o *move out* **residual**. Y se ve que un ruido superficial alineado recto, como la onda de Rayleigh (*ground roll*) u otros, también queda desfasado tras aplicar esta corrección.





Corrección dinámica; ver texto (figuras modific. de Geofísica Exploración Y.P.F.)

La simple S1 corregirá su ΔT con una velocidad menor que se aplicará en una ventana temporal que la contenga. Entonces las velocidades medias VmS que anulan el retardo (crecientes con el tiempo) permiten obtener la **ley de velocidad** que mejor corrige dinámicamente los datos en cada ventana temporal que se defina, algo que en la práctica resulta de un **análisis de velocidades** interactivo de prueba y error auxiliado por algoritmos de correlación; a la izquierda una familia con las curvas de semblanza para resaltar las reflexiones simples I a IV. Estas VmS suelen no diferir en más del 5% de la que se podría obtener con precisos datos de sísmica de pozo.

Con esta ley podemos luego calcular los espesores (Z) de cada capa, así como sus velocidades interválicas. Para ello ha de saberse que las velocidades medias reales –que se han intentado aproximar mediante el análisis de velocidades de apilamiento– no resultan adecuadamente estimadas por las medias aritméticas (**Vma**), sino por las ***raíces de las medias cuadráticas*** (**Vrmc**, o *Vrms* en inglés por *root mean square*) en función de que las

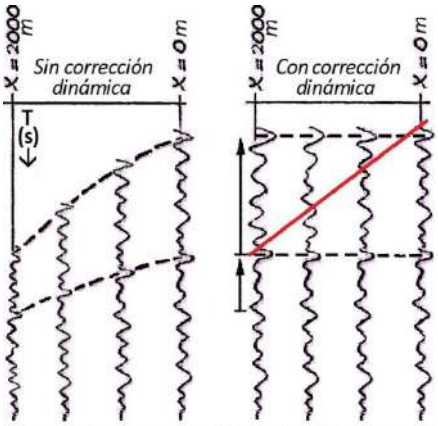
trayectorias de rayos no son totalmente verticales –en cuyo caso efectivamente una media aritmética podría aplicarse sin error–.Aquí sus expresiones analíticas:

$$V_{rmc} = \sqrt{\frac{\sum_i^n V_i^2 \Delta T_i}{\sum_i^n \Delta T_i}} \neq V_{ma} = \frac{\sum_i^n V_i \Delta T_i}{\sum_i^n \Delta T_i}$$

Desde las sucesivas **Vrmc** estimadas interactivamente puede obtenerse la sucesión de ***velocidades interválicas*** **Vi**, eventualmente con intervalos de variable espesor en el subsuelo. A cada espesor le corresponde un cierto intervalo de tiempo de ida y vuelta vertical, llamado **ΔTi**, que no debe confundirse con los ΔT vistos para la corrección del retardo normal. Estos conceptos fueron publicados en Estados Unidos por **Hewitt Dix** en 1955.

I) Apilamiento o suma (*stacking*)**:** Es la culminación de la corrección dinámica, tal como se ve en la figura central de la página previa. Al haber conseguido dejar en fase las reflexiones simples o primarias y desfasados los ruidos superficiales –los que hayan sobrevivido a las estrategias de adquisición– y también desfasados los ruidos profundos (esencialmente ondas múltiples varias) al sumar o apilar lo que se está haciendo es atenuar ruidos y resaltar la señal, es decir, ***obtener una traza suma que consigue mejorar la*** **relación señal/ruido** (*signal/noise*), ***la esencia del método de*** *stacking o* ***apilamiento***.

Las reflexiones múltiples se suelen atenuar a 1/3 o 1/4 de la amplitud de la reflexión simple, aunque en ciertos casos en que las velocidades de eventos simples y múltiples se asemejan, estos últimos pueden llegar a sobrevivir al apilamiento y podría entonces propender a confusiones en la interpretación. De ser así, existe una alternativa posterior en la secuencia de procesamiento sísmico para lograr su eliminación, la ***deconvolución predictiva***, que luego referiremos.



Efecto del estiramiento de las trazas lejanas para los reflectores someros por la corrección dinámica; en rojo la rampa de corte elegida para enmudecer los tramos de las trazas por encima de ella.

C) Enmudecimiento frontal (*mute*): es una operación complementaria previa al apilamiento, cuyo fin es eliminar de una familia la porción más somera de las trazas con mayor apartamiento, dado que el estiramiento producido por la corrección dinámica hace perder definición a ese tramo superior de las trazas (donde el ΔT es mayor) como se ilustra a la derecha. Definiendo un límite gradual en rampa para esos tiempos superficiales de las trazas más lejanas a la fuente, sus amplitudes se multiplican por cero evitando así apilar porciones con bajas frecuencias que contribuirían negativamente a la suma. Cuando en un coro alguien desafina, lo mejor es hacerlo callar.

- En esta etapa del procesamiento sísmico de reflexión ya se posee una sección sísmica –o un cubo– interpretable, en un formato digital denominado **SEG Y** que (como el SEG B) también estableció la Society of Exploration Geophysicists de los Estados Unidos tras probar otras opciones. Una ***sección o cubo sísmico está constituido de trazas-suma, cada una de las cuales es una serie temporal (To) de valores de amplitud, muestreados en general cada 2 ms, o menos en trabajos someros de muy alta resolución.***

C) Filtrados: En el Tema 14 hemos referido el **filtro ranura** (*notch filter*, para suprimir un ruido de frecuencia específica en el registro de campo), el **filtro antialias** (para evitar frecuencias que podrían aliarse erróneamente) y varias estrategias del dispositivo de campo para minimizar arribos superficiales no deseados. Pero muchos ruidos igual son registrados en conjunto con las señales. Se los intentará ahora separar haciendo uso de filtros de frecuencias, de velocidades, de coherencia u otros. Si no se los borra –o al menos reduce– podrían obtenerse imágenes sísmicas procesadas de confusa interpretación. Pero ***siempre se debe tratar de evitar la pérdida de parte de la señal que podría suceder como daño colateral a causa de un desmedido afán por suprimir ruidos***. *Attenti* que demasiado quitamanchas nos puede dejar la camisa agujereada mal...

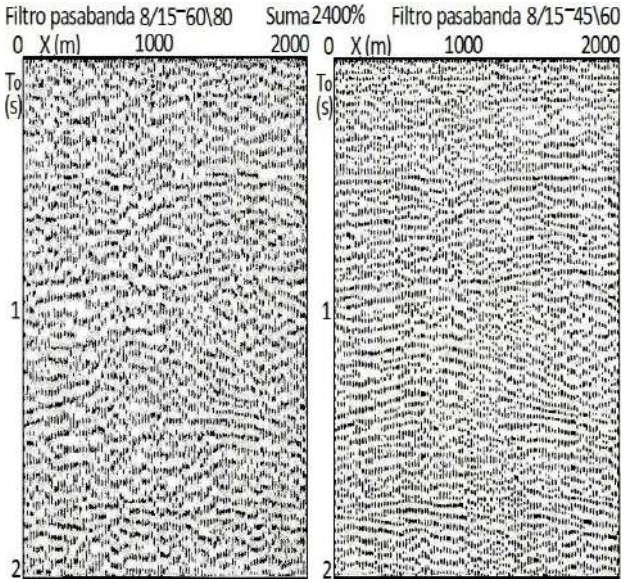
Filtrado de frecuencias: puede hacerse parcialmente ya en la adquisición, pero la mayor parte se filtra en el procesamiento. Permite eliminar los ruidos cuyas frecuencias difieren de las que contiene la señal. Se aplica en forma de trapecio con dos rampas como corta-bajos y corta-altos para suprimir, respectivamente, las bajas y altas frecuencias temporales. En los extremos izquierdo y derecho del espectro (en el dominio transformado de Fourier) las frecuencias son eliminadas por completo, mientras que en la zona central son preservadas. Y en las rampas se las va cortando gradualmente desde 0 a 100% (figura al inicio de la próxima página) para así evitar la aparición del **fenómeno de Gibbs** (descripto en 1899 por el estadounidense **Willard Gibbs**, que además fue uno de los pioneros de la termodinámica). Se hace así porque, si hubiera un corte abrupto vertical, tipo cajón, se generaría ruido por el problema de sobrepaso residual de las formas de onda de las series de Fourier.

Espectros de frecuencia de la contribución teórica de la señal y el ruido (que en la práctica no pueden conocerse *a priori*), espectro conjunto (el realmente registrado) y filtro trapezoidal elegido, con rampas en este caso entre 6/14 y 60/80 Hz.

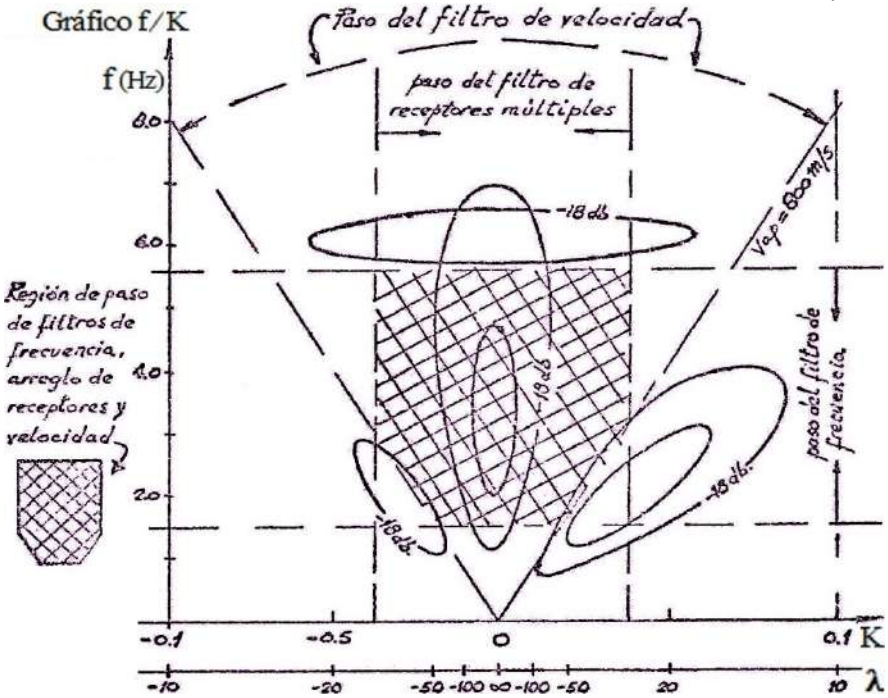
Se pueden calcular varias magnitudes útiles para caracterizar señal y ruido al registrar y procesar sísmica de reflexión: la frecuencia media (*mean*) o promedio, la frecuencia dominante (*dominant*; la cantidad de repeticiones de un pico o valle principal de la onda por unidad de tiempo), el ancho de banda (*band width*, que surge de hacer la resta entre frecuencia máxima y mínima) y el número de octavas (*octaves number*) donde N°oct = $\log_2 [f_{max}/f_{mín}]$. Por ejemplo, un espectro de 10 a 80 Hz contiene tres octavas: 10-20, 20-40, 40-80.

La palabra octava en música refiere a los armónicos de una nota, o sea sus múltiplos de frecuencia; por ejemplo la 1° octava de Do es 261,6 Hz y la 2° es 523,2 Hz. Y un tono es una diferencia de altura (frecuencia) de 1/6 de octava –aunque en acústica tono es sinónimo de frecuencia fundamental–; el conjunto de armónicos da el timbre de la música o la voz (oscilaciones de menor período contenidas por la onda fundamental o de mayor período). Do surge de *Dominum* (el Señor) y re, mi, fa, sol, la, si (490 Hz su 1° octava) son las iniciales de las sucesivas estrofas de un himno del año 770 del monje, historiador y poeta longobardo Paulus Diaconus, escrito en el norte de la actual Italia en honor a San Juan el Bautista.

A la derecha un ejemplo real de aplicación de un **filtro pasabanda** (*bandpass filter*) sobre una sección sísmica antigua, de escaso recubrimiento (2400%), cuya pobre calidad mejora cuando se reduce la entrada de altas frecuencias, en este caso mayormente ruido. Si pintamos un mural a varias manos, puede no ser bueno el aporte que de onda nos dé gente hiperkinética sin motricidad fina.



(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)



(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)

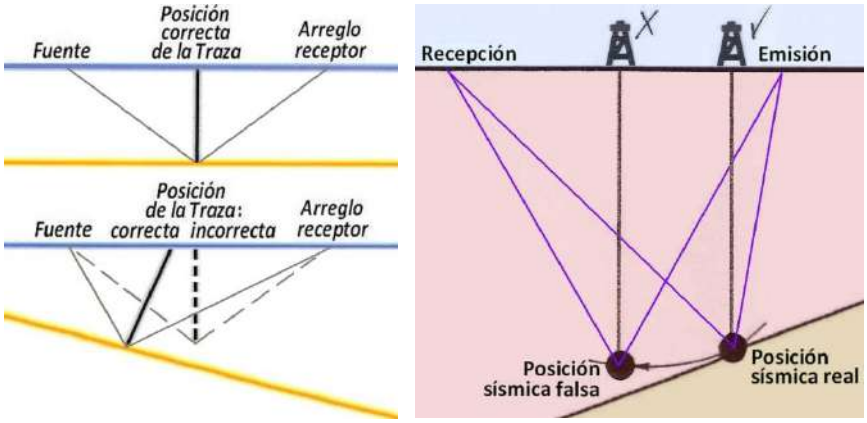
Filtrado de velocidades: se basan en representar la información sísmica en gráficas f / K (frecuencia / número de onda), que se realiza a través de la aplicación de una doble transformada de Fourier: primero desde la traza (amplitud/tiempo) hacia el espectro de frecuencias (amplitud/frecuencia) y luego a la gráfica f / K. Entonces pueden eliminarse los ruidos que se presentan como eventos lineales de velocidades distintas a la de la señal. Y después se recorre el camino matemático inverso para volver a la traza sísmica. En la figura a la izquierda puede verse el sector de aplicación del filtro de velocidades junto con los sectores del filtro de frecuencias y del filtrado que ejerce el arreglo de recepción en el campo. Los valores de signo negativo en abscisas

responden a frentes de onda que han arribado con sentido opuesto.

Filtrado de coherencia: la eliminación de ruido se realiza en función de algoritmos de coherencia o semblanza que se aplican a partir de la comparación de trazas sucesivas, de donde se deducen tendencias de alineamientos de eventos, considerados como ruidos presuntos que han de suprimirse. Sin embargo, la aplicación de este tipo de filtrado ha de ser muy cuidadosa, ya que se corre alto riesgo de borrar también parte de la señal.

Otras técnicas: existen numerosas opciones sofisticadas, a veces más efectivas, como los filtrados recursivos o de retroalimentación, donde parte de la salida se agrega a la siguiente entrada para buscar mejorar el resultado. Una alternativa reciente es el filtrado de curtosis espectral (curtosis mayor implica distribución estadística más dispersa, con colas pesadas) para generar un filtrado pasabanda adaptativo (Ma *et al*., 2019). Otra opción es el filtrado acotado a partir de la descomposición de vectores y magnitudes singulares considerando el buzamiento local de cada evento y distinguiendo características como salto, pulso y uniformidad para luego aplicar algún tipo de suavización que preserve las terminaciones de tales eventos (Wang &Wang, 2021). Y hay más.

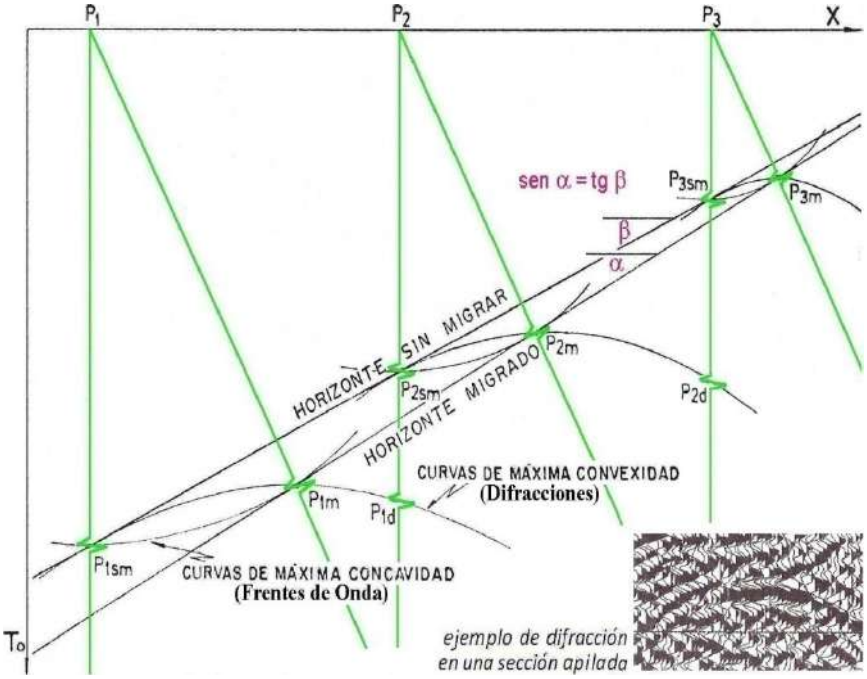
C) Migración: Esta fase del proceso de la sección sísmica ***permite llevar cada PCM a su verdadera posición*** respecto de los puntos de emisión y recepción, algo que no es necesario hacer cuando las interfaces del subsuelo son horizontales, pero que se torna tanto más importante cuanto más pronunciados son los buzamientos, tal como se ilustra a la derecha. Es esencial para una buena interpretación del subsuelo y súper crítico en la localización de un pozo. Consecuentemente resulta de gran importancia migrar cada evento a su posición sísmica verdadera, sobre todo cuando hay fuertes inclinaciones y en verdad la migración ha pasado a ser una etapa rutinaria del procesamiento sísmico desde hace tres décadas merced a la reducción de costos que afortunadamente han conllevado los progresos informáticos.



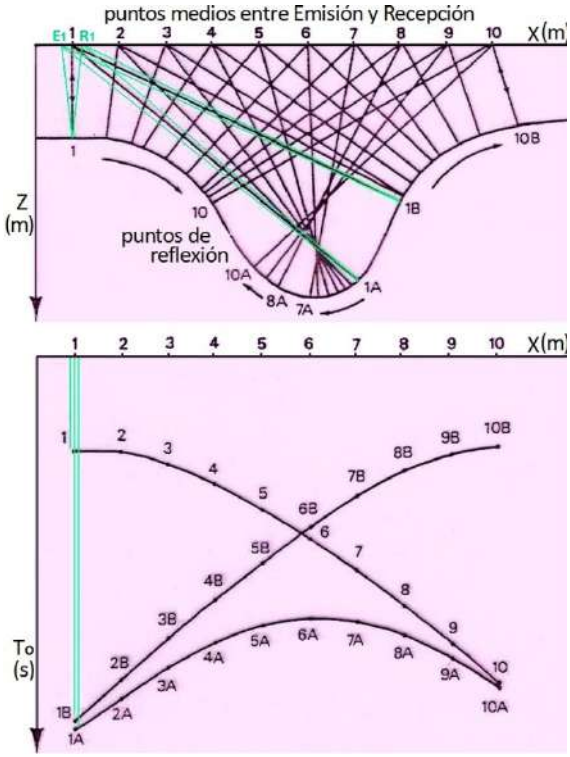
Migración de cada punto común medio a su ubicación real; ver texto.

Al migrar se deben determinar los Δx y Δy para cada PCM que no se halle sobre un plano horizontal. Una forma manual de realizarla, empleada en viejas épocas, es la que se ilustra a la derecha, útil para poder entender geométricamente de qué se trata.

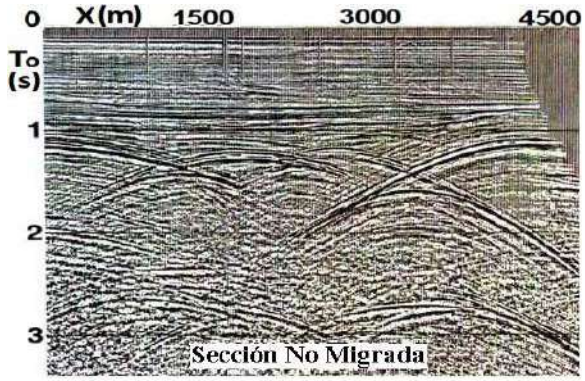
La primera figura de la página siguiente ilustra un caso extremo, sin embargo frecuente en áreas plegadas, donde una interfaz geológica de un sinclinal puede generar tres reflectores sísmicos, dos en X y uno en forma de anticlinal profundo: el ***efecto de foco enterrado***. Las consecuencias interpretativas que esto acarreó en viejas épocas fueron nefastas: hubo pozos buscando esas potenciales trampas de hidrocarburos y penosamente se descubrió que sólo eran trampas que la sísmica no migrada tendía a los incautos que así sólo hallaban la ira del jefe…

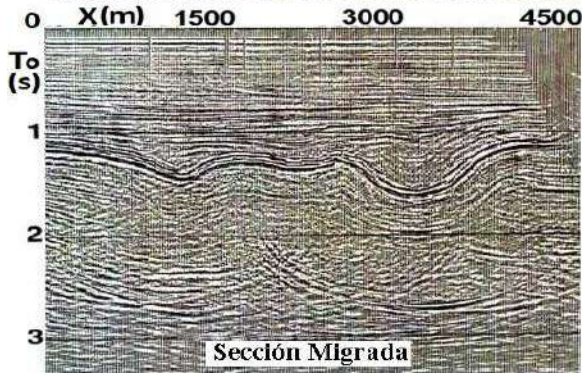


Migración manual: P1sm (sin migrar) es llevado al ápice P1m (migrado) de una hipérbola de difracción visible en la sísmica apilada, que es un punto a lo largo del frente de onda que podría tirarse con compás pinchando en P1; P1d es parte de la difracción que convergerá hacia P1m cuando se migre la sección; lo mismo para P2 y P3; la relación entre los ángulos α y β permite corroborar la inclinación del horizonte migrado, siempre menor que la del no migrado.



Efecto de foco enterrado; en verde se indica el detalle de Emisión y Recepción de 1, que es análogo para los otros puntos medios; ver texto (modificado de McQuillin *et al.*, 1985)





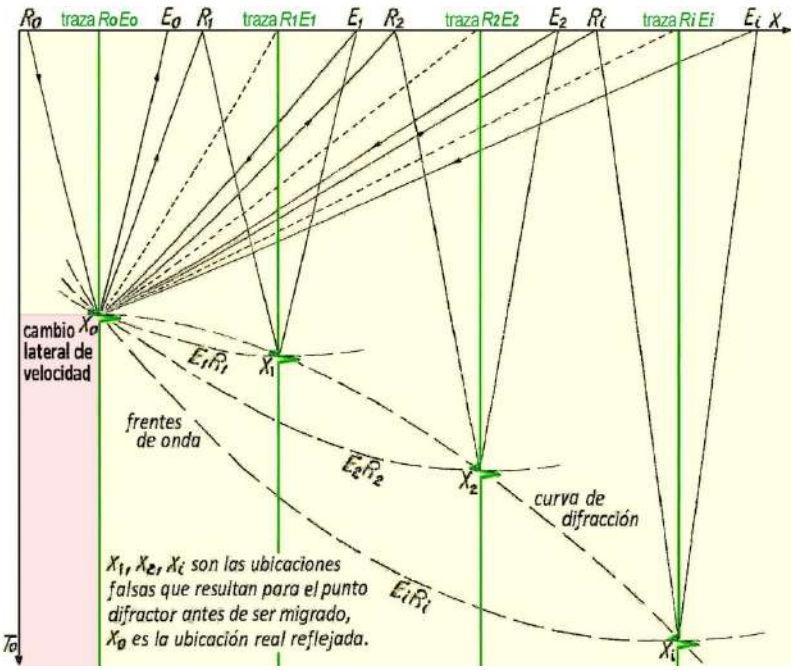
Caso real: sección sin y con migración (modificado de Sheriff & Geldart, 1995)

En la figura izquierda obsérvese que si desde E1 parte un frente de onda, éste puede volver reflejado a R1 desde 1, 1A y 1B (rayos en verde) y esas tres reflexiones se asignarán al punto medio como si viniesen derechito desde abajo. Lo mismo sucederá para los puntos 2, 3, etc. (donde sólo están indicados los puntos medios entre E y R). Un ejemplo real puede apreciarse a la derecha, en el que la sección sísmica migrada reconstruye bien la configuración estructural que estaba muy distorsionada en la versión no migrada.

Otra forma de comprender lo que hace el proceso de migración es ver cómo éste opera sobre las hipérbolas de difracción que están siempre presentes en toda sección sísmica no migrada. La figura siguiente esquematiza cómo son asignados los puntos de tales curvas de difracción, a partir de puntos de emisión desde cada uno de los cuales sale un rayo que llega a un punto difractor, que a su vez genera rayos en todas direcciones que van a parar a todos los puntos receptores. Esas localizaciones erróneas, en los puntos medios entre cada emisión *E* y recepción *R*, resultan como consecuencia de asumir que los estratos son horizontales y que no existen puntos difractores en subsuelo. La migración lo que hace es mover cada uno de ellos, llevándolos al lugar de donde surge tal energía.

Un modo de verificar que la migración ha sido apropiada es ver que las deflexiones de las trazas que conforman estos arcos converjan hacia el ápice (de donde en verdad provienen) haciendo desaparecer las difracciones. Empero, si la corrección se pasa de rosca, la curvatura de las difracciones se invierte llevando a que parezcan sonrisas (acaso burlonas) en lugar de caras tristes, lo cual suele ocurrir en sectores profundos sin interés, tras haber privilegiado profundidades menores.

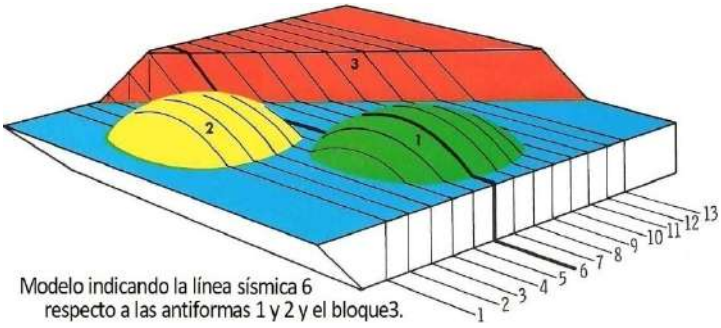
Una forma de migrar a mano es operar sobre las difracciones que se ven en la sección sísmica apilada, no migrada, que es algo complementario del procedimiento manual que comentamos antes.



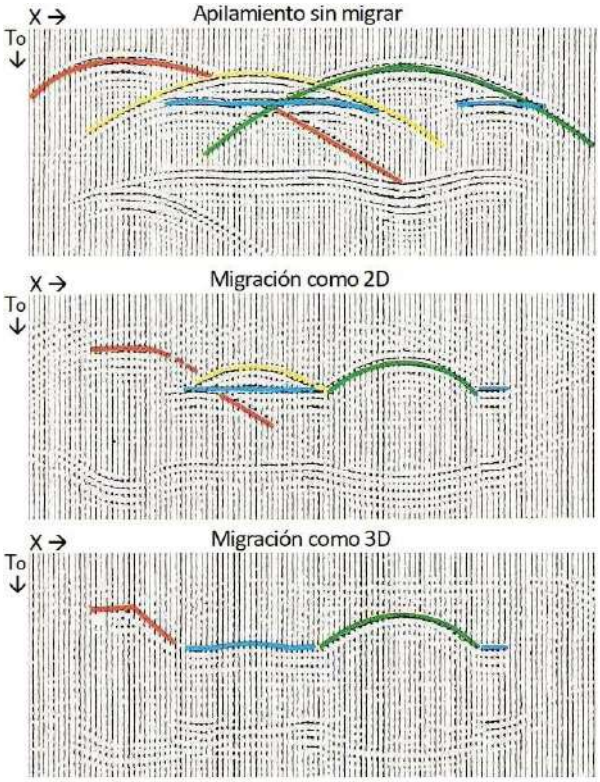
Origen de un arco de difracción (modific. de Geofísica Exploración Y.P.F.)

En la sísmica 2D suele haber algún grado de

incertidumbre en los parámetros de migración por el desconocimiento de las componentes de inclinación laterales a la línea de registro de campo, y por ello las secciones migradas pueden resultar desenfocadas. Es el caso de la línea 6 en el modelo de abajo, que a la derecha vemos sin migrar (*stack*) y luego migrada como 2D, donde se alcanza a visualizar el anticlinal amarillo que está al costado de la misma, porque no puede pretenderse que desde la superficie del terreno el frente de onda baje y suba sin mirar al costado, como caballo con anteojeras. Esto no ocurre con la sísmica 3D –salvo en los bordes de un cubo– ya que se obtienen registros que dan una visualización completa del espacio circundante que permite ubicar cada cosa en su lugar, tal lo ilustrado en el modelo sintético de abajo, donde ya no aparecen eventos laterales.



Modelo indicando la línea sísmica 6 respecto a las antiformas 1 y 2 y el bloque3.



Línea 6, resultado de cada modelado de procesamiento.
(figuras modificadas de French, 1974)

Ya sea para sísmica bi o tridimensional, hay varios métodos de migración, de los cuales los más conocidos son:

Métodos manuales:

a) en tiempo, por ***envolventes*** o bien por ***difracciones*** (el que más se usó en las primeras épocas del método de *stacking*, como hemos ilustrado)

b) en profundidad por ***envolventes*** o bien por ***rayos sísmicos.***

Métodos automáticos:

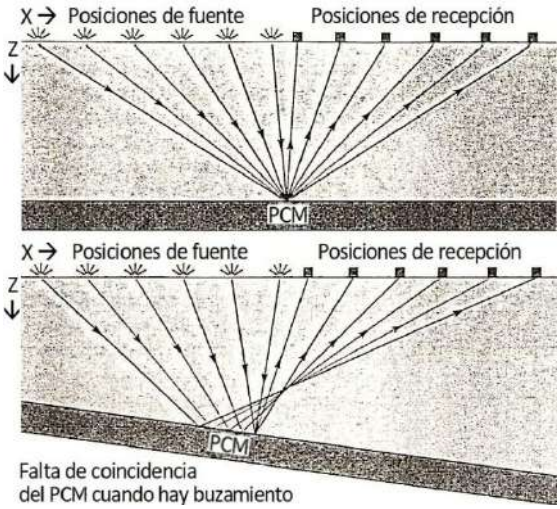
a) en tiempo

- por el método de ***difracción o integral de Kirchhoff*** (una aproximación de índole estadística)
- mediante integración de diferencias finitas por ***ecuación de onda*** (de tipo determinístico, por continuación analítica descendente), más preciso pero más lento que el anterior
- en el dominio de las frecuencias por ***doble transformada de Fourier*** (también determinístico y por ecuación de onda), con mejores resultados que los anteriores en altos buzamientos

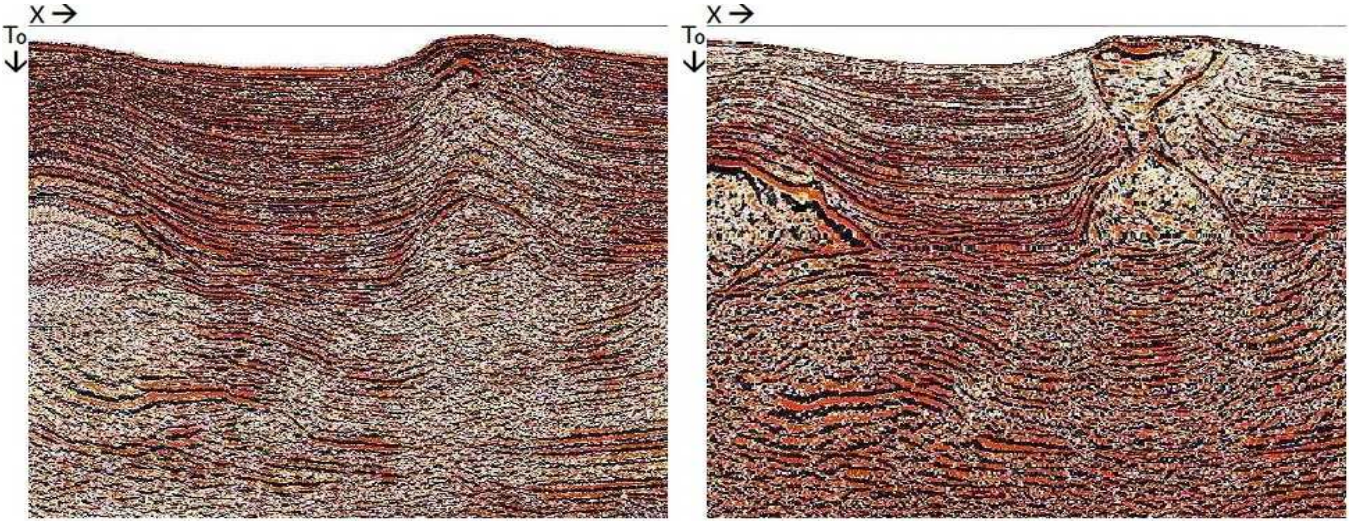
b) en profundidad

- por ***trazado de rayos***, más costoso pero con buena resolución de los cambios laterales de velocidad.

O) Migración pre-apilamiento (*pre-stack*)**:** Es una opción sólo utilizada en situaciones tectónicas complejas dado su costo, debido a que ***el proceso de migración se aplica a cada una de las trazas que va a formar la familia de PCM, en lugar de hacerse sobre la traza suma o apilada***. El método acá aplicado puede ser cualquiera de esos mismos que citamos arriba para migración convencional después de suma o *post-stack*. Al hacer la migración sobre cada traza individual de la familia, se consigue una mejor traza-suma y en definitiva un mejor resultado en la sección a interpretar. El fundamento de esta ventaja puede visualizarse en el gráfico al lado, donde se observa cómo los rebotes de las distintas trayectorias fuente-receptor que han de conformar la familia de trazas de PCM no proceden de un único punto sobre el horizonte reflector si éste inclina. Es decir, ***si se apila antes de migrar, se están sumando***



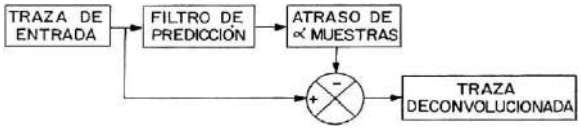
eventos que no coinciden bien y por ende la traza apilada no es tan buena y la posterior migración tampoco lo será. En cambio, si primero se migra, luego el apilamiento será de punto común reflector o profundo (PCR o PCP, sinónimos), o sea mejor. A continuación un ejemplo extremo de cuánto puede llegar a cambiar una imagen procesada de sísmica de reflexión (en este caso 3D) si se aplica migración antes de suma (*pre-stack*). Otras veces la diferencia con la migración después de suma (*post-stack*) no es tan evidente, pero siempre la hay. Migrar es lo más caro del proceso. ***Migrar antes de apilar es hacer ese laburo caro 48 o más veces***. Por eso se hace sólo en casos justificados, aunque los progresos informáticos están bajando costos y se pone más fácil.



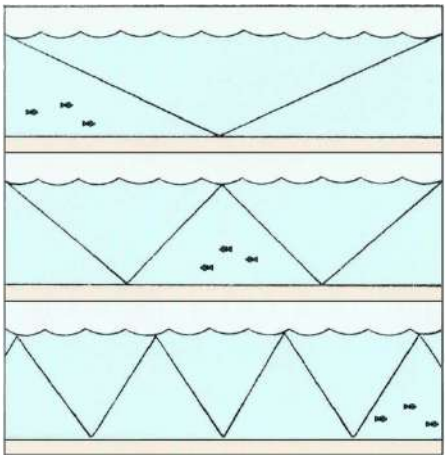
Golfo de México: izquierda, migración post-apilamiento; derecha, pre-apilamiento (modificado de Veritas Geophysical)

O) <u>Correcciones dinámicas o por retardo buzante</u> (*<u>Dip Move Out, DMO</u>*): Pergeñadas por **Franklyn Levin** en 1971 en los Estados Unidos, consisten en calcular el retardo buzante (*DMO*) en lugar del retardo normal (*NMO*), lo cual implica contemplar las eventuales variaciones de las velocidades medias cuadráticas (Vrmc) por efecto de inclinaciones del horizonte reflector, cosa que no hace la corrección por retardo normal. Esto consigue obtener un corrimiento más correcto de los Δt entre las trazas de cada familia al estimar un posicionamiento más adecuado en el subsuelo. Existen programas con diversos algoritmos a tal fin.
Puede recurrirse al *DMO* como una ***alternativa más económica a la migración pre-apilamiento***, aunque no tan efectiva. ***Otras veces se lo aplica como complemento de la migración antes de suma, a fin de optimizarla.***

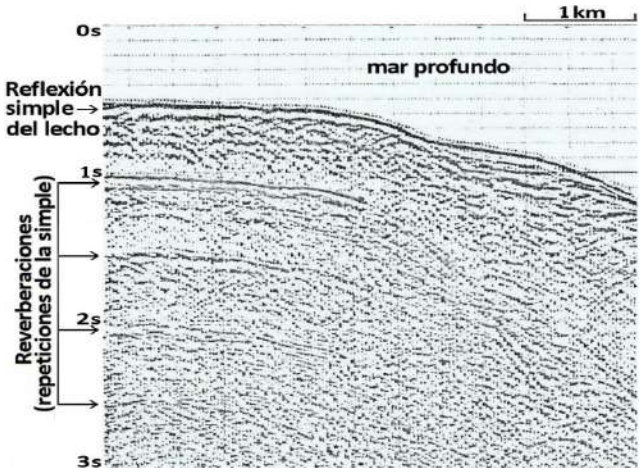
O) <u>Deconvolución predictiva</u>: Utilizada ***para eliminar reflexiones múltiples*** si éstas hubieran sobrevivido al apilamiento. Es un muy buen pesticida. Está formulado con un algoritmo semejante a la deconvolución impulsiva (filtro de Wiener) que busca la repetición de formas reflectoras a tiempos múltiplos enteros del más somero –de la reflexión simple– atacándolas sanitariamente. Acá el esquema operativo de la corrección aplicada:



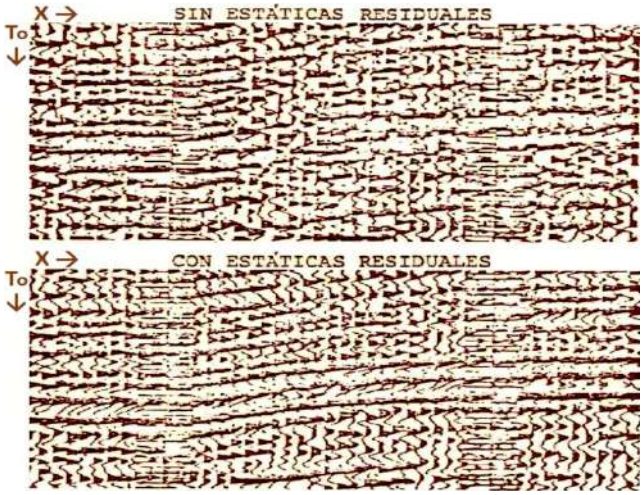
Abajo, ejemplo clásico de múltiples en el espesor de agua de un mar o lago, conocido como reverberación o *ringing*. Su presencia podría causar errores de interpretación. Esta deconvolución las predice, localiza y fumiga letalmente.



Esquemas de reflexión simple –arriba– y sus reverberaciones o múltiples del fondo marino –centro y abajo–.

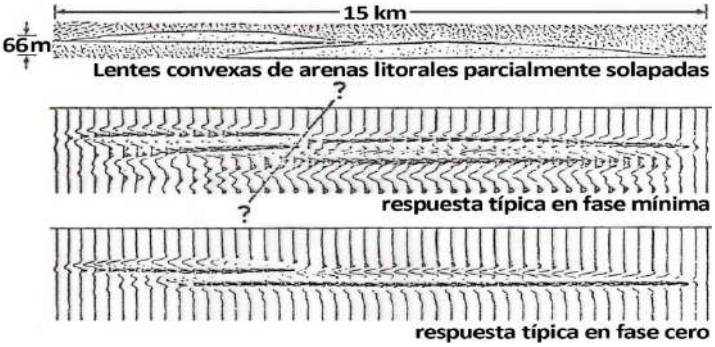


Sección sísmica con la reflexión del fondo marino y sus múltiples (modificado de Western Geophysical)



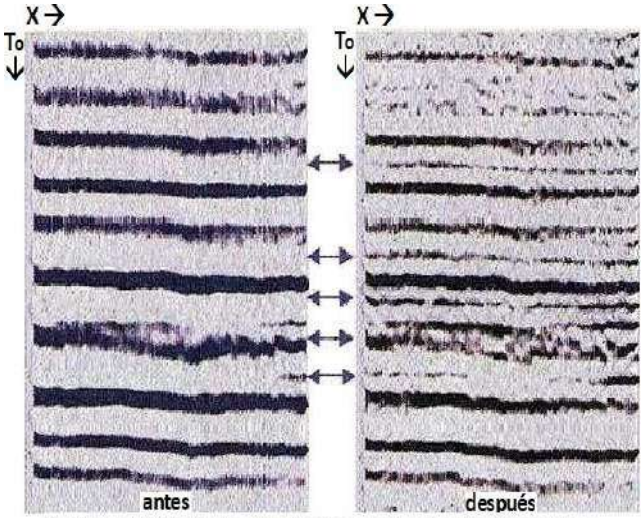
(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F)

O) Realce de frecuencias (*frequency enhacement*)**:** Es una alternativa para mejorar el aspecto de la sísmica, en este caso buscando obtener una mejor resolución de los eventos. Para ello se emplean algoritmos que permiten recuperar altas frecuencias casi perdidas ya desde el registro de campo, lo cual tiene el alto riesgo de intercalar falsos horizontes si el proceso se aplica en exceso y por eso se recomienda comparar con buenos datos sísmicos de pozo. La figura de la derecha es un ejemplo de esta aplicación.



Corrimiento de fase (modific. de Geofísica Exploración Y.P.F.)

O) Correcciones estáticas residuales: Recurso de ajuste fino de las correcciones estáticas, si éstas no hubieran sido muy buenas por las carencias en los datos de las estáticas de campo. Es un proceso que se hace por comparación de trazas contiguas, donde el algoritmo busca eventuales saltos de tiempo constante a lo largo de toda una traza respecto a sus vecinas y, de haberlo, los corrige. En su aplicación debe cuidarse de mejorar la consistencia en el colgado de los tiempos de las trazas, pero sin atenuar los verdaderos rasgos estratigráficos o estructurales del área. Como con toda cosmética, tampoco emocionarse y que termine pareciendo una mascarita de carnaval.
A la izquierda un ejemplo de este proceso opcional.



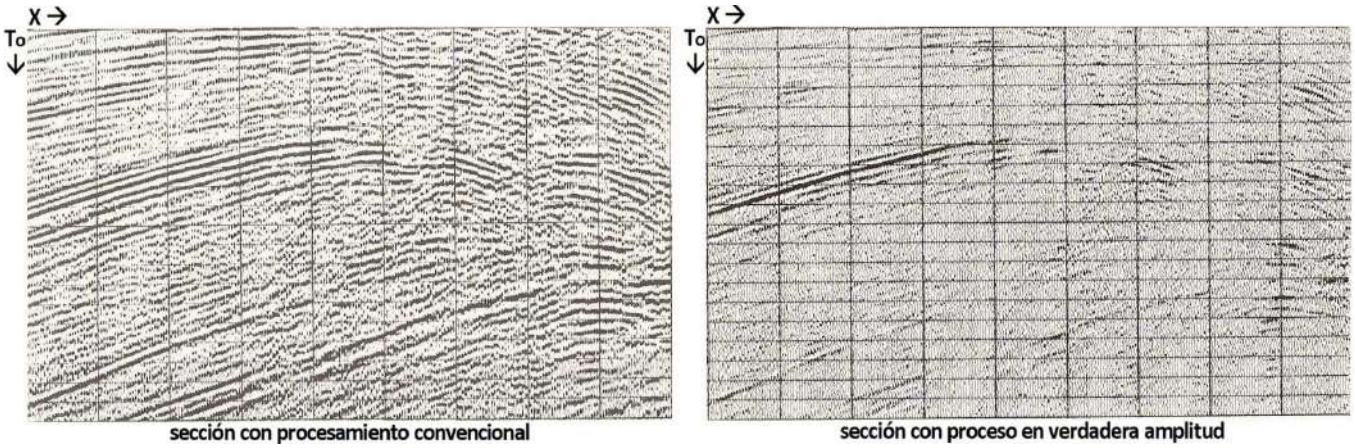
Sección extraída de un cubo sísmico. Realce de altas frecuencias.
(modificado de Chopra *et al*, 2003)

O) Corrimiento de fase (*phase shift*)**:** Esta es otra opción cosmética, para correr la fase de las trazas sísmicas, de fase mínima a fase cero –lo más habitual– o bien a la inversa. El primer caso suele hacer más fácilmente interpretables las secciones sísmicas. Al verres sólo se aplica si una sísmica de vibro debe ser comparada con sísmica aledaña que ha sido registrada con una fuente impulsiva. Inmediatamente arriba a la izquierda vemos un modelo sintético de arenas con el efecto que produce el corrimiento de fase.

Igual debe saberse que **algunos procesos dan fase mixta** (intermedia entre cero y mínima) y siempre hay que cotejar con datos reales de fase cero (de pozo o sísmica de superficie) para no hacer la gran Pinocho…

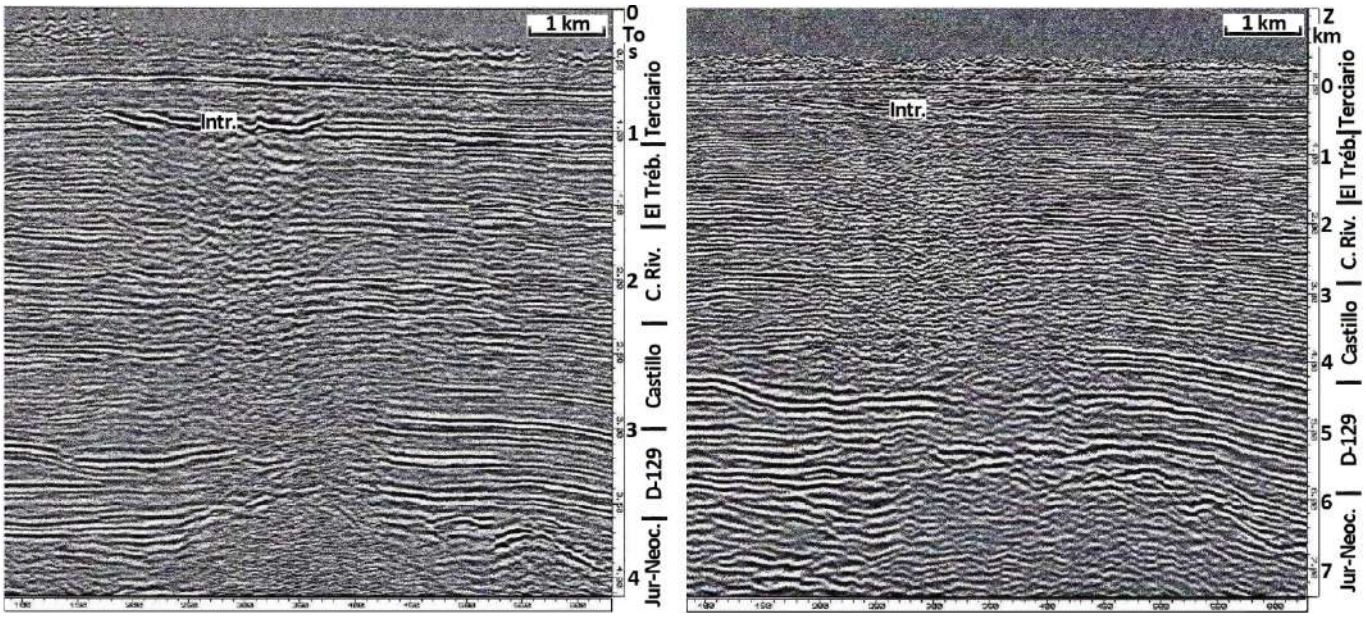
O) Recuperación de verdaderas amplitudes: Como adelantamos, es un proceso sólo aplicado en casos particulares en los que el objetivo no es visualizar mejor, sino la aplicación posterior de otros procesos especiales, tales como la **inversión de trazas**, el **método AVO** o **aplicaciones sismoestratigráficas** que se abordan en los Temas 17 y 18. Las que acá definimos como verdaderas amplitudes (*true amplitudes*) son las más parecidas posibles a las que se hubieran registrado si la divergencia esférica y un sinnúmero de etcéteras no hubiesen acaecido, ***respetando en todo lo posible las amplitudes relativas de las sucesivas reflexiones que resultan de sus coeficientes de reflexión***, porque computar las diferencias de magnitud de tales coeficientes es esencial para poder luego efectuar esos otros procesos sobre bases firmes. Para hacerlo, el método consiste en optimizar la recuperación de ganancias con este otro criterio que es más analítico que visual y que requiere más tiempo de trabajo de parte de los analistas, lo cual se efectúa mediante cálculos de áreas relativas involucradas en el viaje del frente de onda según sea la profundidad y distancia fuente-receptor de los

eventos registrados. A continuación ilustramos un caso real: en verdadera amplitud resaltan sólo unos pocos reflectores de gran contraste acústico, mientras que la sección convencional aumenta la amplitud de muchos otros reflectores a fin de visibilizar mejor su continuidad para poder hacer su seguimiento para la interpretación.



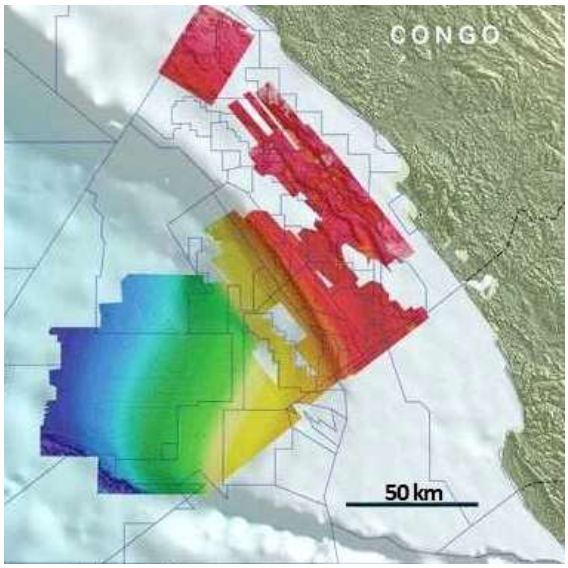
(modificado de Petty-Ray Geophysical Geosource)

O) <u>Conversión a profundidad</u> (*<u>depth conversion</u>*): Conversiones las hay de todo tipo (religión, género, estado civil, política, nacionalidad, etc.), salvo convertirse en hincha de otro equipo: ¡eso nunca! Convertir viene del latín *convertere* (*con*: junto; *vertere*: verter, girar). Convertir la sísmica de milisegundos a metros fue medio como un tabú para los geofísicos de la vieja guardia. Los avances tecnológicos nos han vuelto más flexibles.
Hay varios métodos para convertir a profundidad Z la escala vertical de la sísmica de reflexión (tiempos T_O de ida y vuelta verticalizados). ***Puede hacerse con leyes de velocidad obtenidas en pozos*** (cuantas más en el área de trabajo, mejor) ***o bien con datos calculados desde el procesamiento***. En este último caso lo más efectivo es hacerlo migrando los datos en profundidad. Si el proceso está poco controlado es preferible manejarse con la sísmica en tiempo y calcular las profundidades en los puntos de interés prospectivo. Un exceso de confianza en una sísmica con escala vertical métrica podría derivar en interpretaciones y prospectos de profundidad errónea.
El ejemplo siguiente, en el flanco Norte de la cuenca Golfo San Jorge, obtenido por migración por trazado de rayos en profundidad antes de suma, muestra cómo ***se altera la escala vertical en términos relativos***. Las secuencias más altas, del Terciario, se ven más delgadas en la escala Z, mientras que lo contrario ocurre con las secuencias profundas de la Fm. Pozo D-129, rocas madres del Cretácico, más delgadas en escala de T_O. Se debe recordar que las velocidades sísmicas en general se incrementan con la profundidad, como la densidad, por efecto de la creciente sobrecarga y consecuente compactación, expulsión de fluidos y diagénesis, tendencia que se revierte sólo en intervalos relativamente delgados cuyas características litológicas son particulares.



Sección sísmica E-O tomada de una 3D, en escalas de T_O y de Z, se evidencia el cambio de espesores relativos; intr. indica fuertes reflexiones por intrusiones ígneas; las cuatro intermedias son formaciones del K en Chubut (gentileza Tecpetrol)

O) Fusión de cubos (*merge*)**:** Los cubos **sísmicos** –en rigor volúmenes de variadas formas– registrados contiguamente (en general en distintos años) pueden ser unidos o fusionados promediando los parámetros del proceso en la franja limítrofe o reprocesando todo en conjunto. También puede vincularse sísmica 3D con uno o varios programas 2D preexistentes y parcialmente solapados, tras reprocesar los registros más antiguos con los parámetros de la 3D. Las fusiones facilitan interpretaciones regionales, así como de estructuras de borde de una 3D. A la derecha un ejemplo del África atlántica.



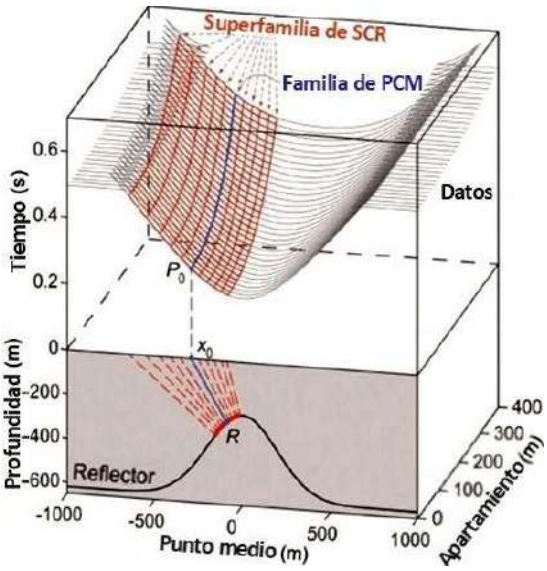
3D fusionadas en la cuenca marina de Congo; mapeo de un reflector de interés petrolero en el subsuelo con To más someros en rojo y más profundos en azul (modificado de congomhc.com)

PROGRESOS RECIENTES

El procesado de datos (símicos o de lo que sea) es uno de los campos de evolución más veloz, como bien sabemos.

Entre otros avances de estos años, hay métodos como los de **separación ciega de fuentes** (*blind source separation*) en general asumidas como estadísticamente independientes. Son eficaces para eliminar ondas múltiples y otros ruidos coherentes, como el *ground-roll*.

También se han desarrollado nuevas funciones transformadas a fin de optimizar determinadas correcciones. Las **curvículas** (*curvelets*) resultan de la extensión del concepto de ondícula para la representación no adaptativa (cuya fase no es constante) de objetos a múltiples escalas. Generalizan la transformada de Fourier recurriendo a una base que representa tanto la ubicación como la frecuencia espacial difiere de la transformada de una ondícula en que el grado de localización en la orientación varía con la escala. Son muy útiles para representar imágenes (u otras funciones) que son lisas salvo singularidades angulosas donde los objetos tienen una escala de longitud mínima, estableciendo que las curvas de mayor resolución sean más alargadas que las de menor resolución. De este modo las discontinuidades son aproximadas mediante funciones localmente lineales, algo que aplica bien a la sísmica y otros campos (pero no por ejemplo a las fotografías u otras imágenes que tienen detalles variables en cada escala). Se las emplea para reconstruir tramos de trazas sin datos registrados, eliminación de múltiples y como auxilio en programas de inversión o modelado sísmico (Tema 18, pág.461).

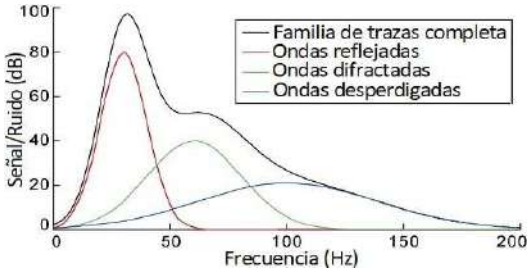


Esquema de ubicaciones de reflexión que generan una familia de trazas de punto común medio (PCM) versus una superfamilia de superficie común reflectora (SCR) sobre una interfaz plegada; todos los datos de PCM o SCR se asignan al punto P_0 con x_0 y t_0 (modificado de Helmann & Deidda, 2024)

Otro abordaje de años recientes es el apilamiento de trazas ya no de familias de PCM o PCR, sino de megafamilias de **superficie común reflectora** (SCR o *CRS*, *common reflection surface*, figura al lado), útil para resolver capas inclinadas, reducir ruido y mejorar la estimación de velocidades interválicas. Parte de modelar el conjunto de capas en base a datos previos, lo cual se puede ir ajustando, y es posible por la enorme capacidad de cálculo hoy disponible.

En el Tema 14 (pág.365) hemos comentado dos innovaciones en adquisición. Una es la **sísmica de banda ancha** que, luego de procesada, ofrece ventajas interpretativas (véase Tema 17, pág.434).

La otra es la **adquisición de onda completa** (*full wave*) que incluye las ondas reflejadas, las difractadas y las desperdigadas (*scattered*). Discretizada en familias de trazas de punto común medio y analizada a escala multiple y en los dominios del tiempo y la frecuencia, logra realzar la energía de las señales débiles dadas por difracciones y desperdigamiento, y elimina ruidos. El análisis geométrico y de ondas, orientado a cada objetivo particular perseguido, consigue imágenes de resolución horizontal más alta que la convencional.



Espectros de sísmica de onda completa (modificado de Li & Qu, 2022)

Asimismo debe citarse la **interpolación 5D**. Recuérdese que a este propósito las cinco dimensiones consideradas de un cubo son: ubicaciones de recepción en líneas y traversas, tiempos de registro, y distancias y azimuts desde la fuente. La transformada rápida de Fourier aprovecha las propiedades matemáticas y las simetrías de las ondas seno y coseno para reducir la cantidad de cálculos requeridos. Su empleo permite la reconstrucción de trazas en posiciones en las que no pudieron ser registradas por dificultades topográficas. Es una herramienta informática también útil para estimar anisotropía horizontal (Tema 18, pág.477).
Estas alusiones en absoluto agotan el elenco de innovaciones actualmente disponibles, como tampoco aquellas referidas para otros capítulos de sísmica, ni para las demás prospecciones geofísicas abordadas.
En fin, en algún momento se trabajará con ordenadores cuánticos. Pero ya ahora, sea con ultimísima tecnología digital o no tanto, una vez finalizado el procesado sísmico, las secciones individuales, o bien los volúmenes resultantes de un proyecto, ingresarán a la fase de interpretación con finalidades geológicas y aplicadas diversas, de exploración o desarrollo.
Processing no calcula fechas de eclipses u olimpíadas, pero hace que una mole de datos físicos se transforme en imágenes de lo invisible.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué cosas le sucede a la onda sísmica durante su viaje por el subsuelo?
- ¿Cuál es el objetivo del procesado sísmico de reflexión?
- Esquematizar los pasos esenciales del procesamiento de la sísmica de reflexión y explicar cuál es el objetivo de cada uno de dichos pasos.
- Mencionar las etapas no imprescindibles pero muy comunes del procesado.
- ¿A qué metodología sísmica se recurre para la corrección estática y por qué?
- ¿Qué ventajas da el uso de la transformada de Fourier?
- ¿Cuál es el significado de la convolución y cuál el de la deconvolución en el procesado sísmico?
- Describir la corrección dinámica y el apilamiento.
- ¿Qué tipos de filtrado pueden hacerse y cuál es su utilidad?
- ¿Qué objetivo tiene el proceso de migración y en qué consiste hacerlo antes de suma?
- Citar etapas ocasionales del proceso y su eventual utilidad.
- ¿Cuáles son los requerimientos para convertir fiablemente a profundidad?
- ¿Cómo y para qué se fusionan adquisiciones sísmicas colindantes?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Balch, A. & Smolka, F., 1970. Plane and spherical transient Voight waves. Geophysics, V.35 (p 745-761)
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 134-196, 208-225). Prentice-Hall.
- Brown, A., 1991. Interpretation of three dimensional seismic data (p 6-11). A.A.P.G., Memoir 42.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 235-305). Librería de Ciencia e Industria.
- Carter, M., 1989. Depth conversion using normalized interval velocities. The Leading Edge, V.8 Nº1 (p 15-16).
- Chopra, S., Alexeev, V. & Sudhakar, V., 2003. High-frequency restoration of surface seismic data. The Leading Edge, V.22 N°8 (p 730-738).
- Coffeen, J., 1984. Interpreting seismic data (p 62-78). PennWell.
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 148-253). McGraw-Hill.
- Duarte, L., Donno, D., Lopes, R. & Romano, J., 2014. Seismic signal processing: some recent advances. En Proceedings ICASSP, IEEE International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing (5p).
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 133-147). Cambridge University Press.
- French, W., 1974. Two-dimensional and three-dimensional migration of model-experiment reflection profiles. Geophysics, V.39 (p 265-277).
- Gyger, L., Malehmir, A., Manzi, M., Vivin, L., Lepine, J., Kaslilar, A., Valishin, O., Marsden, P. & Hamerslag, R., 2023. Broadband seismic acquisition and processing in hardrock environment: a case study from Blötberget, Sweden. E.A.G.E. 29th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics (p 1- 5).

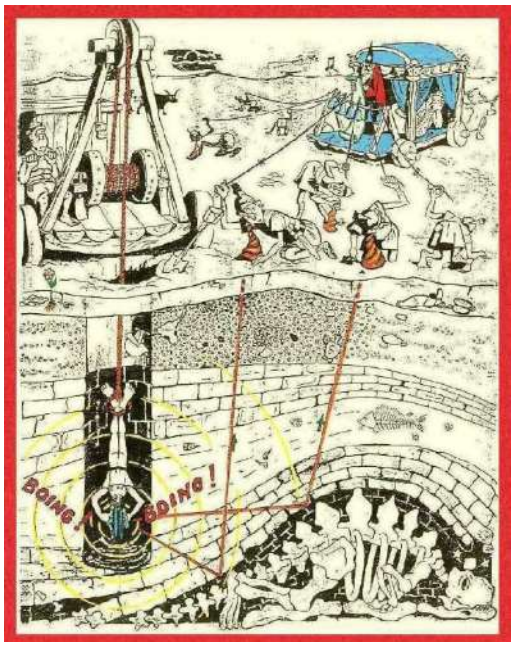
- Hardy, R. & Hobbs, R., 1991. A strategy for multiple suppression. First Break, V.9 N°4 (p 139-144).
- Helmann, & Deidda, , 2024. Common-reflection-surface stack with global simultaneous multi-parameter velocity analysis - A fit for shallow seismics. Applied Sciences, V.14 N°6748 (19 p).
- Jiang, Z., Qiu, X., Lin, J. & Chen, Z., 2006. Extracting reflection with wavelet transform in vibroseis signal processing. Journal of Geophysics and Engeneering, N°3 (p236-242).
- Klauder, J., Price, A., Darlington, S. & Albersheim, W., 1960. The theory and design of chirp radars. Bell System Technical Journal, N°39 (p 745-807).
- Li, J., Wang, C., Li, J., Li, G., Wang, Y., An, R. & Zhang, J., 2011. The recent overseas development of pre-stack migration of seismic data. Progress in Geophysics, V.26 N°3 (p 966-982).
- Li Z, & Qu, Y., 2022. Research progress on seismic imaging technology. Petroleum Science, V.19, N°1 (p 128-146.
- Ma, H., Qian, Z., Li, Y., Lin, H., Shao, D. & Yang, B., 2019. Noise reduction for desert seismic data using spectral kurtosis adaptive bandpass filter. Acta Geophysica, V.67 (p. 123-131).
- Marsden, D., 1989. Layer cake depth convertion. The Leading Edge, V.8 Nº1 (p 10-14).
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 37-57, 185-188). Gulf Publishing.
- Ricker, N., 1940. The form and nature of seismic wavelets and the structure of seismograms. Geophysics, V.5 (p 348-366).
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 163-199). John Wiley & Sons.
- Schultz, P. & Sherwood, J., 1980. Depth migration before stack. Geophysics, V.45 Nº3 (p 376-393).
- Schultz, P., 1999. The seismic velocity model as an interpretation asset (234 p). Distinguished Instructor Series N°2, Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 134-171, 178-190, 275-318, 457-458). Cambridge University Press.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 351-362 y 370-395). Cambridge University Press.
- Trad, D., 2008. Five dimensional seismic data interpolation. SEG Technical Program Expanded Abstracts (4 p).
- Wang C. & Wang, Y., 2021. Robust singular value decomposition filtering for low signal-to-noise ratio seismic data. Geophysics, V.86 (p 233-244).
- Yilmaz, O., 2001. Seismic data processing (2065 p). Society of Exploration Geophysicists.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

“一個人(…)在他的庭院裡開掘一個坑發掘某事被塑造像一條扭動的蛇或者龍”

Shen Kuo) (*circa* 1050)

[“...un hombre (…) estaba cavando un pozo en su jardín y exhumó algo con la forma de una contorsionada serpiente o dragón…”]



(humorada de profesionales de Schlulmberger)

PROSPECCIÓN ACÚSTICA Y SÍSMICA DE POZO

En 1275 el veneciano Marco Polo llegó a la maravillosa Xanadú (o Shàngdū), capital de verano de los mongoles. Cuatro años después el Imperio mongol pudo conquistar China: la Gran Muralla no tenía la envergadura que alcanzó siglos después y el ejército defensor no era tan fuerte. Dominaron entonces desde la costa pacífica hasta el Danubio europeo, logrando la marca histórica de 33 millones de km^2, superada por muy poco hacia 1900 por el geográficamente discontinuo Imperio británico. Pero no era el Guinness lo que impulsaba a la dinastía Khan. China (la Catay del relato de Polo a través de la ruta de la seda; en verdad Zhōngguó, 中国, que así la llaman ellos) era por entonces una potencia cultural con la que sólo podía compararse la Civilización islámica. Y en primera fila entre quienes la habían hecho grande figuraba **Shen Kuo**, que había vivido dos siglos antes.

Nacido en 1031 en Qiantang (actual Hangzhou) Kuo era hijo de Shen Zhou –recuérdese que en lejano oriente el apellido va antes que el nombre–, un funcionario provincial de bajo rango. La muy instruida madre de Kuo fue quien les dio a él y a su hermano toda la educación básica, algo que era usual en la China de aquellos tiempos, incluyendo en este caso doctrinas militares que ella había aprendido de su hermano mayor. Kuo tenía cerca de diez años cuando se mudó con su familia a la ciudad portuaria de Xiamen (donde desemboca el Gran Canal concluido el año 609, que conecta hacia el norte con Beijing o Pekín ¡a más de 1.700 km!). Luego progresó con mucho de autodidacta y había cumplido veintiuno cuando murió su padre y tuvo que guardar tres años de luto, casi inactivo, respetando la doctrina del confucianismo. Pero le sirvieron para cargar pila y desde entonces fue una máquina de producir, desarrollar y descubrir en gran variedad de temas. Fue inventor de diversos aparatos de medición, ingeniero hidráulico, cartógrafo, biólogo, geólogo, físico… y hasta músico (aunque no en pozos). También aprobó los exámenes imperiales para comenzar la exigente carrera burocrática: fue estratega militar y administrador de instituciones del gobierno durante la dinastía Song –y su segundo matrimonio fue con la despótica hija de un alto funcionario, que lo obligó a echar al hijo de su anterior esposa–. En 1081, debido a la derrota militar frente a los Tangut (de origen tibetano) Shen sufrió un juicio político y perdió su cargo, pese a que tal revés había ocurrido porque el militar a cargo había desoído el emplazamiento de fortificaciones que él le había indicado.

Templo de Xiangji, en Hangzhou (foto gongshu.gov)

Tal como hemos citado en el Tema 04, Shen Kuo fue el primero en reportar la existencia de la brújula, en 1086. Y comprobó que el sur geográfico no coincidía con el señalado por la punta imantada, sino que presentaba un pequeño desvío hacia el oeste, siendo así el primero en documentar la

declinación magnética. Su contribución a la astronomía, matemática, geografía y medicina quedó plasmada en su libro 夢溪筆談 (Mengxi bitan), Conjunto de relatos, donde mediante los eclipses demostró la esfericidad del Sol y la Luna. Y que fue uno entre sus varios textos publicados. Además se interesó por las perforaciones que se hacían para extraer aceite negro subterráneo. Señaló que las reservas de petróleo eran abundantes y predijo el potencial impacto mundial futuro. También sugirió que los fósiles se habrían formado por restos de plantas y animales antiguos, tal el caso del citado dragón. Ya anciano, Shen vivió en aislamiento en la provincia de Jiangsu, deprimido por la muerte de su intolerante china (gustos son gustos…) y, tras un fracasado intento de suicidio en las aguas del Yangtze (río Azul), finalmente falleció enfermo a la edad de sesenta y cuatro.

La acústica –del griego *ἀκουστικός* (acusticós), auditivo– es la ciencia del sonido –del latín *sonitus*–.
Los griegos **Pitágoras de Samos** en 550 a.C. y **Aristóteles de Estagira** en 350 a.C. hicieron los primeros estudios sobre la naturaleza del sonido. Posteriormente, en el 20 a.C., el arquitecto romano **Marcus Vitruvius** realizó algunas observaciones sobre fenómenos acústicos y aventuró hipótesis ingeniosas en relación con la reverberación y la interferencia. Griegos y romanos supieron tener en cuenta la acústica para construir los anfiteatros en los que se podía oír muy bien las voces de los intérpretes de tragedias y otros espectáculos.
Muchos siglos después, hacia 1600, el eminentísimo **Galileo Galilei** explicó que las ondas sonoras son generadas por las vibraciones de un cuerpo y que, viajando por el aire, llegan a los tímpanos que envían al cerebro la señal que éste interpreta como sonido. Y en 1636 el matemático francés **Marin Mersenne** realizó cálculos al hallar el tiempo de retorno de un eco y obtener con sólo un 10% de error el valor de la velocidad del sonido, así como la frecuencia de vibración de las distintas cuerdas en relación con sus notas y tonos.
Posteriormente, en 1660, el irlandés **Robert Boyle** demostró que el sonido no se propaga en el vacío; en 1687 **Isaac Newton** fue el primero en publicar un tratamiento matemático de los fenómenos acústicos, y durante el siglo XVIII los matemáticos franceses **Jean d'Alembert** y **Joseph Lagrange,** así como los suizos **Johann Bernoulli** y **Leonhard Euler,** contribuyeron al conocimiento del sonido, cuyo tratamiento matemático completo requiere del análisis armónico desarrollado por el matemático francés **Joseph Fourier** en 1822 y aplicado en física hacia 1830 por el alemán **Georg Ohm**. Años después, en 1878, el inglés John Strutt (**Lord Rayleigh**, el de las temidas ondas superficiales, tanto en sismos naturales como artificiales, aunque por distintos motivos) publicó *The theory of sound* con nuevos aportes al tema y en 1880 **Ernst Mach** (nacido en la actual Chequia, entonces parte del Imperio austrohúngaro) calculó en Viena la velocidad V_A precisa del sonido en el aire, la conocida Mach 1 de 331,5 m/s a 0°C y 1 atm (nivel del mar).

Alte Universität, Viena, donde Mach hacía bochinche (foto geschichtewiki.wien.gv)

Este guarismo aumenta con la temperatura porque entra en juego mayor energía de las partículas que interactúan en la vibración. En el aire se calcula según: $V_A = 331{,}5 + 0{,}606.T$
(la temperatura T en °C y el resultado en m/s)

Las sonoras son ondas compresionales; sólo se diferencian de sus equivalentes sísmicas por el rango de frecuencias involucradas: usualmente no mucho más de 100 Hz en los registros de señal de las primeras, y hasta unos 30.000 Hz para las segundas. Con más de 20.000 son llamados ultrasonidos y caen fuera del espectro audible humano, pero no del perruno y gatuno que llegan a 40.000 Hz, ¡y hasta 150 kHz los delfines y 200 kHz los murciélagos! Debajo de 20 ciclos por segundo son denominados infrasonidos; tampoco los oímos nosotros, pero sí los elefantes y ballenas.
Las ondas acústicas no viajan por el espacio, como tampoco lo hacen las ondas sísmicas, porque no hay un medio que vibre transmitiéndolas. No nos podríamos escuchar en la Luna aunque gritásemos dentro de nuestra escafandra –pero obvio que sí con aparatos de ondas electromagnéticas–. Y ya sabemos que las ondas sísmicas P al pasar al aire viajan con la velocidad del sonido. Y que las ondas S no consiguen pasaje ni aéreo ni marítimo.
Cuenta la leyenda que en un examen final de física, ante la pregunta: "¿Puede transmitirse el sonido por un sólido?" el estudiante respondió "No, no puede", tras lo cual el profe le pidió que saliera hacia fuera del aula, cerró la puerta y le comunicó "¡Está aplazado!". Si una puerta cerrada hace que se escuche menos es únicamente porque parte del sonido se refleja en ella, si es hueca este efecto se duplica y la pérdida es mayor, pero dentro de la madera maciza (si no es un aglomerado laxo) la onda viaja mucho más rápido que en el aire.
Nuestras dos cuerdas vocales situadas en la laringe vibran espirando aire pulmonar a presión a través de la glotis. La voz femenina tiene una frecuencia fundamental de entre 150 y 300 Hz, la masculina de entre 100 y 200 Hz, llegando en ambos sexos a máximos de 3.000 a 3.500 Hz. Laringes cortas dan sonidos agudos (de sopranos en

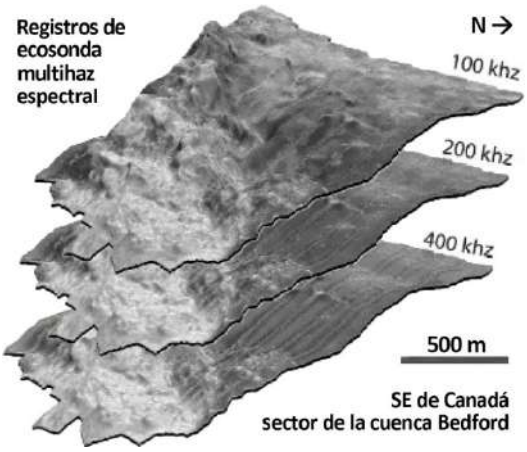
mujeres, de tenores en hombres) y si son largas dan sonidos graves (contraltos, bajos) que siempre son filtrados por el movimiento de la lengua y la cavidad bucal –por ejemplo, impostar es bajar la laringe y levantar el paladar para conseguir una voz más grave, armoniosa e intensa–. Y, si aspiramos helio, su baja densidad hará que las cuerdas vocales se tensen más fácil y vibren con mayor frecuencia y nuestra voz suene graciosamente aguda.
Las ondas de presión aérea sobre el tímpano ponen en acción el complejo instrumento del oído interno (martillo, yunque, estribo, cóclea, conductos semicirculares y la trompa cuya investigación publicó **Bartolomeo Eustachio** en 1564 en la Università La Sapienza de Roma) y los terminales nerviosos transducen las vibraciones en impulsos eléctricos que las neuronas decodifican en el cerebro (a veces mal y entendemos cualquiera). Los oídos aguantan hasta 120 dB discontinuos, pero someterlos a intensidades algo menores que ese valor aunque en forma continua (ejemplo, discotecas) suele causar pérdida de audición permanente. Problema éste que creemos no habrá tenido la audiencia del primer músico (y *luthier* de flauta de hueso perforado de oso) de hace 43.000 años en Europa.

ACÚSTICA EN MARES Y LAGOS

Las ondas de sonido se propagan en el agua a distancias mucho mayores que las electromagnéticas –que son mucho menos absorbidas en el aire y nada en el vacío– y por eso en lagos y mares se emplea el sonar y no el radar, así como la comunicación subácuea es acústica y no mediante radio.
Hasta donde sabemos, fue el genial y multifacético **Leonardo da Vinci** en 1490 el primero en emplear las ondas de sonido en el agua para, a través de un tubo sumergido, detectar la cercanía de barcos en el puerto de Pisa (hoy tapado por la sedimentación del rio Arno que fue alejando la línea de costa). Siglos después, tras el desastre del Titanic (1912), **Lewis Richardson** patentó en Inglaterra el primer ecolocalizador subácueo y, como hemos referido en el Tema 14, fue el canadiense **Reginald Fessenden**, mediante un oscilador de 500 Hz, quien primero utilizó esta técnica para localizar témpanos, en 1913. Este desarrollo fue mejorado en varios países durante la Primera Guerra Mundial para detección y navegación submarina.
El ***sonar*** (acrónimo de *SOund Navigation And Ranging*) es una herramienta acústica (sónica) empleada en lagos o mares para navegación, posicionamiento, comunicaciones y localización de cardúmenes. Emite ondas de ultrasonido y registra su tiempo de reflexión (viaje de ida y vuelta) que en base a la velocidad de las ondas en el agua (unos 1.500 m/s) permite el cálculo automático de distancias, tal como lo hacen ballenas, orcas y delfines. ***Con este tipo de registros desde barcos se obtuvo la batimetría que permitió descubrir las dorsales oceánicas***.
En el ámbito de las geociencias y también en otras disciplinas se utiliza el sonar para la obtención de imágenes acústicas en el fondo de cuerpos de agua. Se basa en la emisión de ondas de sonido y la recepción de sus reflexiones, las cuales ***registran variables tiempos de viaje (en función de la distancia) y variables amplitudes (según sea la magnitud de los coeficientes de reflexión de las superficies reflectantes).*** Hay distintas variantes de sonar que surgieron después y aplican a la geología. Veamos.

Ecosonda Multihaz (*multibeam echosounder* o *pinger)*

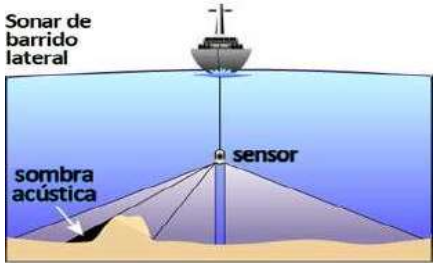
Es un sistema de mapeo de fondos oceánicos cuyo desarrollo inició la marina de Estados Unidos desde la década de 1960 con fines militares y que alcanzó su pleno desarrollo tecnológico y comercial hacia 1990. Se basa en la emisión de un abanico de ondas acústicas desde una embarcación hacia el fondo marino y el registro de sus reflexiones. Su principal utilización es para el mapeo del lecho, pero las versiones más recientes incluyen la discriminación de un espectro de frecuencias cuyas respuestas, combinadas con muestreos sedimentológicos del fondo, ofrecen información geológica (granulometría, litología, etc.) y de la biota, identificándose especies en función de las frecuencias registradas.



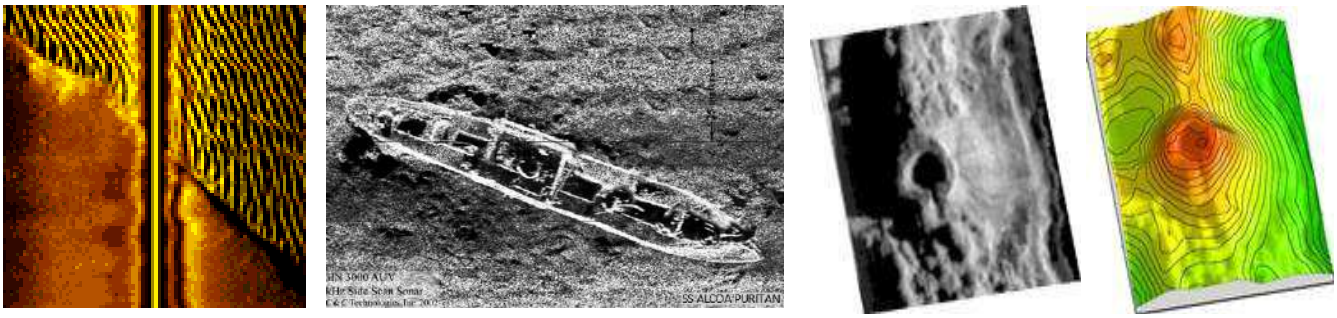
(modificado de Brown et al., 2019)

Sonar de Barrido Lateral (*side-scan sonar*)

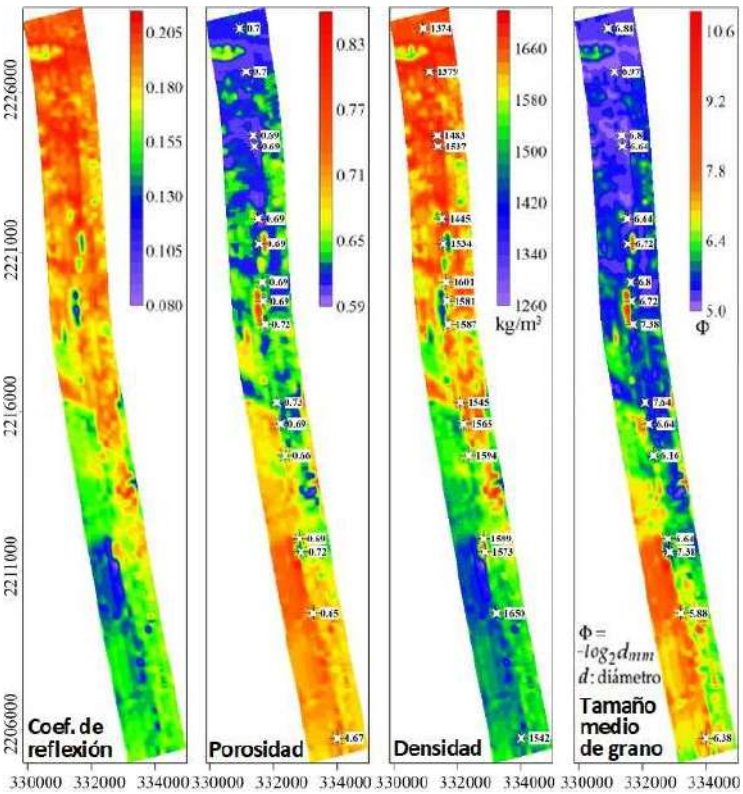
Se usa comercialmente desde la década de 1960, aunque había sido inventado en torno a 1950 por el alemán **Julius Hagemann** (sirviendo a la Marina estadounidense). Este sistema obtiene dos imágenes, una a cada lado del aparato emisor-receptor (llamado *towfish*, como un pez traccionado), que permiten graficar los rasgos acústicos del fondo marino o lacustre. Se los emplea para geomorfología y sedimentología del lecho, hallazgo de barcos naufragados (tal el Titanic en 1985), aviones accidentados, etc.



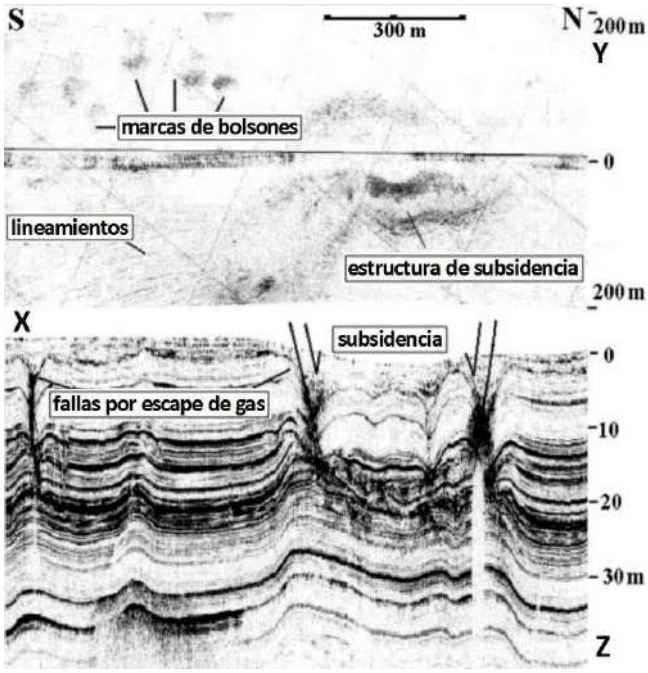
(modificado de surveytechno.com)



Izquierda, imagen doble de óndulas en un lecho arenoso, tal cual la registra el sensor a ambos lados (de marinesonic.com); luego imagen procesada de sonar lateral de una nave cargo estadounidense hundida tras ser torpedeada por un submarino alemán en 1942 en el golfo de México (de C & C Technologies), y a la derecha imagen de un cono volcánico y mapa de su batimetría (de surveytechno.com)



Mar de la China, distintos parámetros obtenidos del proceso de datos de perfilador de subfondo (modificado de Zhou *et al.*, 2024)



Mar Negro, arriba registro de sonar lateral y abajo de perfilador de subfondo en el mismo lugar (modificado de Dondurur & Ergün, 2002)

Perfilador de Subfondo (*sub-bottom profiler*)

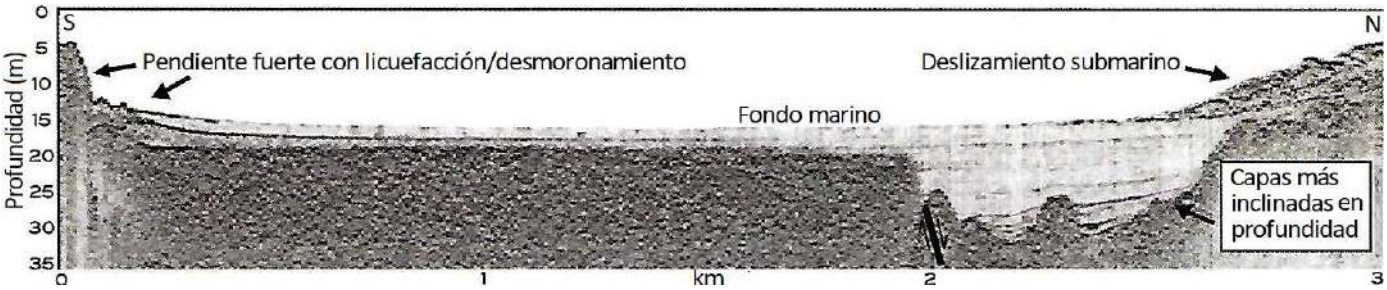
Desarrollado en décadas recientes, es un tipo de sonar (también con un sensor acústico en forma de pez) que permite generar secciones verticales –de forma análoga a la sísmica 2D–, en este caso de poca profundidad bajo el lecho (raramente más de 100 metros) pero de gran resolución, es decir, mucho detalle, ya que emite hasta 50 kHz y posibilita discriminar capas de 10 cm de espesor mínimo, guardando cierta similitud con el georradar –aunque este último define capas aún más finas, es electromagnético y opera en tierra firme–. Estas secciones (figuras arriba) posibilitan estudios estratigráficos o sedimentológicos, así como exploraciones arqueológicas y otras.

Pez registrador (de surveytechno.com)

Perfilador Gradacional de Subfondo (*chirp sub-bottom profiler*)

Surgido en los últimos años, permite obtener secciones verticales de muy alta resolución bajo el fondo marino o lacustre a partir de la ***emisión gradacional de frecuencias (en inglés chirp, chirrido) que se emite en forma de barrido (sweep)*** como hacen las fuentes vibratorias, pero en este caso desde una balsa, gomón o mini-catamarán parecido al que emplea el electroplato (*boomer*) referido en el Tema 13. Pero ***poco debajo de la balsa van además los hidrófonos en general en grupos de 4 con unos 25 cm entre ellos y un largo total de alrededor de 2 o 3 m, que deben distribuirse también a lo ancho para una 3D.*** La señal abarca un rango típicamente de 1 a 24 kHz o más o menos según el objetivo geofísico y luego obviamente se hace la correlación cruzada para tener la ondícula

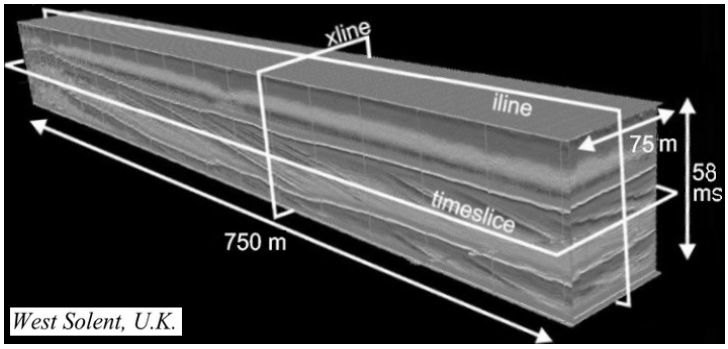
de Klauder en fase cero. El resultado final es como el de una sección sísmica, pero de poca profundidad de investigación y altísima resolución de capas delgadas (mínimo de 10 cm). Además de líneas aisladas, pueden registrarse mallados 2D o incluso 3D si su mayor costo lo justifica. Acá vemos figuras que lo ilustran.



Sección de perfilador gradacional de subfondo en el puerto de Kingston, Jamaica (modificado de Hornbach *et al.*, 2011)

Balsa con sensor *chirp* arrastrada durante la adquisición de datos.

Resultado del procesamiento de una adquisición 3D; se indica una línea o *inline*, una traversa o *crossline* y una sección a un determinado To o *timeslice* (de Bull *et al.*, 2005)



Las reflexiones acústicas son usadas además para hacer las **ecografías médicas** 2 o 3D. También el **ecoDoppler** (debido al efecto Doppler las ondas vienen agudas y se van graves) a fin de medir las caídas anómalas de frecuencia sónica del flujo sanguíneo, entre otras aplicaciones diagnósticas.

Redes Acústicas Globales

Existe una red de monitoreo acústico oceánico con 11 estaciones distribuidas en el mundo, a cargo de la *CTBTO* (*Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization*) para control de la prohibición de ensayos nucleares con sede en Viena (la ciudad donde investigó **Ernst Mach**), 6 estaciones con hidrófonos en profundidad cerca de algunas islas y 5 con sismómetros en tierra sobre otras islas. Así pueden detectar mejor que como lo hacía **Leonardo da Vinci** los sonidos de variadísimos eventos naturales y artificiales (como la implosión del submarino ARA San Juan en el Atlántico Sur en 2017, información que le fue dada a la Armada Argentina mediante una gestión independiente de ésta). La red forma parte de una más amplia cobertura con sensores infrasónicos atmosféricos y sismómetros continentales, además de contar con detectores de radiación nuclear atmosférica. Adicionalmente Estados Unidos tiene su propio *Integrated Undersea Surveillance System* que implementó para la detección de submarinos soviéticos y que ahora funciona con fines científicos.

En los océanos se identifica el canal denominado *SOFAR* (*SOund Fixing And Ranging channel)* de fijación y oscilación sonora, también llamado canal sonoro profundo (*Deep Sound Channel*, *DSC*), un estrato de agua donde la velocidad del sonido es mínima y actúa como guía de onda para las bajas frecuencias que pueden viajar decenas de miles de kilómetros antes de disiparse. Fue descubierto independientemente por el ruso **Leonid Brekhovskikh** y el estadounidense **Maurice Ewing** (el de la sonda térmica). La presión oceánica crece linealmente con la profundidad, pero la temperatura es más variable, disminuyendo rápido en la termoclina principal (capa de transición entre el estrato de mezcla superficial y el estrato ácueo profundo, a unos 1.000 metros de profundidad en áreas tropicales y saliendo a superficie en áreas polares) con la temperatura luego manteniéndose casi constante hasta el fondo. Cerca de la superficie, la temperatura en rápido descenso causa una disminución de la velocidad del sonido, hasta el citado canal. Luego, con el aumento de la profundidad, la presión creciente determina un incremento de su velocidad. Los aumentos de salinidad hacen crecer levemente la densidad y entonces también la velocidad. Se especula que los cetáceos podrían sumergirse hasta este canal para comunicarse con parientes o amigos a cientos o quizá miles de kilómetros de distancia...

En la atmósfera existió desde 1947 el proyecto secreto Mogul de los Estados Unidos con micrófonos puestos en globos sonda a gran altura para principalmente detectar a mucha distancia las ondas acústicas generadas por eventuales detonaciones atómicas soviéticas. Debido al muy alto costo y poco suceso, desde 1950 la escucha

fue sustituida por sismómetros y detectores radiactivos. El globo 4, lanzado desde Alamogordo (Nuevo México, parte de la vastedad arrebatada por U.S.A.) fue el que se estroló el 2 de julio de 1947 cerca del poblado de Roswell, incidente que dio letra a los cazadores de OVNIs para fraguar el mito según el cual se recuperaron restos de una nave y cadáveres de extraterrestres. Una más en su larguísima saga de paranoia, fe ciega y mentiras. Rastrear en busca de señales de acaso posibles seres inteligentes en mundos lejanos es todo otro tema.

PERFILES SÓNICOS DE POZO

Permiten rastrear en busca de señales hidrocarburíferas y otras de origen terrícola…

Una de las tareas prioritarias de un intérprete sísmico es la de volcar la información obtenida de un pozo sobre la sección o volumen sísmico que pasa por donde fue perforado. ***Su objetivo es hallar la correspondencia entre cada reflector sísmico y cada interfaz geológica.*** Esto le permite valerse de la sísmica ***para extrapolar lateralmente la información del sondeo y elaborar mapas referenciados a eventos geológicos conocidos y profundidades ciertas***. Los perfiles sónicos y la sísmica de pozo son los registros necesarios para estos fines.

Mediciones Básicas con el Perfil Acústico

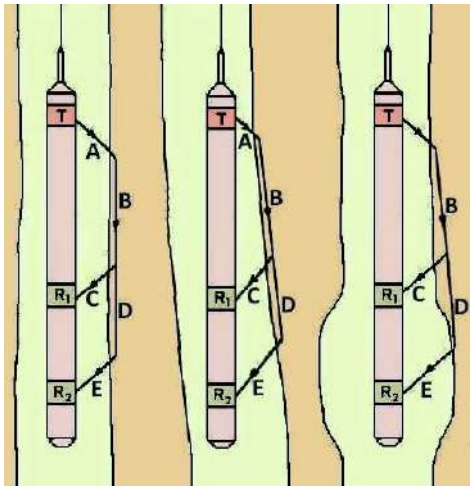
El perfil de ondas sonoras fue desarrollado por la industria petrolera desde la década de 1950. La medición básica registrada por esta herramienta es el tiempo de tránsito (los microsegundos que le toma a la onda recorrer un pie vertical de formación), magnitud reciproca de la velocidad. La siguiente fórmula permite convertir tiempo de tránsito sónico en velocidad: $V = 3{,}048.10^5/\Delta t$ (Δt es el tiempo en µs/pie y V la velocidad en m/s)

El tiempo de tránsito registrado por estos perfiles en pozos está normalmente en el ***rango de 2.000 a 50 µs/pie, que en la pista se grafica creciendo hacia la izquierda*** (y *z* hacia abajo). Esto ***corresponde a velocidades del orden de 1.500 a 6.000 m/s, crecientes de izquierda a derecha***.

Sistemas de Perfilaje Acústico

- Receptor dual con transmisor único

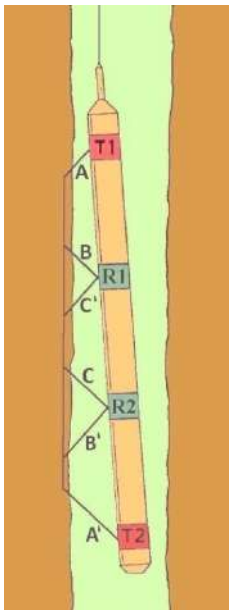
Las primeras herramientas tenían un solo transmisor T monopolar (de onda P) y dos receptores R_1 y R_2. Obsérvese en los esquemas adyacentes que ***es como una sísmica de refracción puesta vertical y a pequeña escala***, ***y también en este caso sólo se leen tiempos de primer arribo***. Este sistema calcula luego el tiempo empleado por la onda para recorrer el intervalo D, como se indica en el gráfico que está más a la izquierda. Esto se logra tratando a T-R_1 y T-R_2 como dos mediciones separadas de receptor simple y calculando su diferencia. Para T-R_2 el tiempo registrado es la suma de los tiempos empleados para atravesar los intervalos A, B, D y E. Y el tiempo registrado para T-R_1 representa la suma del viaje por A, B y C. Si los intervalos C y E son iguales, la diferencia entre las dos mediciones es D. El espaciamiento entre R_1 y R_2 es siempre igual a la distancia representada por el intervalo D, aun cuando sus posiciones relativas respecto a D pueden variar ligeramente debido a cambios en la refracción provocados por cambios de velocidad de los sucesivos estratos atravesados. ***El frente de onda sónico sigue también trayectorias por el lodo, pero el viaje por esa vía es más lento y llega tarde. Y produce también un viaje a través de la misma herramienta, el cual es anulado mediante un sistema de ranuras transversales*** (foto en la página siguiente). El único problema serio de este dispositivo eran sus registros cuando los intervalos de tiempo desde los dos receptores hasta la formación eran desiguales. Esto ocurría por la inclinación de la herramienta respecto al sondeo (caso "pata de perro", dibujo central) o porque los receptores pasaban frente a una caverna (ver a la derecha). En estos casos el sistema indicaba un tiempo de viaje erróneo a través de la formación porque el intervalo C difería del E.



Trayectorias sónicas con transmisor único en distintas condiciones de pozo; ver texto.

- Sistema dual compensado

Para superar los antedichos errores fue desarrollado un dispositivo dual que los compensa promediando las lecturas en sentidos opuestos. El sistema usa transmisores y receptores dispuestos como se ilustra en la página siguiente. Los transmisores superior e inferior (cada uno monopolar) dispuestos simétricos disparan la onda sonora alternativamente. Los dos receptores envían a la superficie dos tandas de datos para ser promediados y de allí tener el tiempo de tránsito en la formación. Cuando se encuentra un ensanchamiento o un estrechamiento del pozo (por ejemplo, si éste atravesó arcillas expansibles), o cuando la herramienta de alguna manera se inclina en el pozo, se eliminan los errores introducidos debidos a la diferencia de tiempo de tránsito en el lodo de cada



Compensación de recorridos; ver texto.

uno de los sistemas de transmisor simple-receptor dual. Una inspección de la figura colindante muestra que el viaje promedio en el lodo entre A y A`, B y B`, C y C` es siempre idéntico y en consecuencia ahora resulta ininfluente.

Ahora bien, ***frente a cavernas por derrumbes muy grandes*** aun con este sistema podría llegar antes la señal que viaja por el lodo, en cuyo caso se puede optar por un dispositivo similar pero de mayor longitud, el **sónico de espaciamiento largo**. Con distancias más largas entre transmisores y receptores es más probable que siempre llegue antes la señal a través de la formación rocosa. Una herramienta acústica convencional mide en total unos 8 pies y una larga alcanza los 18 pies, en ambos casos con 2 pies entre los receptores.

- Cálculos y ley de velocidad sónica de pozo

Al pie de la página puede verse un tramo de perfilaje acústico (junto con las curvas de potencial espontáneo, diámetro del trépano y calibre del pozo, remarcando los sectores con cavernas o estrechamientos) perteneciente a un pozo de la cuenca Golfo San Jorge. Allí están señaladas tres profundidades X1, X2 y X3. Podemos razonar que para la profundidad X1 una señal acústica demorará Y1 µs en recorrer 1 pie, y en la posición X2 tardará Y2 µs en recorrer la misma distancia vertical o inclinada (si el pozo tuviese una desviación no deseada o un direccionamiento predefinido) a través del correspondiente intervalo de la formación geológica. El cálculo de cuánto tarda la señal en atravesar el tramo entre X1 y X2 será: $\mathbf{T_{1\text{-}2} = [(Y2 + Y1) / 2] \,.\, (X2 - X1)}$

donde (Y2 + Y1) / 2 es el promedio de las mediciones en dicho tramo.

Para el tramo que va de X2 a X3 será: $\mathbf{T_{2\text{-}3} = [(Y3 + Y2) / 2] \,.\, (X3 - X2)}$

Y así sucesivamente para cada uno de los tramos en forma individual. Si quisiéramos saber el tiempo total que demora la señal acústica en ir de X1 a X3 obviamente sería: $\mathbf{T_{1\text{-}2} + T_{2\text{-}3} = T_{1\text{-}3}}$

Generalizando puede escribirse que: $$\sum_{i=1}^{n} (Yn + Yn\text{-}1 / 2) \,.\, (X\,n - Xn\text{-}1) = T_{1\text{-}n}$$

Un abordaje más preciso es el que nos da el **Tiempo de Tránsito Integrado** (TTI) en cualquier tramo del pozo que sea de interés. El TTI es ***la sumatoria de todos los tiempos de tránsito registrados por el perfil acústico en el intervalo considerado*** o sea la integral bajo la curva de valores medidos. La compañía de perfilaje provee la presentación con las marcas laterales que van dando cuenta de dicha integración calculada automáticamente.

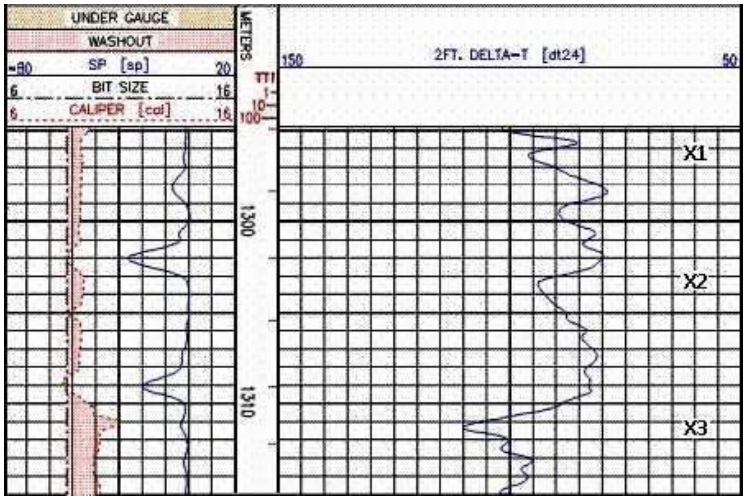
Una **Ley de Velocidad de Pozo** es una gráfica de profundidades (usualmente en ordenadas, con la boca de pozo arriba y *z* creciendo hacia abajo) versus los tiempos de viaje de las ondas acústicas o bien de las sísmicas (en abscisas, normalmente crecientes de izquierda a derecha). Es una información de uso habitual y, ***en su versión más económica, se la puede construir a partir de los tiempos de tránsito integrados que da un perfil sónico***.

La adquisición de sísmica de pozo es una opción más cara que se describe más adelante.

- Otros beneficios de este perfil

El acústico sirve también para hacer la ***correlación de capas entre pozos vecinos***, análogamente a otros perfiles. Pero también ***es un perfil clásico de porosidad, porque en rocas porosas, fisuradas o con fluidos la velocidad acústica disminuye, al igual que en lutitas con materia orgánica***. En cambio la velocidad es mayor en rocas más compactas, muy cementadas o con fuerte diagénesis.

Herramienta sónica (foto Schlumberger)



Tramo de perfil con registro de calibre, diámetro de trépano –*bit size*–, *SP*, cavernas –*washout*–, estrechamientos –*under gauge*– y ΔT medido por el acústico, con sus marcas del TTI (gentileza YPF)

Las ecuaciones más usadas para calcular la porosidad son las publicadas por Willie *et al*. (1958) que considera la compactación y Raymer *et al*. (1980) que no la tiene en cuenta por su difícil estimación. Se elige la que mejor ajusta en el entorno geológico específico cotejando con datos de petrofísica en muestras y/o registros de RMN.

Prof.(mbbp)	ΔT(µs/ft)	ΔTmedio	ΔT(s/m)	V(m/s)	TTI(s)
200.0000	100.50				
		100.60	0.000330052	3029.821074	0.00005030
200.1524	100.70				
		100.80	0.000330709	3023.809524	0.00010070
200.3048	100.90				
		100.80	0.000330709	3023.809524	0.00015110
200.4572	100.70				
		100.50	0.000329724	3032.835821	0.00020135
200.6096	100.30				
		100.10	0.000328412	3044.955045	0.00025140
200.7620	099.90				
		100.30	0.000329068	3038.883350	0.00030155
200.9144	100.70				
		100.97	0.000331283	3018.568953	0.00035204
201.0668	101.25				
		101.52	0.000333087	3002.216203	0.00040280
201.2192	101.80				
		102.07	0.000334892	2986.039677	0.00045384
201.3716	102.35				
		102.62	0.000336696	2970.036541	0.00050515
201.5240	102.90				

Ejemplo de tabla de valores calculados en un tramo de pozo.

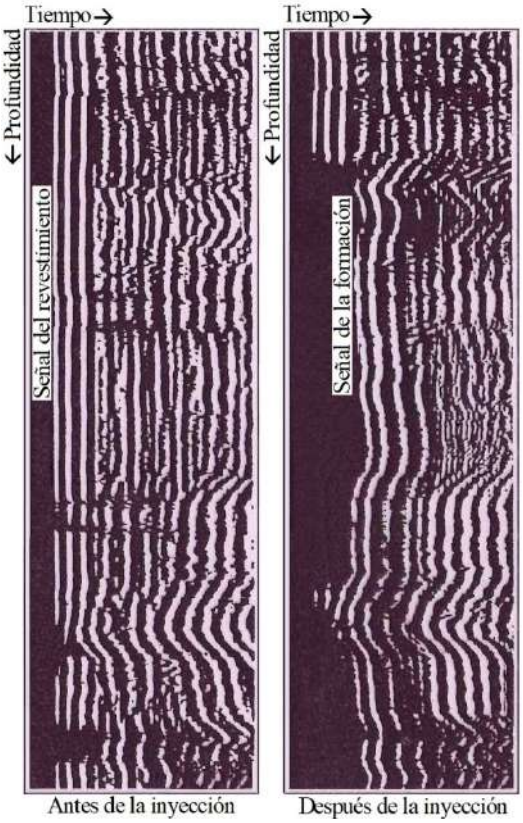
Perfil de Cemento (*cement bond log*)

Es una imagen sónica del caño que entuba el sondeo y de las rocas de la pared, registrada para confirmar la presencia o discernir la eventual ausencia de cemento entre ambas. La finalidad es la de evaluar la efectividad de la operación de cementación para posteriormente definir sobre bases firmes las capas potencialmente productivas que serán punzadas u otros trabajos de terminación del pozo.

En la siguiente figura de la izquierda, dos imágenes típicas antes y después de la inyección de cemento; la posterior a la inyección exhibe una cementación muy pobre arriba ya que se sigue viendo la señal del acero. Si la cementación es pobre la señal reflejada en la tubería es fuerte porque poca energía pasa a la formación. Si la inyección es eficiente la energía pasa mejor a la formación a través del cemento y poca se refleja en el caño.

Imágenes Acústicas

Provienen del registro de numerosos perfiles sónicos (24 ó más) en el perímetro del pozo para conseguir el mapeo cilíndrico de la variación de los tiempos de tránsito en las rocas de la pared del pozo en el tramo de interés y, a partir de eso, las velocidades, para luego adicionalmente calcular las impedancias acústicas. Son imágenes alternativas o a veces complementarias de las conseguibles con el perfilaje microrresistivo ya referido en la pág.212. Las curvas se procesan también azimutalmente como en los perfiles resistivos a fin de obtener la información de ***rumbo e inclinación de los estratos***. E incluso se puede medir la ***variación azimutal del calibre***.



Perfil de cemento (modificado de Welex)

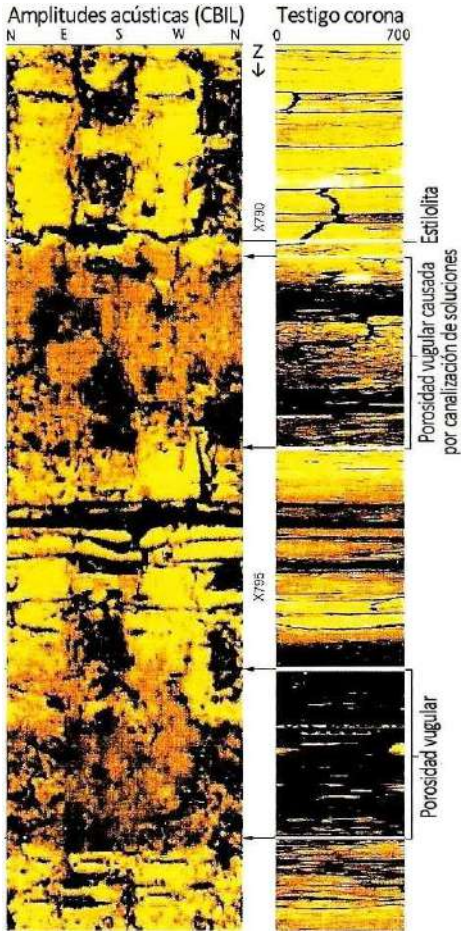
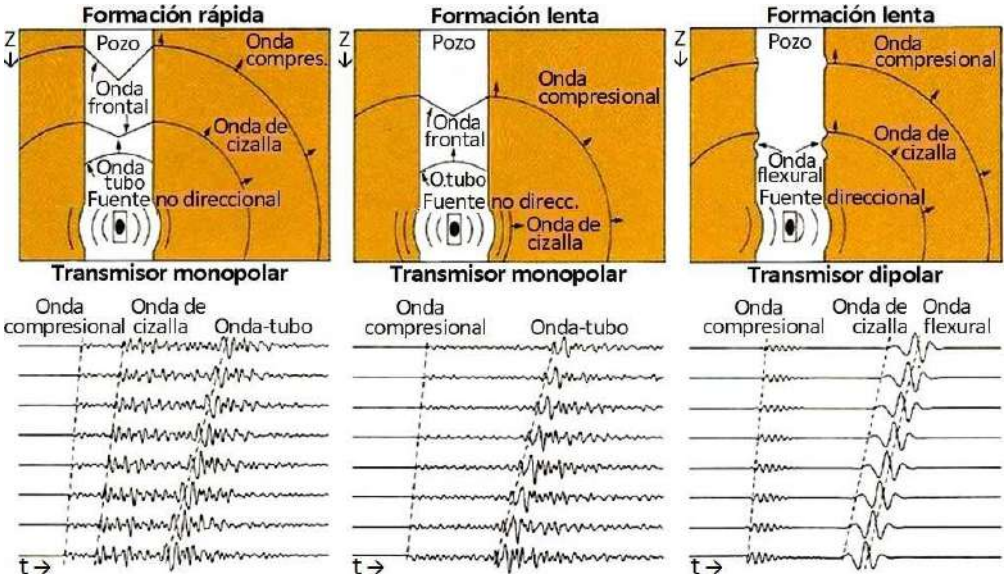


Imagen acústica de alta resolución cotejada con un testigo corona (modificado de Baker Atlas)

Perfil Sónico Dipolar

Los tradicionales transmisores monopolares permiten generar en las formaciones geológicas más compactas o rápidas los tres tipos de ondas que son de interés: compresionales, transversales y Stoneley (ondas-tubo, referidas como *fluid waves*), las dos últimas por conversión del modo de vibración de las P. Pero en las formaciones lentas (poco consolidadas, porosas o muy fisuradas, que en muchos casos son reservorios) las ondas de corte reducen notablemente su amplitud, además de que sería necesario apoyar los detectores contra la pared del pozo ya que no viajan por el fluido. Es por esto que se desarrolló la herramienta dipolar, que genera la llamada **onda flexural** (de oscilación ortogonal a un tubo o placa, típica de algunos instrumentos musicales) que se comporta como si fuera onda S pero tiene gran amplitud. El dipolar es un registro acústico con una herramienta de dos polos: dos emisores muy juntos que originan las ondas flexurales, que pueden registrarse bien. Pero durante este perfilaje igual se registran las ondas P (de fuente monopolar) y las ondas de Stoneley (ondas-tubo) que surgen a partir de las P en el límite sólido-fluido, cuya atenuación aporta información sobre las fracturas



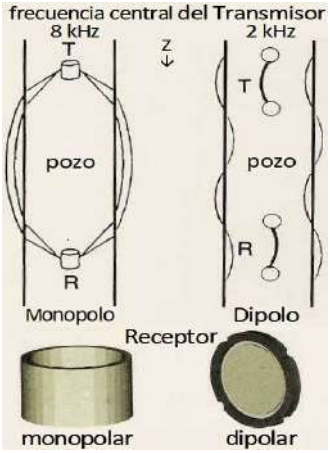
Registros de ondas en formaciones lentas y rápidas con fuente mono o dipolar (modificado de Schlumberger)

atravesadas. ***Interesa leer bien sólo el primer arribo de cada uno de estos tres tipos de onda***. A la izquierda se grafica cada posible caso.

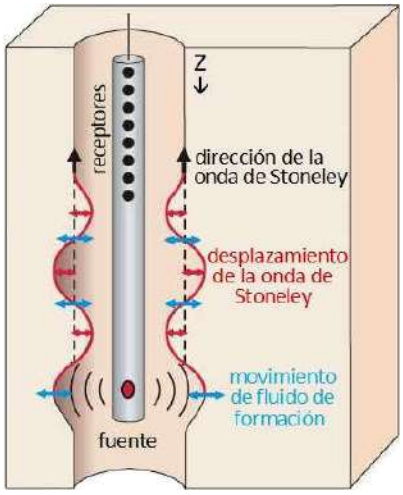
Las figuras de más abajo ilustran esquemáticamente estos transmisores. Poder disponer simultáneamente de las velocidades de las ondas primarias y secundarias permite hacer inferencias sobre los tipos de rocas y eventualmente la presencia de fluidos, porque se puede proceder al cálculo de los distintos **módulos elásticos**:

Volumétrico: $K = \delta . Vp^2 - 4/3\, Vs^2$ **Lamé**: $\mu = \delta . Vs^2$ **Poisson:** $\sigma = \dfrac{(Vp/Vs)^2 - 2}{2\,(Vp/Vs)^2 - 2}$ **Young:** $E = 3K\mu / 3K+\mu = 2\mu\,(1+\sigma)$

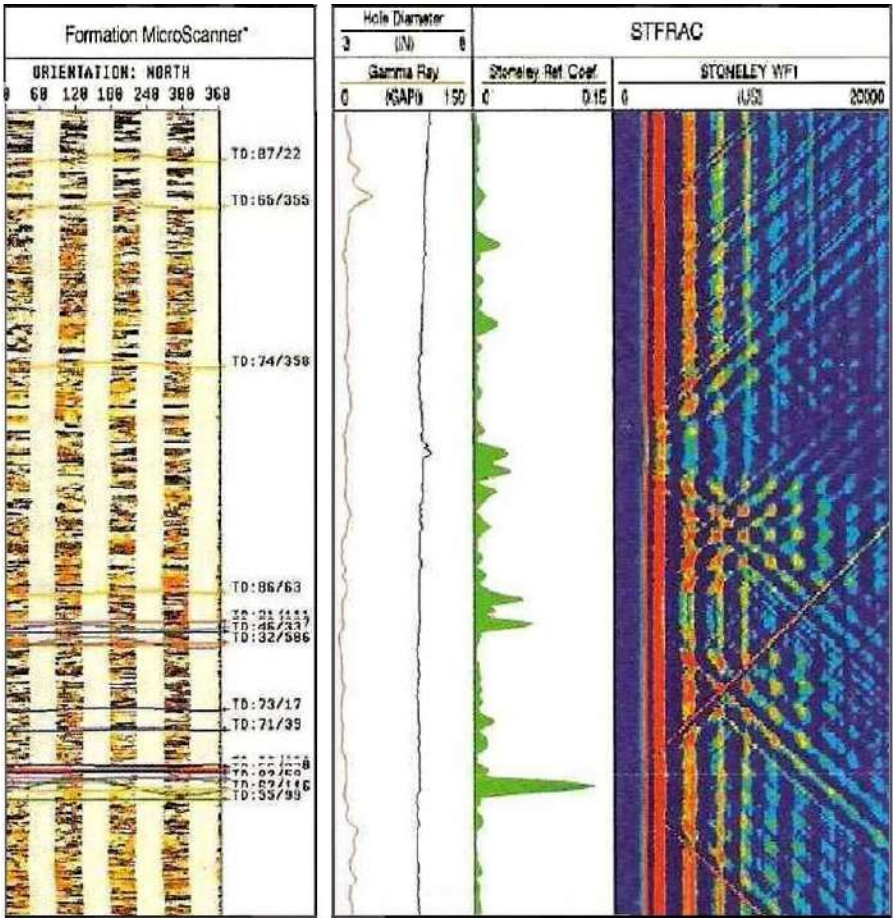
A la derecha se ilustra un registro de imágenes de pozo, junto con su diámetro, rayos γ y la información que dan las ***ondas Stoneley*** que se ***atenúan donde hay aumentos de permeabilidad y se reflejan en las fracturas que atraviesan el sondeo*** dando alineamientos oblicuos que convergen en ellas.



Acústico monopolar vs dipolar.

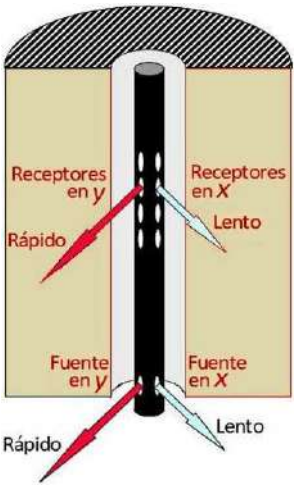


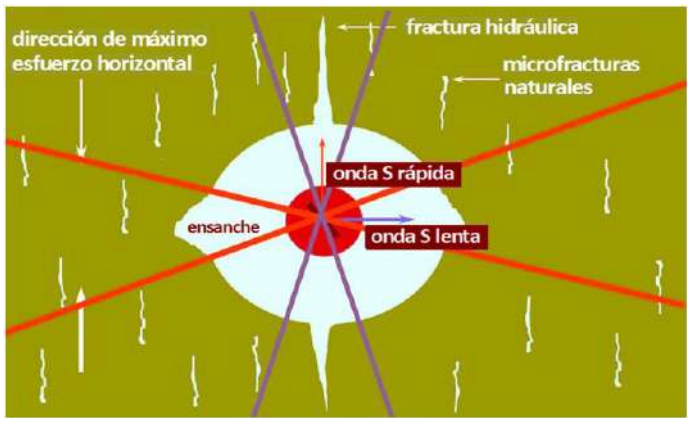
Adquisición de la onda de Stoneley (figuras modificadas de Baker Atlas)



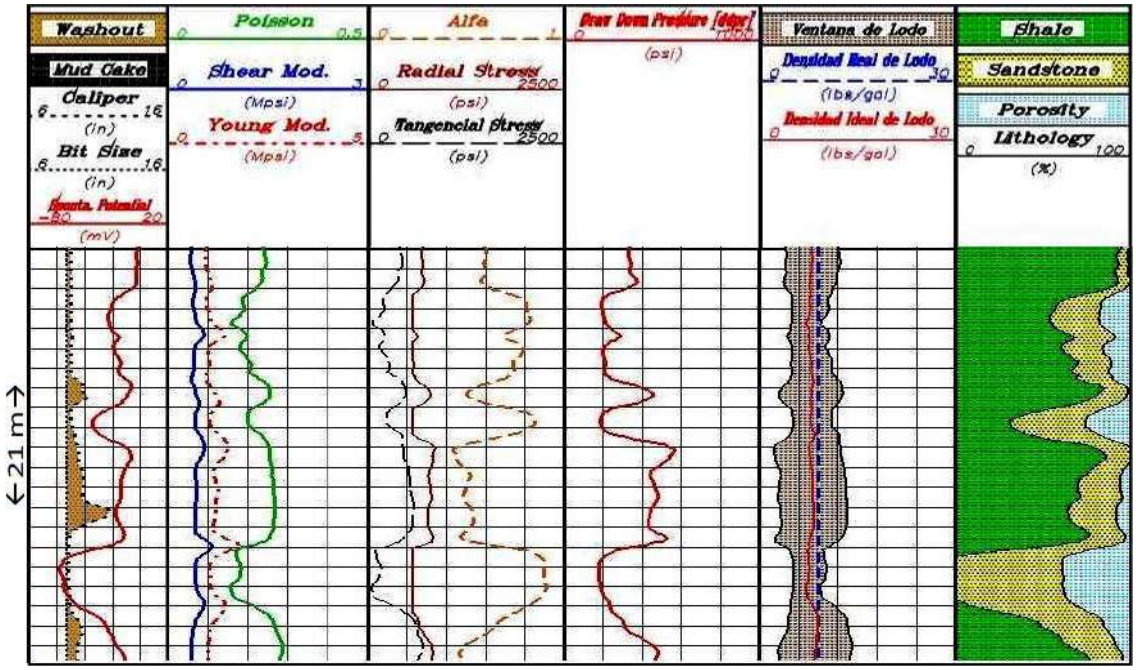
A la derecha registro de onda de Stoneley para identificación de fracturas junto con los coeficientes de reflexión –picos donde son atravesadas–, calibre, rayos γ e imágenes microrresistivas a la izquierda (modificado de Schlumberger)

También se ha diseñado una **herramienta acústica dipolar doble** (*cross-dipole acoustic system*), que posee dos dipolos orientados ortogonales entre sí, lo que posibilita registrar ondas S en dos azimuts (grafica inmediata de la izquierda) para ***detectar anisotropía litológica o estructural***. Las ondas de corte viajan más rápido paralelamente a las fracturas, canalizadas por ellas, y se ralentizan cuando deben atravesarlas en dirección aproximadamente ortogonal. A la derecha puede visualizarse de manera esquemática su potencial empleo para averiguar la orientación de las fracturas naturales, como asimismo de las hidráulicas artificialmente inducidas y también el ovalamiento que pudo haber sufrido el pozo en función del campo de esfuerzos actuante en el subsuelo.





Cortes vertical (izquierda) y horizontal (derecha) mostrando la utilidad del acústico dipolar (figuras modificadas de Baker Atlas)



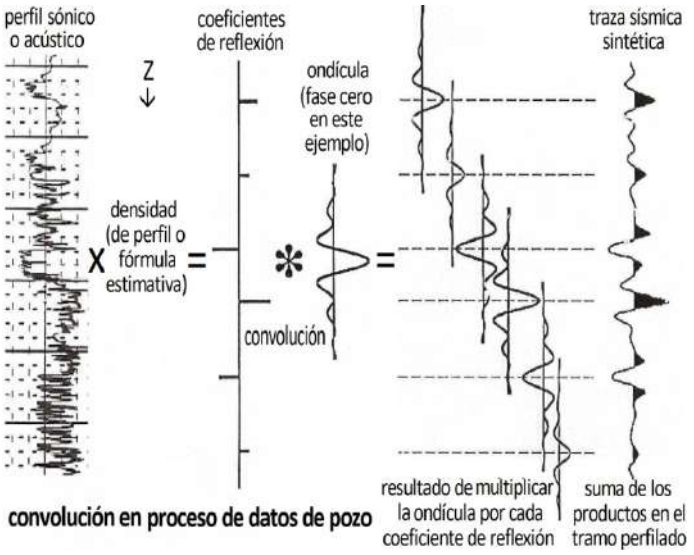
Presentación de un tramo de perfilaje acústico dipolar a los fines de la ingeniería de perforación; en las sucesivas pistas, de izquierda a derecha, la información del calibre del pozo, módulos elásticos, esfuerzos, caídas detectadas en la presión, densidad de lodo y litología más porosidad (gentileza Baker Atlas)

SISMOGRAMA SINTÉTICO (*synthetic seismogram*)

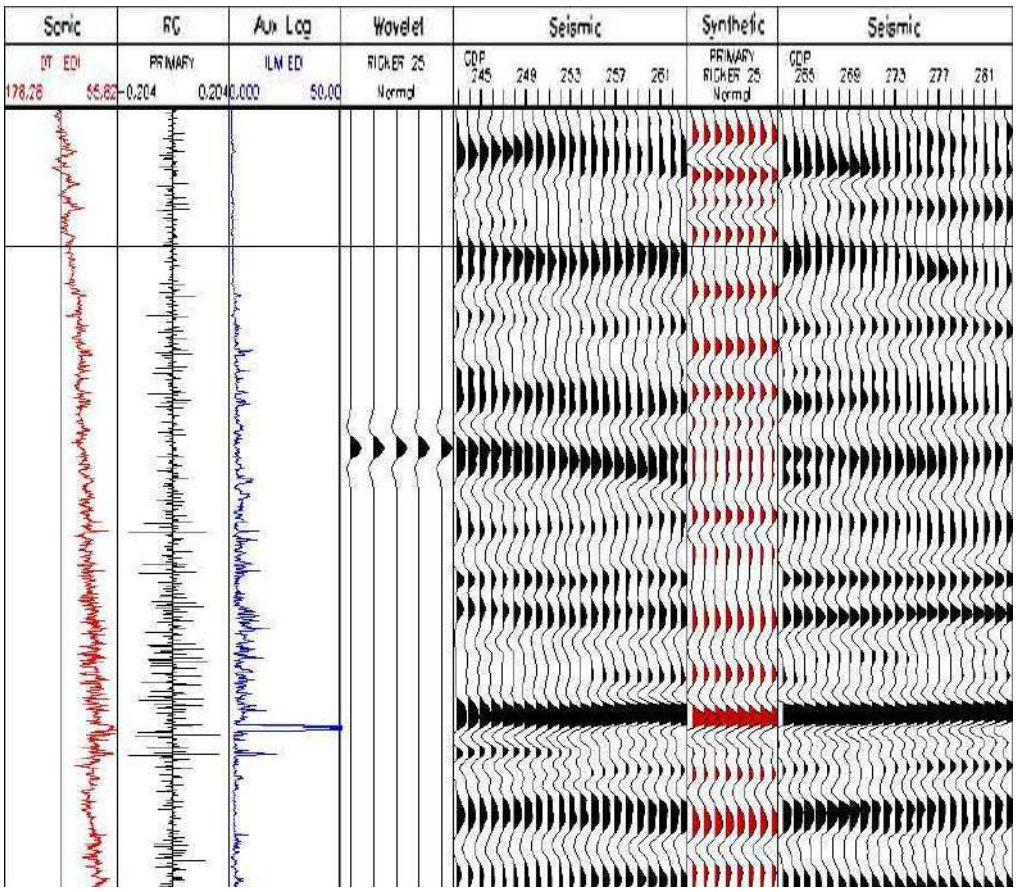
Como ya se puntualizo en el Tema 15, cada sismograma registrado, conocido como traza sísmica S(t), resulta de la convolución de los coeficientes de reflexión F(t) con la ondícula G(t): **S(t) = F (t) * G(t)**

(donde t es el tiempo empleado por el frente de onda sísmico para recorrer el camino desde la fuente hasta las sucesivas interfaces reflectoras y desde ellas hasta los receptores)

Un **sismograma o traza sintética** ***consiste en la imitación informática del proceso real de convolución***. Para generarlo se debe disponer de la serie de coeficientes de reflexión, es decir de la sucesión de impedancias acústicas que permiten calcularlos. Y éstas pueden obtenerse a partir de perfiles de velocidad en pozo (sónico o acústico) y densidad (obtenido usualmente con una herramienta radiactiva o en casos específicos con un gravímetro). En la práctica el dato siempre obligatorio es la velocidad –principal factor de la impedancia–, mientras que puede prescindirse del dato real de densidad en cuencas sin destacados contrastes litológicos, como sucede en la cuenca Golfo San Jorge. En este caso se podría asignar una densidad (δ) media constante, o aproximar con la empírica **fórmula de Gerald Gardner** *et al.* (abreviación de *alii*) de 1974: $\delta = a \, .V^{b}$
(V es la velocidad de cada capa, a y b magnitudes empíricas; por ejemplo, a=0,3 y b=1/4 en clásticas) En cuencas como la Neuquina estas asunciones de la densidad podrían llevar a grandes errores, ya que se intercalan



litologías muy diversas (clásticas, carbonáticas, evaporitas, etc.) no siendo válida una relación lineal entre densidad y velocidad. En cualquier caso, habiendo calculado la serie de coeficientes de reflexión, luego se procede a convolucionar con una ondícula (sea analítica o extraída de datos reales de sísmica de superficie) y se obtiene una traza sísmica en la posición del pozo, o sea que se aplica un proceso que simula la generación de una traza en subsuelo, como se ilustra a la izquierda.
Esta traza sintética –habitualmente repetida unas 5 a 9 veces a los fines visuales– se correlaciona luego con la sísmica de superficie en el lugar del sondeo y así pueden identificarse los eventos geológicos a través de los perfiles de pozo y analizar si su existencia se refleja en la sísmica.



Pozo en Chubut, cuenca Golfo San Jorge, de izquierda a derecha: perfil sónico, serie de coeficientes de reflexión, perfil de resistividad, ondícula analítica, sección sísmica y sismograma sintético –en rojo– intercalado en ésta (gentileza Tecpetrol)

SÍSMICA DE POZO

Nos vamos a referir ahora a los registros sísmicos reales en los pozos. ***Un sismograma sintético***, como vimos, si bien muy útil, es información acústica que se vistió con una ondícula, disfrazándose de sísmica, pero ***no es verdadera sísmica***,
En la sísmica de pozo se hace vibrar el subsuelo con una fuente sísmica que generalmente se halla en la superficie y un receptor (geófono triaxial dentro de una herramienta; foto a la derecha) registra las ondas en el interior del pozo ubicándose a profundidades previamente definidas, empezando desde abajo, como todo perfilaje.

Herramienta de geófono triaxial de Baker Hughes fuera del pozo; obsérvese el brazo para empujar contra un lado y pegar la herramienta en el opuesto (foto L. Chelotti)

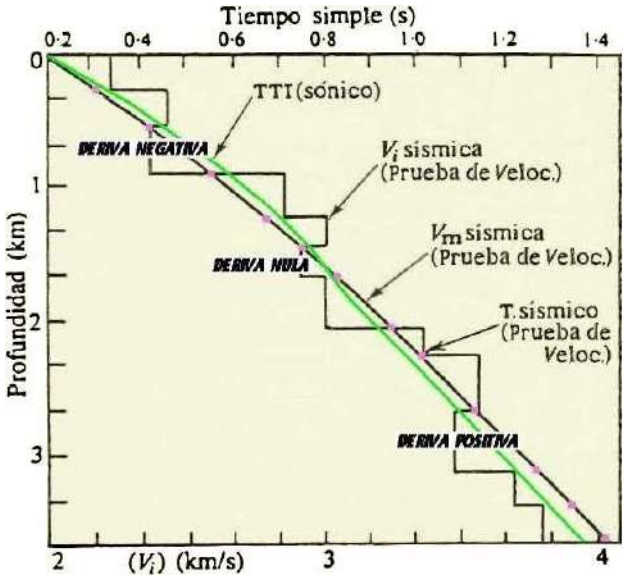
Prueba de Velocidad (*checkshot survey*)

Es el tipo de registro sísmico de pozo más básico y antiguo (**McCollum** y **LaRue**, 1931, Estados Unidos). En él las posiciones o estaciones de anclaje de la herramienta a distintas profundidades son definidas observando los cambios de tendencia del perfil acústico previamente registrado en el mismo pozo, de forma tal de dividir al sónico en zonas donde el carácter del perfil es más o menos constante. En los raros

casos en que el perfil sónico no ha sido registrado, puede recurrirse a uno de resistividades profundas, que suele tener cierta proporcionalidad general con los perfiles de velocidad.

Con una fuente muy cercana a la boca de pozo se hacen varios disparos –para obtener sendos registros– por cada profundidad de anclaje de la herramienta (cuyo brazo pega el receptor contra la pared del pozo) y luego son sumadas las señales para aumentar la relación señal/ruido. Como en sísmica de refracción, ***sólo sirve leer el tiempo de primer arribo*** (en este caso ***la onda directa descendente***) para cada profundidad y se tiene así una ley tiempo/profundidad: la **ley de velocidad sísmica de pozo**, tal como la ilustrada aquí mediante la curva que nos da las velocidades medias V_m –en cada punto según las escalas vertical y horizontal superior–. Se representan también las **velocidades interválicas** V_i **sísmicas** computadas en km/s (escala abajo).

Recuérdese que ***una ley de velocidad puede obtenerse también de la corrección dinámica o desde otros datos.***

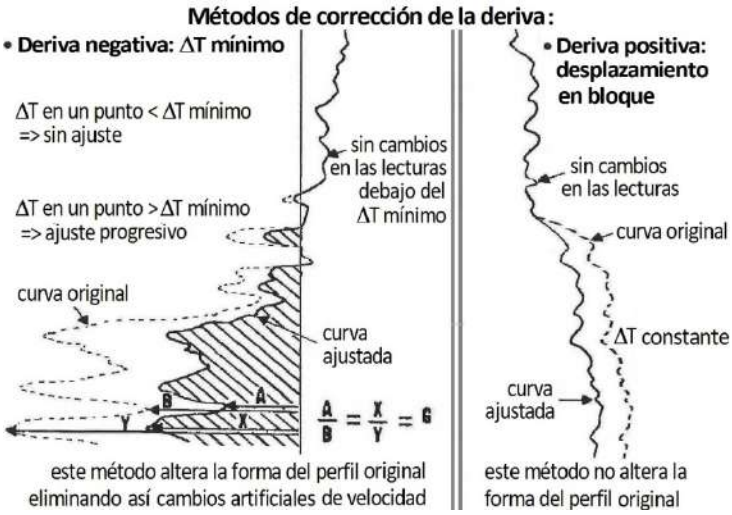


Ley de velocidad de pozo; tiempos de tránsito integrados –TTI– sónicos y sísmicos de la prueba de velocidad, así como velocidades sísmicas interválicas *Vi* y medias *Vm*; se indican los tramos de deriva negativa, nula y positiva.

Calibración del Perfil Sónico

Un sismograma sintético procesado sin ajuste sísmico será mucho mejor que no disponer de ninguno, pero casi siempre presentará efectos distorsivos por una o varias de las siguientes causas:

- **Cambios laterales de velocidad** en la inmediatez del pozo, que darán unas lecturas para el perfil sónico (el cual lee a menos de un metro desde la pared del sondeo) que diferirán respecto a la sísmica de pozo (la cual promedia valores a decenas de metros de distancia). Por este motivo la traza sintética puede aparecer acortada o alargada en distintos tramos respecto a las trazas sísmicas de superficie del entorno del sondeo, dependiendo tales diferencias de cuán importantes sean esas variaciones laterales y en qué sentido se produzcan.
- **Condición del pozo**, que hace que allí donde está más deteriorado (por la invasión del lodo, expansión de arcillas, cavernas, etc.) dará lecturas de velocidad más bajas para el perfil acústico que para la sísmica, debido a que esta última promedia a distancias mayores donde la alteración se torna insignificante. Por esta razón en los tramos de pozo en peor condición las velocidades acústicas son más lentas que las sísmicas. Esto generalmente acontece en la parte más somera del sondeo, donde las rocas son menos competentes y la exposición a la circulación de lodo ha sido más prolongada en el tiempo.
- **Dispersión de ondas**, o sea la dependencia de la velocidad registrada con la frecuencia de la fuente en función de la velocidad de fase de cada una. Dado que la herramienta acústica emite energía a 20 o 30 kHz y la sísmica a no más de 100 o 140 Hz, las velocidades sísmicas resultan más lentas. Este fenómeno ocurre a lo largo de todo el pozo, pero se manifiesta en los sectores donde la condición de éste es buena (porque no es contrarrestado por el efecto anterior), casi siempre la parte profunda.

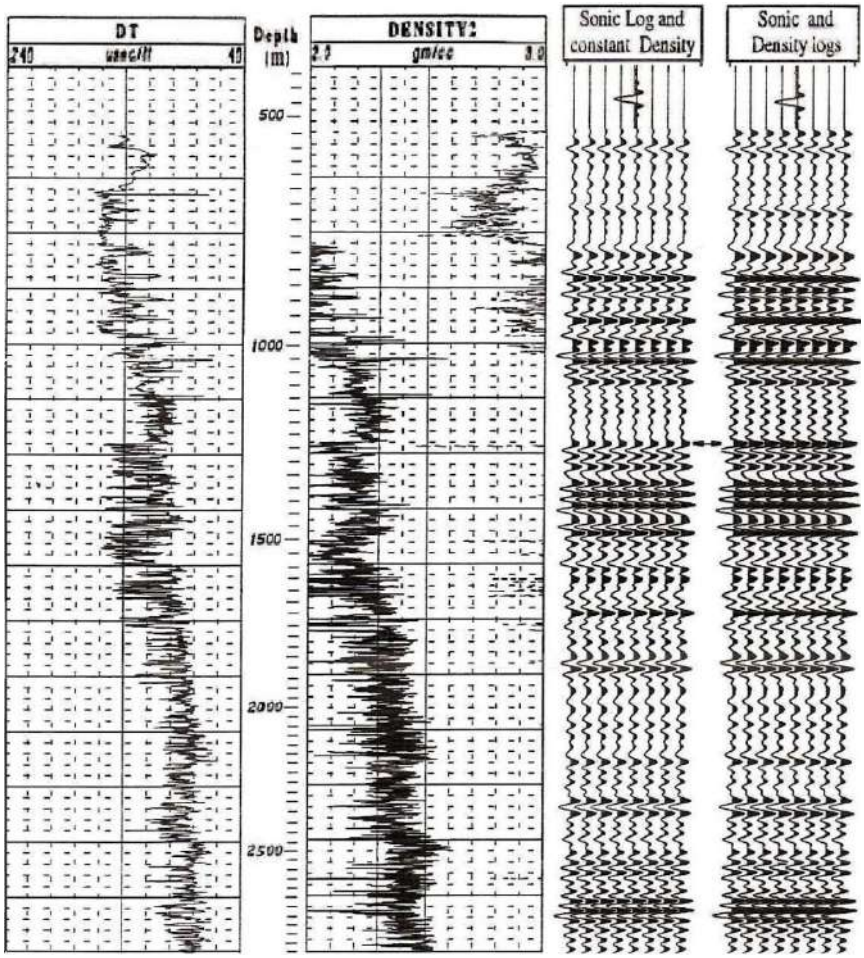


(modificado de Schlumberger)

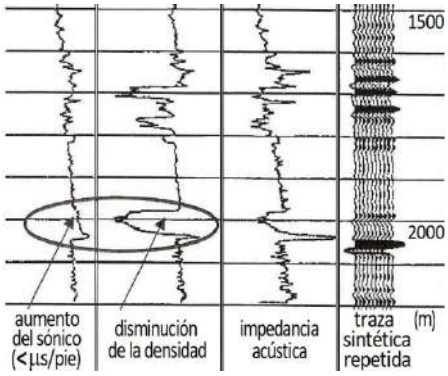
La calibración del perfil sónico se consigue ajustándolo con el registro de tiempo de primer arribo de la onda sísmica (directa) de la prueba de velocidad. El método clásico de calibración consiste en aplicarle al acústico las correcciones indicadas por una curva de deriva (*drift*) obtenida a partir del análisis de las diferencias entre las leyes de velocidad (ejemplo arriba) de los tiempos registrados mediante la prueba de velocidad (T sísmico) y los Tiempos de Tránsito Integrado del perfil sónico (TTI): ***DERIVA* = T sísmico – TTI**

La figura adyacente esquematiza los métodos de corrección de la deriva, por Δt mínimo si ésta es negativa y por desplazamiento en bloque si es positiva. En este último caso se corre toda la curva

en forma pareja para compensar la diferencia de tiempo entre acústico integrado y sísmica, por efecto de la dispersión. Pero si la deriva es negativa el corrimiento debe hacerse en forma proporcional, como se aprecia, porque se asume un efecto variable consecuente de las condiciones también variables del sondeo.
El resultado es una sucesión de velocidades con la cual se puede construir una serie de coeficientes de reflexión y finalmente una traza sintética que correlacionará mejor con la sísmica de superficie, evitándose los efectos distorsivos antes explicados.

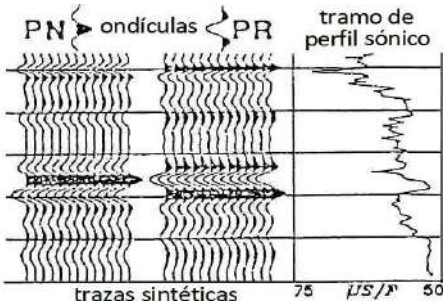


Sismograma sintético computado a partir del ΔT pero con y sin δ en un pozo de Chubut mostrando que en este caso δ es prescindible (gentileza Tecpetrol)



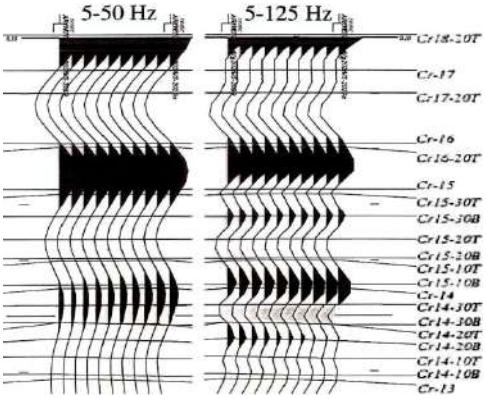
Respuesta inversa de δ vs ΔT; ver texto.

Arriba, un caso en que la velocidad y la densidad tienen comportamiento inverso, típicamente una evaporita.
En la figura a la izquierda, cotejo de sismogramas sintéticos procesados: o con densidad constante, o con la que mide el perfil. Se trata de un pozo de la cuenca Golfo San Jorge y puede verse que en este ejemplo la densidad real sólo es importante en una interfaz a unos 1.250 mbbp.

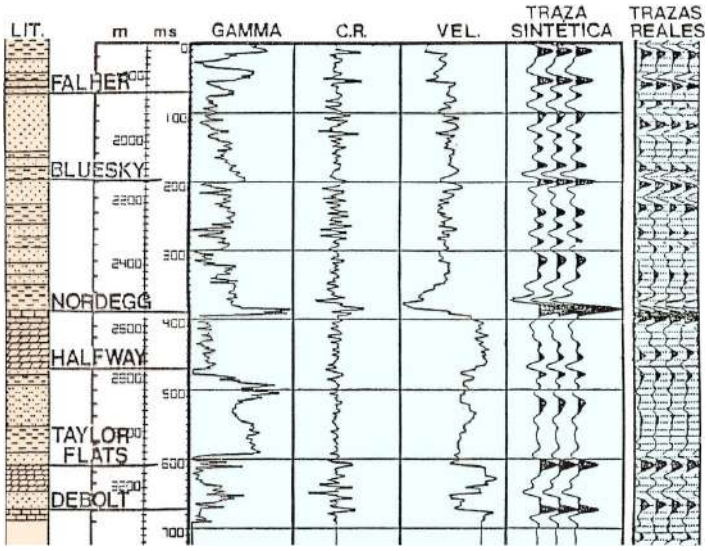


Sónico y sismograma en polaridad normal PN y reversa PR (modif. de Schlumberger)

A la derecha, un sismograma sintético procesado alternativamente con una ondícula de **polaridad normal o reversa** según la **convención americana**. En el primer caso un incremento de la impedancia se corresponde con un pico (*pick*). En el segundo, con un valle (*through*). La convención europea es a la inversa. El proceso simultáneo con las dos polaridades es práctica común, de modo que en la interpretación se pueda cotejar con las secciones de sísmica de superficie (2 o 3D) en una u otra polaridad según corresponda (y de paso puede verificarse si la polaridad reportada en la sección o volumen es correcta). Además, ***al colgar la traza sintética sobre la sísmica deben controlarse los planos de referencia***. Si difieren, la traza creada es movida en vertical hasta hallar coincidencia. La diferencia en tiempo doble puede ser aproximadamente calculada con la velocidad de reemplazo (de la capa consolidada bajo la meteorizada) usada en la corrección estática. Acá al lado se ve un detalle de traza sintética procesada alternativamente con frecuencias máximas de 50 y 125 Hz. El segundo caso provee mayor resolución y se acerca (sin llegar) a la posibilidad de inferir sísmicamente las capas más espesas de la formación C. Rivadavia.



Sismograma creado con dos frecuencias máximas distintas y cotejo con niveles estratigráficos (gentileza Tecpetrol)

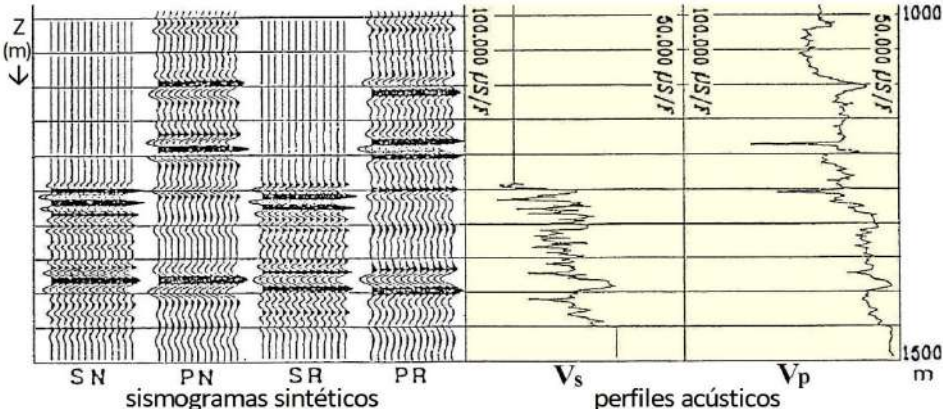


Desde la izquierda, litologías, formaciones, profundidad, rayos γ, coeficientes de reflexión, velocidades acústicas y cotejo de la traza sintética con una franja de sísmica real (modificado de Halliburton)

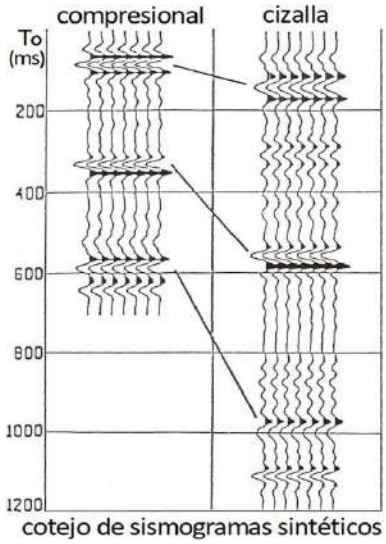
Sin embargo, la única que vale para comparar es la que se equipara con las frecuencias realmente cosechadas con la sísmica de superficie: las menores lamentablemente.

A la izquierda, perfiles de un pozo y litologías (de muestreos, sean recortes, testigos laterales o testigos corona, o deducidas a partir de datos de perfiles) que son correlacionadas con el sismograma sintético creado y con una angosta franja de la sísmica real, se trate de 2 o 3D.

Otra opción, para casos especiales, es la de generar sismogramas sintéticos de ondas S a partir de acústicos dipolares, como se ilustra a continuación escalado en tiempo y profundidad (por su costo el dipolar abarca sólo una parte y el obtenido de ondas P cubre el total).



Acústicos de ondas P y S con los que fueron generados los sismogramas de polaridad normal –SN y PN– y reversa –SR y PR– mostrados en escala vertical métrica, que no es lo usual, y por ello tienen el mismo largo. (figuras modificadas de Baker Atlas)



Los tiempos son más largos para las ondas S que viajan más lento.

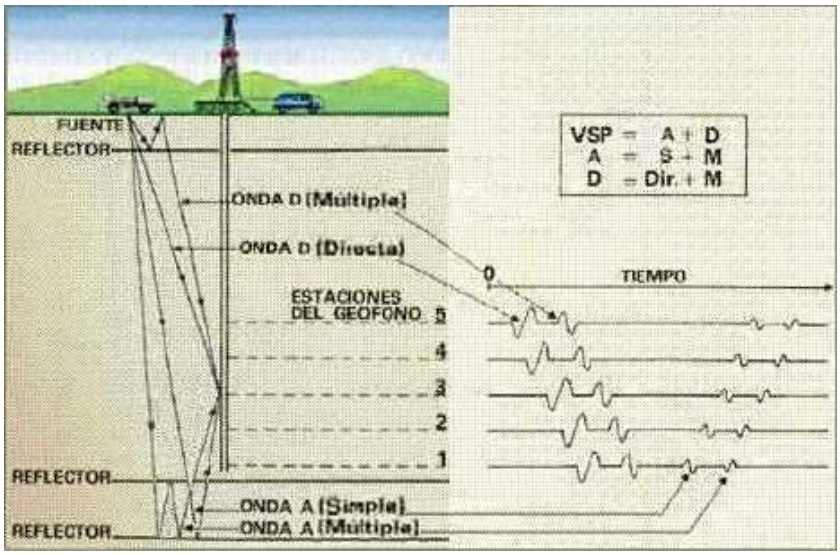
Con todo, el sismograma sintético sigue siendo un producto artificial, con limitaciones inherentes al modelo teórico que le da origen. Estos modelos toman datos de velocidad y densidad de perfiles de pozo que, aun corregidos, pueden no coincidir con lo que ve una onda sísmica al atravesar el subsuelo. Además suponen estratificación horizontal –aunque con bastante mayor tiempo de procesado podría hacerse un modelo de capas buzantes–, computan incidencia vertical del rayo sísmico –también podría simularse incidencia inclinada–, asumen conocer el tipo de ondícula –que puede realmente conocerse si se la extrae de la sísmica de superficie– y además están limitados por la extensión del registro acústico en el pozo, es decir sólo suministran información de los estratos perfilados en el sondeo y no de los ubicados por debajo. Una traza sintética es, en suma, de importantísima ayuda para la puesta en profundidad de la sísmica de superficie, pero **no es** lo Más.

Perfil Sísmico Vertical (*Vertical Seismic Profile* o *VSP*)

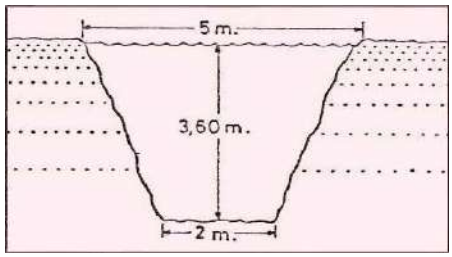
Concebido en los Estados Unidos entre 1953 y 1958 por **Jolly, Riggs, Clifford, Levin y Lynn**, fue desarrollado en la Unión Soviética con gran efectividad. Así, para superar las limitaciones de una traza sintética, se puede recurrir a un *VSP* –a un costo bastante mayor– que analiza no sólo el primer arribo de la onda directa sino todo el tren de ondas y donde las posiciones de geófono son equiespaciadas entre 15 y 30 metros a lo largo del pozo. Este intervalo de muestreo espacial mínimo dependerá de la frecuencia máxima esperada y de la velocidad mínima esperada en la zona de interés. Según el teorema de muestreo de Nyquist, que ya hemos citado en el Tema 14, para evitar el doblamiento o *aliasing* espacial, dados ciertos valores de velocidad mínima (**Vmín**) y frecuencia máxima (**Fmax**), la **separación entre geófonos** deberá ser: Δ**Z**(m) **< Vmín**(m/s) **/ 2 Fmax**(Hz)

El campo de ondas sísmicas presentes en el *VSP* se divide en ondas descendentes (*down*) y ascendentes (*up*), con

sus correspondientes múltiples, lo cual puede ser visualizado en la figura de la izquierda.

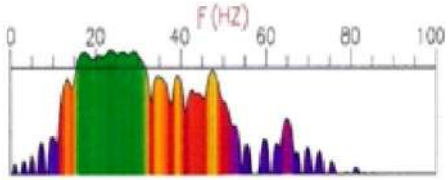


Esquema de adquisición de un perfil sísmico vertical (modif. de Schlumberger)

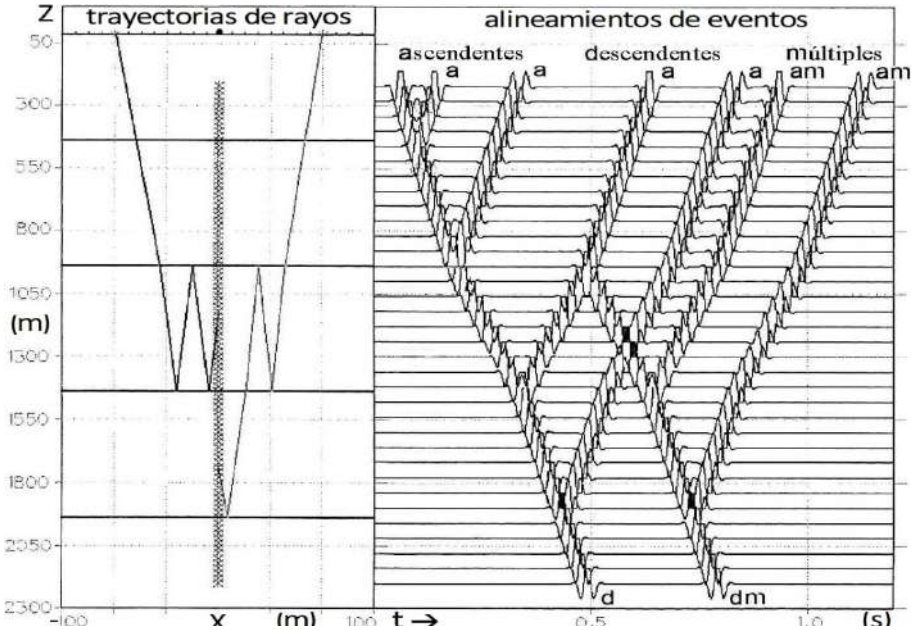


Medidas de foso para cañon de aire.

Arriba, medidas recomendables del foso donde se sumerge un cañón de aire en agua o lodo de perforación, para ser empleado como fuente en tierra, donde, sin embargo, la fuente más común es el camión vibrador.
Todas las otras fuentes conocidas son utilizables en mar o tierra, según sea el caso específico.
Aquí se representa un espectro de frecuencias típico, el cual va siendo monitoreado durante la adquisición y naturalmente siempre resulta más rico en altas frecuencias en la porción más somera del pozo en evaluación.

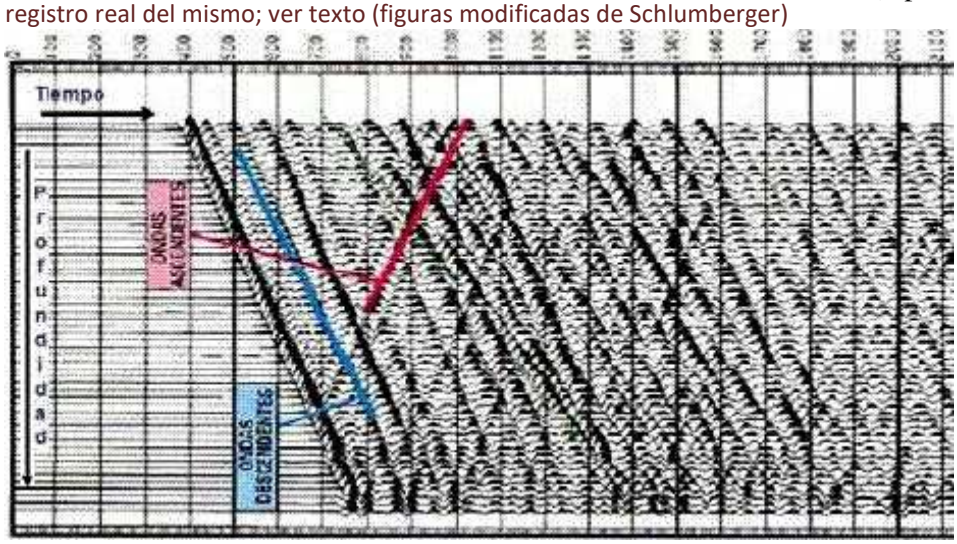


Espectro de frecuencias en pozo.



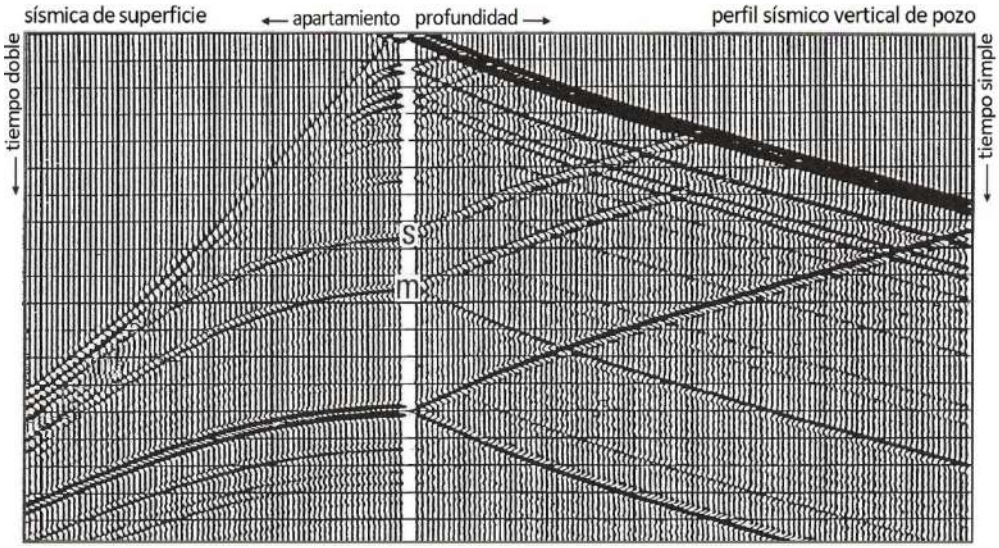
Arriba, esquema de rayos registrados en un perfil sísmico vertical. Abajo, registro real del mismo; ver texto (figuras modificadas de Schlumberger)

En la figura colindante vemos cómo las reflexiones múltiples, ya sean descendentes (dm) o ascendentes (am) aparecen tipo como descolgadas en el registro en razón de sus trayectorias (representadas a la izquierda).



El campo ascendente de ondas es separado del descendente y después se efectúa un procesado de los datos semejante, aunque un poco más sencillo, que el aplicado en la sísmica desde la superficie. Al visualizar todo el conjunto de trazas resulta posible identificar fácilmente las reflexiones múltiples que pudieran haberse producido, lo cual es un dato de gran utilidad para identificarlas luego si

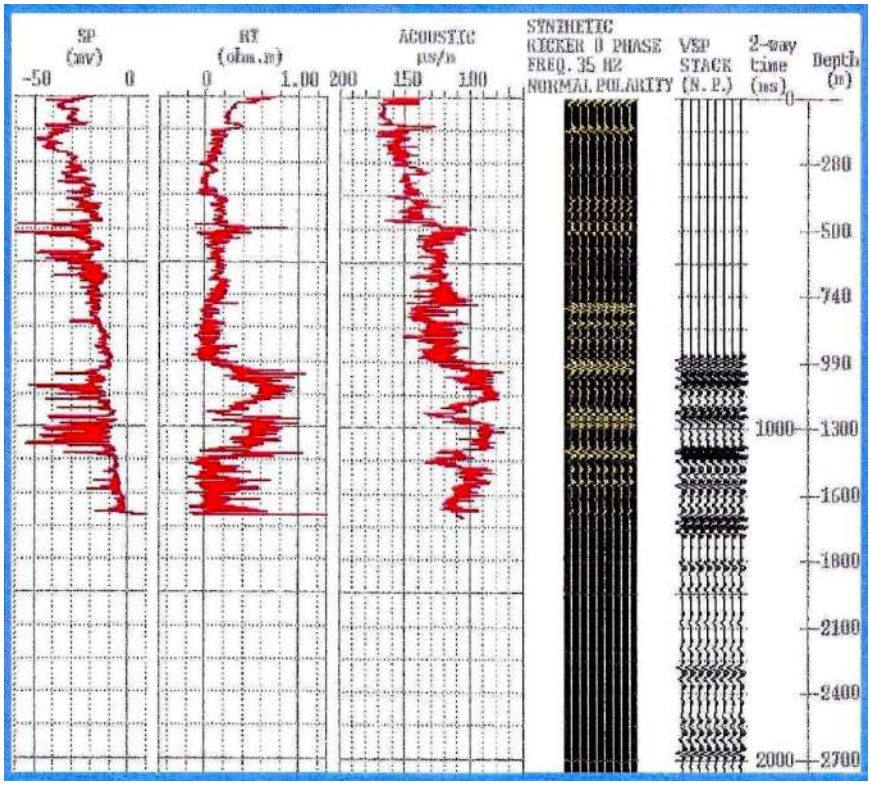
estuvieran presentes en la sísmica de superficie (2 o 3 dimensiones), y eventualmente eliminarlas en un posterior reproceso de esta última. Abajo se ilustra comparativamente la familia de trazas de superficie que corresponde a la locación del pozo (con tiempo vertical de ida y vuelta) y la familia de trazas del perfil sísmico vertical (con tiempo sólo de ida), distinguiéndose, entre otras, una reflexión simple y su correspondiente múltiple, que no es tan evidente en los datos superficiales porque no se la ve iniciar descolgada como sí ocurre en los datos del *VSP*.



Correspondencia entre familias de trazas de sísmica registrada desde superficie y desde pozo; **S**: reflexión simple, **m**: múltiple de **S**; ver texto (modificado de Schlumberger)

Las trazas de la familia de pozo (o sea las registradas durante el *VSP*) luego son sumadas y se obtiene una única traza sísmica real apilada en la posición del sondeo. Ésta abarca desde la última posición del geófono, es decir la más superficial, normalmente la número 40, ya que ése es el número mínimo de estaciones recomendadas para poder conseguir una buena traza suma. Y que además llega no solamente hasta la primera posición de recepción (que es la más profunda) sino hasta muchos metros por debajo del fondo del pozo: 1.000 o más, teóricamente tanto como se desee, asumiendo que la calidad se deteriora con la profundidad. El tiempo de representación de la traza apilada final resulta doble porque se suman los tiempos verticalizados de las ondas descendentes más los que corresponden a las ondas que ascienden hasta la misma posición de anclaje del geófono.

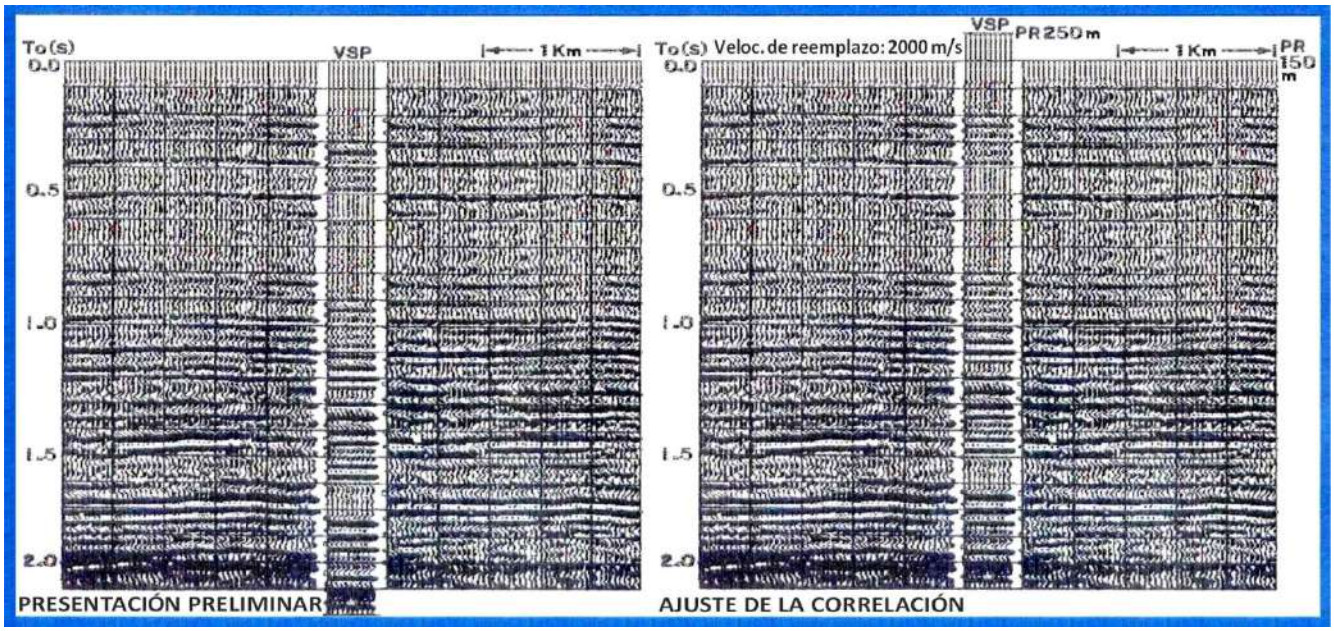
El tramo superior del pozo, si no queda cubierto por el perfil sísmico vertical –lo cual suele ser así por su falta de interés aplicado–, ***se completa con algunas estaciones de prueba convencional*** para poder calibrar el perfil sónico también en ese tramo y consecuentemente, sin gastar mucho, poder ajustar el sismograma sintético, que habrá de tener alguna utilidad en ese sector superior carente de una traza real de pozo. Esto se ilustra a la derecha. Lo comentado acerca de colgar la traza sintética respecto a la sísmica de superficie (verificando planos de referencia, polaridades y aspecto general de las reflexiones) funciona del mismo modo con esta traza real del perfil sísmico vertical (figura al inicio de la página siguiente).



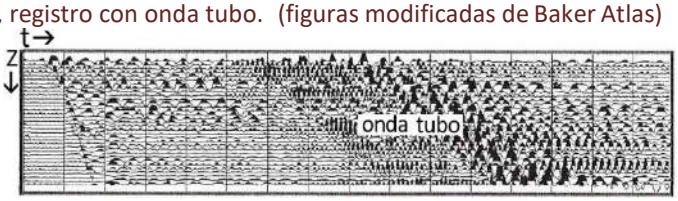
Perfiles de potencial espontáneo, resistividad y acústico, traza sintética creada con este último y traza real del perfil sísmico vertical (modificado de Baker Atlas)

Un *VSP* generalmente tiene mayor resolución que la sísmica 2 o 3D porque las ondas viajan menos y por consiguiente tienen menor atenuación de sus altas frecuencias. Esta no es una ventaja para la correlación entre ambas sísmicas y, de hecho, se puede aplicar un filtro corta-altos sobre la traza del *VSP* para asemejarla a

las trazas de superficie. Pero esta mejor resolución de pozo puede ser útil para algún eventual proceso especial de la sísmica superficial (inversión de trazas, realce de las frecuencias u otros que se abordan en el Tema 18).



Arriba, ajuste de un *VSP* con la sísmica de superficie. Abajo, registro con onda tubo. (figuras modificadas de Baker Atlas)

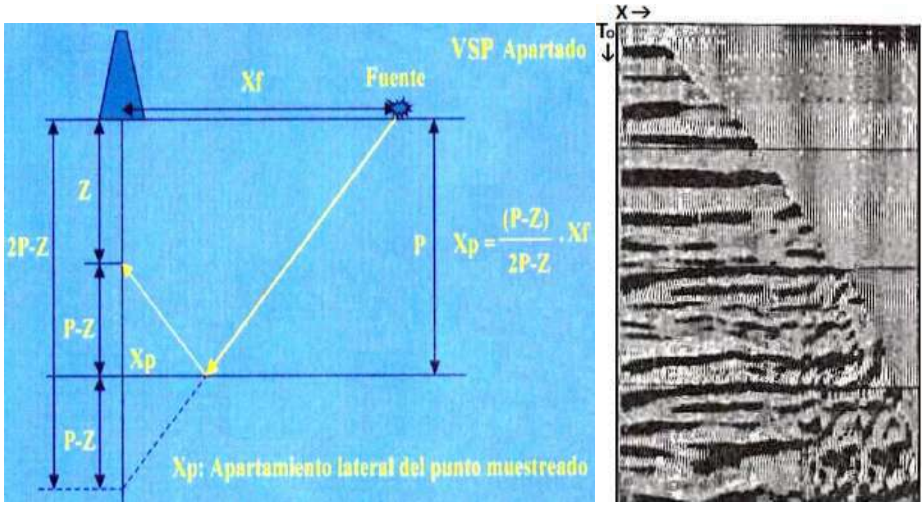


De modo que, ***al igual que una prueba de velocidad, el VSP también permite construir una ley de velocidad***, pero además provee un **sismograma real** de pozo, la visualización debajo de él y, como *bonus*, denunciar reflexiones múltiples que se colaron.

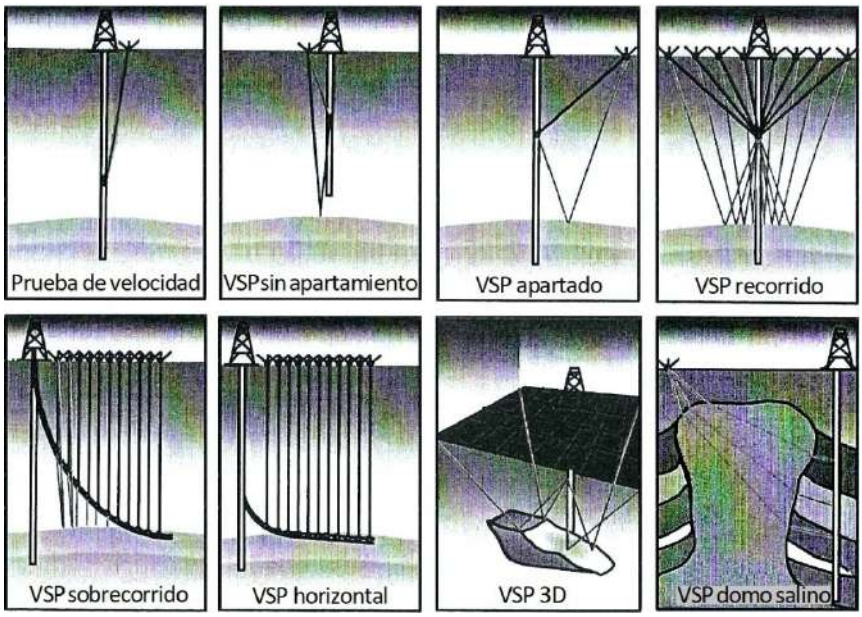
Si el pozo abierto tiene mal calibre, quizá el perfil sísmico vertical podrá únicamente registrarse a pozo entubado, por los problemas de anclaje de la herramienta en las cavernas. Pero entonces es más factible que aparezcan en los registros las ondas tubo (de Stonley) que en este caso son ruidos que pueden invalidar un *VSP*. Acá arriba vemos su registro, en general más notorio en un geófono horizontal que en uno vertical (recordar que son 3, en ***x***, ***y***,***z*** en la herramienta triaxial). Las tubo pueden atenuarse bajando el nivel de lodo (en el tramo de cañería guía) o reubicando la fuente tal que haya una zanja o pileta entre ésta y la boca de pozo. Pero si el problema no halla solución, se tendrá que desistir de registrar el *VSP* y alternativamente conformarse con una prueba de velocidad (*checkshot*) si los primeros arribos están libres de ruido, lo que servirá para tener un mejor sismograma sintético (si se ha registrado el acústico, cosa que casi siempre se hace).

Sísmica de Pozo Apartada

Existe una gran variedad de registros con apartamientos que permiten la obtención de secciones sísmicas angostas hacia los lados de los pozos perfilados –es decir, diversas trazas apiladas– a fin de tener información con la que resolver cuestiones estratigráficas o estructurales cuando no existe sísmica previa con tales rumbos o la hay pero no es de buena calidad. El caso más típico es el ***VSP* apartado** (*offset VSP*). En él se aleja la fuente a una posición fija a cientos de metros de la boca de pozo, tal como se esquematiza aquí arriba, y entonces se registran las habituales 40 estaciones o más, como en un *VSP* sin apartamiento.



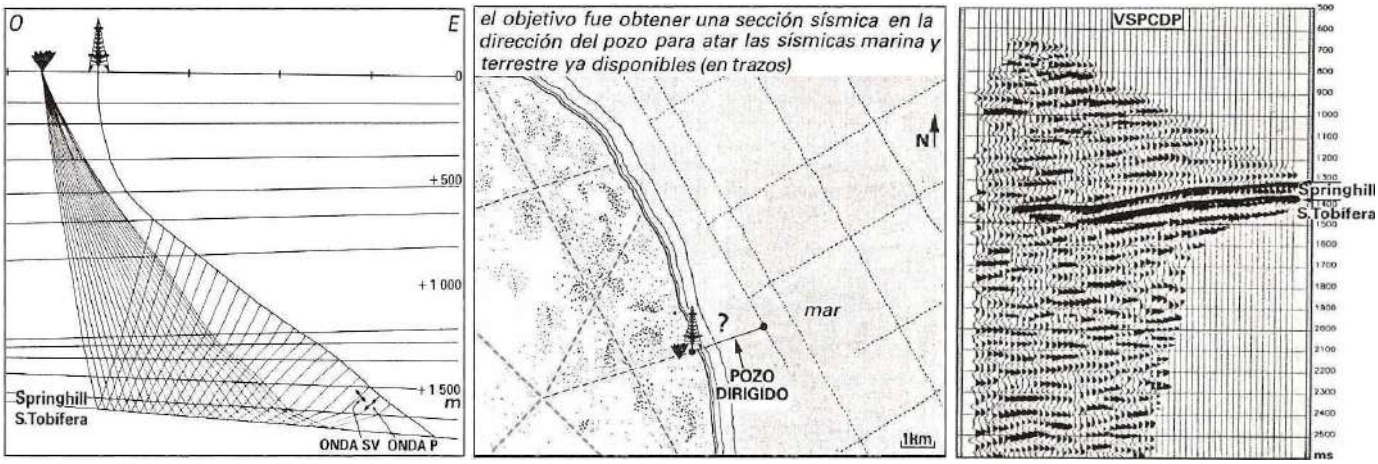
Cálculo del apartamiento de un punto de reflexión y a la derecha una sección real de VSP apartado (modificado de Baker Atlas)



Diferentes configuraciones de VSP (modificado de Baker Atlas)

Otra variante es el ***VSP* recorrido** (*walkaway*) en cuyo caso se recurre a varias posiciones de fuente a distintas distancias de la boca de pozo, pero se limita el número de posiciones de recepción a unas pocas dentro del sondeo. También se emplean las alternativas de ***VSP* sobrecorrido** (*walkabove*) y el **horizontal** para pozos dirigidos. Otro es el **multi-azimut**: serie de *VSP* apartados con varios rumbos en un mismo pozo, sea vertical o dirigido (figura en pág.409). Y existen otras configuraciones de adquisición que se esquematizan en la figura a la izquierda.

Tierra del Fuego: modelado, mapa y sección de *VSP* apartado en pozo dirigido bajo el mar (de J. Erlicher y L. Chelotti)



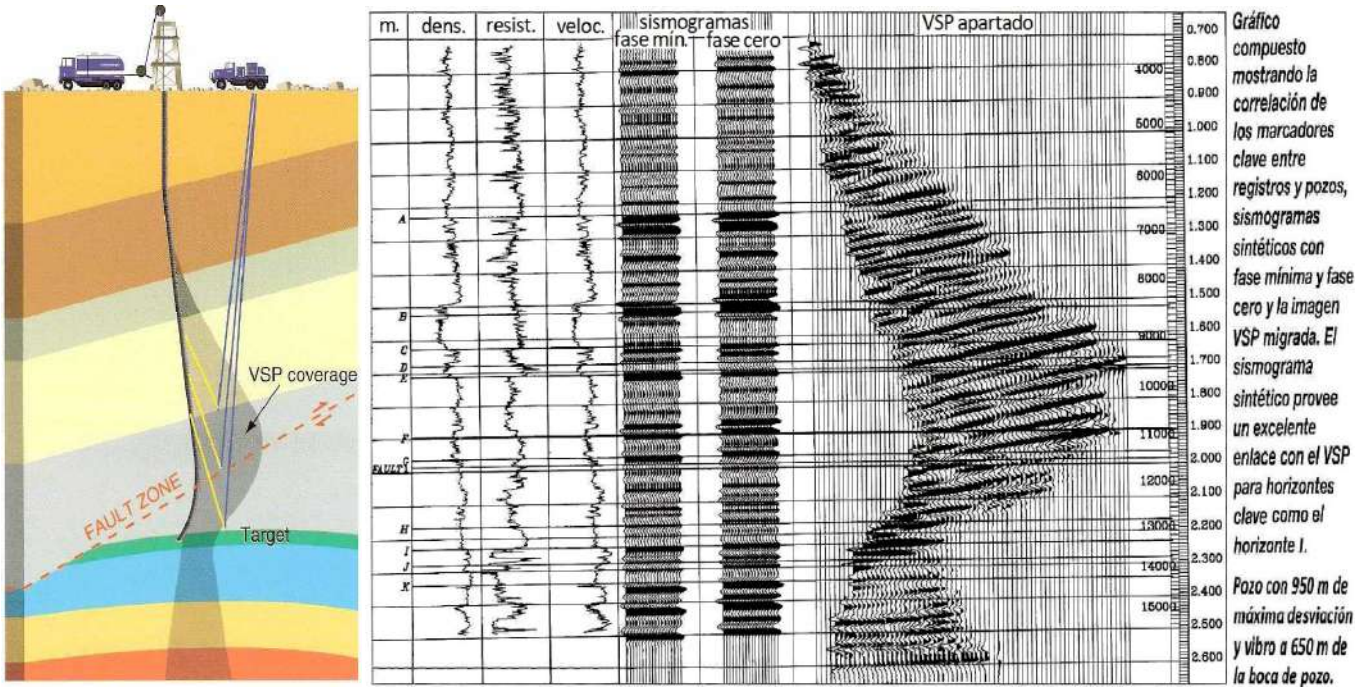


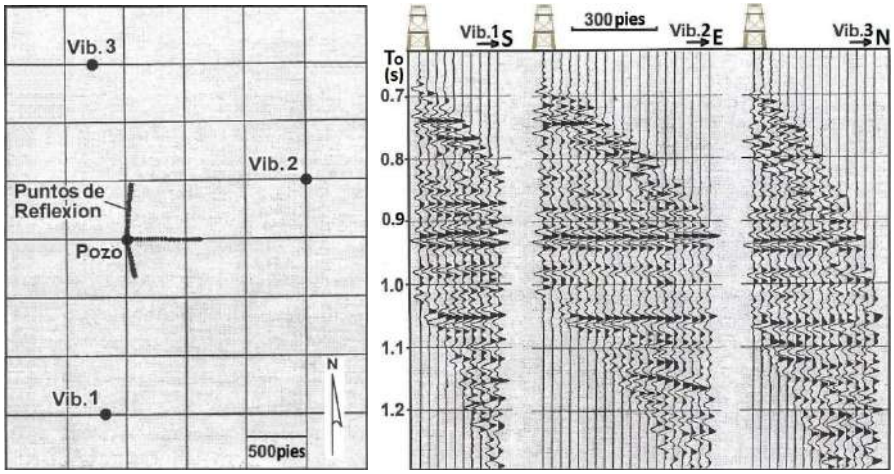
Gráfico compuesto mostrando la correlación de los marcadores clave entre registros y pozos, sismogramas sintéticos con fase mínima y fase cero y la imagen VSP migrada. El sismograma sintético provee un excelente enlace con el VSP para horizontes clave como el horizonte I.

Pozo con 950 m de máxima desviación y vibro a 650 m de la boca de pozo.

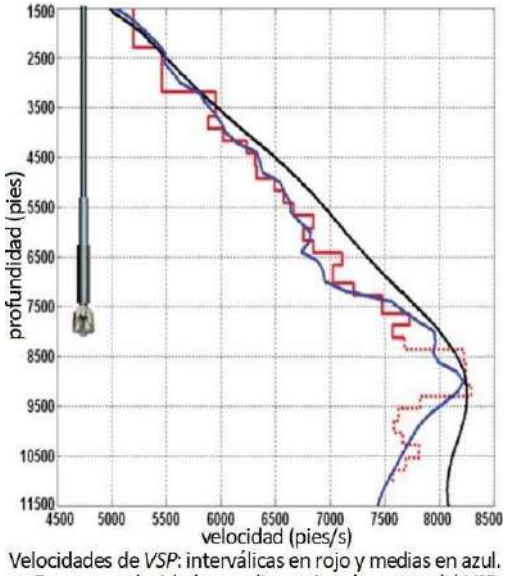
Modelo y registro procesado de un *VSP* en un pozo dirigido en la cuenca Noroeste de Argentina (modific. de Schlumberger)

Sísmica de Pozo al Perforar

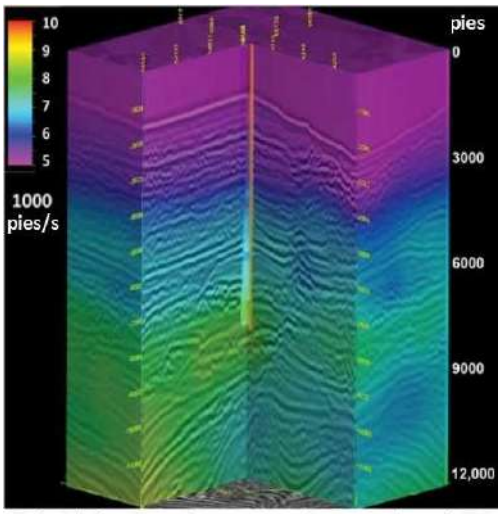
También se puede registrar sísmica durante el perfilaje simultáneo (*LWD, Logging While Drilling*). Se puede operar con el trépano oficiando de fuente mientras perfora, con un geófono triaxial registrando en la superficie (ver Carcione *et al*., 2001), técnica que suele generar una ondícula muy mala–. O bien con un geófono ubicado como parte del conjunto de fondo en la misma columna de perforación y una fuente en la superficie (vibro, cañón de aire u otra) que es la opción casi siempre empleada. Pero, incluso en este segundo caso, los registros obtenidos durante la perforación nunca son de buena calidad, por más que durante los segundos de adquisición se procura perforar suavemente. La razón de su empleo es que permite predecir las formaciones que serán atravesadas para ajustar entonces correctamente el momento de dejar de perforar para proceder a operaciones críticas.



Mapa y secciones de *VSP* multiazimut (modificado de Schlumberger)



Velocidades de *VSP*: interválicas en rojo y medias en azul. En negro velocidades medias estimadas antes del *VSP*.



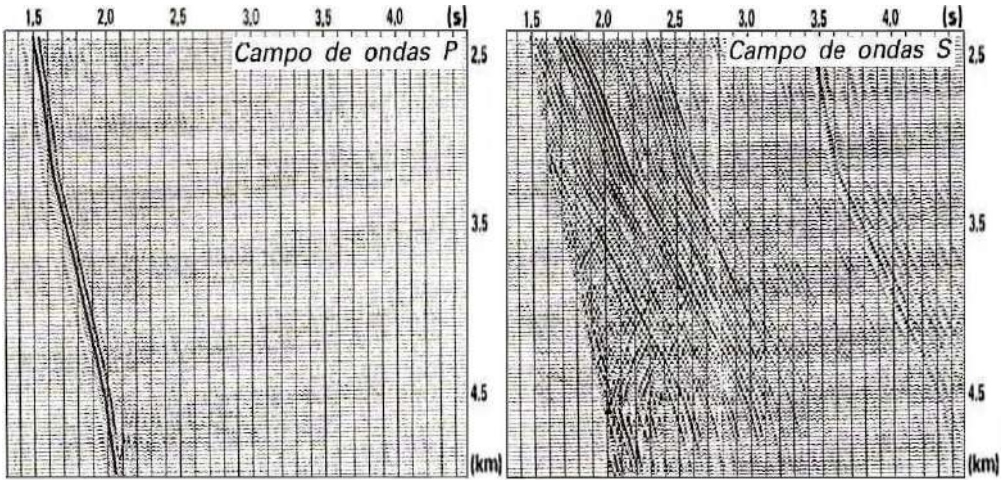
Velocidades ajustadas en torno al pozo en base al *VSP* registrado durante la perforación.

Obsérvese la caída de velocidad en el fondo a causa de una zona sobrepresionada (modificado de Esmersoy *et al*., 2013)

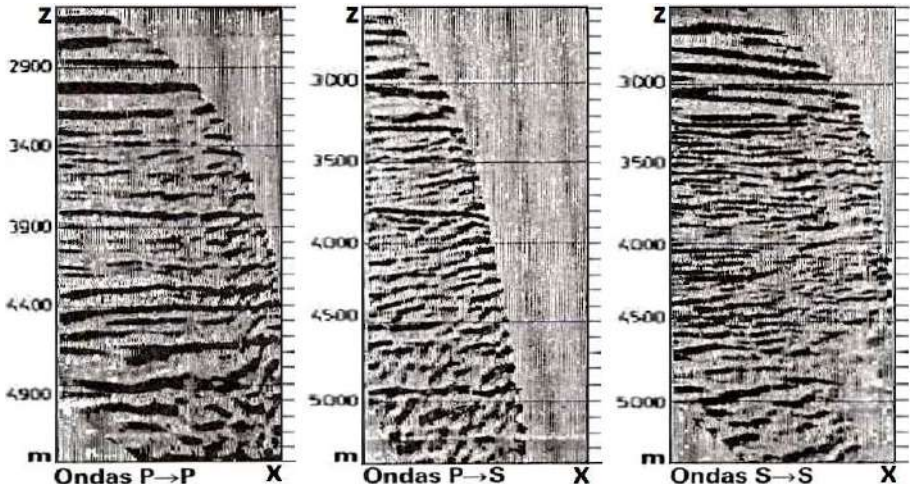
Situaciones típicas son ***ensayos*** a pozo abierto, ***coroneo*** de reservorios y ***entubamiento*** previo a una zona sobrepresionada (ejemplo acá arriba) o a la entrada a un diapiro para cambiar la composición o densidad del lodo en función de las condiciones geológicas o de reservorios que se intenta atravesar sin dañar. También se puede recurrir a esta técnica cuando se está haciendo el ***seguimiento de una perforación*** a lo largo de un reservorio, ya sea horizontal o de muy bajo ángulo (como la formación Springhill en la cuenca Austral marina).

Registros de Ondas S

En cualquiera de las modalidades de los *VSP* se puede optar por adquirir, además de las ondas longitudinales, también las transversales, alargando el tiempo de registro y procesando la información de los canales horizontales del geófono de pozo, que desde hace muchísimos años es rutinariamente triaxial (son tres geófonos en x, y, z). No es necesario



Familias de trazas de ondas P y S en un *VSP* apartado (modificado de Schlumberger)

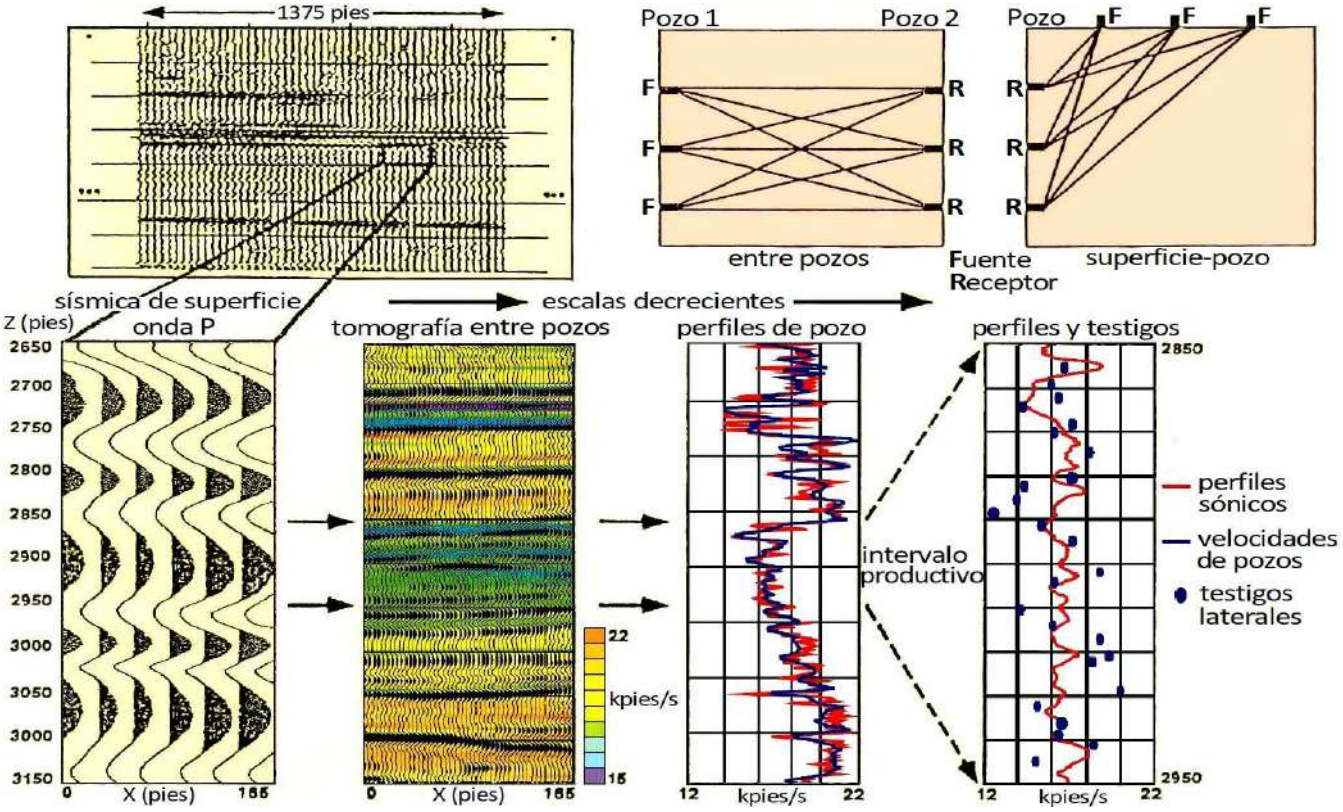


cambiar la fuente de energía, ya que las ondas S igual se producen desde tales fuentes convencionales en tierra –no así en el mar–, y además también se generan ondas S en el subsuelo por conversión de modo de las P (véanse las figuras).

VSP apartado de ondas sólo P –PP–, de ondas S creadas en subsuelo por conversión de modo –PS– y de ondas S que partieron como tales desde la fuente sísmica –SS–; el PS cubre menor distancia horizontal por efecto del cambio de ángulo por la ley de Snell (modificado de Schlumberger)

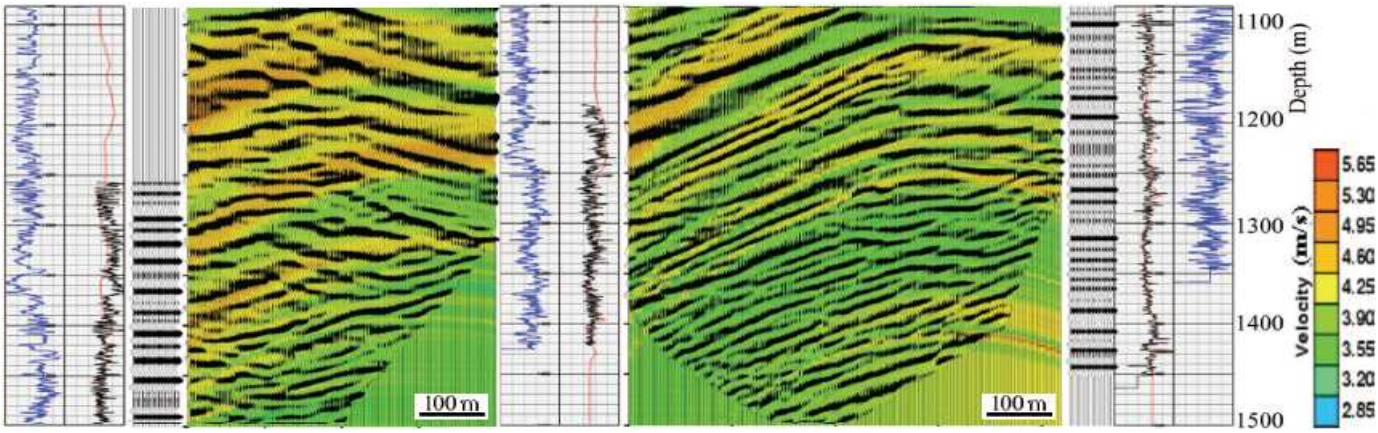
Tomografía Sísmica entre Pozos (*crosswell seismic tomography*)

Consiste en aplicar técnicas no convencionales de adquisición que procuran el registro de pozo de las más altas frecuencias posibles para una resolución de mucho detalle. Esto puede hacerse con una técnica pozo-superficie (tipo *VSP* recorrido), o bien entre dos o más pozos, con la fuente (electrocánula u otra) desplazándose dentro de uno de ellos y los receptores dentro del otro u otros pozos. En cualquiera de los dos casos es determinante el distanciamiento fuente-receptores para poder obtener las altas frecuencias que se buscan, lo que implica sondeos poco profundos (en general no más de 1.000 m) si se emplea la técnica pozo-superficie: es como un VSP apartado somero y con cañón de aire pueden favorablemente alcanzarse 800 Hz de frecuencia y 3 m de resolución vertical. O pozos cercanos entre sí (ideal no más de 200 m) en la técnica pozo-pozo, aunque a mayores distancias también puede hacerse con resultados menos óptimos. Pero además se requiere de una geología favorable, con buenos contrastes de impedancia acústica entre las capas de interés, donde se realiza un procesamiento muy cuidado para maximizar la relación señal/ruido y se emplea un modelado iterativo (para minimizar errores) con un algoritmo por trazado de rayos. Se va comparando con datos acústicos del sondeo, operando en celdas a las que se asignan magnitudes como velocidad y factor de atenuación. Las siguientes figuras ilustran estas técnicas.



Esquema de las técnicas tomográficas pozo-pozo y superficie-pozo; se ilustra una aplicación comparada con sísmica convencional de superficie, datos de perfil sónico y testigos laterales (modificado de Harris & Langan, 1997)

Un caso entre superficie y pozo somero (50 m) aplicado al cateo carbonífero puede verse en Kragh *et al*., 1991.



Imágenes tomográficas entre pozos en el yacimiento Jianghan, China; en azul perfil de rayos γ; negro, acústico; rojo, velocidades tomográficas; sismogramas sintéticos en negro y tomografías en colores (modificado de Dong *et al*., 2005)

Este último ejemplo en China es evidencia de la permanente búsqueda de conocimiento y recursos. Hay todavía combustible para alientos de fuego (para desgracia del medioambiente). Pero dragones todavía no aparecen.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué distintos tipos de registros pueden obtenerse con sonares en mares y lagos?
- Explicar brevemente los distintos tipos de herramientas acústicas de pozo y sus aplicaciones.
- ¿Qué pasos deben seguirse para obtener un sismograma sintético?
- Señalar los motivos por los que los tiempos integrados del acústico no coinciden con los que da la sísmica y explicar qué es la calibración de un sónico.
- ¿Por qué en una Prueba de Velocidad sólo interesan los tiempos de primer arribo y en un VSP importa todo el tren de ondas?
- Indicar las ventajas de un Perfil Sísmico Vertical convencional.
- ¿Qué variantes de un VSP permiten obtener más de una traza apilada?, ¿qué información útil pueden brindar?
- ¿Para qué puede servir registrar sísmica durante la perforación?
- ¿Para registrar sísmica de onda S, qué tipos de fuentes pueden emplearse y cómo se trabaja?
- Comentar sumariamente las técnicas de tomografía sísmica de pozos.

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Brown, C., Beaudoin, J., Brissette, M. & Gazzola, V., 2019. Multispectral multibeam echo sounder backscatter as a tool for improved seafloor characterization. Geosciences, V.9 N°126 (19 p).
- Bull, J., Gutowski, M., Dix, J., Henstock, T., Hogarth, P., Leighton, T. & White, P., 2005. 3D chirp sub-bottom imaging system: Design and first 3D volumen. International Conference Underwater Acoustic Measurements: Technologies & Results, Proceedings (6 p).
- Carcione, J., Petronio, L., Poletto, F., Seriani, G. & Miranda, F., 2001. A 3D elastic modelling code for seismic well propagation and 3D SWD surveys. Science and Supercomputing at CINECA Report (p 318-323).
- Dong, Q., Marion, B., Meyer, J., Xu, Y. & Xu, D., 2005. Imaging complex structure with crosswell seismic in Jianghan oil field. The Leading Edge, V.24 Nº1 (p 18-23).
- Ellis, D. & Singer, J., 2007. Well logging for Earth scientists (p 479-595). Springer.
- Esmersoy, C., Ramirez, A., Teebenny, S., Liu, Y., Shih, C., Sayers, C., Hawthorn, A. & Nessim, M., 2013. A new, fully integrated method for seismic geohazard prediction ahead of the bit while drilling. The Leading Edge, V.32 Nº10 (p 1222-1233).
- Gardner, G., Gardner, L. & Gregory, A., 1974. Formation velocity and density –The diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics, V.39 (p 770-780).

- Hardage, B., 1985. Vertical seismic profiling - A measurement that transfers geology to geophysics. En Seismic stratigraphy II (p 13-34); Berg, O. & Woolverton, D. Eds. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39.
- Harris, J. & Langan, R., 1997. Crosswell seismic fills the gap. En Geophysical Corner, A.A.P.G. Explorer (p 173).
- Hartse, H. & Knapp, J., 1990. Understanding offset VSP. The Leading Edge, V.9 N°4 (p 30-36).
- Hornbach, M., Mann, P., Frohlich, C. & Ellins, K., 2011. Assessing geohazards near Kingston, Jamaica: Initial results from chirp profiling. The Leading Edge, V.30 N°4 (p 410-413).
- Hornby, B., Yu, J., Sharp, J., Ray, A., Quist, Y. & Regone, C., 2006. VSP, beyond time to depth. The Leading Edge, V.25 Nº4 (p 446-452).
- Kang, M., 2011. Analysis of the ME70 multibeam echosounder data in echoview-current capability and future directions. Journal of Marine Science and Technology, V.19 N°3 (p 312-321).
- Kragh, J., Goulty N. & Findlay, M., 1991. Hole-to-surface seismic reflection surveys for shallow coal exploration. First Break, V.9 N°7 (p 335-344).
- Lawrence, M., 2004. Acousting monitoring of the global ocean for the CTBT. Acoustics, Proceedings (p 455-460).
- Lubis, M., Kausarian, H. & Anurogo, W., 2017. Review: Seabed detection using application of image side scan sonar instrument (acoustic signal). Journal of Geoscience, Engineering, Environment and Technology, V.2 N°3 (p 230-234).
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 59-69). Gulf Publishing.
- Pramanik, A., Singh, V., Promod, P., Kumar Srivastava, A. & Sinha, D., 2000. Utilization of multi-azimuth offset VSP surveys for reservoir mapping: A case study. Proceedings E.A.G.E. (9 p).
- Ramananantoandro, R., 1979. Estimation of the dispersion of compressional waves in rocks from ultrasonic to seismic frequencies. Journal of Geophysics, V.46 N°4 (p 451-454).
- Raymer, L., Hunt, E. & Gardner, J., 1980. An improved sonic transit time-to-porosity transform. SPWLA 21st Annual Logging Symposium, N°1980-P.
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 536-539). John Wiley & Sons.
- Schlumberger, 1972. Fundamentos de interpretación de perfiles (p 49-56, 145-148).
- Schlumberger, 1987. Evaluación de formaciones en la Argentina, cap: II (p 1-40), IV (p 22-30), VI (p 8-11).
- Schlumberger, 1990. Sísmica de pozo (42 p).
- Schultz, P., 1999. The seismic velocity model as an interpretation asset (234 p). Distinguished Instructor Series N°2, Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 128-133, 487-504). Cambridge University Press.
- Stewart, R. & Disiena, J., 1989. The values of VSP in interpretation. The Leading Edge, V.8 Nº12 (p 16-23).
- Tang, X. & Patterson, D., 2009. Single-well S-wave imaging using multicomponent dipole acoustic-log data. Geophysics, V.74 N°6 (p 211-223).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 347-350 y 798-800). Cambridge University Press.
- Western Atlas, 1994. Introducción al perfilaje de pozos (cap. 6; 175 p).
- Western Atlas, 1996. Sísmica de pozo y perfil sónico (48 p).
- Wyllie, M., Gregory, A. & Gardner, L., 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. Geophysics, V.23 (p 459-493).
- Wong, J. & Steewart, R., 2007. Velocity tomography and reflectivity imaging using crosswell seismic data from the Noel tight gas field. CREWES Research Report, V.19 (13 p).
- Zhou, Q., Li, X., Zheng, J., Li, X., Kan, G. & Liu, B., 2024. Inversion of sub-bottom profile based on the sediment acoustic empirical relationship in the Northern South China Sea. Remote Sensing, V.16 N°4 (19 p).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Interpretación sísmica en las viejas épocas.

"L'essentiel est invisible pour les yeux"
["Lo esencial es invisible a los ojos"]
EL PRINCIPITO,
Antoine Marie Jean-Baptiste Roger de Saint-Exupéry (1943)

INTERPRETACIÓN SÍSMICA GENERAL

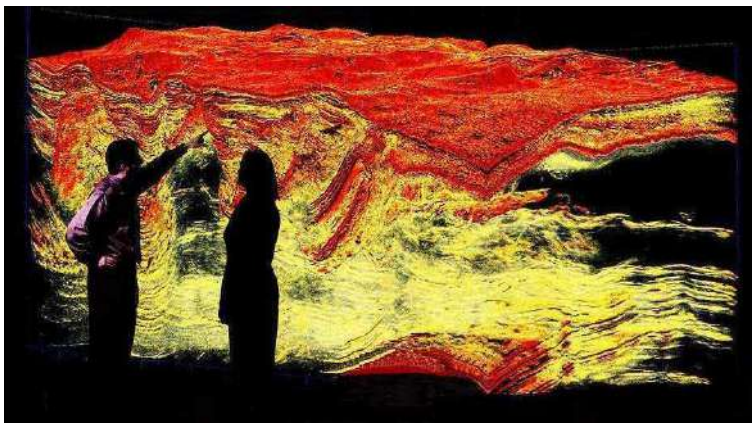
El *mare Nostrum* de los antiguos romanos ha sido navegado desde miles de años atrás, incluso desde antes de la cultura minoica de Creta (la del Minotauro que inspiró "La casa de Asterión" de Borges) devastada hacia el 1630 a.C. por un gran maremoto causado por el colapso de la caldera volcánica de Thera (hoy la paradisíaca Santorini), tragedia probablemente fundante del relato platónico de la Atlántida y de las narradas plagas bíblicas. Naves hundidas hubo miles a lo largo de la historia, ya desde época Fenicia, y las hay cada mes por el transporte ilegal de los desesperados migrantes expulsados por la invasión, masacres y saqueo que Estados Unidos y otras potencias perpetran en países islámicos, y la horrorosa reacción del deformado fundamentalismo de la Yihad.
Entre tantísimos otros, en el año 2000 fueron hallados los restos de una nave hundida a mil metros de la isla de Riou, 20 km al sureste de Marsella (la ciudad de la Costa Azul que bautizó la bellísima canción patria francesa, en verdad alumbrada en Estrasburgo). Pero no era ésta de las naves que habían surcado mares, como la hallada en Antikythera –o el Costa Concordia del impresentable capitano Schettino–, sino de las que supieron surcar cielos. Piloteada por un hombre que también los creó sublimes con su brillante pluma de humanista.
Antoine había nacido en el seno de una familia aristocrática de Lyon y fue el tercero de cinco hermanos. Era chico cuando murió su padre, pero igual tuvo una infancia dichosa en su castillo familiar, yendo fascinado al aeródromo cada vez que podía y siendo mal alumno pero incipiente poeta durante el secundario en los años de la Primera Guerra Mundial. Hasta que devino aviador en Estrasburgo (Alsacia) durante el servicio militar. Fue una de sus tres pasiones. De modo que poco después ya era pionero del rally Toulouse-Dakar –Senegal era colonia francesa– piloteando un aeroplano de la Compagnie Générale Aéropostale. Y para 1929 era piloto en la filial argentina (que en 1949 Perón fusionaría con otras tres empresas para formar la estatal Aerolíneas Argentinas) y volaba hasta la Tierra del Fuego. En Buenos Aires conoció a Consuelo, la millonaria salvadoreña que fue su segunda pasión. *Courrier sud*, *Voile du noit* y *Terre des hommes* fueron jalones de su tercera pasión, junto con el periodismo al que se dedicó desde 1932 de regreso en Francia, siendo enviado a Rusia, Vietnam y España (durante la guerra civil en la que, a diferencia de la mayoría, no ocultó sino que reportó las atrocidades franquistas). Además siguió piloteando y sus intentos de establecer nuevas marcas de vuelo le provocaron un accidente en el desierto egipcio (del que fue rescatado por un beduino) y otro en la selva guatemalteca.

Afiche (imagen Museo Aeroposta Argentina)

Al comenzar la Segunda Guerra fue parte de una escuadrilla de reconocimiento aéreo, pero, tras la rendición resultante de la *blitzkrieg* del Tercer Reich y un breve apoyo al gobierno títere con capital en Vichy, dejó su país y viajó a Nueva York para pedir la colaboración de los Estados Unidos en la guerra. Fue allí donde escribió

Le petit prince, pintándole sus propias acuarelas, el libro francés más leído en el mundo, en el que los baobabs simbolizaban al ejército nazi, el asteroide era el terruño a recuperar y, por supuesto, la rosa era su amada Consuelo –aunque parece que él le metió los cuernos alguna vez; *personne n'est parfait*–... Y estaba de nuevo luchando *pour la liberté* cuando en 1944 su vuelo desde Cerdeña hacia Provenza acabó en el fondo del Mediterráneo, quizá abatido por un caza alemán o acaso debido a una falla mecánica.
Consuelo Suncín murió en 1979 y recién en 2000 sus familiares publicaron póstumamente su autobiografía Memorias de la rosa. Fue después de que el *mare Nostrum* devolviera el brazalete que había atesorado durante más de medio siglo bajo 70 metros de agua y que lleva grabados los nombres de Antoine y Consuelo.
Saint Exupéry sobrevoló muchas veces la Patagonia durante los primeros tiempos de la exploración petrolera. Pero seguramente no pensaba en prospección sísmica cuando puso en boca del zorro su poética frase. Que sin embargo tiene enorme vigencia en la interpretación de secciones o volúmenes y es recordada una y otra vez por muchos intérpretes sísmicos, sobre todo si de los reservorios del Golfo San Jorge se trata.
Entre tantos intérpretes sobresalientes podemos citar a **Robert Sheriff**, nacido en 1922 en Mansfield (Ohio, Estados Unidos) y fallecido en 2014. También a **Alistair Brown** (Carlslile, Inglaterra, 1940, aún activo). Ambos han investigado mucho sobre la visualización de reservorios en 2 y 3D y han sido grandes educadores.

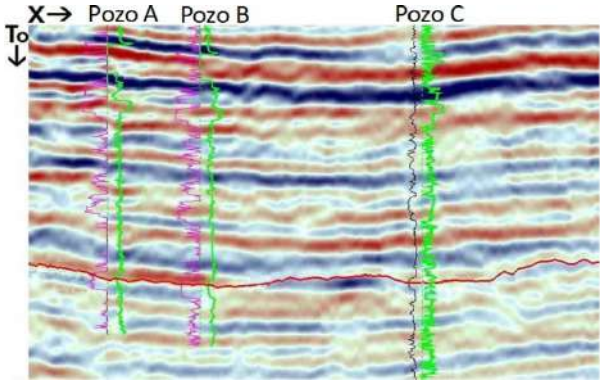
Escritos los pentagramas de la canción, llega la hora del intérprete. Registrada y procesada la partitura sísmica, también. Hasta 1990 se interpretaba con lápices de color sobre secciones impresas en blanco y negro o en los tonos gris o sepia de las copias heliográficas. Los mapas se hacían laboriosamente con tinta china y los informes se escribían en las nobles Lettera o Remington, sin errar una tecla para evitar el corrector. Tiempos heroicos en los que al final de una dura jornada uno se distendía saliendo a trotar con su cachorro de patagosaurio…
En suma, era como interpretar *a cappella* (como en la capilla, sólo vocalmente). Después llegaron las compus, preferentemente a doble pantalla, para interpretación interactiva de secciones o cubos en color. Con música estereofónica es otra cosa, como la misa Criolla que Patricia Sosa interpretó ante el papa Bergoglio en la basílica de San Pedro, monumental caja de resonancia –también en temas políticos–. De hecho el avance informático permitió el desarrollo de la sísmica 3D, que sólo fue viable cuando se dispuso de la ferretería y la librería computacional que hoy nos son familiares y hasta imprescindibles para todo tipo de tareas.
Las máquinas más potentes para interpretar son las estaciones de trabajo (*workstations*) que funcionan en red sobre sistema operativo Unix, de las que Sun (Oracle), Linux y Apple han sido las más usadas (foto izquierda), con paquetes de programas disponibles para alquilar en un mercado en permanente evolución. Pero también se puede disponer de licencias de *softwares* de varias empresas que los han desarrollado sobre *PC*, para sistemas operativos de Windows (sobre lenguajes C) y Mac, con capacidades algo menores, pero más amigables que los primeros y en muy rápido progreso.



Estación de trabajo y sala 3D (fotos Veritas)

En época más reciente se han construido salas de visualizacion tridimensional (foto derecha) conocidas como *CAVE* (*Computed Assisted Virtual Environment*), como las sombras proyectadas por la luz del fogón en las paredes de la caverna de **Platón** descripta en su obra "Πολιτεία" (Politeia), La República, en la Atenas del 380 a.C. Hay que saber interpretar las sombras también cuando se bucea dentro de un volumen sísmico. El principal uso, sin embargo, es el de presentar proyectos ante quienes no están familiarizados con la sísmica, ya que un intérprete con una mínima experiencia visualiza mentalmente las tres dimensiones de los prospectos abordados.
Además todavía hoy suele recurrirse a secciones en papel, las más de las veces como un complemento práctico cuando se hace una interpretación de sísmica regional en dos dimensiones. Al observarlas se suele hacer suma visual mirando de costado sobre la sección, para percibir más apretada la escala horizontal y realzar rasgos estructurales o estratigráficos. Si se apoya la mejilla sobre el brazo y éste sobre el escritorio, la hora de la siesta

es más cómoda que con ambas manos en V bajo el mentón frente a un monitor…



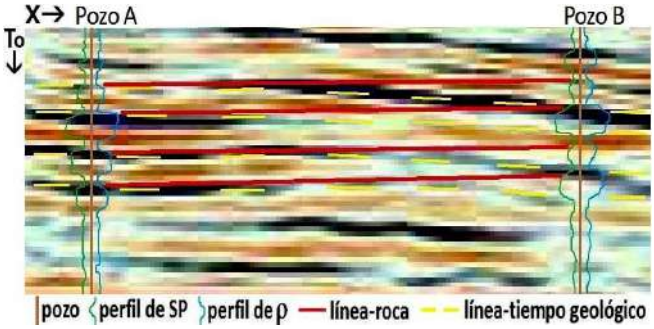
Sección sísmica; perfiles de pozo en lila, verde y negro.

CONCEPTOS BÁSICOS

Cualquiera sea el soporte de la información, las estrategias de interpretación no varían mucho. En áreas nuevas, sin pozos, asignar las interfaces reflectivas a determinados límites formacionales o secuenciales resulta sumamente especulativo: como en los espejismos, cuesta saber de dónde viene cada imagen. Es por esto que ***resulta fundamental contar con datos de acústica y/o sísmica de pozo***, para posicionarse con certidumbre al menos en esa unidimensionalidad del sondeo, para después extenderse con alguna confianza en el espacio bi o tridimensional que provee la sísmica disponible, como se ve acá arriba.
Aun así, suele decirse que hay tantas interpretaciones como intérpretes, lo que en verdad no es correcto: hay más. Porque cada intérprete es capaz de dar más de una interpretación –más creativa tras un almuerzo acompañado por un vasito de tinto o birra, pero ¡uno!–. Sólo con mayor cantidad y mejor calidad de información geofísica, geológica, de pozos, ingeniería petrolera u otras podrá acotarse el espectro interpretativo (aplicar una suerte de filtro pasabanda mental). No obstante lo cual, haber eliminado posibles interpretaciones extremas no libera del ruido escondido dentro del rango aceptado, y debe convivirse con él. *Ergo*, nada garantiza que la más sólida de las interpretaciones no pueda acabar en pozo-papa (y no precisamente en honor a León XIV).
Pero, como los fracasos deben reciclarse en enseñanzas, tras el prospecto fallido se reinterpretará esta suerte de música *under* a partir de la nueva partitura que desde lo profundo arrojan los datos decepcionantemente descubiertos. Aunque, claro, también se aprende desde los éxitos, acaso menos, pero con mejor onda.

Interfaces Reflectoras

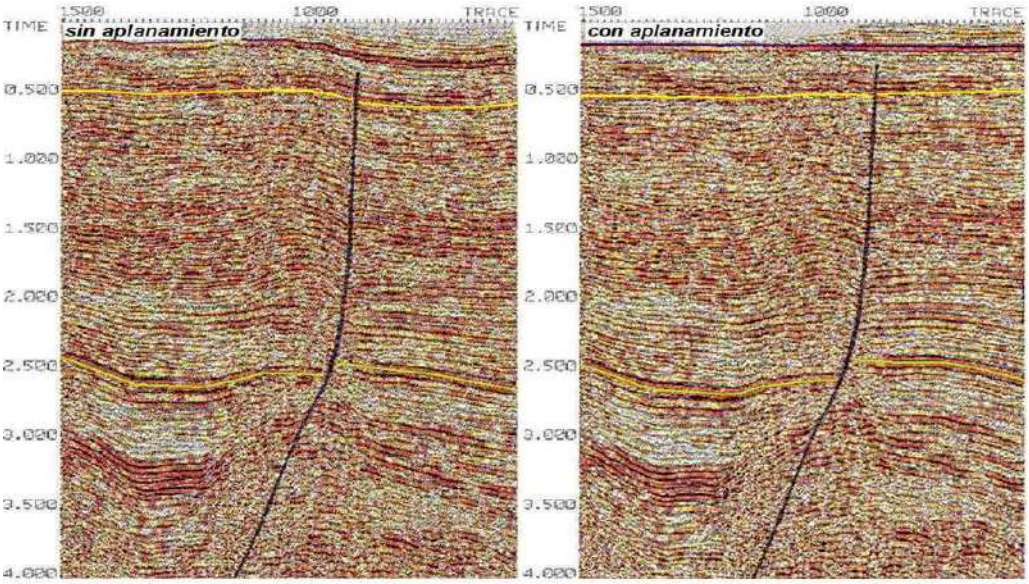
Como hemos referido, debe tenerse siempre presente que ***los horizontes reflectores representan contrastes de impedancia acústica***, tanto mayores cuanto mayor sea la diferencia del producto entre la densidad y la velocidad de cada medio respecto al que se encuentra al otro lado de la interfaz, y en tal caso mayor será la amplitud resultante. Los cambios litológicos de toda índole casi siempre promueven contrastes en las impedancias, pero hay casos en que esto no sucede. También debe recordarse que, incluso en el mejor de los mundos, hay ruidos remanentes en las secciones o cubos sísmicos que podrían propender a interpretaciones erróneas. Y debe recordarse que la escala vertical normalmente es de tiempos sísmicos, no de distancias *z*, y entre lo uno y lo otro no existe una relación lineal.



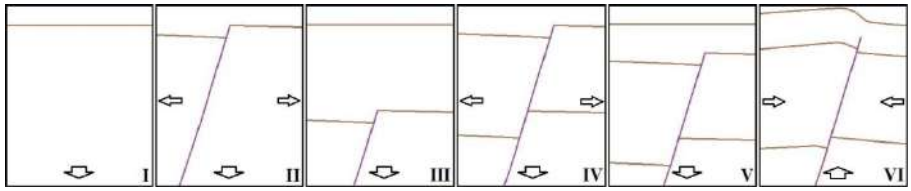
Sección sísmica con perfiles de pozos donde se indica la diferencia entre línea-roca y línea-tiempo; ver texto.

En las cuencas sedimentarias ***los reflectores tienden a seguir líneas de tiempo geológico***, es decir superficies de sedimentación contemporánea y no necesariamente las líneas-roca que suelen interpretarse cuando se tienen datos puntuales de pozos, como se ve en la figura inmediata arriba. Si lateralmente cambia el tipo de roca –por cambios en las condiciones del ambiente sedimentario dentro de un mismo tiempo geológico–, cambiarán entonces lateralmente las impedancias acústicas y por ende la amplitud y en general el aspecto o **carácter de la reflexión**: su amplitud pero también quizá su frecuencia, y eventualmente el modo en que se interfiere con otras reflexiones supra o infrastantes. La **continuidad lateral** mayor o menor resultará de cuán extensas sean las condiciones sedimentarias en el tiempo geológico dado: un fondo marino con cañones por corrientes de turbidez, un talud con deltas intercalados, una plataforma con crecimientos arrecifales, un lago continental de fondo plano, un desierto con dunas en avance, una llanura aluvial cortada por canales, y muchos etcéteras.
Los **contrastes verticales**, a su vez, serán indicativos de los cambios en las condiciones de depositación a través del tiempo, sea con energía estable que resultará en reflexiones débiles por los bajos contrastes de impedancias acústicas, o bien energía cambiante en el medio sedimentario y consecuentemente reflectores fuertes (por ejemplo intercalación de arenas de cursos enérgicos con arcillas de planicies de inundación de baja energía del medio de transporte, en este caso el agua en movimiento).
Una superficie sísmica de reflexión (lo que llamamos **horizonte, nivel guía, reflector** o, en inglés, *marker*) en su expresión geológica actual expresa el resultado de unos rasgos de sedimentación originales más o menos

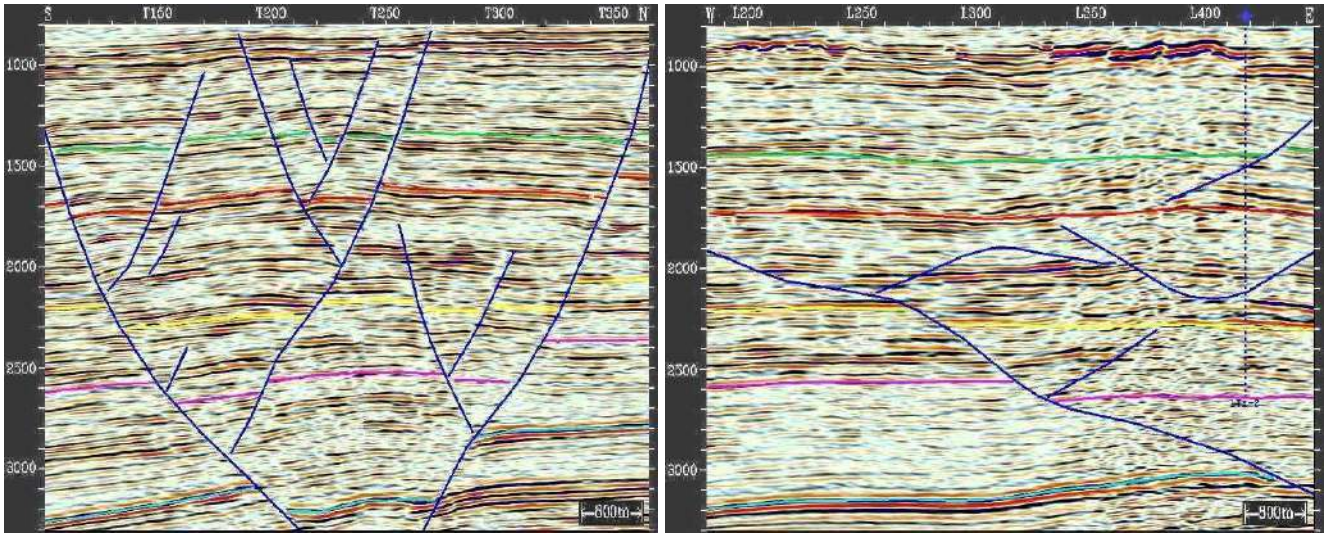
alterados por la tectónica posterior. De modo que mapear un reflector es echar luz sobre el final de una larga historia que está bueno intentar inferir. Es ver las líneas faciales de un anciano y deducir vivencias pasadas.
Si se quisiera observar el paleorrelieve, a nivel de una definida interfaz reflectora, debería poder quitarse todos los efectos tectónicos posteriores con algún modelo razonablemente certero. Pero una forma de aproximarse a ese objetivo es aplanar un reflector suprayacente que se vea bien, es decir ponerlo perfectamente horizontal, técnica que se denomina **aplanamiento** (*flattening*). Es sólo un corrimiento de trazas que opera el programa y resulta válido siempre que en el intervalo de tiempo entre ambos reflectores otro evento no haya modificado mucho la estructura, en cuyo caso habrá que aplanar más abajo. En el ejemplo adyacente (faja plegada en el norte de Santa Cruz), al aplanar un reflector somero, la estructura formada por ***inversión tectónica*** puede ser restituida a un tiempo previo a su origen, o por lo menos previo al de su última fase compresiva.



Arriba sección sísmica de la cuenca Golfo San Jorge sin y con aplanamiento al reflector amarillo; abajo la secuencia resumida de las etapas tectónicas de extensión y compresión.



Ahora bien, ***muchas veces los reflectores no siguen líneas-tiempo***. Pueden corresponder a líneas-roca si hay particulares configuraciones estratigráficas, por ejemplo arenas no coetáneas pero amalgamadas en patrones de continuidad lateral o crecimientos arrecifales con pasaje a sedimentación clástica contigua. También serán reflectores extemporáneos los contactos con intrusiones ígneas o evaporíticas, los planos de falla subhorizontales y otros emplazamientos que atravesarán las líneas de tiempo geológico.

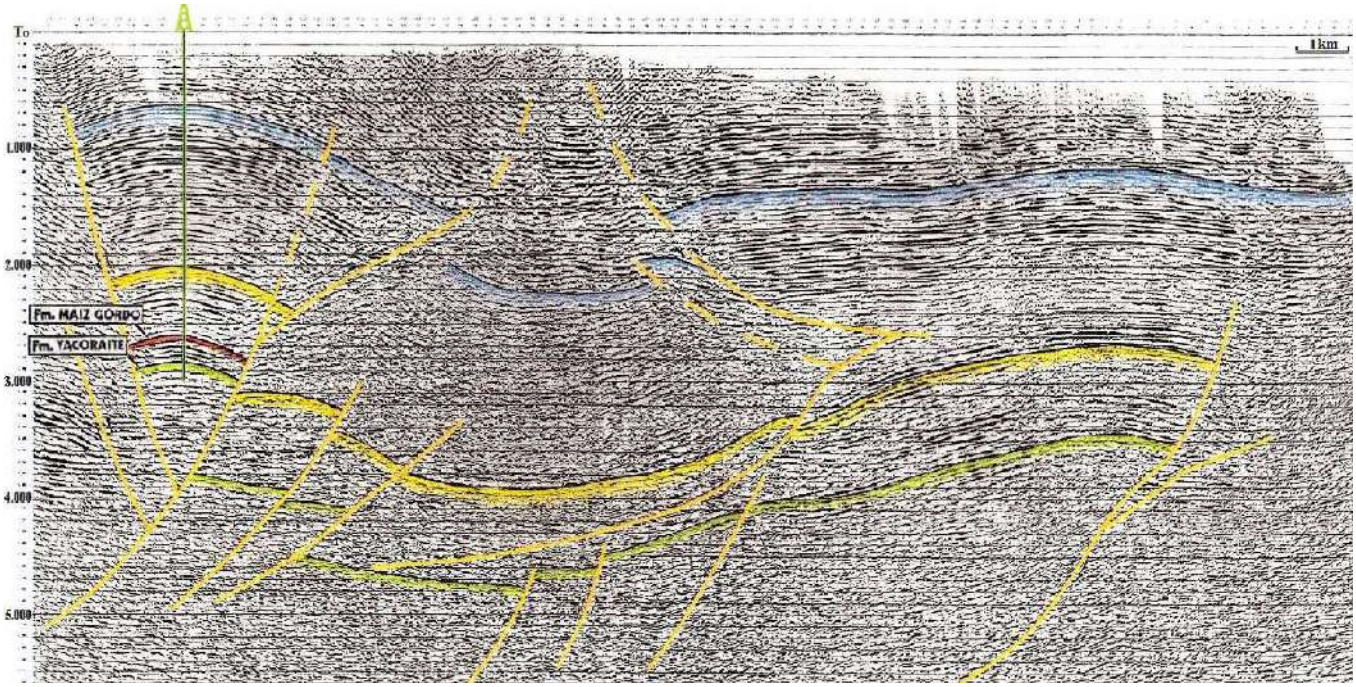


Secciones del flanco Norte de la cuenca Golfo San Jorge, la de la izquierda ortogonal a la tectónica extensional dominante, la de la derecha paralela a la misma (gentileza Tecpetrol)

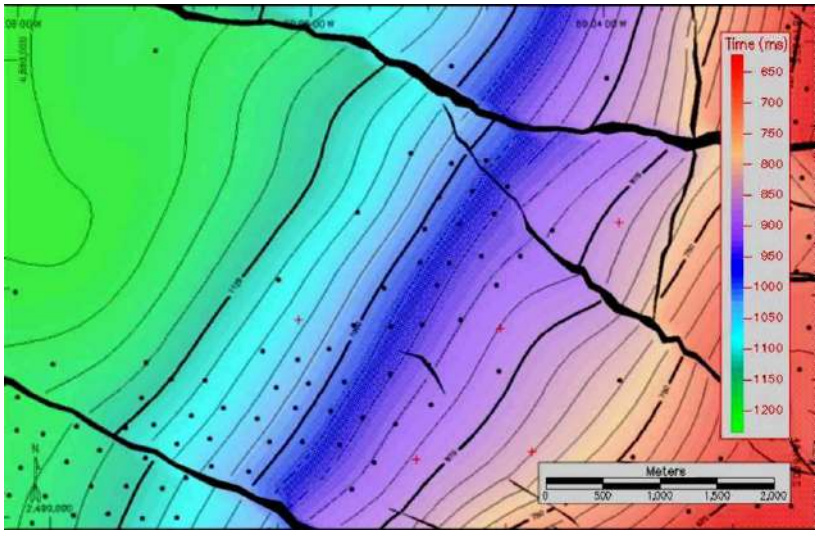
Visualización Estructural

Las precedentes secciones sísmicas verticales se despliegan con orientación respectivamente ortogonal (S-N) y

paralela (W-E) al arrumbamiento tectónico general de esa área y se ve claramente la dificultad de interpretar las fallas e incluso los niveles guía en la segunda de ellas. Este es un aspecto a tener siempre presente: no es lo mismo mirar estratos, fallas, intrusiones u otras estructuras en forma perpendicular que paralelamente a su máxima inclinación (normal al rumbo). Y es indudable por cuál orientación conviene comenzar a interpretar. De hecho, en las secciones coincidentes con el rumbo el seguimiento de fallas u otras configuraciones de ángulo alto se termina ajustando habitualmente a partir de los puntos dados por la interpretación previa en las secciones ortogonales a ellas (cuyos puntos de cruce se marcan con el color previamente asignado).
A continuación vemos un ejemplo en otro ámbito geológico, la cuenca del Noroeste de Argentina, donde la presencia de algunas fallas inversas interpretadas con baja inclinación (pliegues por propagación de falla e incluso retrocorrimientos) se explica por la tectónica compresiva, ya que el azimut de la sección sísmica es este-oeste, o sea normal al rumbo dominante de las estructuras en esta comarca de las sierras Subandinas.



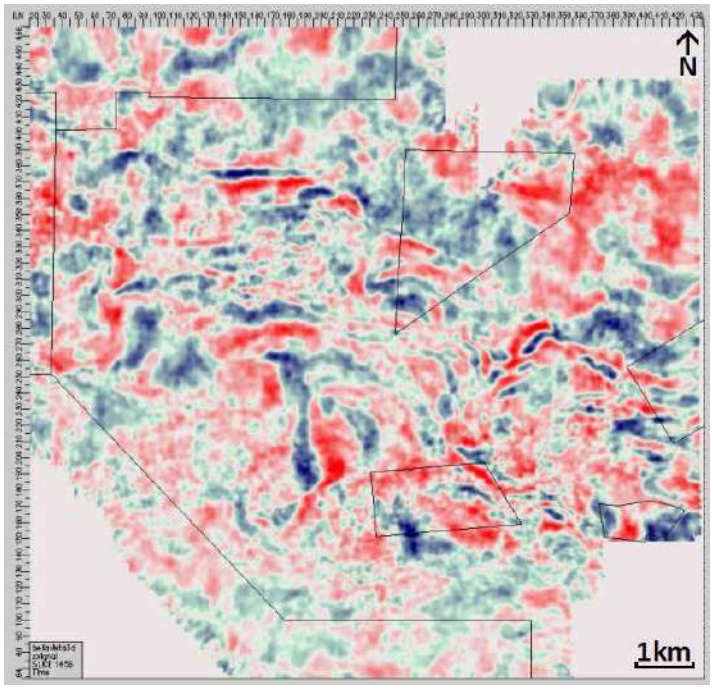
Sección interpretada en la cuenca Noroeste, ortogonal a la faja plegada; se señala un pozo (gentileza Tecpetrol)



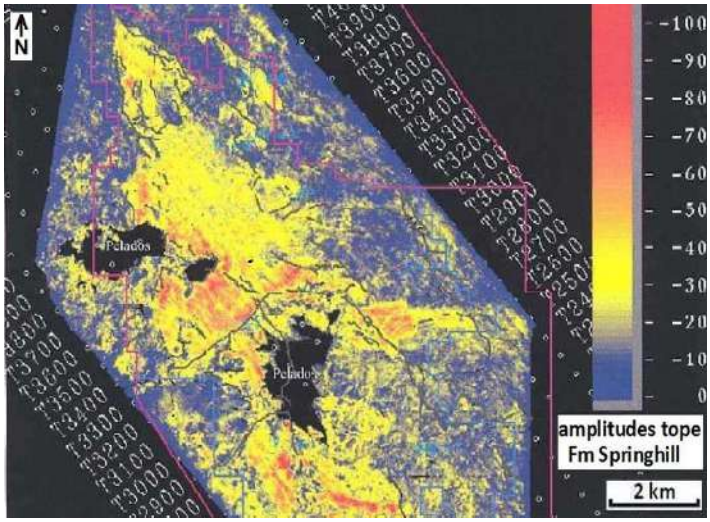
Mapa isócrono con fallas en trazo grueso negro y curvas en milisegundos bajo el plano de referencia sísmico; los puntos indican pozos (gentileza YPF)

Mapeo de Sísmica de Reflexión

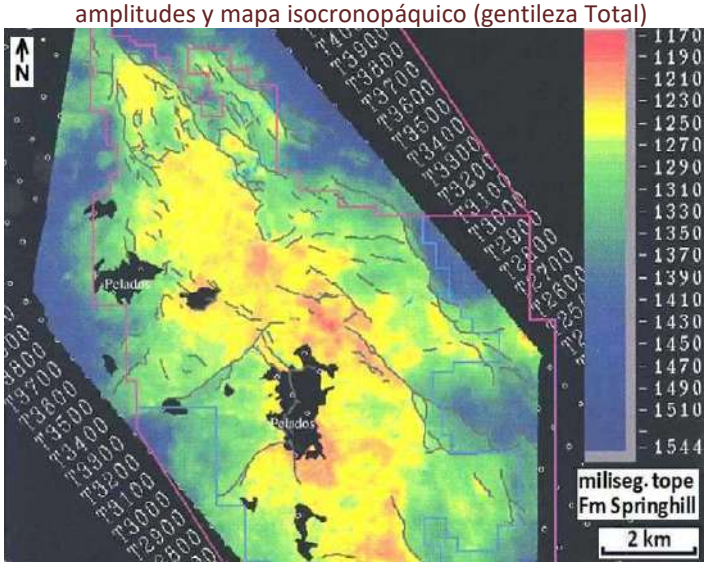
El **mapa** sísmico básico es el **isócrono** (*isochron map*; del griego ἴσος, isos: igual; χρονος, cronos: tiempo), conformado por curvas de igual tiempo de ida y vuelta de las ondas sísmicas en sentido vertical (imagen izquierda). Insistimos, empero, con que siempre aparecen diversas distorsiones propias del método con respecto a lo que sería ver la imagen con una escala vertical de profundidades (metros o pies) en lugar de tiempos sísmicos (milisegundos).
Otra posibilidad de mapeo es la de producir un **plano isocronopáquico** (πάχος, pacos: grueso), es decir el equivalente del mapa isopáquico (con curvas que conectan puntos de idéntico espesor) pero en magnitud de tiempo sísmico de ida y vuelta, el cual se obtiene a partir de la operación de resta entre dos grillas correspondientes a dos isócronos previamente elaborados. Además se representa la traza de las fallas que resultan de la intersección del plano isócrono con los planos de falla. Que, dicho sea de paso, viene del latín *falla* (falta, defecto), relacionado con *fallax* (falaz, mentiroso), que esperemos no serlo al interpretar.



Sección horizontal, Flanco Norte del Golfo San Jorge (gentileza YPF)



Fm Springhill, cuenca marina Austral, Tierra del Fuego: mapa de amplitudes y mapa isocronopáquico (gentileza Total)



La confiabilidad dada por un mapa isócrono o un isocronopáquico depende (además del intérprete que lo hizo…) de la dimensionalidad de la sísmica de reflexión y de otras variables. Como ya vimos, la **sísmica 2D**, por su menor costo, todavía suele emplearse cuando el presupuesto es bajo, con objetivos y escalas muy diversos. Pero también ***en una etapa regional inicial de la exploración petrolera***, con mallados de entre 2 y 4 km (paralelo y ortogonal a la predominante estructuración del área). Aunque en etapas posteriores, una vez comprobado el potencial hidrocarburífero, o frente a la necesidad de un conocimiento preciso del subsuelo con diversos fines, se registra **sísmica 3D** que, además de la muy alta densidad de datos, ***permite una mejor migración y la aplicación de técnicas especiales*** no viables en sísmica bidimensional (Tema 18).

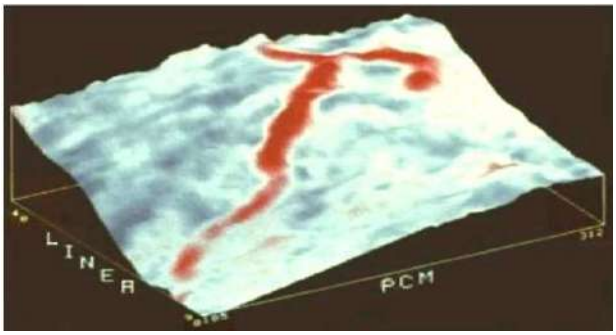
Como sea, mapear desde una 2D significa interpolar valores dentro de cada rectángulo del mallado sísmico, mientras que mapear una 3D es seguir una imagen prácticamente continua de todo un volumen. Entre las ventajas más comunes de visualización que da una 3D están las secciones verticales tanto de **líneas** (*inlines*, en la dirección de los receptores) como de **traversas** (*crosslines*, líneas ortogonales a las anteriores, que en tierra suele ser la dirección de las fuentes de energía) o en **cualquier otro azimut** que se escoja, incluso trayectorias quebradas, por ejemplo pasando por pozos que se quiere correlacionar, a lo que se agrega la visualización de **secciones horizontales** (*time slices*) donde se representan las amplitudes sísmicas de las trazas de todo o parte del volumen a cualquier To específico de interés, como se ejemplifica en la figura de arriba.

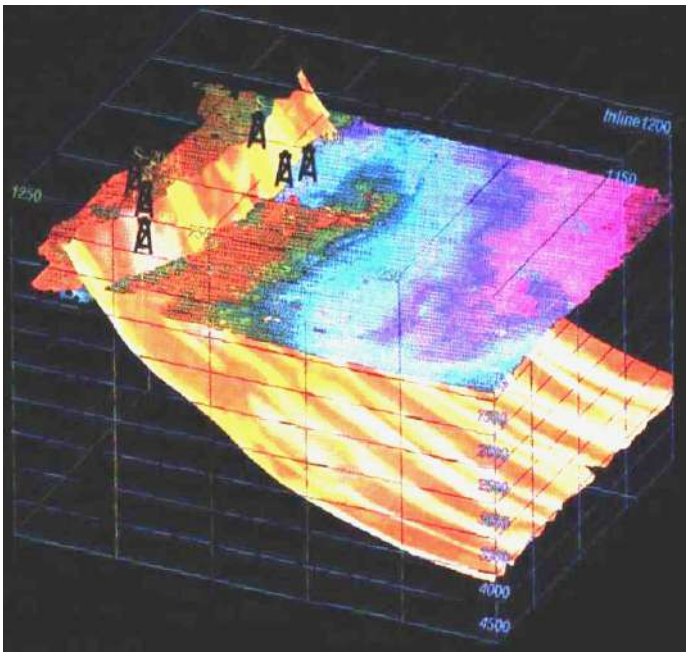
En cambio, un **mapa de amplitud** (*horizon slice* o *seiscrop*, por *seismic outcrop*, afloramiento sísmico) muestra la variación de amplitud de las trazas sobre una cierta superficie guía que éstas atraviesan, la cual ha debido ser previamente interpretada con máximo detalle sobre toda el área de interés en una 3D. Permite visualizar las variaciones sobre un nivel estratigráfico a través del cambio de sus amplitudes. Es el ejemplo de la figura central de esta página.

El **objetivo general de la interpretación** de sísmica de reflexión es producir un modelo geológico estructural y estratigráfico que sea confiable a los fines de la necesidad planteada.

En prospección y desarrollo hidrocarburíferos los objetivos principales se refieren a la posición estructural, morfología y distribución espacial de los reservorios. Pero también de la roca madre y

de las vías de migración del petróleo y el gas.
El empleo de aplicaciones de inteligencia artificial facilita las técnicas interpretativas en este y otros campos de la geofísica, pero el criterio profesional experimentado sigue siendo imprescindible.

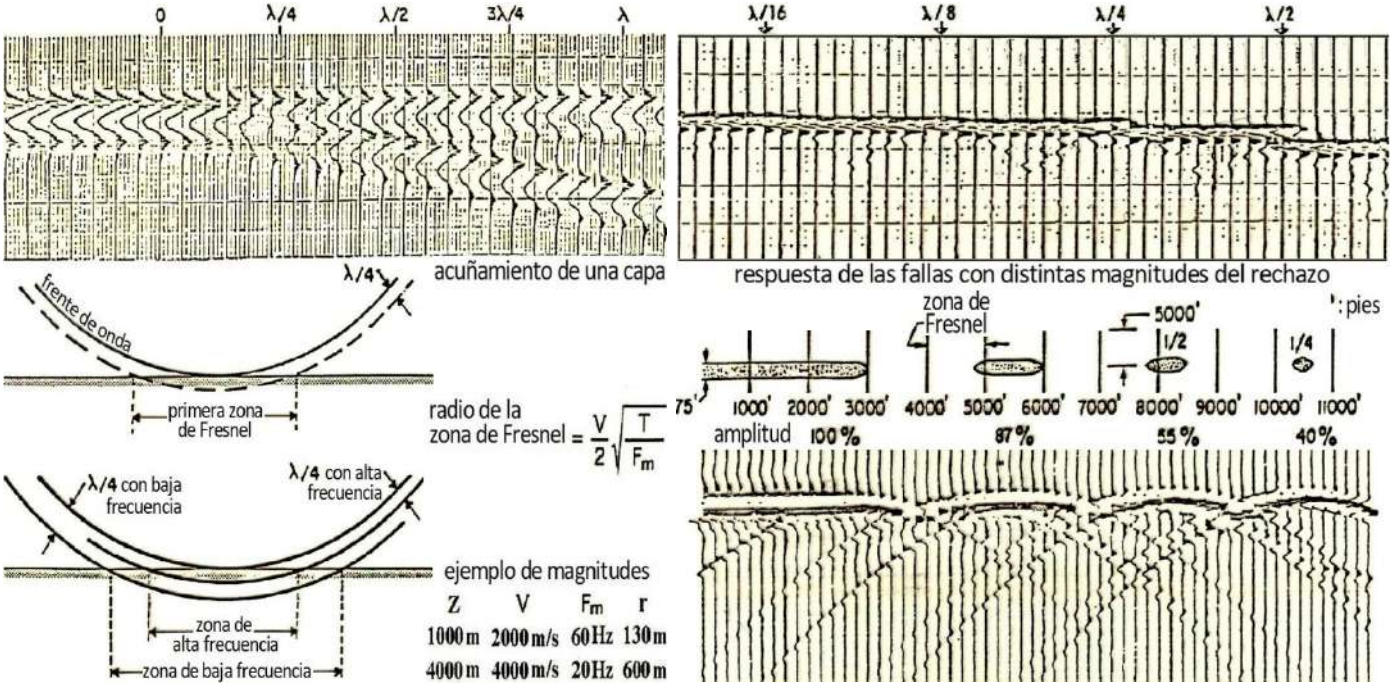




Visualizaciones 3D: arriba, mapa de amplitudes de relleno de canales, golfo de México (modificado de Brown, 1991); derecha, plano de falla e isócrono de un tope secuencial, flanco N, CGSJ (gentileza Tecpetrol)

RESOLUCIÓN SÍSMICA

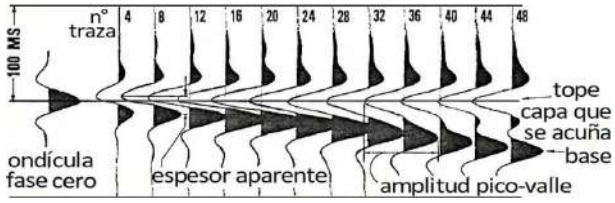
La resolución vertical (establecida por el criterio de **Lord Raileigh** de 1879, inglés brillante en muchos temas, premio Nobel) ***es el espesor geológico mínimo que podemos identificar y corresponde a un cuarto de la longitud de onda sísmica*** (**1/4 λ**), recordando que **λ = V / f** (V es la velocidad y f la frecuencia a la profundidad considerada). En una sección sísmica basta contar cuántos ciclos completos entran en 100 ms y multiplicar por 10 para tener la frecuencia en Hz en el intervalo considerado. La velocidad puede leerse de la ley de velocidad de la corrección dinámica o de un perfil acústico o preferentemente sísmica registrada en algún pozo del área. El ancho mínimo resoluble o ***resolución horizontal resulta de la zona o radio de Fresnel*** (definido por el gran físico e ingeniero francés **Augustin Fresnel**, 1820) y es función del mismo 1/4 λ, siendo: $\mathbf{r = V.\ (To\ /\ 4f)^{1/2}}$



Resolución sísmica, modelos; ver texto (figuras modificadas de Sheriff, 1977 y de Neidell & Poggiagliolmi, 1977)

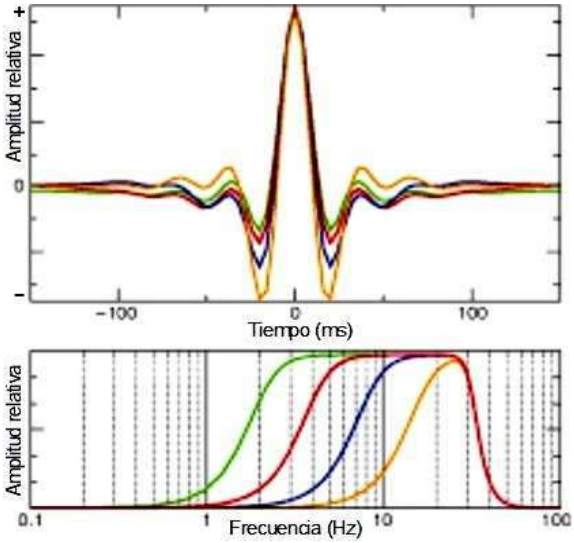
La figura de la izquierda ilustra arriba el concepto de la resolución vertical a partir de 1/4 λ y abajo el ancho de la resolución horizontal, con ejemplos numéricos. La figura de la derecha también muestra abajo la resolución horizontal de una sección esquemática no migrada, donde se observa que ya en 1/4 λ el horizonte reflector se confunde con la hipérbola de difracción y su amplitud ha disminuido sensiblemente, mientras que arriba puede

apreciarse que el rechazo vertical de una falla también resulta casi invisible cuando es menor a 1/4 λ.
Un caso especial es el fenómeno de **resonancia o sintonía** (*tuning*) por interferencia constructiva de ondas entre la amplitud principal de la ondícula y los lóbulos laterales (figura inmediata). Suele consentir visualizar espesores menores a 1/4 de la longitud de onda, hasta 1/8 λ e incluso algo menores, no porque puedan verse las respuestas separadas de techo y base, sino porque la fuerte amplitud lleva a inferir la presencia de la capa con un espesor menor a λ/4.



Sintonía; ver texto (modific. de Meckel & Nath, 1977)

Si se adquirió sísmica de banda ancha (*broadband seismic*) su procesado permite lograr mejor resolución porque el registro contiene más bajas frecuencias. Éstas en principio son útiles para iluminar mejor a muy grandes profundidades y también para inversión de trazas (Tema 18, pág.460 y 486, respectivamente). Pero además para visualizar reflectores débiles porque la ondícula reduce sus lóbulos laterales por la incorporación de muy bajas frecuencias (figura adyacente). Sin lóbulos laterales grandes en los reflectores fuertes se logra evitar que pasen desapercibidos los lóbulos centrales de los reflectores débiles en contacto arriba y abajo, logrando así un mejor enfoque.

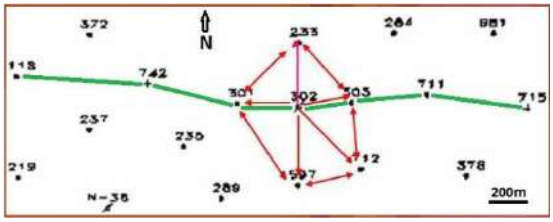


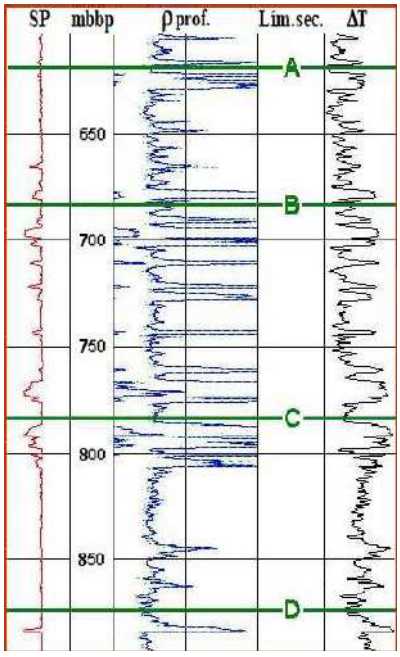
Mejora de la ondícula con el registro de más bajas frecuencias (modificado de Ten Kroode *et al.*, 2013)

INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

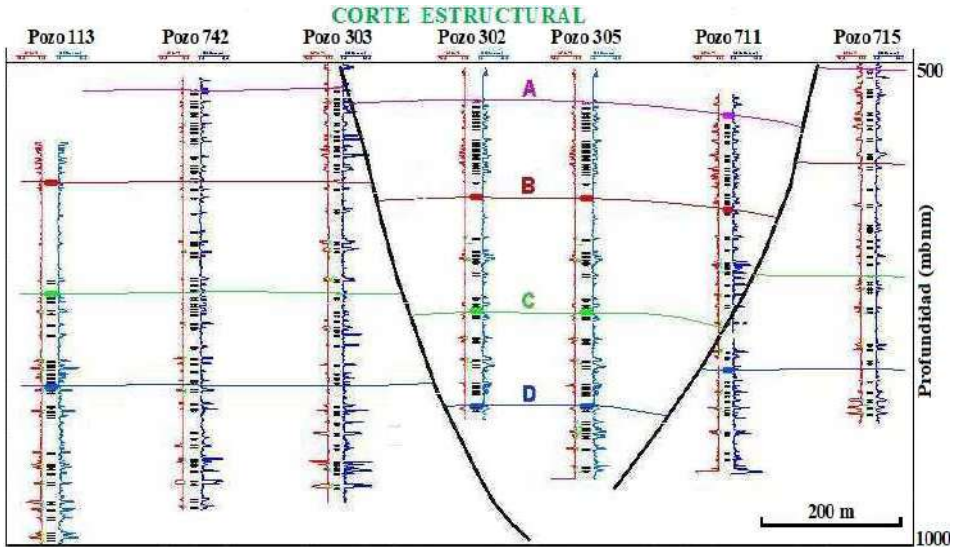
Evaluación Geológica General

Si en el área ya hay pozos, puede hacerse un primer abordaje para definir el modelo estructural. ***La identificación de tramos estratigráficos faltantes o repetidos posibilita localizar fallas directas o inversas, respectivamente.***
Así podrán delimitarse bloques a estudiar luego con detalle. Es muy importante determinar si la tectónica ejerció control sobre los procesos sedimentarios, es decir si fueron coetáneos y consecuentemente la ubicación de los reservorios ha sido condicionada por la estructura. O bien si la totalidad o alguna fase de la geología estructural fue posterior. Y ***comparar esta cronología tectónica aproximada con el momento en que los hidrocarburos estuvieron cocidos y salieron hacia el comedor***. ¿Ya estaban puestas las mesas? ¿O para cuando al fin fueron puestas ya el menú había ido a parar a la basura?





Arriba, mapa de pozos, línea de correlación zonal en verde y polígono de detalle en rojo; a la izquierda, definición de límites de secuencias en base a perfiles de pozo; abajo, corte de correlación estructural zonal por la línea verde (figuras gentileza YPF)

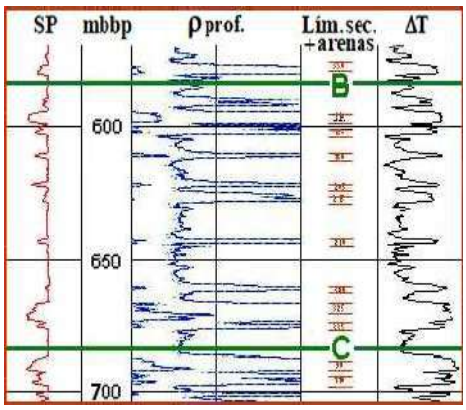


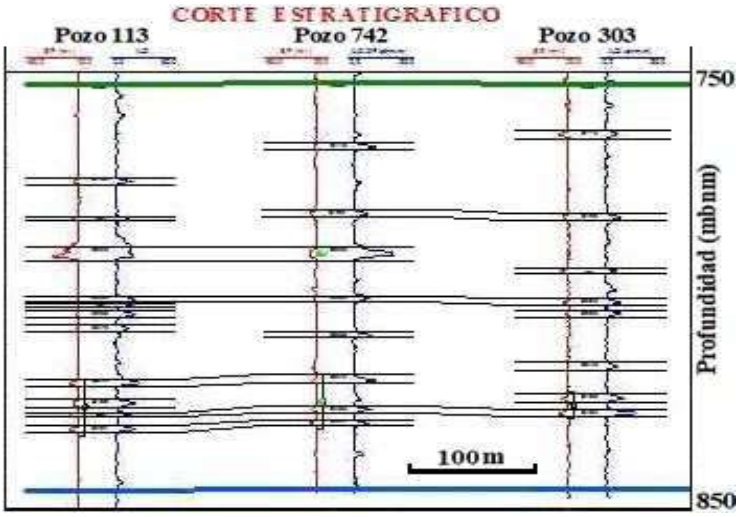
Correlación Zonal o Regional de Pozos

- Primero los geólogos de subsuelo correlacionan los niveles-guía o marcadores (*markers*) y definen en los pozos la posición de las fallas que permitirán delimitar los bloques principales y su modelo evolutivo profundo.
- Luego se procede a la confección de cortes (*cross-sections*) zonales o regionales, tanto longitudinales como transversales a las principales estructuras reconocidas en el área (figura al final de la página anterior).

Correlación Estratigráfica de Pozos

- Los geólogos eligen los bloques a estudiar y secuencias a interpretar mediante la correlación estratigráfica de todas las arenas, en películas en escala 1:1.000 o en pantalla, seleccionando como control una serie de horizontes guía locales más otros regionales. Esta correlación se realiza por grillas con pozos nodales y control de cierre.
- A continuación se construyen nuevos cortes estructurales ya a escala de detalle.
- Luego se elaboran cortes estratigráficos (capa a capa), como se aprecia en la figura de la derecha.
- Al final pueden hacerse diagramas de paneles ilustrativos.





Arriba, identificación de niveles permeables; a la derecha, correlación estratigráfica o de segundo orden y tramo de corte estratigráfico (gentileza YPF)

Esta evaluación geológica inicial puede ser realizada parcial o totalmente junto con las primeras etapas de la interpretación sísmica, de manera interactiva, modo que resulta más enriquecedor y efectivo. Pero hay casos en los que se adelanta alguna porción de estas tareas geológicas mientras se espera disponer de los datos sísmicos.

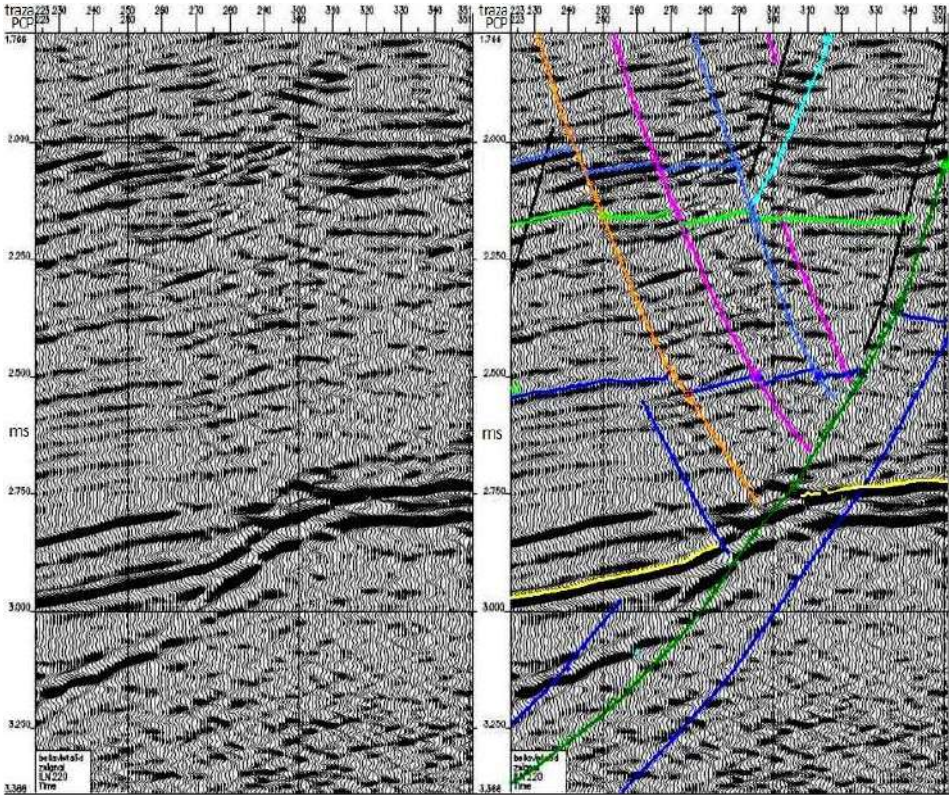
Carga de Datos

Es una etapa imprescindible antes de la interpretación sísmica. Incluye la carga de:
- planimetría de sísmica y de pozos
- archivos SEG Y de la sísmica procesada, incluyendo sísmica de pozo (***los VSP también en formato SEG Y***)
- archivos de perfiles geológicos de pozo
- datos geológicos, de los cuales los relevantes son: topes y bases de capas (en metros bajo boca pozo y metros bajo nivel mar), espesores útiles y permeables, valores de porosidad medidos por perfil, puntos de corte de fallas en cada pozo en mbbp (metros bajo boca de pozo) y en mbnm (metros bajo nivel del mar)
- datos de ingeniería de perforación y de terminación, etc.

Adicionalmente, se deben ***confeccionar los sismogramas sintéticos*** que hagan falta.

Pautas de la Interpretación Sísmica

Lo más recomendable es ***partir del punto con mejores datos de correlación sísmico-geológica***, por ejemplo un pozo con VSP o prueba de velocidad convencional y/o sismograma sintético. Ahí ***elegir dos o tres reflectores continuos*** con importante significación geológica y/o prospectiva e iniciar el ***picado o rayado de los reflectores***, con colores y nombres distintivos, yendo en dirección a otro pozo con atado de datos entre sísmica y geología, si lo hay. ***Se usan las dos pantallas***: para ver mapa base y una sección, o para secciones contiguas en cada una. En el mapa base se iluminan automáticamente los tramos de horizonte interpretado con escala **arcoíris** de To.
Durante este avance ***es oportuno ir interpretando las fallas***, trazando al menos las de mayor rechazo en una primera etapa, en general sin asignarles nombres o números identificativos o haciéndolo sólo tentativamente, salvo que se tenga pronta certeza de cuál es cuál entre línea y línea.
En la sísmica 2D este progresivo avance del rayado es aconsejable hacerlo ***cerrando rectángulos de la malla***, para ir con mayor certidumbre, debido a que, si al terminar la vuelta se llega un reflector arriba o abajo respecto al punto de partida, significa que habrá que revisar hacia atrás hasta encontrar dónde se ha cometido el error.



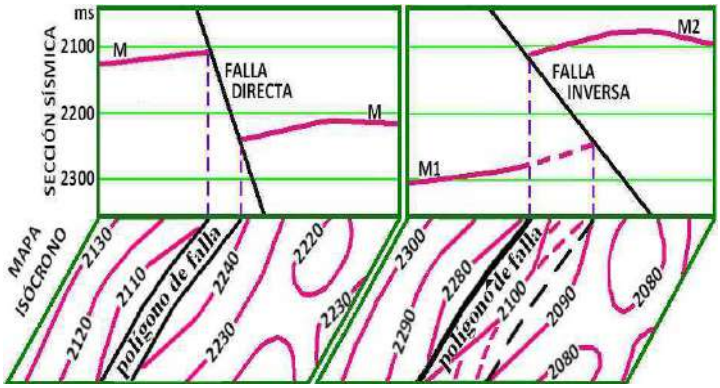
Sección sísmica sin y con interpretación de horizontes y fallas (gentileza YPF)

En cambio, ***en la sísmica 3D conviene ir interpretando las líneas*** *(inlines)* ***paralelas*** **y** ***cercanas***, cada dos o cuatro líneas, por comparación de cada una con la siguiente, y en simultáneo se va controlando con traversas que cruzan en sectores estratégicos. Por ejemplo en el bloque alto y el bloque bajo de una falla importante perpendicular a las líneas que están siendo rayadas. También es posible controlar mediante secciones horizontales y visualizaciones en perspectiva. Las líneas intermedias pueden dejarse para completar en una etapa posterior con alguna ***opción de seguimiento automático de los horizontes*** (*autotrack,* autohuellar), el cual en casos favorables es recomendable emplear desde el principio de la interpretación, aunque siempre se deben controlar sus resultados y corregir eventuales saltos incorrectos. Hay que ir revisando la trama para evitar errores tardíos que hagan perder después mucho tiempo de arreglo; tampoco pasársela tejiendo y destejiendo como cuentan que hacía Penélope esperando a su amado Odiseo.

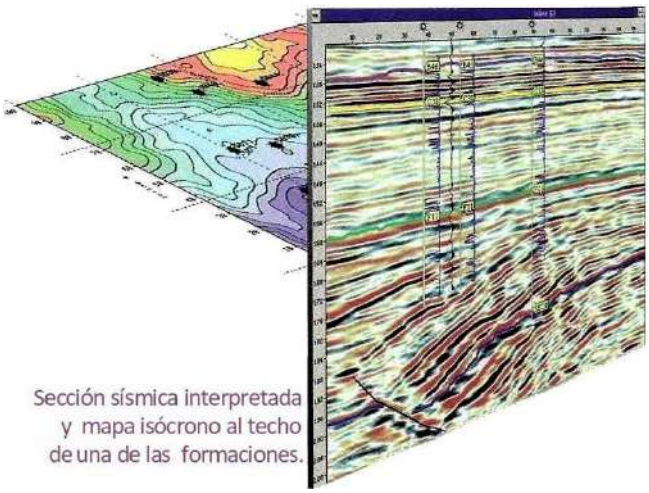
Con el avance de la interpretación se podrá nominar las fallas, agregar las más pequeñas, rayar reflectores adicionales y eventualmente recurrir al cálculo y visualización de atributos sísmicos, etc.

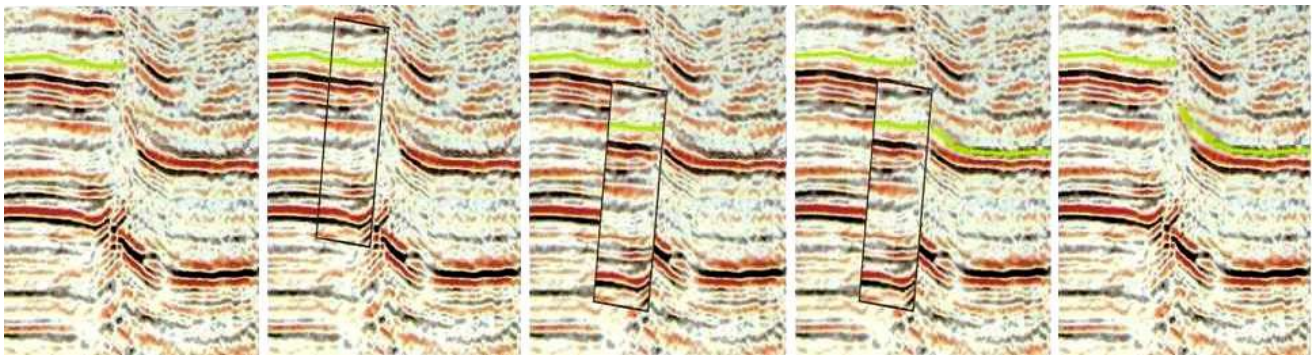
Por último, o en forma progresiva, se podrá hacer el ***grillado y curveo de mapas isócronos y otros***. Para ello ***deben dibujarse previamente los polígonos de falla en planta***, para cada nivel guía que se desee mapear, de modo que las curvas o contornos luego se ajustarán al esquema de bloques geológicos interpretado.

Como puede verse en la figura abajo, ***las fallas directas dejan una franja*** (polígono alargado) donde no existe el nivel M mapeado (si es un reservorio delgado, ahí un pozo no lo hallará). En cambio ***las fallas inversas causan superposición***, la capa se repite y casi siempre se elige mapear la parte superior (con mayor interés prospectivo) porque los programas no permiten duplicar el marcador (arriba y abajo a la vez) y el polígono de falla se estrecha hasta ser una línea gruesa. Queda sin rayar el tramo de marcador bajo el plano de falla y su contacto con la misma (acá esbozados en trazos a fines didácticos). La alternativa es mapear cada bloque por separado (con distinto nombre de marcador para cada sector, tipo M1, M2, etc.) y luego combinar los varios mapas, resultando de este modo la superposición de los contactos de las fallas inversas en los límites entre ellos.



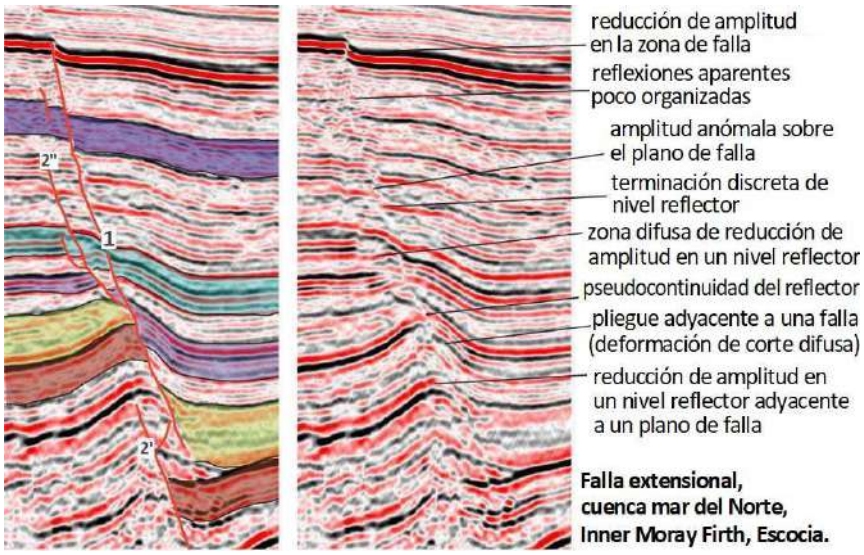
Fallas en sección y sus polígonos en el mapa; ver texto.


Sección sísmica interpretada y mapa isócrono al techo de una de las formaciones.



Sección mostrando de izquierda a derecha las sucesivas etapas de empleo de un polígono de correlación: se raya el nivel verde hasta la falla, se crea y desplaza el polígono, se ve la correlación y se continúa con el nivel verde en el otro bloque.

El polígono de correlación (aquí arriba) puede dibujarse en forma irregular y es un auxiliar informático útil para ver los rechazos a lo largo de fallas y la correspondencia entre reflectores o conjuntos de ellos.



Sección con falla compleja (modificado de Rob Butler, Virtual Seismic Atlas)

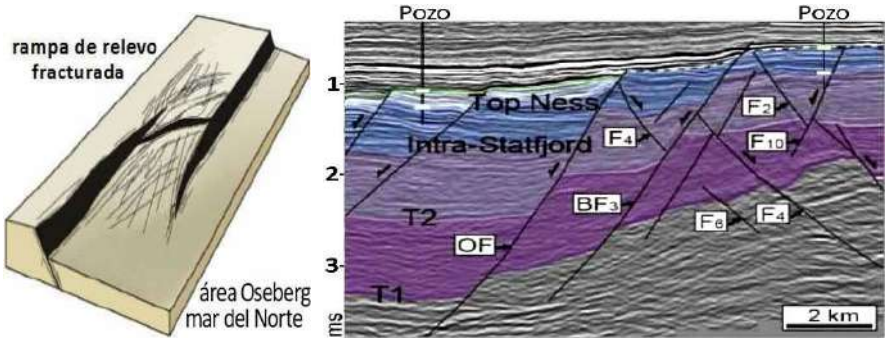
La interpretación de planos de falla no siempre es sencilla. Suele haber dudas sobre el lugar preciso donde cortan, si se trata de uno o varios planos cercanos, e incluso a veces es dudosa su orientación. La figura contigua indica observaciones que pueden realizarse para decidir dónde deben ser rayados. Suelen ser muy complejas (Iacopini *et al*., 2016).

Se denomina **carácter** o **firma** (*character* o *signature*) de cada reflector a su aspecto (continuidad, amplitud, frecuencia) que puede variar a lo ancho del área en estudio y es un elemento distintivo a tener en consideración tanto en abordajes estructurales como estratigráficos.

Las rampas de relevo (*relay ramps*) son zonas de transferencia de rechazos entre fallas (de cualquier escala) en dirección horizontal (normal al rumbo) y a veces en la vertical –podría suceder que en secciones paralelas hacia la derecha de la precedente se agrande la falla 1 y desaparezca la 2, y que hacia la izquierda ocurra lo contrario–. Estas interpretaciones en ocasiones no son fáciles, dependiendo de la calidad de la sísmica 3D. En 2D se las puede inferir, pero no es fácil al no tener la continuidad de datos transversal a cada línea (salvo una cada tanto). A veces las rampas horizontales están rotas con fallas menores (bosquejo abajo). También recuérdese que con la persistencia del esfuerzo tectónico, un tren de fallas separadas tiende a coalescer a través del tiempo geológico.

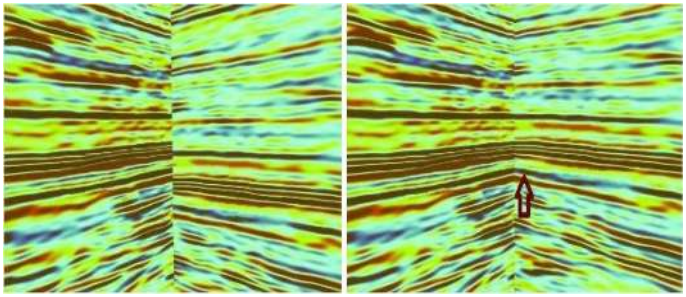
Las fallas en X (sección sísmica a la derecha) también complican la interpretación, debiéndose observar su evolución a lo largo del rumbo.

Cuando son interpretados datos combinados de sísmica 2D de diferentes épocas de adquisición, o cubos adyacentes con parámetros de registro distintos, o información mezclada 2D-3D, se debe proceder al ajuste de los planos de referencia entre unos y otros, a los efectos de homogeneizarlos, para cuyo fin se pueden hacer los corrimientos en tiempo relativos (primera figura de la página siguiente) o recurrirse a programas de **atado diferencial** (*mistie*) si las diferencias no son de tiempos constantes. También ***podría ser necesario invertir la polaridad de una sísmica para igualarla a la otra vecina***



Reactivación de fallas en un *rifting* multifase (modificado de Deng *et al*., 2017)

–recuérdese que en la convención americana un incremento de impedancia acústica hacia abajo corresponde a un pico y una disminución da un valle, siendo opuesta la convención europea–. Y no olvidar que ***siempre habrá corrimiento de fase de la ondícula entre datos de fuentes impulsivas y vibratorias***. Por estas razones ***a veces conviene reprocesar homogéneamente las prospecciones sísmicas aledañas***, si bien el costo es mayor.



Cruce de secciones 2D, atado corregido subiendo a la derecha.

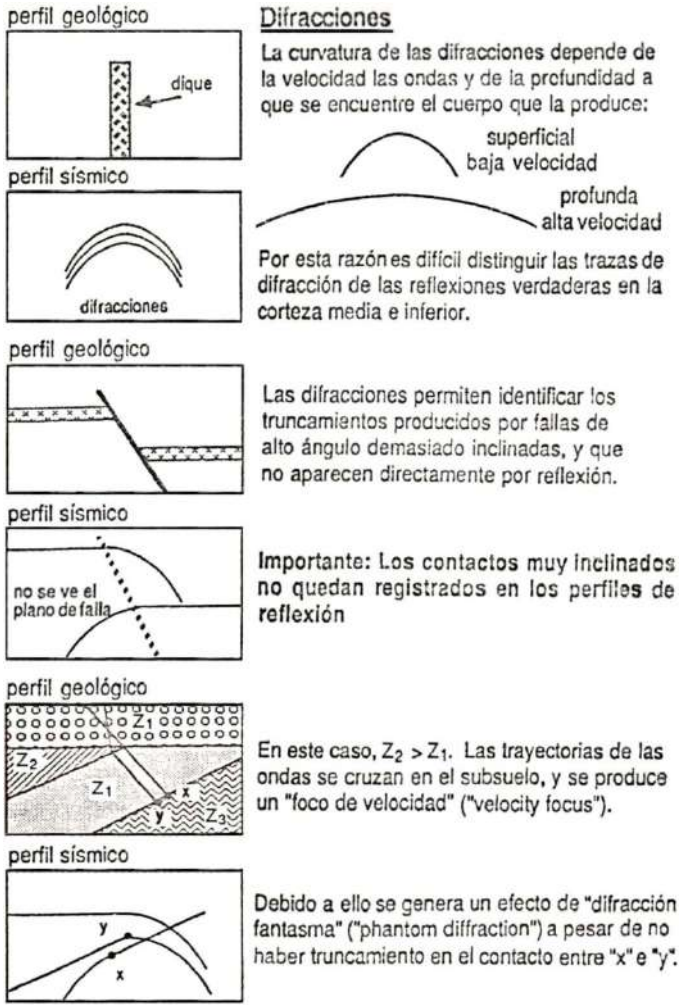
Caracterización Final de los Bloques

Es la comparación y ajuste del modelo estructural previo –si existiese– o la creación del mismo a partir de la interpretación hecha desde un mallado de sísmica 2D, o bien de una 3D, ***pudiendo desplegarse isócronos y planos de falla en perspectiva con un programa de visualización en computadora***. Se cotejan interpretaciones de líneas 2D de rumbos apropiados, o bien de secciones en **líneas** (*inlines*) y **traversas** (*crosslines*) de la 3D con los cortes creados por correlación de pozos. Podrán entonces corregirse correlaciones y mapas estructurales hechos únicamente a partir de datos de pozos, o bien construirse estructurales nuevos a partir de los mapas isócronos, siempre que se cuente con adecuados controles de velocidad (relación tiempo-profundidad) en varios pozos estratégicamente situados en el área mapeada. En este escenario lo más oportuno es construir un **mapa de isovelocidades** a cada nivel de interés (Tema 18, pág.458) y luego proceder en cada caso a la operación de producto entre grillas: valores de velocidad multiplicados por valores de tiempo darán valores de profundidad, que entonces se mapearán como un estructural.

ENGAÑOS SÍSMICOS (*pitfalls*)

La interpretación de secciones de reflexión (incluso en sus versiones horizontales de 3D) debe partir de la premisa de que ***las imágenes sísmicas que se perciben no son cortes geológicos, ni los isócronos son mapas estructurales***, sino sólo aproximaciones a éstos. Las consecuencias de ignorarlo son las metidas de pata en las trampas sísmicas, que no son precisamente hidrocarburíferas…

Cuando se observa una sección vertical procesada ***pueden aparecer considerables problemas si ésta no ha sido migrada***, sobre todo si se trabaja en un área de medios o altos buzamientos: los reflectores sísmicos no estarán en su verdadera posición relativa y además habrá difracciones sobre planos de falla y en toda geología que presente variaciones laterales bruscas (intrusiones, diapiros, arrecifes, lentes arenosas, etc.), como muestra la figura colindante, en cuyo caso se deberá ser cauto y eventualmente intentar unas pocas migraciones manuales de los reflectores de mayor interés.

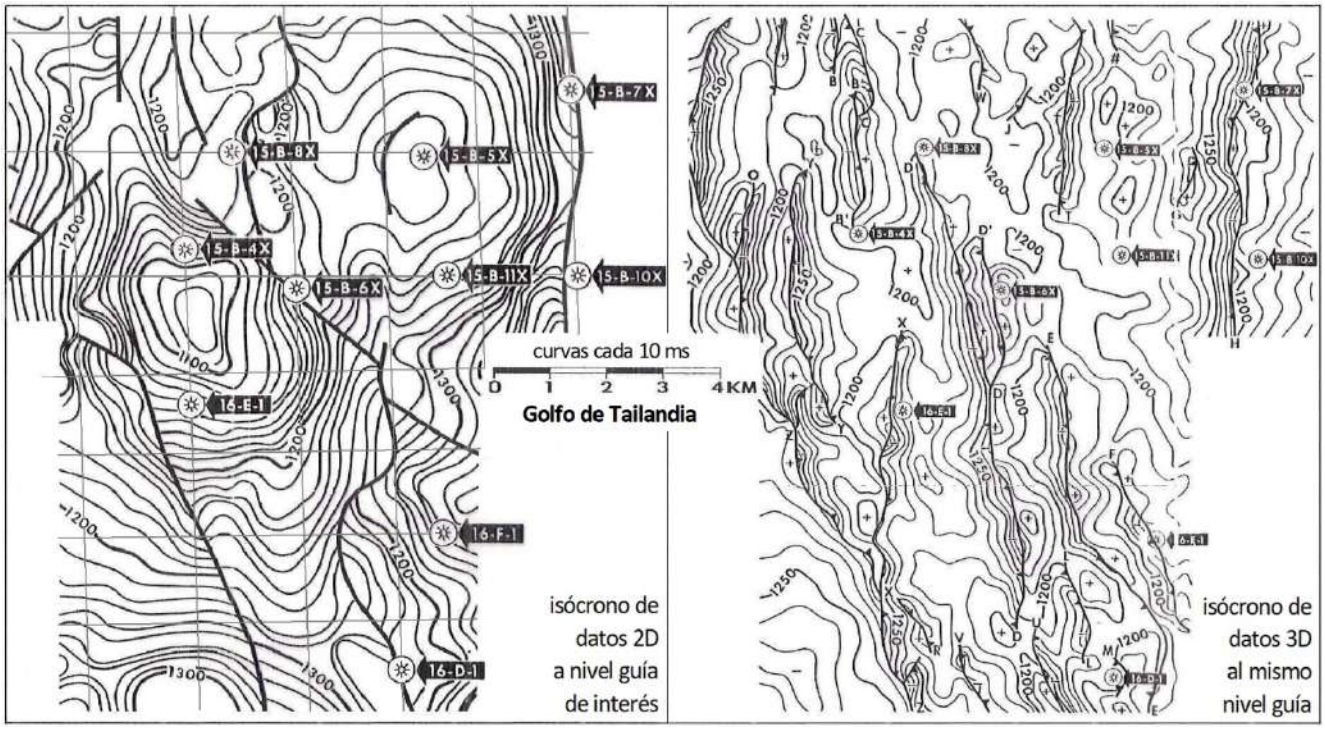


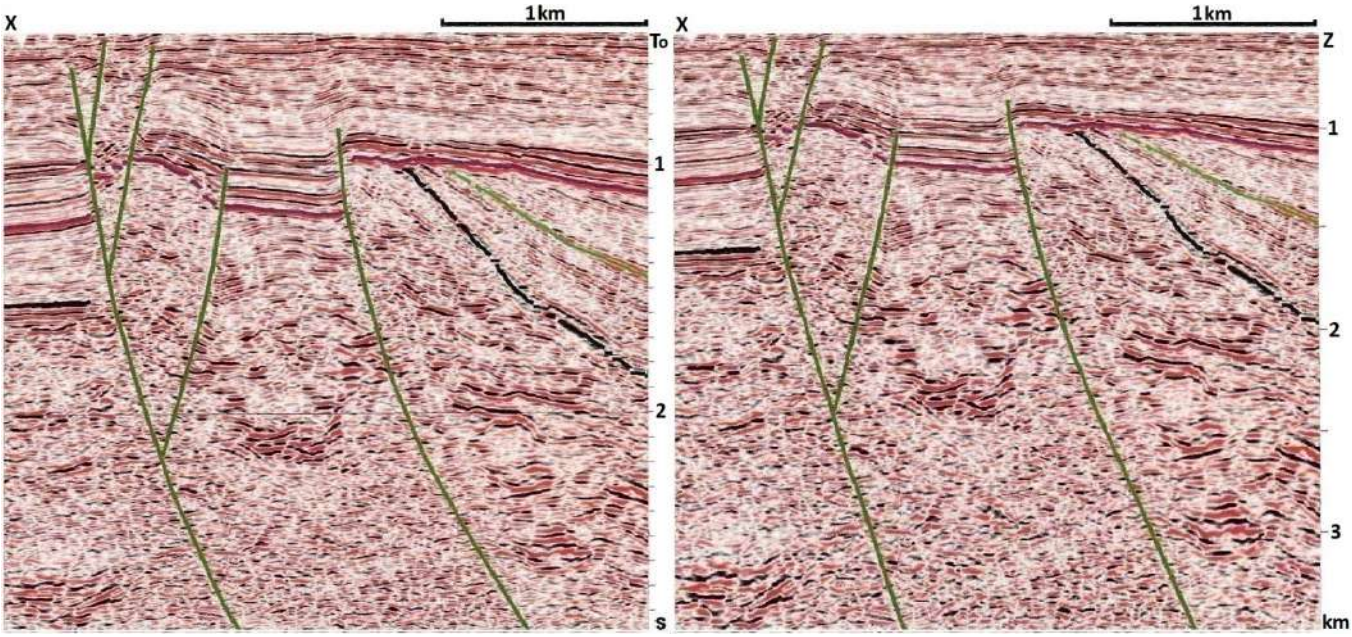
(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)

Ya prácticamente no existe sísmica sin migrar para ser interpretada porque los costos han disminuido mucho y hasta la sísmica vieja se reprocesa para poder verla migrada –salvo cuando se hace alguna rápida evaluación de un área antigua–. Pero ***en casos de geología complicada*** (faja plegada, intrusiones de complejo emplazamiento, etc.) ***una migración convencional puede no ser suficiente*** y únicamente se tendrá alguna certeza de una correcta interpretación cuando el proceso de migración se haya realizado antes de apilamiento (*pre-stack*). A su vez, como ya vimos, existe diferencia según sea el algoritmo utilizado (Kirchhoff, ecuación de onda, trazado de rayos, etc.) y esto es también válido para las etapas previas del procesado sísmico: recuperación de amplitudes,

estáticas, dinámicas, deconvolución, filtrados y otras, que pueden ser implementadas con distintos criterios y variables márgenes de error, lo cual redunda en el producto final.
Recordemos también, como se comentó antes, que no es lo mismo un mallado 2D que una sísmica 3D. La interpretación permitirá arribar a un resultado mucho más preciso y exacto en el segundo caso, tal cual queda evidenciado en la comparación de los siguientes mapas isócronos.

(modificado de Texas Pacific Oil Co.)





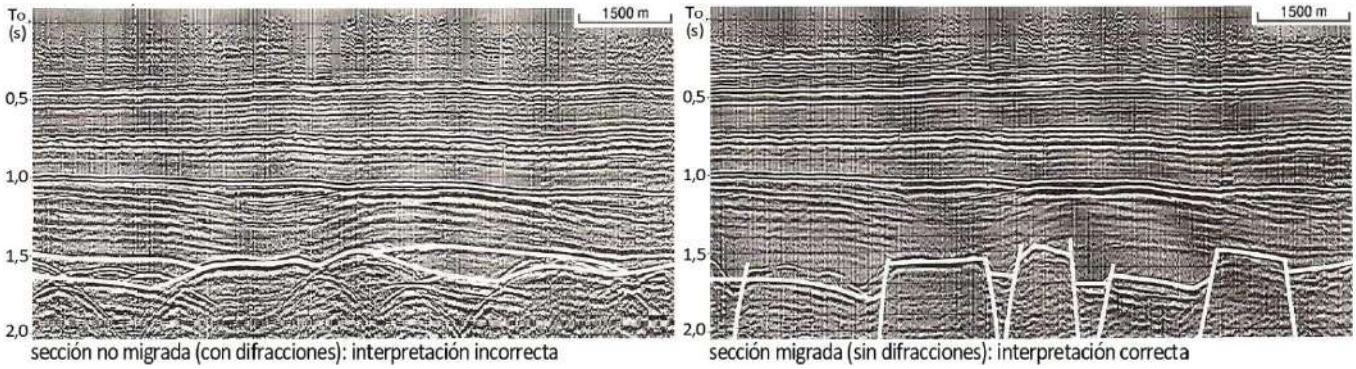
Sección sísmica convencional (escala vertical de To) y convertida a profundidad (escala vertical espacial Z).

Ahora bien, incluso si todo hubiese sido realizado del modo más atinado –que casi siempre tiene como condición necesaria, aunque no suficiente, un presupuesto generoso–, no se tiene que olvidar que ***la sísmica normalmente está representada en escala de tiempos, no de profundidades***. De modo que ***la imagen resultante es función de las variaciones de velocidad***, en general crecientes con la profundidad. Una sección sísmica refleja la geología como un espejo deformante refleja a una persona parada frente a él: piernas cortas, cabeza alargada. Este efecto hace que ***siempre las fallas parezcan más lístricas (tipo cuchara) de lo que son***, tendiendo a ser más horizontales con la profundidad, como se ve en la última figura de la página precedente.

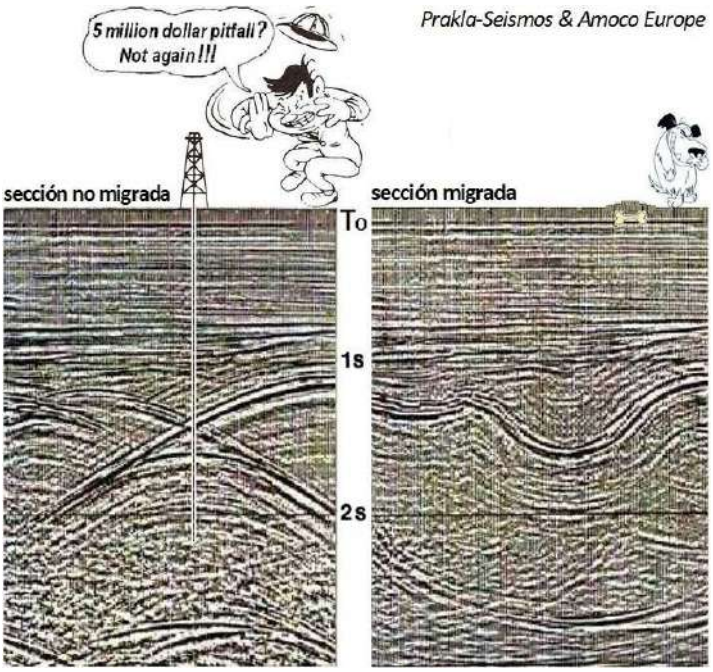
Pero incluso más, porque podríamos ver distorsiones –como sería el caso de un brazo más gordo que el otro– porque ***las velocidades también varían lateralmente*** según sea la geología iluminada por las ondas. Y lo mismo ocurrirá con las secciones horizontales y con los mapas o cualquier otra información interpretada. Sólo si la sísmica ha sido pasada a profundidad por un método muy sólido, por ejemplo abundantes y representativos datos de sísmica de pozo, o bien una consistente migración por trazado de rayos, entonces se podrá tener una cierta confianza en la equivalencia entre imagen sísmica e imagen geológica, pero incluso en estos casos hay que estar prevenido porque algunas deformaciones estructurales, aunque sutiles, estarán todavía presentes.
Tampoco debe olvidarse que ***la sísmica no puede ver nada que se aproxime a la vertical***. Todo aquello que incline más de 45º será prácticamente invisible –los rayos rebotados emergerán casi todos muy lejos del área de trabajo–. A lo sumo, si el espesor de tales eventos subverticales es significativo, se podrá ver una zona de ruido que alertará sobre algo que existe pero no se puede ver. Otras veces, cuando los espesores son de pocas decenas de metros, ni siquiera podrá intuirse que tales emplazamientos existen.
Y, por si todo esto fuese poco, la ***limitación en cuanto a la resolución sísmica*** de intervalos delgados es otro de los significativos problemas de visualización, como se ha explicado antes.

Trampas Sísmicas Frecuentes

Existe variedad de ellas urdidas para tender una celada a todo aquel que se atreva a internarse en el enmarañado terreno de la sísmica de reflexión. Veamos cuáles son las que intentan hacernos caer más a menudo.



Problemas interpretativos causados por la carencia de migración (figuras modificadas de Tucker, 1973 y 1982)

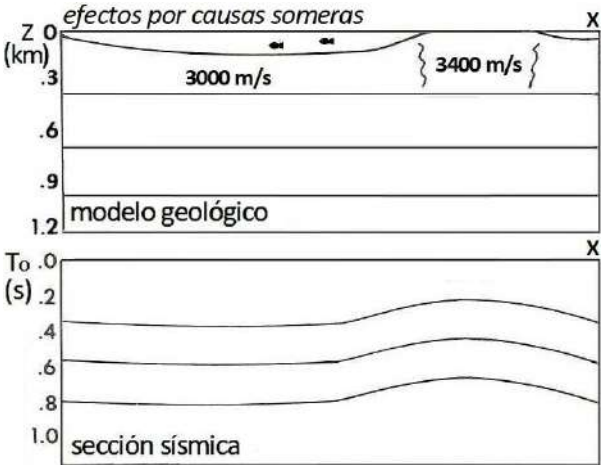


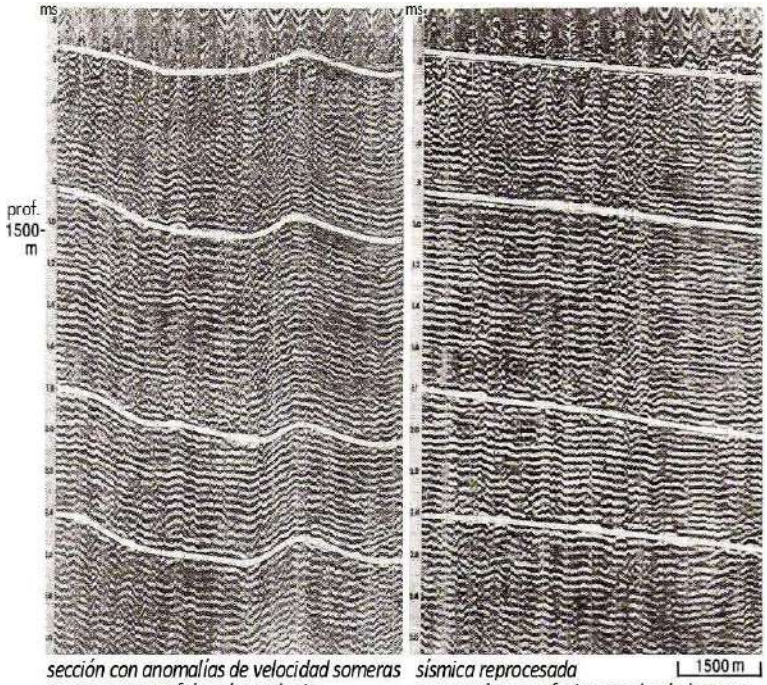
-**Falta de migración o migración inadecuada**, que puede generar buzamientos erróneos, falsas estructuras, difracciones y cambios laterales de velocidad no corregidos. En la figura precedente, un ejemplo en el que en la sección no migrada (izquierda) las difracciones llevan a interpretar erróneamente, que cambia en la sección migrada (derecha) incorporando fallas para un esquema de pilares (*horsts*) y bloques hundidos (*grabens*). Y abajo el ya citado efecto de foco enterrado.

-**Recuperación de amplitudes excesiva**, donde la tendencia a ecualizar (igualar amplitudes) en exceso hace indistinguibles secuencias de bajos contrastes internos respecto a otras con altos contrastes acústicos. Aun en un proceso de rutina es algo que debe cuidarse para poder interpretar bien después, no siendo necesario recuperar ***verdadera amplitud***. Esta última se requiere para interpretaciones estratigráficas muy específicas, aplicar inversión de trazas o método AVO (Tema 18, pág.467).

-**Estáticas imprecisas**, que pueden dar tirones o empujones de velocidad (*pull up, push down*) resultantes de emplear velocidades o espesores por exceso o por defecto para la capa meteorizada. Resultan entonces intervalos temporales respectivamente por defecto o por exceso para dicha capa superficial, que a su vez levanta o hunde las trazas generando falsos anticlinales o sinclinales a todo lo alto de la sísmica.

En las siguientes figuras se esquematizan y ejemplifican casos reales de falsas estructuras por problemas no corregidos a causa de velocidades subsuperficiales lateralmente cambiantes. A la izquierda forma anticlinal y a la derecha sinclinal, ambas con preservación de la curvatura a lo largo del tiempo To (o sea el alto de la sección sísmica). Imágenes reales parecidas sólo son raramente generadas por fallas de desplazamiento lateral más extensión (transtensivas) o compresión (transpresivas).
En estos casos hay que revisar y eventualmente volver a registrar datos para estáticas de campo, y luego reprocesar la sísmica.

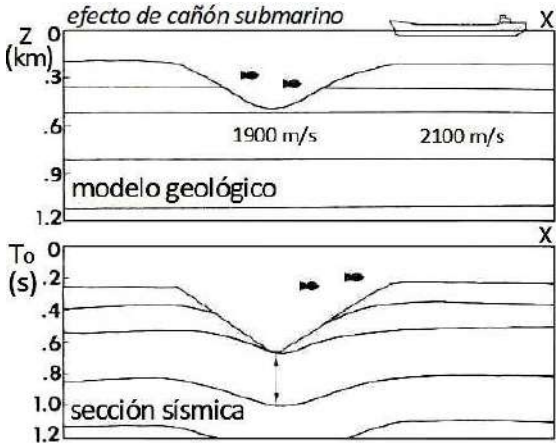


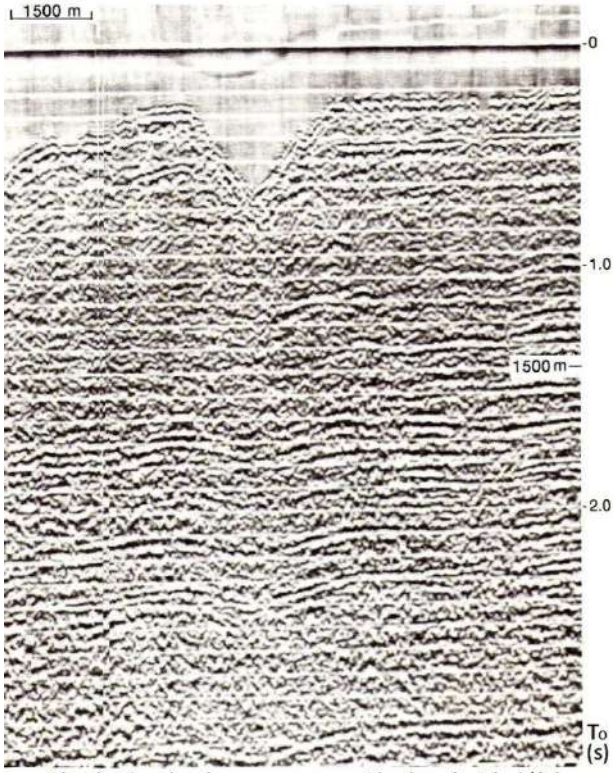


sección con anomalías de velocidad someras que generan un falso plegamiento

sísmica reprocesada que suprime su efecto y corrige la imagen

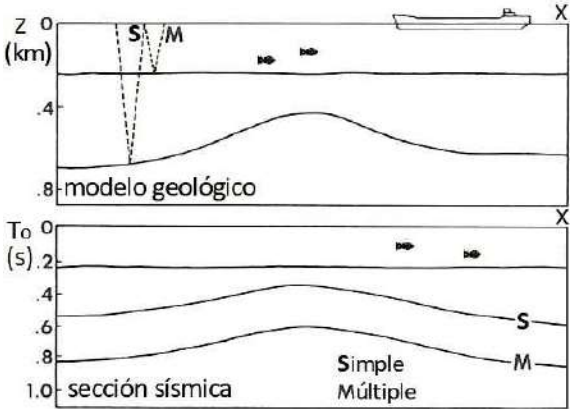
-**Ruidos en general**, que no pudieron removerse durante la adquisición ni tampoco en el procesamiento de los datos, que por tanto pueden dificultar el entendimiento de la geología e incluso generar falsas interpretaciones. Las **reflexiones múltiples** son un caso típico de replicación viral cuando no se ha recurrido a toda la batería de pesticidas disponible para su erradicación. En la figura a la derecha vemos el modelo geológico con su correspondiente imagen sísmica.





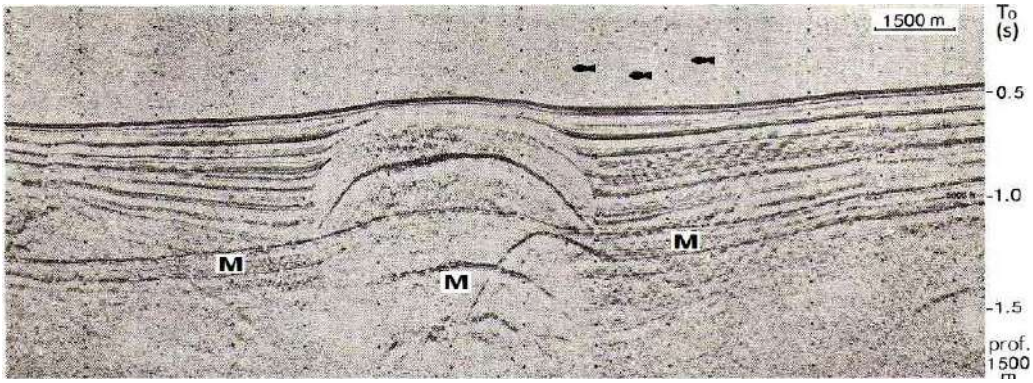
sección sísmica donde se ve un empujón de velocidad (falso sinclinal) a causa de un cañón submarino; debe reprocesarse

Distintos posibles problemas de correcciones estáticas (figuras modificadas de Tucker, 1973)



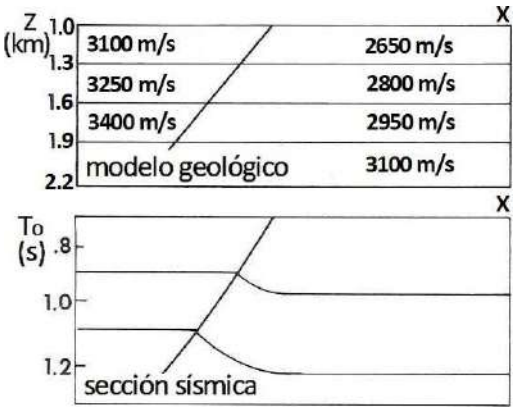
Origen de un reflector múltiple por reverberación en el fondo marino (modificado de Tucker, 1973)

A la derecha, caso real de una sección sísmica en la que se presentan reflexiones múltiples por reverberación en el fondo marino. Se produce la repetición del reflector del lecho marino, así como un reflector fuerte dentro de la antiforma de origen arrecifal.

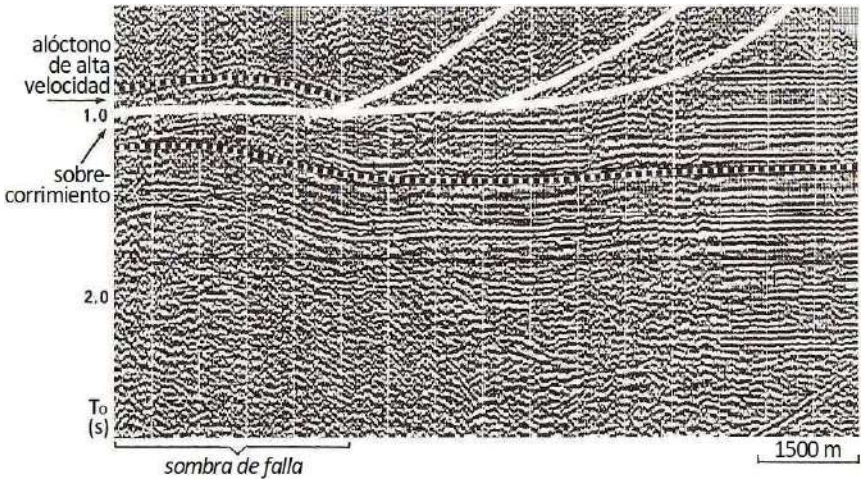


Sección sísmica donde se indican algunas múltiples (M) por reverberación en el fondo marino (modificado de Tucker, 1973)

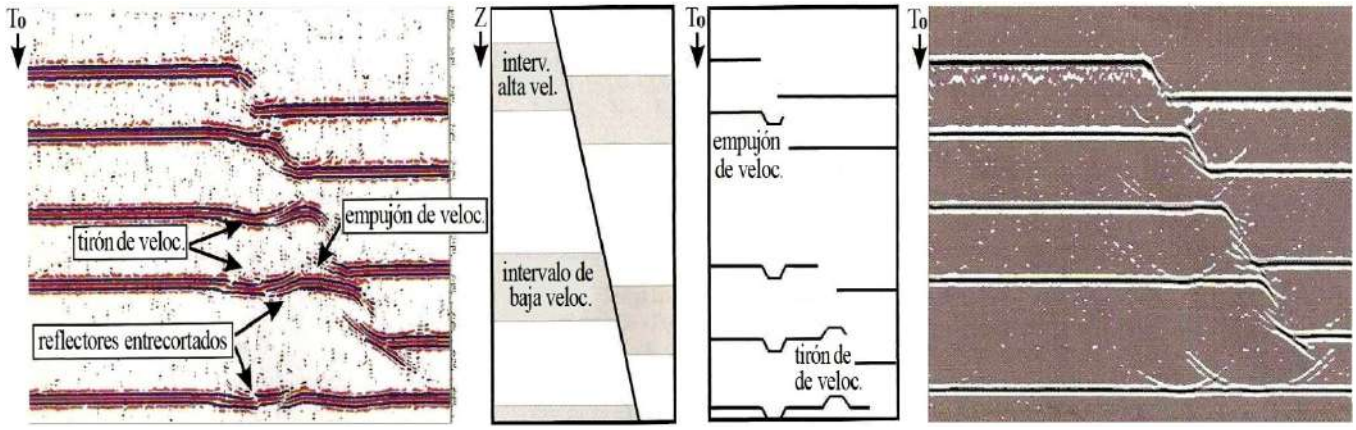
-**Variaciones laterales de velocidad** (a similar profundidad actual), generadas sobre todo por cuestiones estructurales (sobrecorrimientos, fallas gravitacionales o transcurrentes, pliegues por inversión tectónica, diapirismo, intrusiones ígneas u otras muchas posibilidades) como en menor medida también por motivos estratigráficos (crecimientos arrecifales, lentes arenosas, etc.). El resultado es similar al de las estáticas erróneas (tirones y empujones de velocidad), aunque en estos casos no hay nada que sea posible corregir en el proceso convencional. Si el fenómeno ocurre bajo una superficie de falla recibe el nombre alternativo de **sombra de falla** (*fault shadow*), que se grafica a continuación.



Efecto de sombra de falla, inversa en estos casos (figuras modificadas de Tucker, 1973)

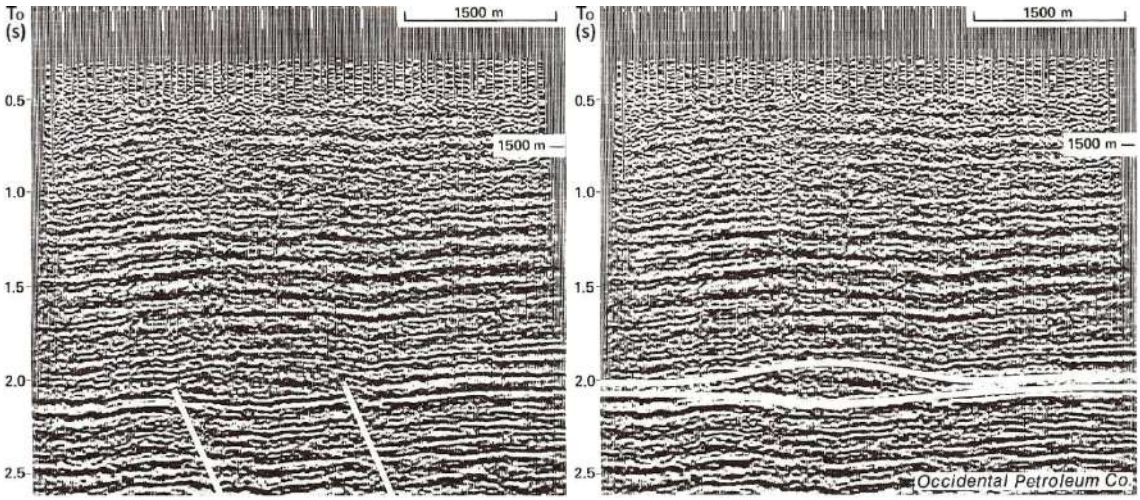


En ocasiones la sombra de falla produce una sucesión de estrechos anticlinales y sinclinales. Sólo se puede entender este tipo de problemas haciendo modelos de sísmica sintética hasta encontrar la probable geología causante de tales levantamientos o hundimientos en la imagen, o bien pueden ser corregidos, al menos parcialmente, con ***migración por trazado de rayos***, preferentemente antes de suma, tal como aquí se ilustra.



A la izquierda una sección sintética –de modelo– con migración post-apilamiento con tirones y empujones de velocidad alineados subverticalmente, luego esquemas geológico y sísmico de estos efectos que deforman los reflectores, y a la derecha la misma sección sintética pero ahora corregida mediante migración pre-apilamiento (modificado de Fagin, 1996)

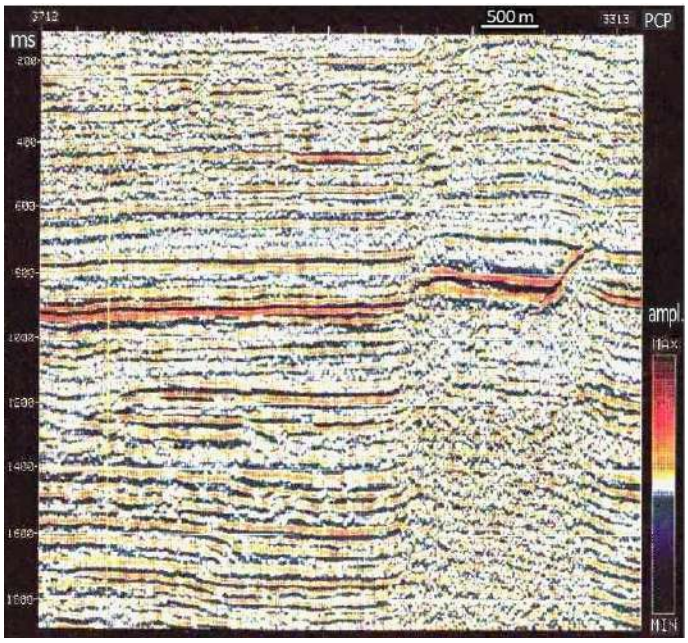
-**Deconvolución, filtrados o procesos cosméticos variados**, que pueden alterar, a veces marcadamente, la forma con que se visualizan rasgos sutiles de la sísmica. Un ***cambio lateral de carácter*** (no de humor sino de aspecto de la reflexión), como el ilustrado abajo, puede modificarse con las distintas opciones a las que se recurra durante el procesamiento. En este caso ambas secciones tienen igual proceso: lo que varía es la interpretación realizada.



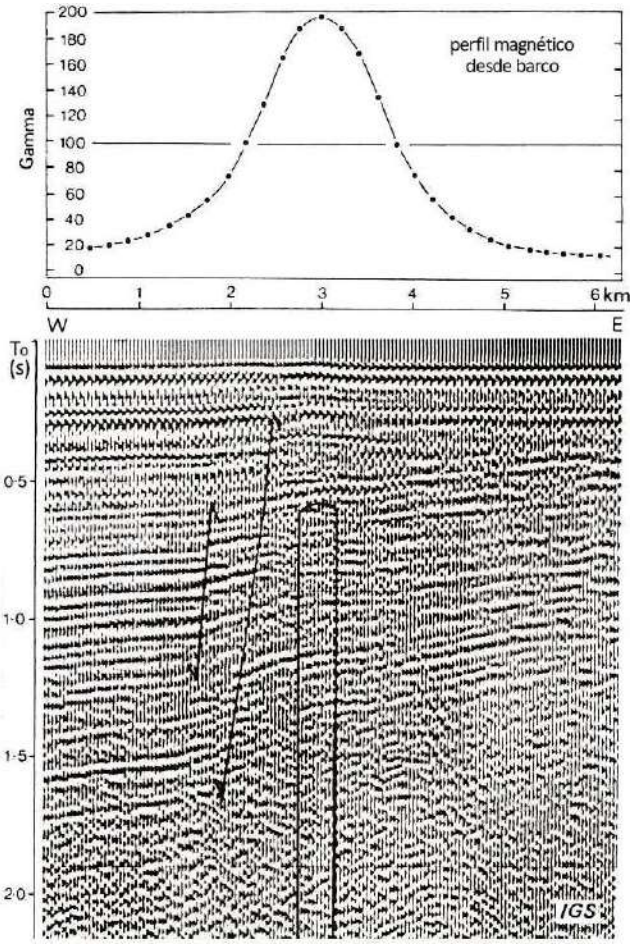
Cambio lateral de carácter de las reflexiones: interpretaciones alternativas de la misma sección, incorrecta a la izquierda, correcta a la derecha (modificado de Tucker, 1973)

-**Zonas poco iluminadas** por los frentes de onda, que pueden responder al alto buzamiento de las capas, como en la figura de la derecha, en la que un dique ígneo denunciado por el perfil magnético prácticamente no se ve en la información sísmica, excepto por muy sutiles indicios.

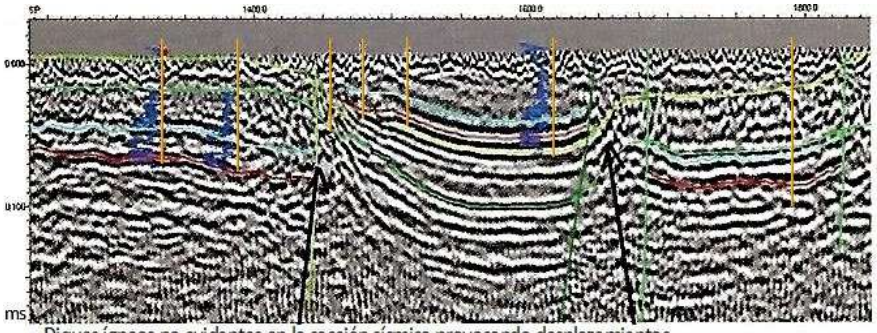
Además zonas poco iluminadas tienen lugar en capas bajo fuertes contrastes de impedancia acústica (gran amplitud) que ofician de espejo bajo los cuales poca energía logra pasar. Se da si hay diapirismo evaporítico, carbón (con o sin gas producible) o lentes gasíferas (areniscas, etc.), en este último caso sólo si se registran ondas P, ya que ***las S son indiferentes al fluido poral***. También bajo intrusiones ígneas, como el filón de la sección de abajo, con un tirón de velocidad combinado con poca energía en los estratos infrastantes y un combamiento anticlinal real por encima de la intrusión, causado por inyección forzada.



Sección sísmica con intrusión ígnea concordante en el Terciario basal del sur de Santa Cruz, cuenca Austral (gentileza Y.P.F.)



Comparación de un perfil magnético con la sección sísmica coincidente en Minch, mar del Norte, Escocia; se deduce el emplazamiento de un dique intrusivo y un par de fallas con difracciones por tratarse de una 2D no migrada (modificado de McQuillin *et al.*, 1985)



Diques ígneos no evidentes en la sección sísmica provocando desplazamientos verticales de unos 50 m y atravesando mantos de carbón (fuertes amplitudes)

Karoo, Sudáfrica.

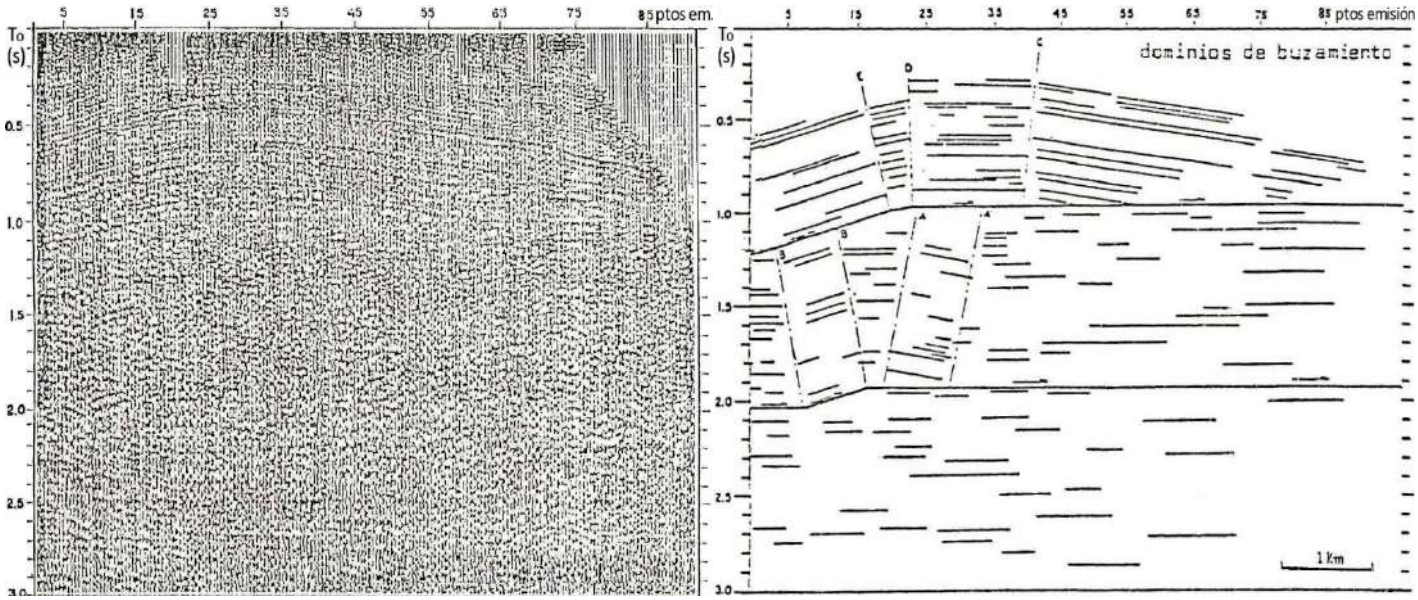
las líneas naranja verticales son pozos perforados; en azul algunos perfiles

Sísmica de reflexión vs magnetometría (modific. de Gibson, 2011)

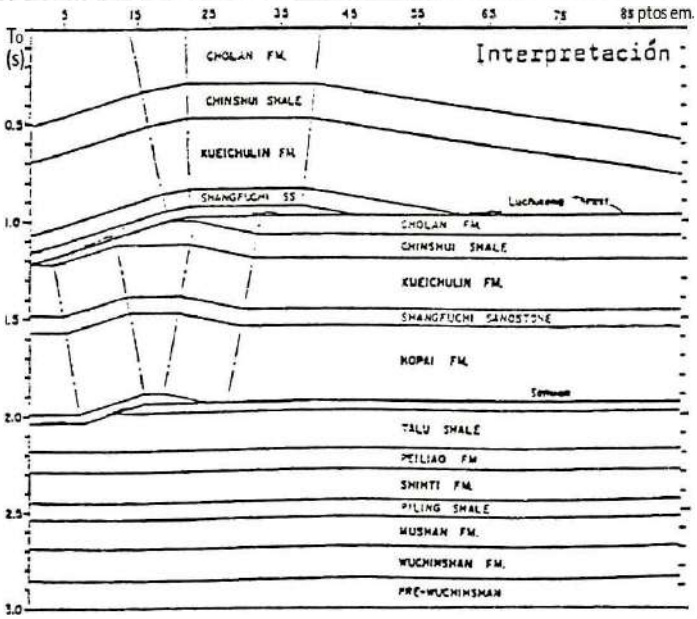
RASTREO SÍSMICO (*seismic tracing*)

Si se dispone de secciones o cubos sísmicos –o sectores de ellos– con baja relación señal/ruido, puede recurrirse a una técnica de ***rastreo de reflectores*** consistente en remarcar y conectar sobre la sísmica los segmentos de reflexión más visibles (en papel transparente o con un programa de digitalización en pantalla) para después interpretar el modelo geológico, tanto sea referido a aspectos estructurales como estratigráficos.

Puede observarse a la izquierda la sección sísmica de muy pobre calidad del oeste de la isla principal de Taiwán –a la que hacia 1600 los portugueses llamaron *ilha Formosa*, hermosa–. A la derecha el correspondiente rastreo.

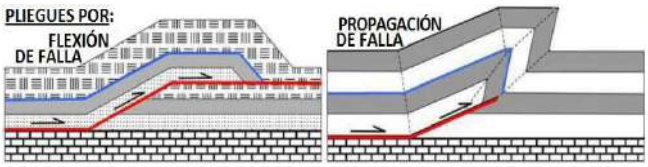


Rastreo sísmico en una estructura de Sanwán, faja plegada del oeste de Taiwán (modificado de Suppe & Chang, 1983)



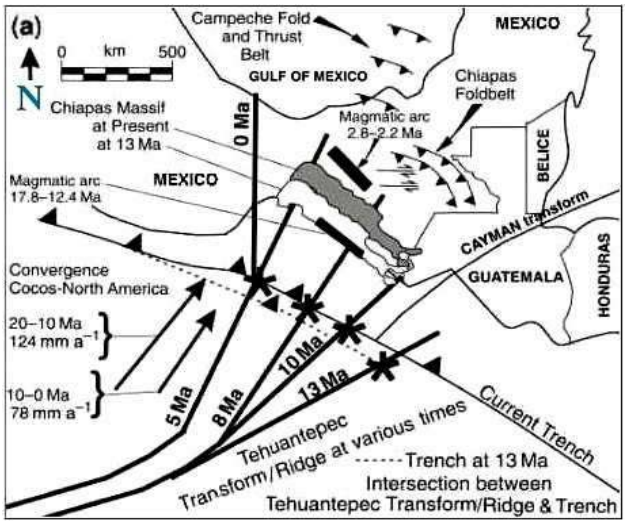
ESTRUCTURAS COMPLEJAS

Existen diversas técnicas de construcción de modelos estructurales a partir de la información sísmica en 2 ó 3 dimensiones. Uno de los más conocidos es el **método de John Suppe** (estadounidense) ***para zonas plegadas por flexión o por propagación de falla***. A la derecha aplicación de este método sobre la sección sísmica rastreada más arriba, con presencia de plegamiento mediante flexión de falla.

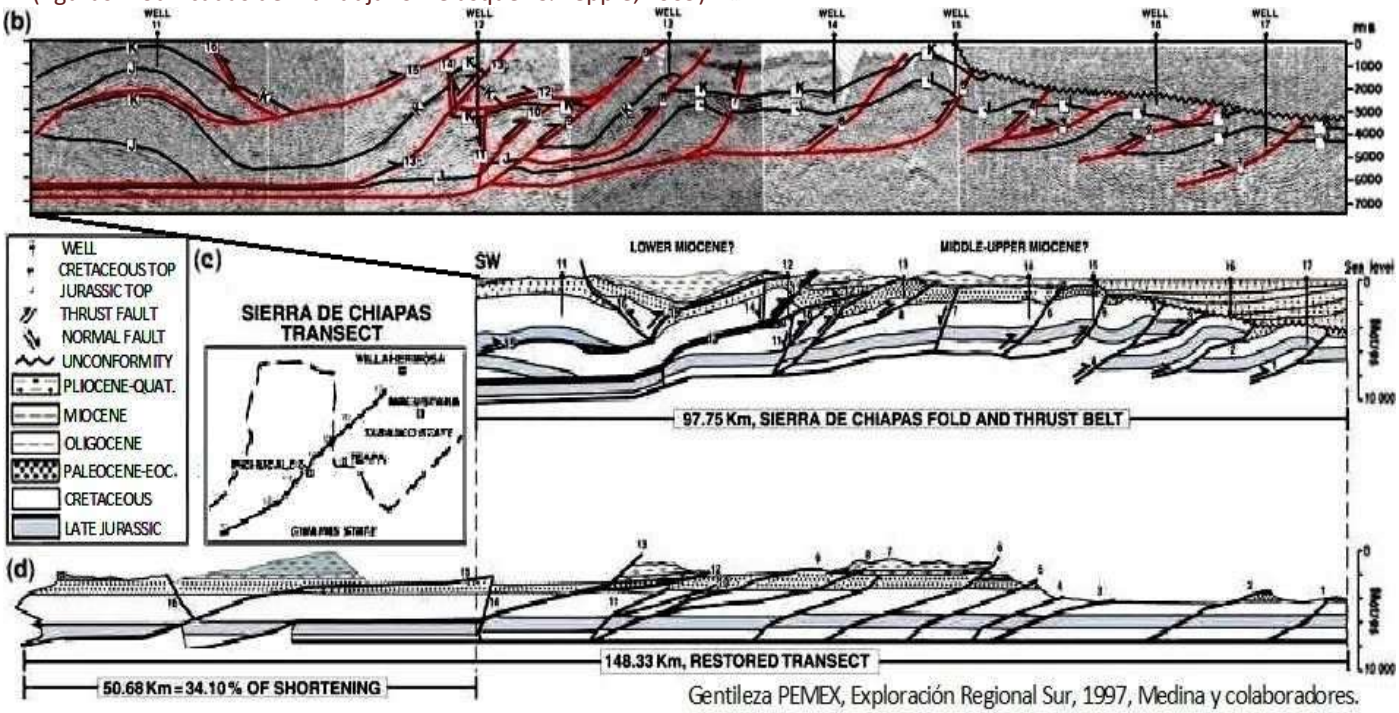


Esquemas de pliegues básicos de faja plegada y corrida.

También pueden ser aplicadas técnicas de balanceo estructural sobre datos sísmicos convertidos a escala vertical de profundidad métrica, como el ejemplo del área graficada a la derecha en Centroamérica, justo al sur del istmo de Tehuantepec (del náhuatl, colina de la fiera cruel) que convencionalmente es el confín geográfico con Norteamérica. Es una región cuya complejidad geotectónica causa terremotos como el trágico de septiembre de 2017 (8,1 Mw) y que a su vez propaga hacia el norte estructuras compresivas que ofician de trampas hidrocarburíferas sobre todo en el golfo de México. Acá podemos ver una transecta y más abajo la restitución balanceada de los bloques a su posición previa a la compresión

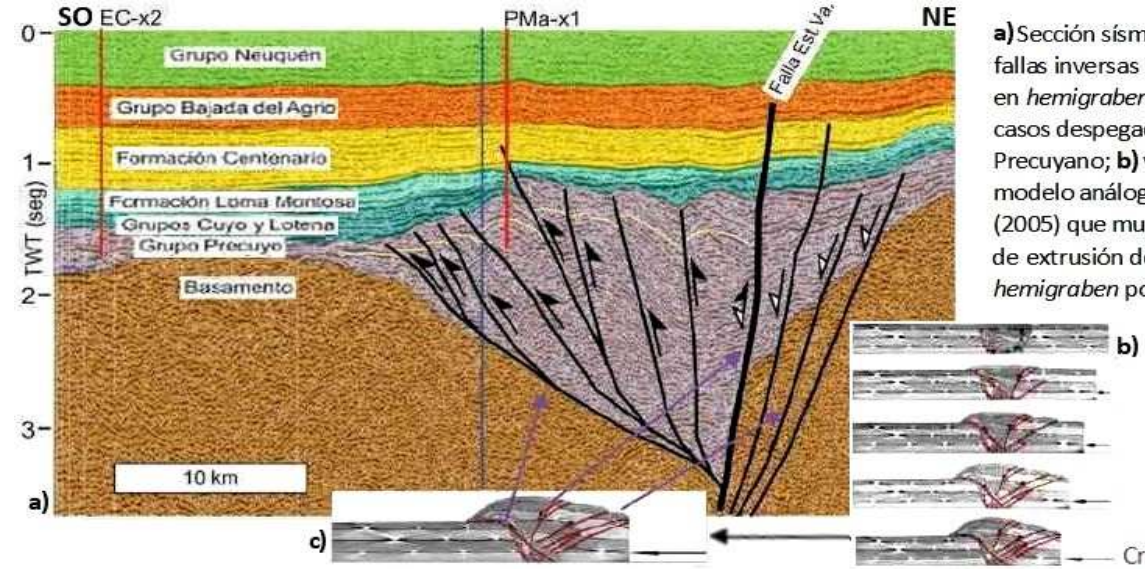


(figuras modificadas de Mandujano-Velásquez & Keppie, 2009)



Gentileza PEMEX, Exploración Regional Sur, 1997, Medina y colaboradores.

Sierra de Chiapas: a) mapa de ubicación, b) ensamble de secciones sísmicas interpretadas, c) interpretación geológica, d) corte estructural balanceado.

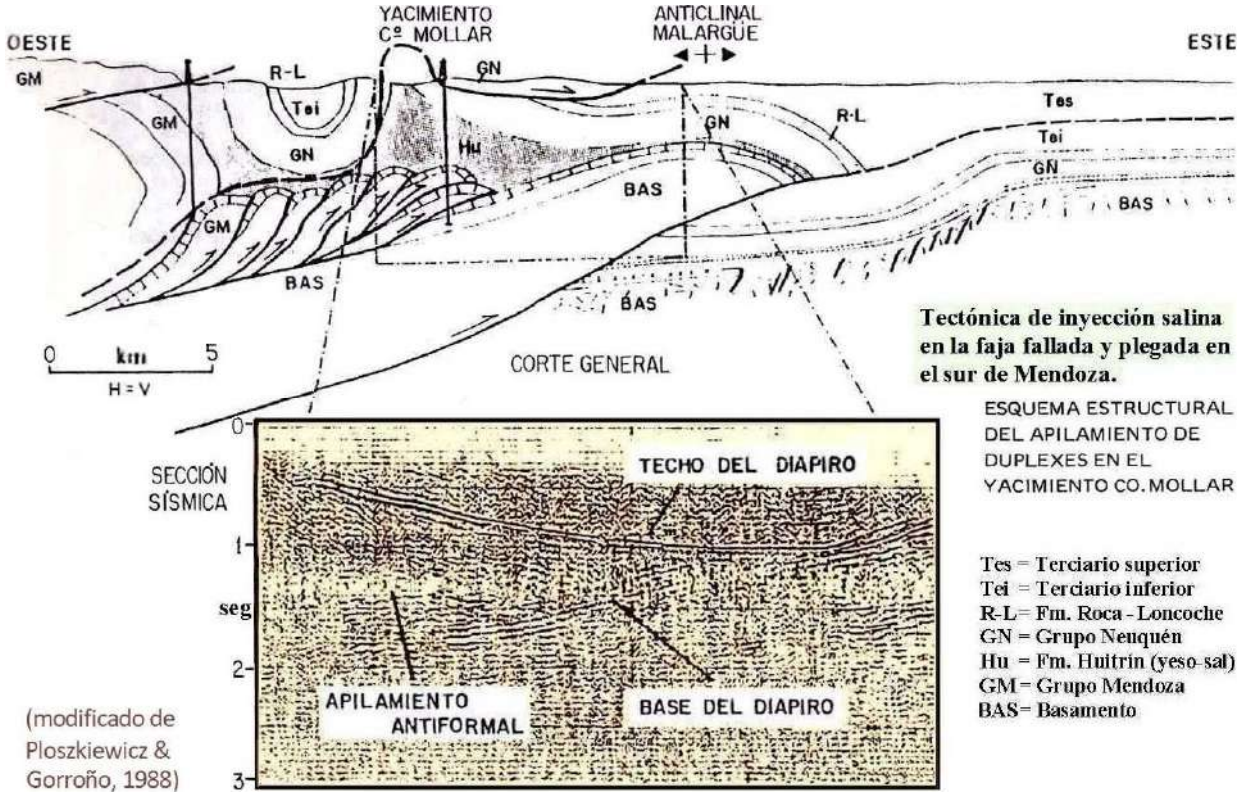


a) Sección sísmica donde se ven fallas inversas E-O desarrolladas en *hemigrabens*, en muchos casos despegadas en la base del Precuyano; **b)** y **c)** cotejo con un modelo análogo de Panien et al. (2005) que muestra las etapas de extrusión del relleno de *hemigraben* por compresión.

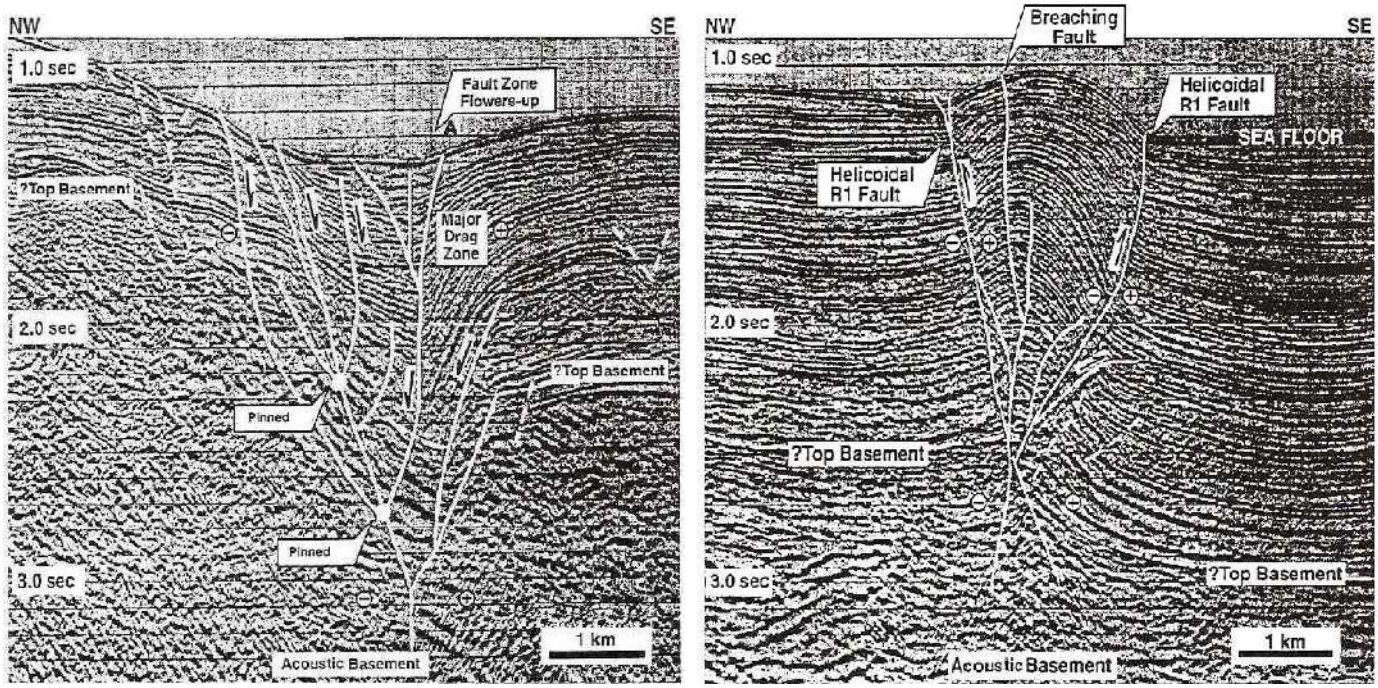
Cuenca Neuquina

(modificado de Cristallini *et al.*, 2009)

Al pie de la página anterior se ve otro ejemplo de evolución de una estructura compleja, en la cuenca Neuquina. Y seguidamente se exhibe otro caso de la misma cuenca que evidencia la dificultad de interpretar sísmica allí donde además se presenta diapirismo tectocinético. Las informaciones de afloramientos, pozos y otros métodos geofísicos permiten trabajar sobre un modelo razonablemente confiable. En esta geología es particularmente útil la gravimetría para detectar la caída de aceleración por presencia de una masa salina (muy baja densidad).



Adicionalmente vemos estas secciones que atraviesan el sistema de fallas de desplazamiento lateral dextrógiro que más al este se continúa en la zona del estrecho de los Dardanelos y después entre Anatolia y el mar Negro. A la izquierda un sector predominantemente transtensivo y a la derecha uno transpresivo, condición que varía según la curvatura del tren de fallas del Egeo y los esfuerzos en juego entre las placas tectónicas en contacto.



Dos diferentes secciones de la falla transcurrente Athos, norte del mar Egeo, Grecia (modif. de Roussos & Lyssimachou, 1991)

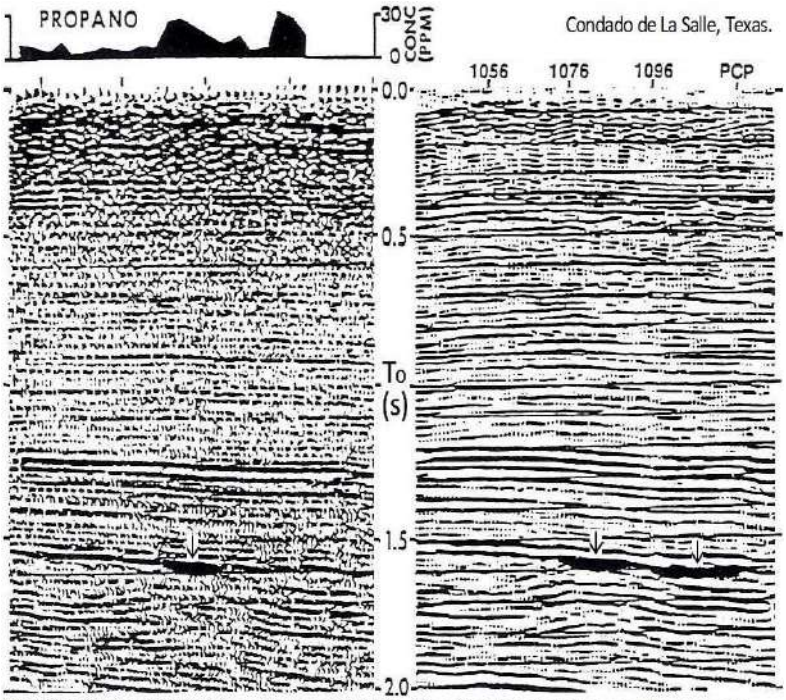
COTEJO CON DATOS GEOQUÍMICOS

Siempre es enriquecedor complementar la interpretación sísmica con información de pozos, afloramientos, otros métodos geofísicos, prospección geoquímica, etc., y en numerosos casos resulta crítico para la búsqueda de resultados en términos económicos. Ya vimos comparaciones con datos magnetométricos, geotérmicos y de pozo. Suelen ser muy útiles los registros gradiométricos de gravedad y magnetismo (véase por ejemplo Wold & Cooper, 1989). Y para hidrogeología la sísmica va bien con SEVs y registros EM en el dominio del tiempo (ver Meeks & van Will, 1991).

Mostramos ahora brevemente casos del cotejo con datos geoquímicos.

A la derecha puede verse un ejemplo de anomalías de amplitud sísmicas (manchas brillantes o *bright spots*) por la presencia de gas en reservorios profundos. El gas disminuye la densidad y la velocidad respecto al agua o el petróleo y eso causa el aumento del contraste de impedancia acústica con la roca sello y por tanto la amplitud reflejada. Y vemos su correlación con el registro de un perfil de propano que emana desde la superficie, el cual se deduce que fuga a través de microfracturas subverticales donde la resolución sísmica no alcanza para visualizar en profundidad.

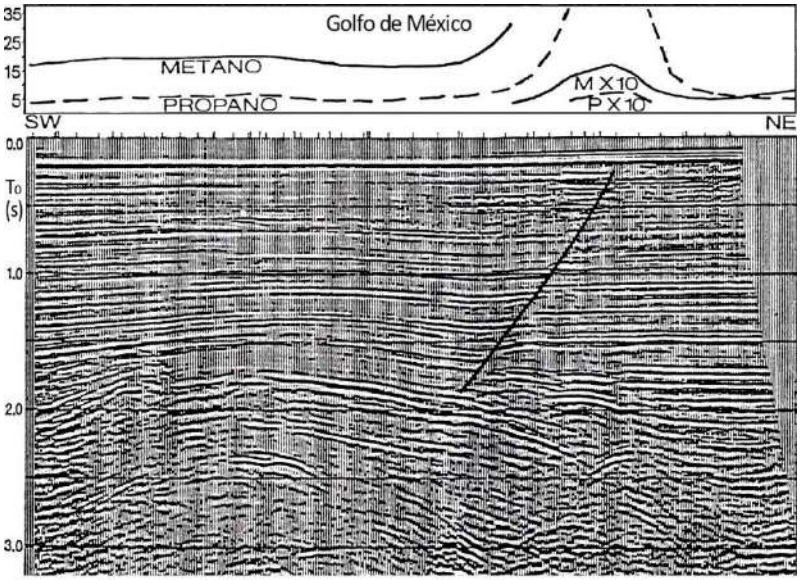
Debajo del anterior, este otro ejemplo con registro de un perfil de metano y propano que manifiesta un pico muy notable sobre el área en la que casi emerge una falla que



Sección sísmica sin migrar: se ve una anomalía de amplitud causada por la presencia de un reservorio gasífero (flechita)

Sección migrada: ahora se observan dos anomalías, que correlacionan con máximos en el perfil de propano en superficie

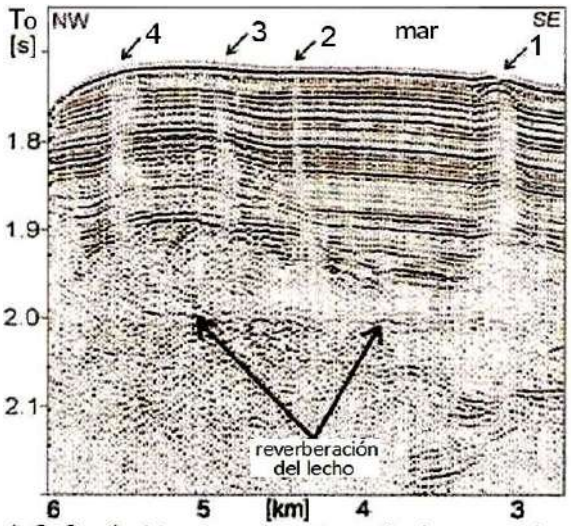
(modificado de Rice, 1989)



Prospección marina de hidrocarburos por cromatografía de muestras de gas donde se ve un sector anómalo que coincide con una zona de falla observable en una sección sísmica

Sísmica de reflexión versus geoquímica de hidrocarburos

(modificado de Exploration Technologies Inc.)



1, 2, 3 y 4: chimeneas de metano desde reservorios profundos, que alimentan hidratos del fondo marino.

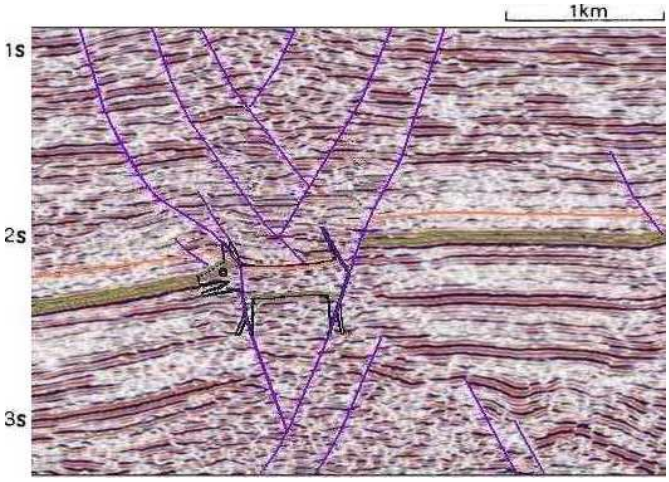
(modificado de Schwalenberg *et al.*, 2005)

estaría oficiando de vía preferencial de migración del gas que viene de reservorios profundos, en este caso emplazados más al sudoeste ya que su ascenso sigue el ángulo de la falla.

Finalmente, acá a la izquierda se observa otra sección sísmica, que en este caso evidencia cuatro chimeneas de gas (franjas verticales de pérdida de amplitudes) causadas por el lento y continuado ascenso de metano proveniente de reservorios profundos, que luego se acumula en el lecho marino bajo la forma de hidratos. Los correspondientes perfiles geoeléctrico y

geoquímico (que hemos presentado en el Tema 06, pág.141) muestran una gran coincidencia causal.

Más allá de todas estas técnicas y resguardos de la interpretación de la sísmica de reflexión, para los geólogos e ingenieros que sean clientes de un intérprete geofísico, como en toda compra (en el restaurante, la tienda, la política, o al adquirir una pintura al óleo), hay que estar atento para no dejarse meter el perro…



Attenti al cane!

CUESTIONARIO BÁSICO

- Definir resolución sísmica horizontal y vertical.
- ¿Qué es la sintonía sísmica y qué beneficio ofrece?
- ¿Cuáles son los posibles significados de las interfaces reflectivas?
- Definir mapa isócrono e isocronopáquico, ¿qué utilidad tienen?
- Explicar la aplicación de la técnica de aplanamiento de reflectores.
- Citar la información previa necesaria para una interpretación sísmica estructural.
- ¿Qué pasos sucesivos se deben seguir en la interpretación?
- ¿Qué tipos de estructuras puede mostrar la sísmica?
- ¿Qué diferentes tipos de problemas puede ocasionar la falta de migración?
- ¿Qué otros tipos de engaños sísmicos pueden presentarse?
- ¿Qué tipo de información nos dan las secciones horizontales y los mapas de amplitud?
- ¿Cuáles son las ventajas de la sísmica 3D sobre la 2D? ¿Y desventajas?
- Referir técnicas de interpretación de estructuras complejas.
- Comentar sobre la vinculación práctica entre sísmica y muestreos geoquímicos.

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 225-240). Prentice-Hall.
- Brown, A., 1991. Interpretation of three dimensional seismic data (p 2-5, 12-90, 167-178). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 42.
- Coffeen, J., 1984. Interpreting seismic data (p 1-61, 79-261). PennWell.
- Chelotti, L., 1997. Evolución tectónica de la cuenca Golfo San Jorge en el Cretácico y Terciario: algunas observaciones desde la interpretación sísmica. Boletín de Informaciones Petroleras, N°49 (p 62-82).
- Chelotti, L., Czeplowodzki, R., Fortunato G., Cersósimo S. y Trinchero E., 1999. Tectónica del Flanco Norte de la cuenca Golfo San Jorge, Argentina: el yacimiento El Tordillo desde la sismica 3D. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1 (p 235-238).
- Chelotti, L. & Trinchero, E., 1991. Cuerpos intrusivos en cuenca Austral: nuevos estudios. Boletín de Informaciones Petroleras, N°25 (p 39-51).
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. & Zambrano, O., 2009. Controles pre-cuyanos en la estructura de la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, V.65 Nº2 (p 248-264).
- Deng, C., Fossen, H., Gawthorpe, R., Rotevatn, A., Jackson, C. & Fazlikhani, H., 2017. Influence of fault reactivation during multiphase rifting: the Oseberg area, northern North Sea rift. Marine and Petroleum Geology, V.86 (p 1252-1272).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 254-274). McGraw-Hill.

- Fagin, S., 1996. The fault shadow problem: its nature and elimination. The Leading Edge, V.15 N°9 (p 1005-1013).

- Gibson, M., 2011. Application of seismic to mineral deposit exploration and evaluation. The Leading Edge, V.30 N°6 (p 616-620).

- Iacopini, D., Butler, R., Purves, S., McArdle, N. & De Freslon, N., 2016. Exploring the seismic expression of fault zones in 3D seismic volumes. Journal of Structural Geology, V.89 (p 54-73).

- Li, D. & Qi, L., 2022. Full wave seismic exploration technology. Petroleum Exploration and Development, V.49 N°3 (p 586-595).

- Mandujano-Velázquez, J. & Keppie, D., 2009. Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of México: a result of collision of the Tehuantepec transform/ridge with the Middle America trench. Geological Society of London, sp.Publ.327 (p 55-69).

- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 70-90, 107-119). Gulf Publishing.

- Meckel, L. & Nath, A., 1977. Geologic considerations for stratigraphic modeling and interpretation. En Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration (p 417-438); Payton, C. Ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.

- Meekes, J. & Van Will, M., 1991. Comparison of seismic reflection and combined TEM/VES methods for hydrogeological mapping. First Break, V.9 N°12 (543-551).

- Marfurt, K. & Alves, T., 2015. Pitfalls and limitations in seismic attribute interpretation of tectonic features. Interpretation, V.3 N°1 (p A5–A15).

- Neidell, N. & Poggiagliolmi, E., 1977. Stratigraphic modelling and interpretation; geophyisical principles and techniques. En Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration (p 389-416); Payton, C. Ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.

- Ploszkiewicz, J. & Gorroño, R., 1988. Tectónica de inyección salina en la faja fallada y plegada del Sur de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras, Nº14 (p 29-34).

- Rice, G., 1989, Exploration enhancement by integrating near-surface geochemical and seismic methods. Oil & Gas Journal, V.87 N°14 (p 66-71).

- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 199-220). John Wiley & Sons.

- Roussos, N. & Lyssimachou, T., 1991. Structure of the central north Aegean trough: an active strike-slip deformation zone. Basin Research, V.3 Nº1 (p 37-46).

- Schultz, P., 1999. The seismic velocity model as an interpretation asset (234 p). Distinguished Instructor Series N°2. Society of Exploration Geophysicists.

- Sheriff, R., 1977. Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail deliverable from them. En Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration (p 3-14); Payton, C. Ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.

- Sheriff, R., 1985. Aspects of seismic resolution. En Seismic stratigraphy II (p 1-10). American Association of Petroleum Geologists.

- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 172-177, 349-389, 393-397, 459-470). Cambridge University Press.

- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Schwalenberg, K., Willoughby, E., Mir, R. & Edwards, N., 2005. Marine gas hydrate electromagnetic signatures in Cascadia and their correlation with seismic blank zones. First Break, V 23 (p 57-63).

- Suppe, J. & Chang, Y., 1983. Kink method applied to structural interpretation of seismic sections, western Taiwan. Petrol. Geol. Taiwan, V.19 (p 29-49).

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 396-414). Cambridge University Press.

- Ten Kroode, F., Bergler, S., Corsten, C., De Maag, J., Strijbos, F. & Tijhof; H., 2013. Broadband seismic data - The importance of low frequencies. Geophysics, V.78 N°2 (p 3-14).

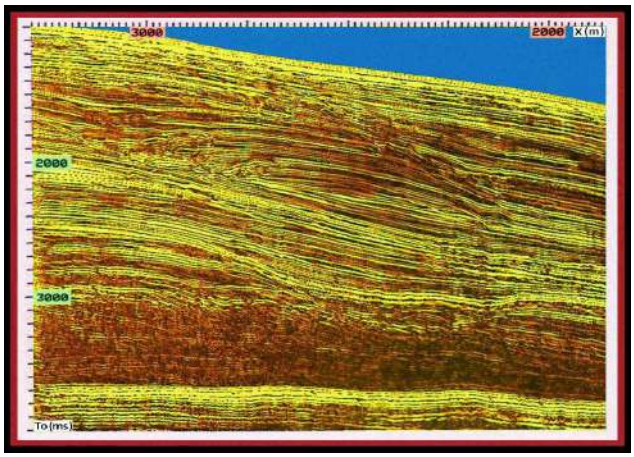
- Tucker, P., 1973. Pitfalls in seismic interpretation (50 p). Society of Exploration Geophysicists, Monograph 2.

- Tucker, P., 1982. Pitfalls revisited (19 p). Society of Exploration Geophysicists, Monograph 3.

- Wold, R. & Cooper, A., 1989. Marine magnetic gradiometer; a tool for the seismic interpreter. The Leading Edge, V.8 Nº8 (p 22-27).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Abanico submarino en sección sísmica.



"والعقـــل الشـــيء□ن التوافـــق المعرفـــة"

["El conocimiento es la conformidad del objeto y del intelecto"]
Abūl-Walīd Muhammad ibn Ahmad ibn Muhammad ibn Rushd [Averroes]
(*circa* 1160)

INTERPRETACIÓN SISMOESTRATIGRÁFICA

Abül nació en Córdoba (Al-Ándalus) en 1126. Para los hablantes de lenguas romances citar su nombre y apellido en árabe… no daba –y aún menos leerlo con esos caracteres y de derecha a izquierda–. Así que tras su muerte lo fueron simplificando hasta mandarle **Averroes**. Quien fue matemático, astrónomo, médico, filósofo y, como su abuelo, ofició como cadí (máximo magistrado judicial, obvio que de leyes islámicas) en Sevilla. Tuvo al menos cuatro hijos. Junto al río Guadalquivir escribió, entre otras, una enciclopedia médica, comentarios sobre "Πολιτεία" (Politeia), La República (de **Platón**), y su obra más conocida, "تهافت التهافت" (Tahafut al-tahafut), La refutación de la refutación, con la que tapó el intento de enceste del persa Al-Ghazali –que rechazaba por contraria a la Sharia toda la filosofía racionalista iniciada en la relativamente progre Bagdad del siglo VIII por **Abu al-Kindi** y otros, como **al-Khwarizmi**–. Averroes abordaba allí el camino hacia el saber, reclamando que la filosofía de **Aristóteles** era compatible con el Islam. La cita inicial aplica a la sismoestratigrafía que Abūl no conoció y a las muchas otras ramas del saber que supo cultivar en la España mora. Tras la conquista de los almohades (de origen bereber), los integristas islámicos lo expulsaron de Sevilla y prohibieron sus obras, consideradas apostasías.

Mezquita de Córdoba, Andalucía (foto andalucia.org)

Falleció en Marrakech (ciudad del actual Marruecos), meses después de haber sido reivindicado y vuelto a asignar a una corte, a los setenta y dos años. Y fue enterrado en su Córdoba natal por los mismos días en que un tal **Fibonacci** preparaba en Pisa la estrategia de venta de un nuevo número, el cero, que había importado desde la costa africana del viejo *mare Nostrum*.
("La busca de Averroes" es un cuento de Jorge Luis Borges que, al igual que "La casa de Asterión", forma parte del libro "El aleph" –que incluye al cuento epónimo–, genialidad literaria bautizada con la primera letra de los alfabetos persa, árabe y hebreo, que para la cábala o *kabbalah* es el soplo primigenio).
Bien, dejemos de ir por las ramas y vayamos a las fotos sísmicas de los sedimentos donde enraizó esta cháchara.

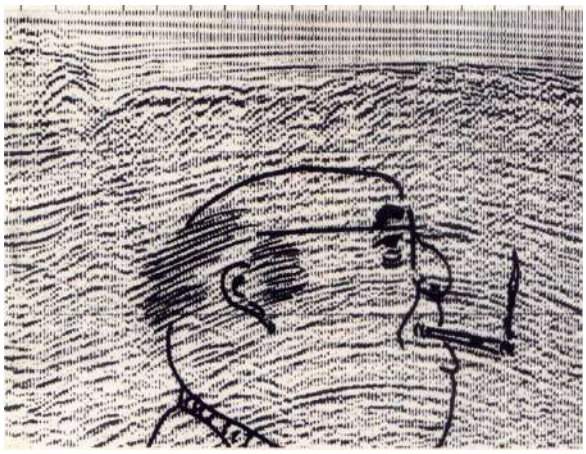
CONCEPTOS FUNDAMENTALES

La interpretación sísmica primordial es siempre la de naturaleza estructural, empero muchas veces de gran complejidad. La estratigráfica es una etapa habitualmente posterior de la interpretación. Sólo en áreas que han sido tectónicamente estables puede comenzarse, de una, con el análisis sismoestratigráfico, sin una previa elaboración del marco estructural. También hay que decir que ***la interpretación estratigráfica es más sencilla si la tectónica es simple*** (ejemplo, áreas de plataforma) ***y resulta más claramente distinguible si el ambiente***

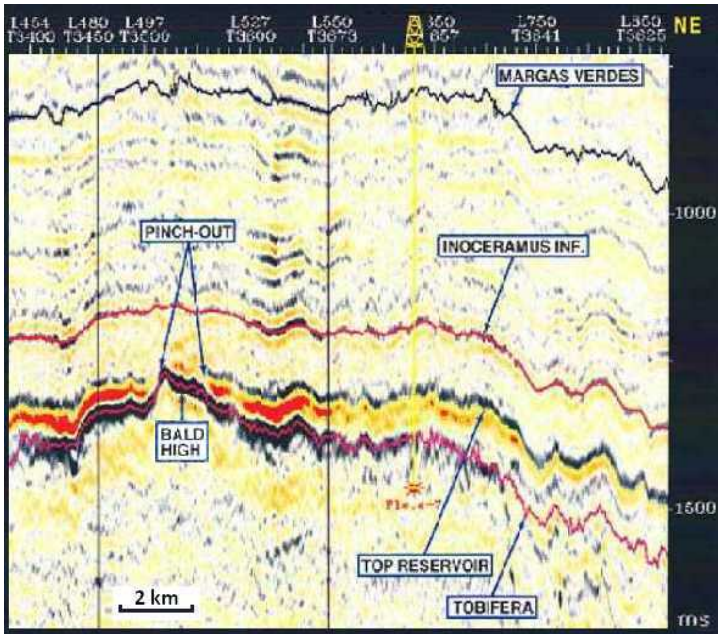
depositacional ha sido marino. En casi todos los casos ***un recurso empleado es comprimir mucho la escala horizontal para realzar los buzamientos*** y, consecuentemente, las geometrías sedimentarias. Si bien esto es también muy útil en la interpretación estructural, en sismoestratigrafía suele ser imperativo.

En este tipo de estudios se toman como base los conceptos geológicos evolucionados largamente desde que el danés **Niels Stensen** (o Steno) en 1669 observó que fósiles más recientes yacen en estratos por arriba de los más antiguos. Y que **James Hutton** (nacido en Edimburgo, Escocia, como otro **James: Maxwell**) en 1788 comprendió el significado geodinámico de las areniscas rojas del Devónico yaciendo en discordancia sobre las grauvacas del Silúrico que afloran verticales en Siccar Point, en la costa oriental escocesa, sobre el hoy muy petrolero mar del Norte.

Discordancia angular en Siccar Point, Escocia (foto Dave Souza)



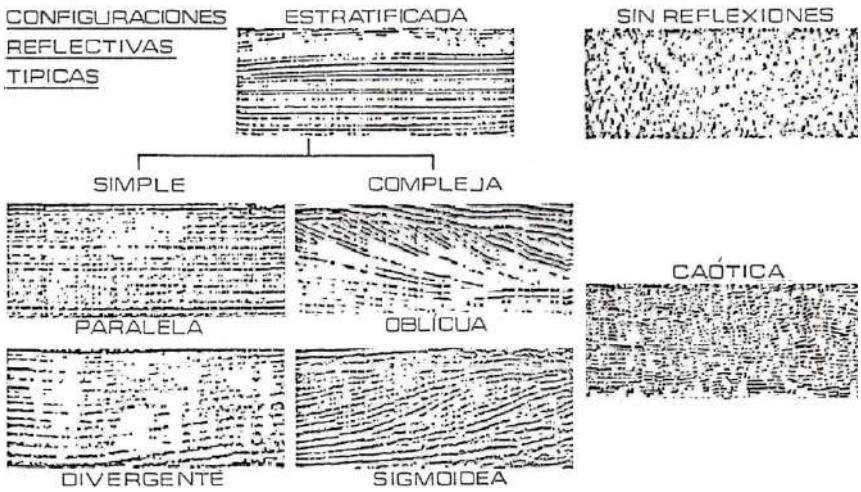
Los reservorios están donde hay pelo, no donde falta… (imagen de Tucker, 1982)



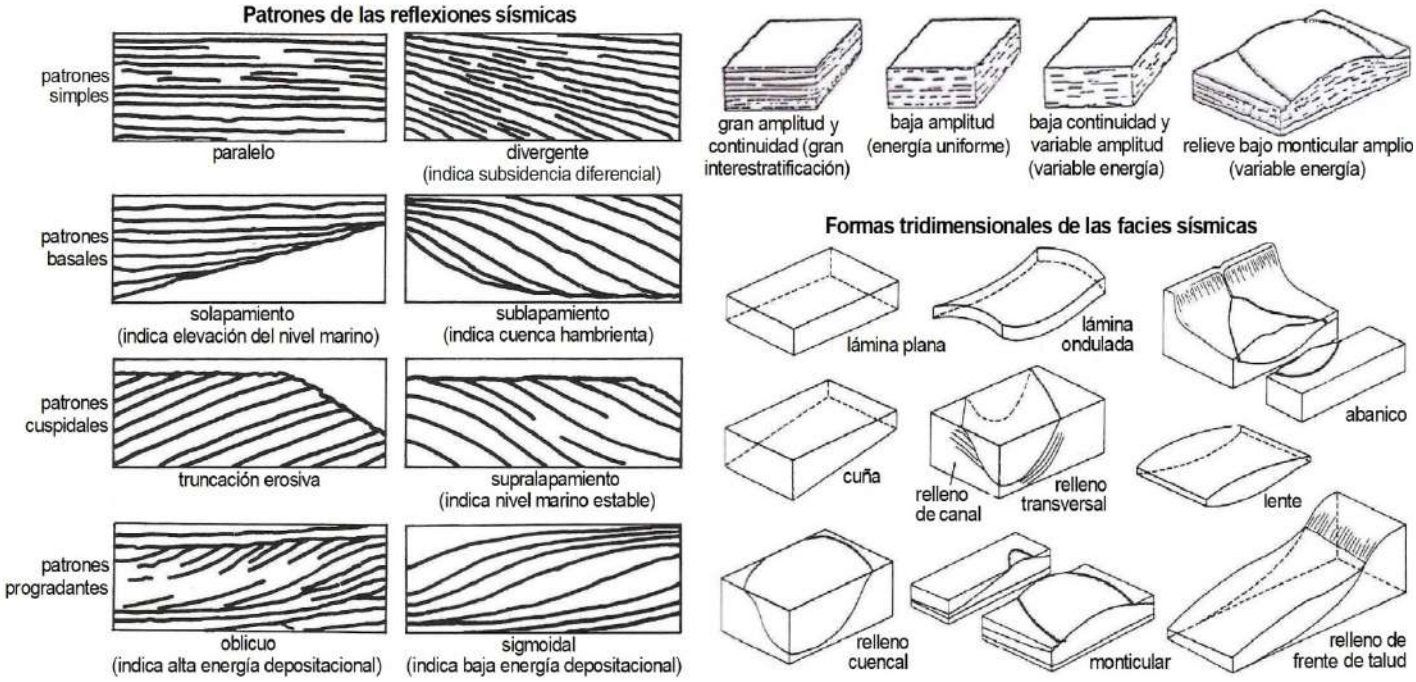
Cuenca Austral, terminaciones o *pinch-outs* del reservorio (Fm. Springhill) contra el alto pelado o *bald high* (gentileza Total)

Las dos secciones sísmicas precedentes son evidencia de la importancia práctica de poder interpretar la evolución tectosedimentaria en tanto ésta gobierna las geometrías de reservorios y trampas. Y para otros muy variados fines en geociencias.

Las **relaciones estratigráficas** pueden ser diversas, sea paralelas que divergentes o con formas progradacionales sigmoides u oblicuas, configuraciones monticulares, en abanico, valles cavados, truncación erosiva y distintos tipos de traslapo (solapo u *onlap*, sublapo o *downlap*, topelapo o *toplap*, etc.), con variados tipos de terminación (*pinch-out*), que se ilustran en la página siguiente. Pero también podrán ser identificadas diferentes **relaciones de amplitud**, sea entre reflectores individuales como entre secuencias sísmicas: con o sin reflexiones internas, con reflexiones de aspecto caótico o estratificado, con amplitud reflectiva fuerte o débil, con continuidad lateral grande o pequeña, con sucesión de reflexiones de alto o de ***bajo contraste*** (***que casi siempre corresponden a apilamientos arcillosos***), etc., como se esquematiza en la figura de la izquierda y en la página sucesiva.



(modificado de Sangree & Vidmier, 1979)

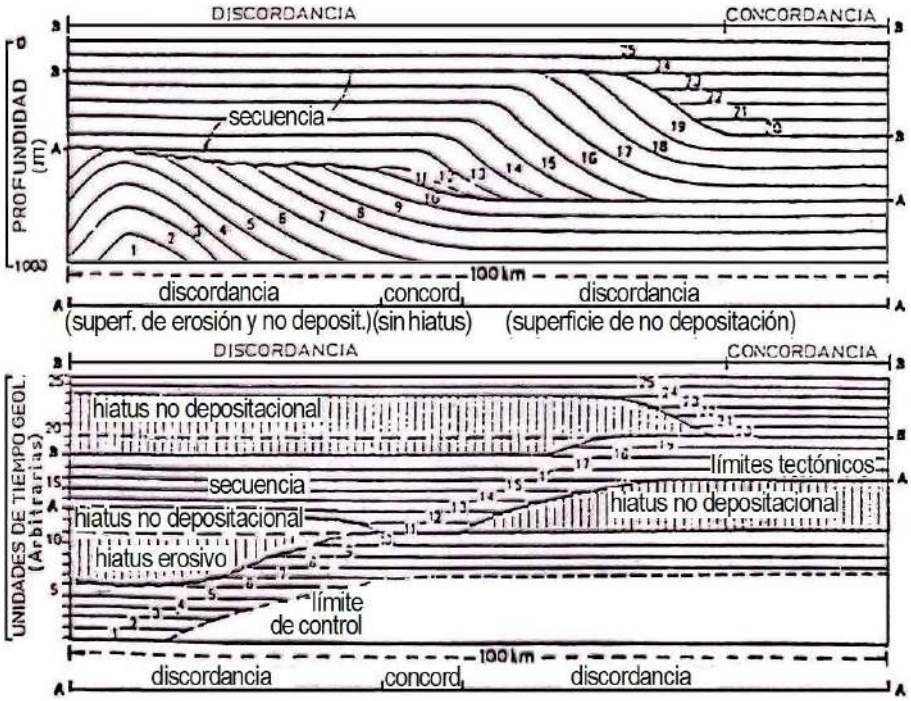


(figuras modificadas de Sangree & Vidmier, 1979)

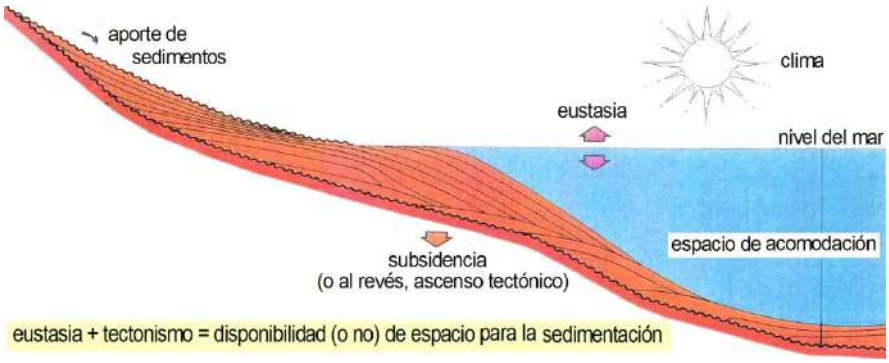
Avanzar hacia la interpretación de la **sismoestratigrafía secuencial** deviene mucho más factible en cuencas de génesis marina, o por lo menos si son continentales con vinculación al mar, que en cuencas cerradas o endorreicas donde las variaciones de nivel oceánico no hayan ejercido influencia en su nivel de base. El conocimiento preciso de ese control mundial es un gran auxilio para la definición de los cortejos sedimentarios sucesivos. Cuando los controles son solamente locales, suelen ser difíciles de precisar.

El otro factor importante es la tectónica, esencialmente la tasa de subsidencia o algún pulso de levantamiento capaz de pre-disponer procesos erosivos. A la derecha se aprecia la relación entre un registro sedimentario idealizado y la sucesión temporal de eventos que le podría dar origen, incluyendo interrupciones (hiatus), ya sean éstos erosionales o sólo por un período carente de depositación. El bosquejo acá contiguo sintetiza las causas del espacio de acomodación, es dccir disponible para la sedimentación.

En cuanto concierne al nivel eustático, sabemos que éste fluctúa

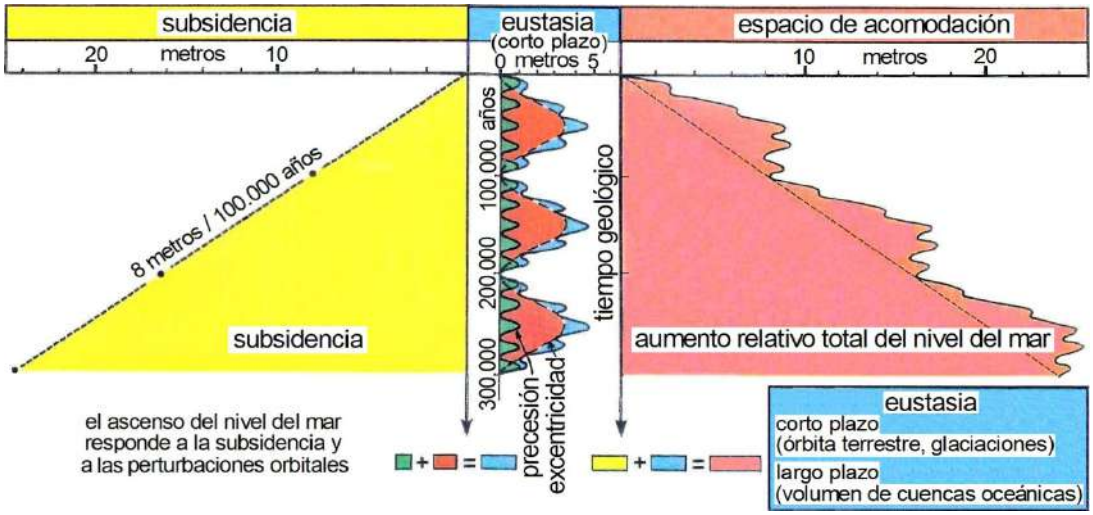


Secuencias sedimentarias en espacio y en tiempo (modificado de Vail *et al.*, 1977)



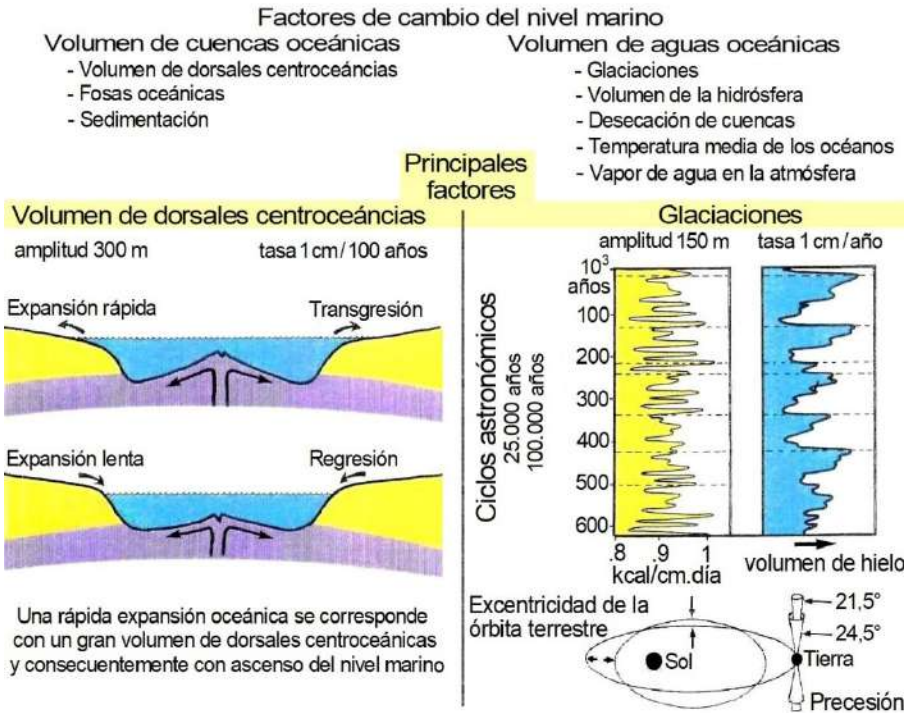
Parámetros de control de la sedimentación (modificado de Vail & Cramez, 1990)

en función inversa de la cantidad total de hielo acumulado en el planeta (*ergo*, glaciaciones versus efecto invernadero, natural o irresponsablemente acelerado). En el caso de ser natural, responde en cortos períodos geológicos a la variación de parámetros orbitales de la Tierra: precesión del eje de rotación en ciclos de 25.800 años, variación de su inclinación (21,5 a 24,5° cada unos 41.000 años), variación en el grado de excentricidad o elipticidad de la órbita (1 a 11% cada 95.800 años por la interferencia gravitacional de Venus y Júpiter) y giro del plano orbital en intervalos de 22.000 años. Esto se ilustra en la siguiente figura (excepto la inclinación y el giro orbital), y fue pioneramente estudiado por el serbio **Milutin Milanković** en la década de 1930.



Causas de la disponibilidad de espacio para la sedimentación (modificado de Vail & Cramez, 1990)

Ahora bien, en largos períodos la eustasia está controlada por el volumen total de cuencas abisales en los océanos, cuya variación es función fundamentalmente de la magnitud total de las dorsales oceánicas, en parte compensadas por las fosas y los influjos sedimentarios desde los continentes. Pero existen asimismo otras variables glaciológicas de largo término, como la eventual presencia de masas continentales en las regiones polares (como hoy la Antártida y mucho menos Groenlandia), algo que acontece a intervalos muy largos e irregulares e incrementa significativamente la acumulación de hielo y la consecuente caída del nivel marino global. También son elementos condicionantes la variable disposición global de corrientes marinas, eventuales fluctuaciones de la actividad solar, etc.

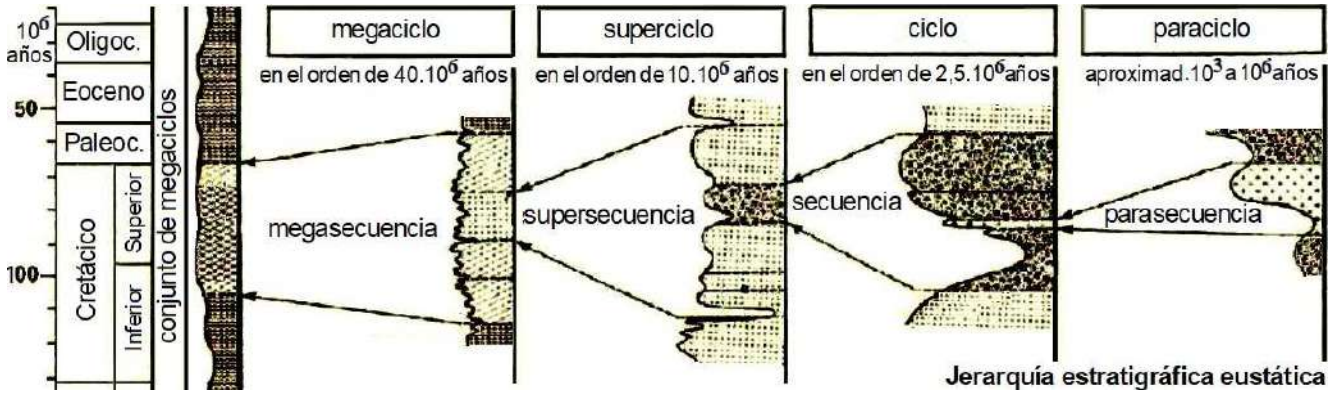


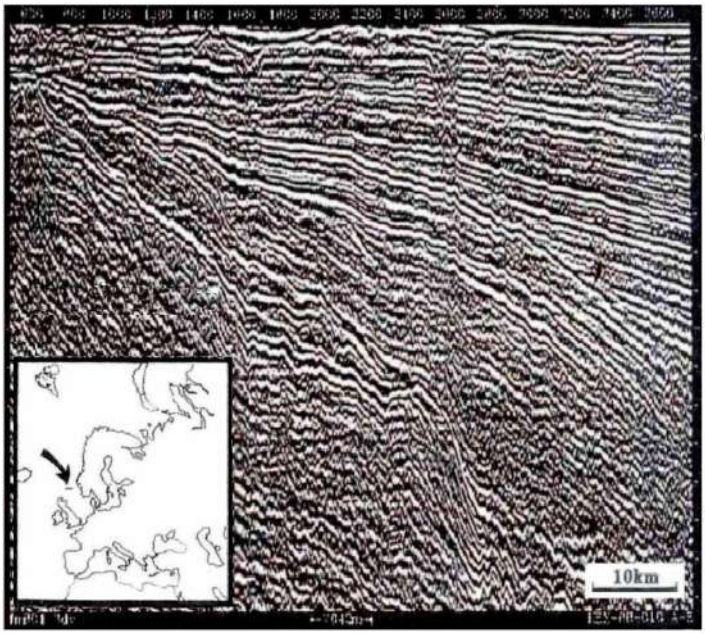
(modificado de Vail & Cramez, 1990)

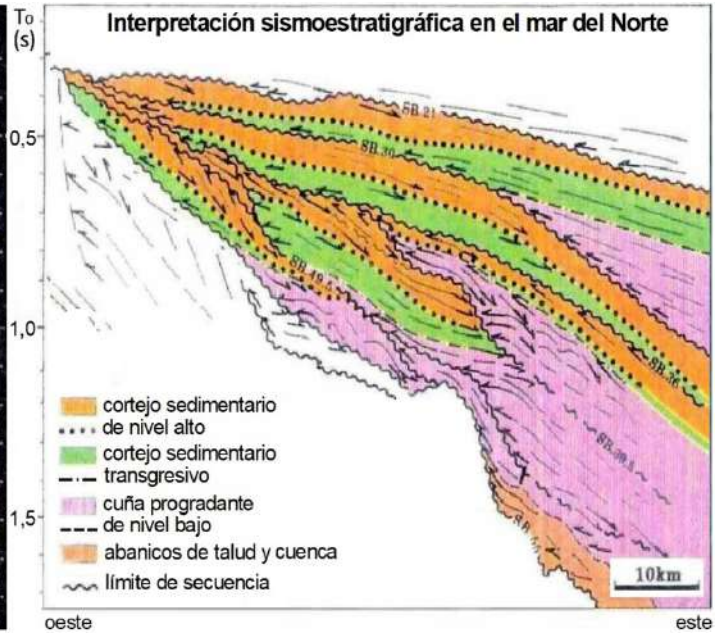
Durante la conformación de supercontinentes, como Pangea hace alrededor de 230 millones de años y Pannotia en torno a los 560 m.a. atrás, el nivel relativo del mar fue más bajo, mientras que en épocas de fragmentación continental lo ha sido más alto por inundación de mucha mayor superficie de las plataformas epicontinentales: habiendo más continentes, más plataformas hay. Éstas son áreas que tienden a subsidir –no así las proas en la dirección de la deriva en las que hay subducción de la placa océanica (y fosa) y orogénesis en el borde continental–.

Como bien saben los geólogos, una **secuencia** (definición de **Laurence Sloss** y colaboradores 1949-1963 en Estados Unidos) es la unidad fundamental de la estratigrafía secuencial, ***corresponde al registro sedimentario de un ciclo*** (del orden de unos 2,5 m.a.), está delimitada por discordancias o sus correlativas concordancias y ***es subdivisible en*** **cortejos sedimentarios** (***system tracts***, arreglos de nivel bajo, transgresivos, de nivel alto), y a su vez en parasecuencias (relativas a

paraciclos de menos de un millón de años) limitadas por superficies de erosión o de inundación, según sea la escuela tomada como referencia (la de **Peter Vail** *et al.*,1977, o la de **William Galloway** *et al.*,1989, ambos estadounidenses). Las secuencias se agrupan en supersecuencias (que corresponden al tiempo de un superciclo) y éstas a su vez en megasecuencias (registro de megaciclos, de más de 40 m.a.). Son bien conocidas las cartas cronoestratigráficas globales publicadas por el paquistaní **Bilal Haq** y colaboradores en 1987 y 2008, entre otras. También las importantes contribuciones del inglés **Andrew Miall**. ***No deben hacerse simplificaciones globales, sino evaluar con datos de la específica región abordada***.



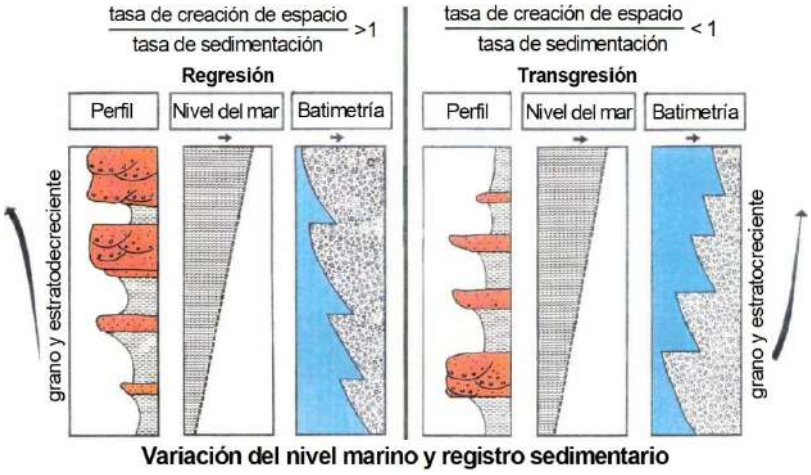




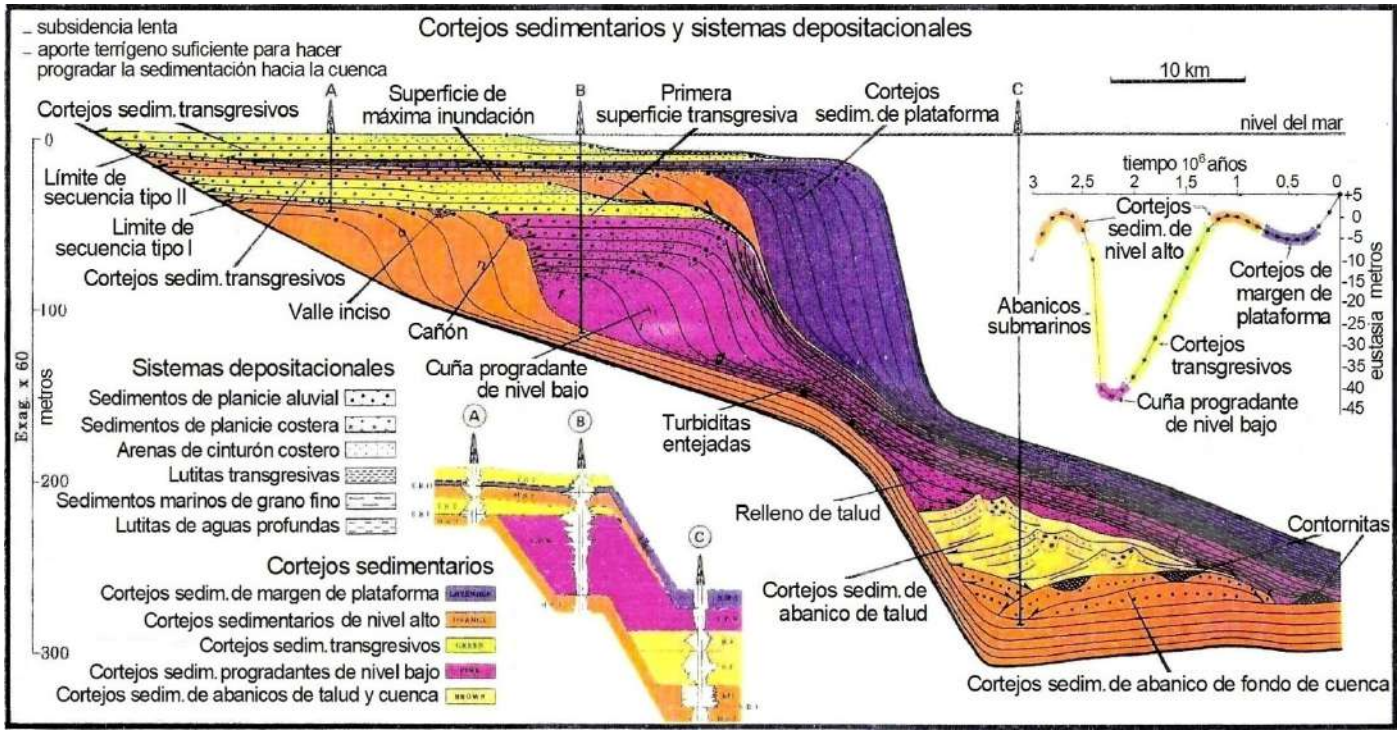
(figuras modificadas de Vail & Cramez, 1990)

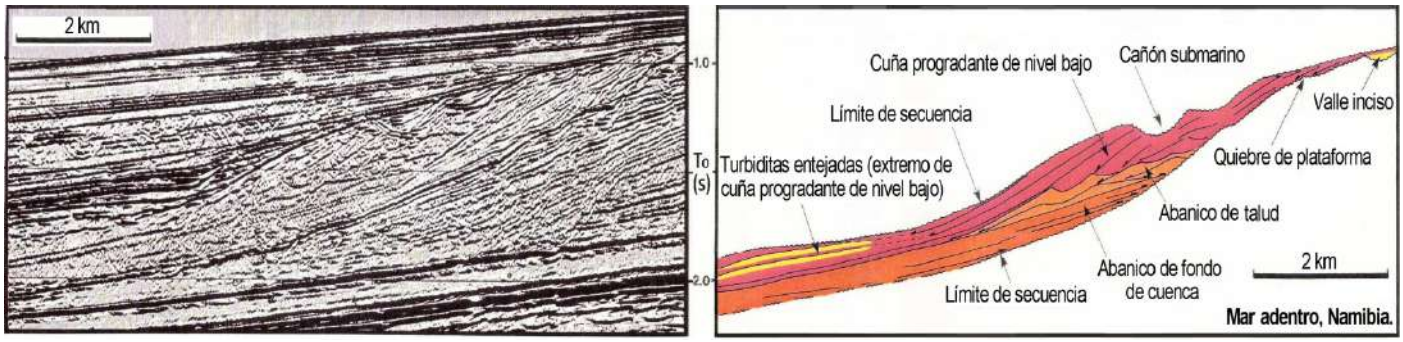
La interpretación debe hacerse a la escala más regional posible (kilómetros) para que las geometrías se evidencien mejor, tal como se muestra en la figura arriba que ilustra cortejos sedimentarios en el Mar del Norte.

Recordando siempre el concepto de líneas-tiempo inherente a los niveles reflectores al interior de las cuencas sedimentarias, pueden entonces buscarse superficies de máxima inundación o de máxima erosión, más los arreglos sedimentarios internos de cada secuencia que permitirán definir cortejos sedimentarios transgresivos, de nivel alto o de nivel bajo, así como los del talud de la plataforma y de cuencas oceánicas, referidos a ciclos de distinto orden de acuerdo con la particular historia tectosedimentaria acaecida en la zona estudiada.



La figura precedente muestra los arreglos característicos que podrían verse en afloramientos o en pozos en situaciones de transgresión o de regresión marina, en este último caso verificable tanto durante un nivel alto –debido al avance de la sedimentación desde posiciones proximales hacia distales– como durante una efectiva caída eustática hasta llegar a un registro de nivel del mar bajo. (La raíz gresión viene de *gradior* –dar pasos–, de ahí grado, grada, ingreso, etc.). Acá un modelo general de los cortejos sedimentarios y sistemas depositacionales.

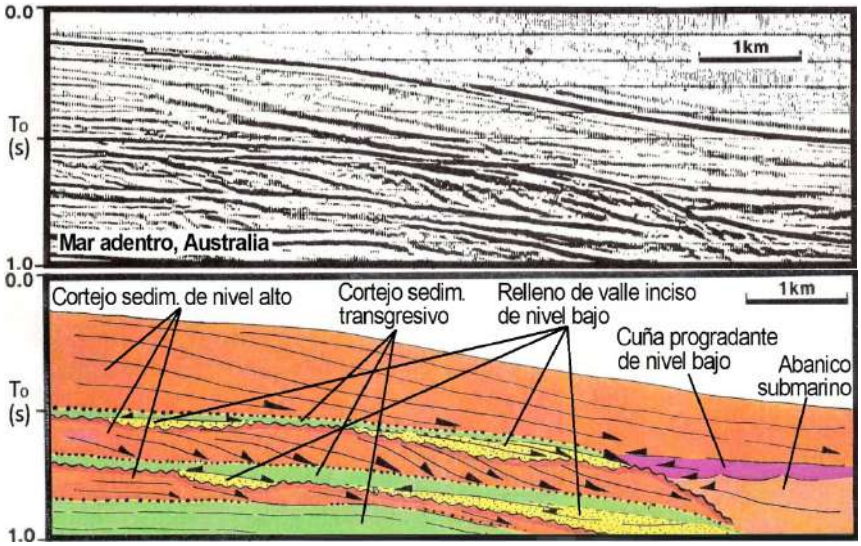


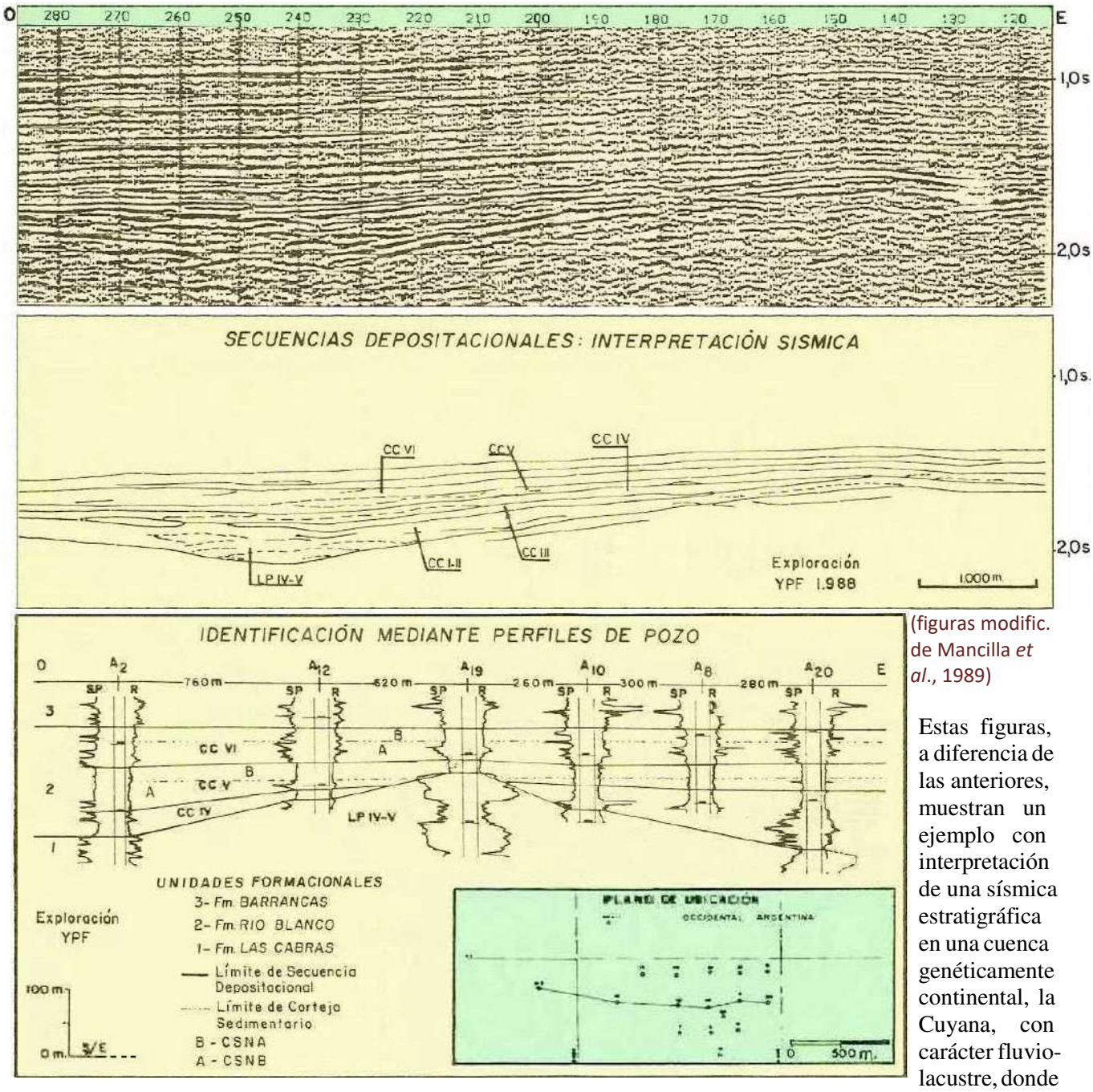


(figuras modificadas de Vail & Cramez, 1990)

Las dos figuras aquí arriba, de exploración en Namibia, constituyen un ejemplo de sísmica marina con su interpretación, donde se puede apreciar la intercalación de los cortejos sedimentarios transgresivo y de nivel alto, así como un registro de nivel bajo (cuña progradante) y un abanico de talud en la parte centro-derecha.

La figura acá a la derecha muestra también sísmica mar adentro (de Australia) con su interpretación abajo: un cortejo sedimentario de nivel bajo suprayaciendo a uno de nivel del mar alto e infrayaciendo a otro con carácter transgresivo.





(figuras modific. de Mancilla *et al.*, 1989)

Estas figuras, a diferencia de las anteriores, muestran un ejemplo con interpretación de una sísmica estratigráfica en una cuenca genéticamente continental, la Cuyana, con carácter fluvio-lacustre, donde las geometrías de las secuencias son menos evidentes y es importantísima la contribución de la información de pozos para el armado de un esquema secuencial que amerite una mínima confiabilidad.

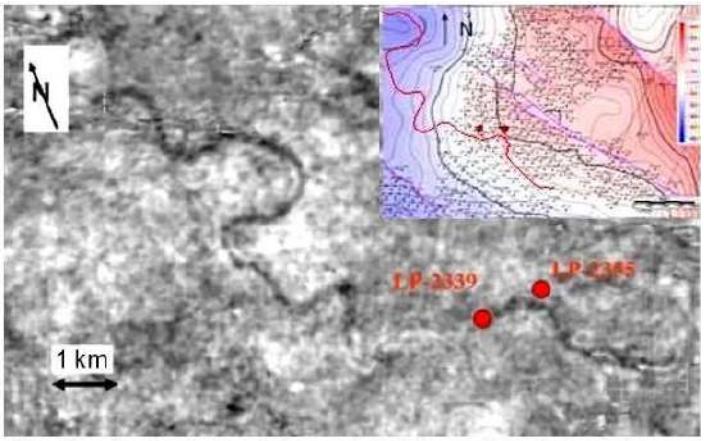
INSTRUMENTOS Y CASOS APLICADOS

Una herramienta práctica cuando se trabaja en áreas con variables inclinaciones estructurales es el **aplanamiento** (*flattening*) que fue ilustrado en el Tema 17. Su aplicación posibilita independizarse de los buzamientos de origen tectónico y la observación de los cambios de potencia resulta entonces más fácilmente interpretable en términos secuenciales. La elaboración de mapas isopáquicos es otro modo de ***ver gráficamente las variaciones de espesor estratigráfico***. En cualquier caso, siempre es aconsejable definir primero el marco estructural, para después poder avanzar con mayor certeza sobre la interpretación estratigráfica.

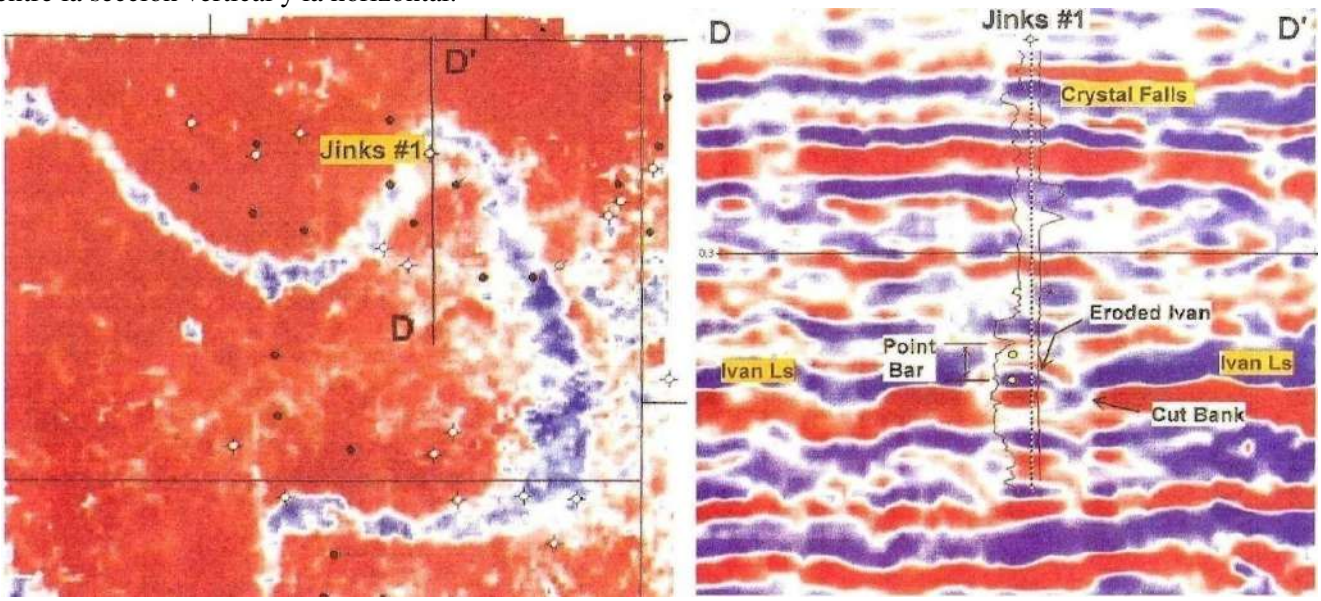
Ahora bien, siendo la sísmica de reflexión en la gran mayoría de los casos el mejor método geofísico para visualizar cuencas sedimentarias, existe no obstante una limitación concreta ya explicada: la resolución sísmica. ***No es posible ver capas de menor espesor que un cuarto de la longitud de onda*** presente a la profundidad de interés. Con la excepción de tener resonancia sísmica o capas de alto contraste acústico que, aunque delgadas, podrían detectarse en razón de su fuerte amplitud, aunque sin poder conocerse su exacto espesor, siempre a

condición de que se haya podido aseverar la existencia de tales capas mediante el descarte de otras posibles causas de sus amplitudes.

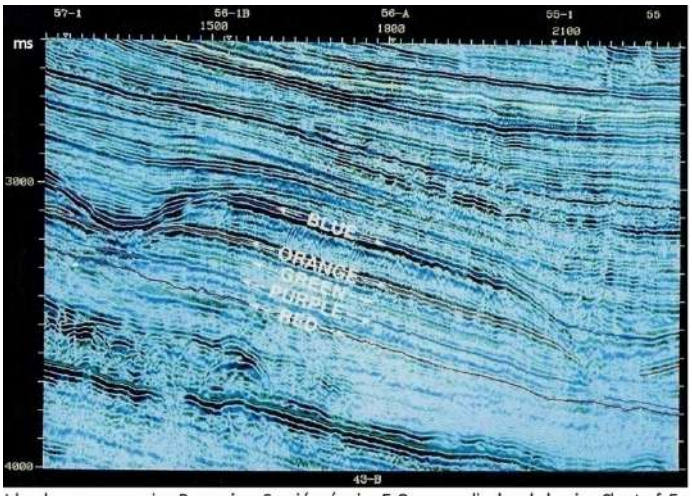
Cuando se dispone de sísmica 3D, las **secciones horizontales** (*time slices*) o, mejor aún, los **mapas de amplitud** (*horizon slices* o *seiscrops*) resultan recursos prácticos ***para ver los cambios sobre un nivel estratigráfico*** gracias a la variación de las amplitudes o cualquier otro atributo sísmico que muestre diferencias interpretables en términos geológicos –o eventualmente incluso petroleros–. Ejemplos usuales son el seguimiento de canales, abanicos, variaciones de fluidos y otros, como se ejemplifica en la figura a la derecha, del centro-oeste de la cuenca del Golfo San Jorge, así como en las figuras acá abajo (de Estados Unidos), donde se ilustran los rasgos en forma comparativa entre la sección vertical y la horizontal.



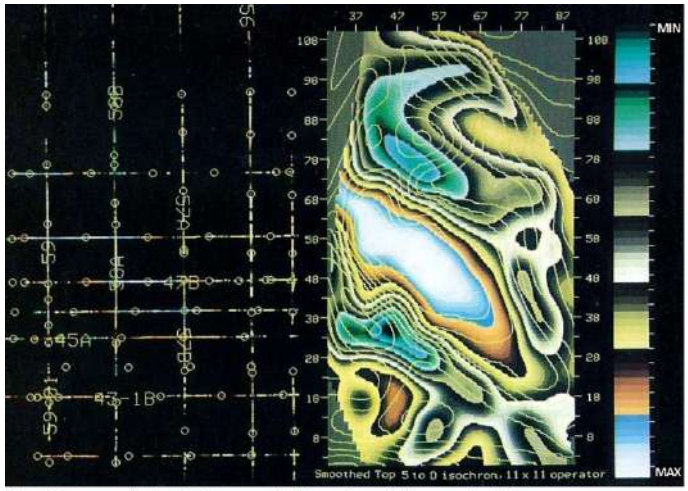
Sección sísmica horizontal con el registro sedimentario de los meandros de un río y dos pozos perforados en este reservorio de la cuenca Golfo San Jorge. En el ángulo superior derecho se ve el mapa isócrono al techo de la Fm Castillo; en rojo el trazado del curso meandroso; los puntos negros y rojos indican pozos.
(modificado de Foster & Iovine, 2007)



Registro sedimentario de un curso fluvial en secciones vertical y horizontal, centro-oeste de Texas (modif. de Burnett, 1996)

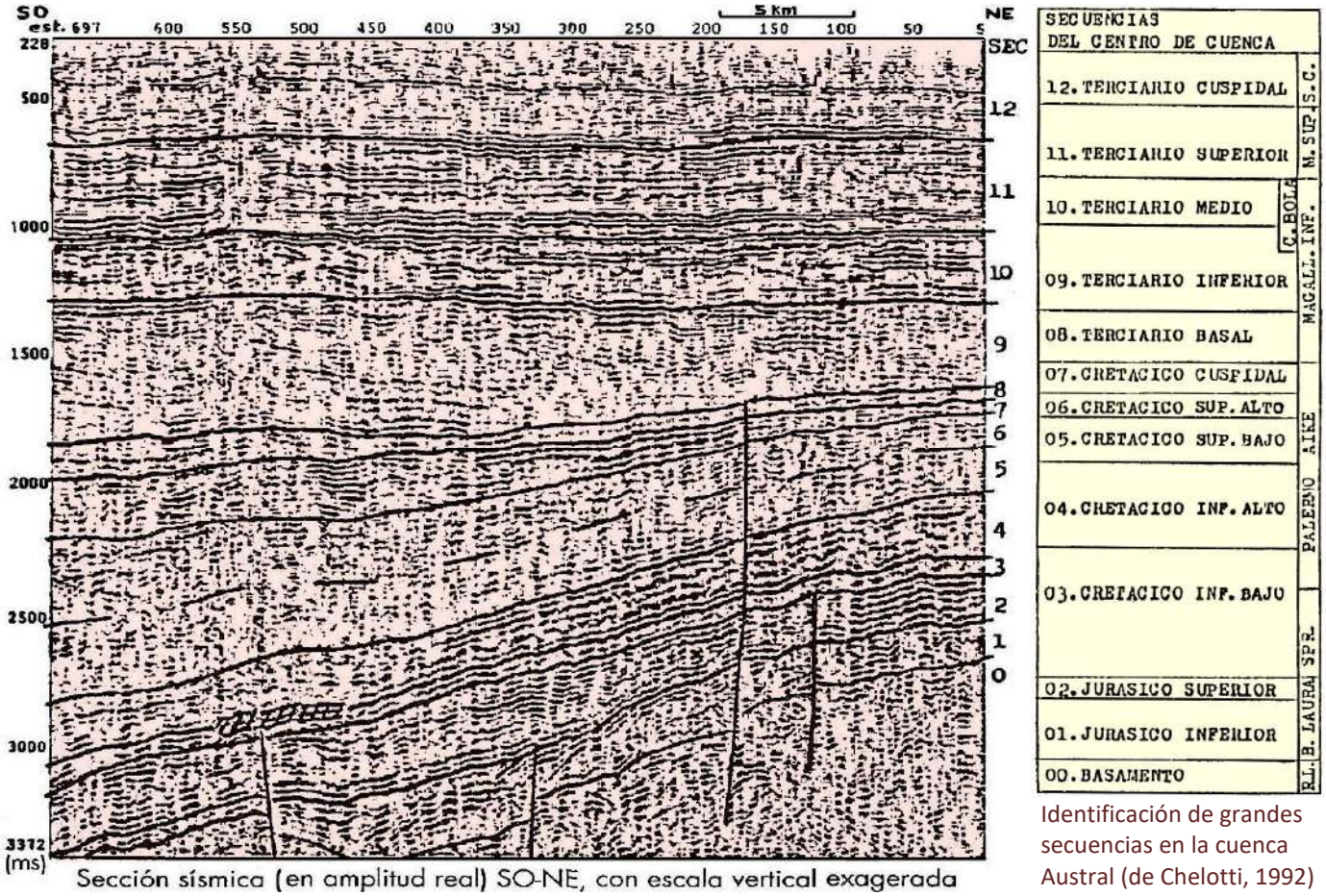


Irlanda, cuenca marina Porcupine. Sección sísmica E-O perpendicular al abanico Clontarf. En rojo el nivel guía al techo del Eoceno. Los otros colores indican topes de distintas secuencias.



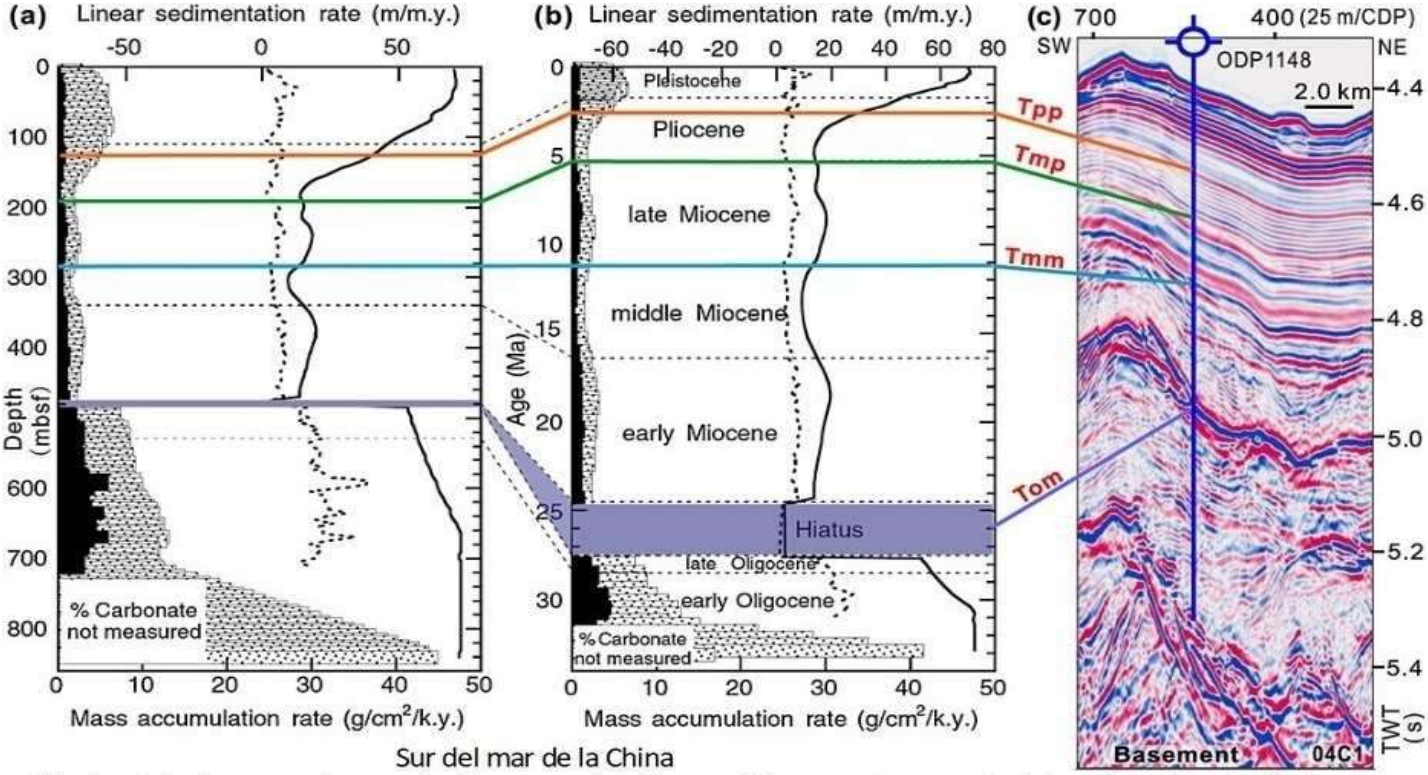
Mapa isocronopáquico de la secuencia D en colores (blanco-celeste los mayores espesores y verde-gris los menores), más curvas superpuestas de espesor total del abanico sedimentario.
(figuras modificadas de Bradford Macurda & Roice Nelson Jr., 1987)

Acá un abanico submarino visto con sísmica 2D (sector oeste) y 3D (sector este) bajo el mar al SO de Irlanda.



Sección sísmica (en amplitud real) SO-NE, con escala vertical exagerada

Identificación de grandes secuencias en la cuenca Austral (de Chelotti, 1992)

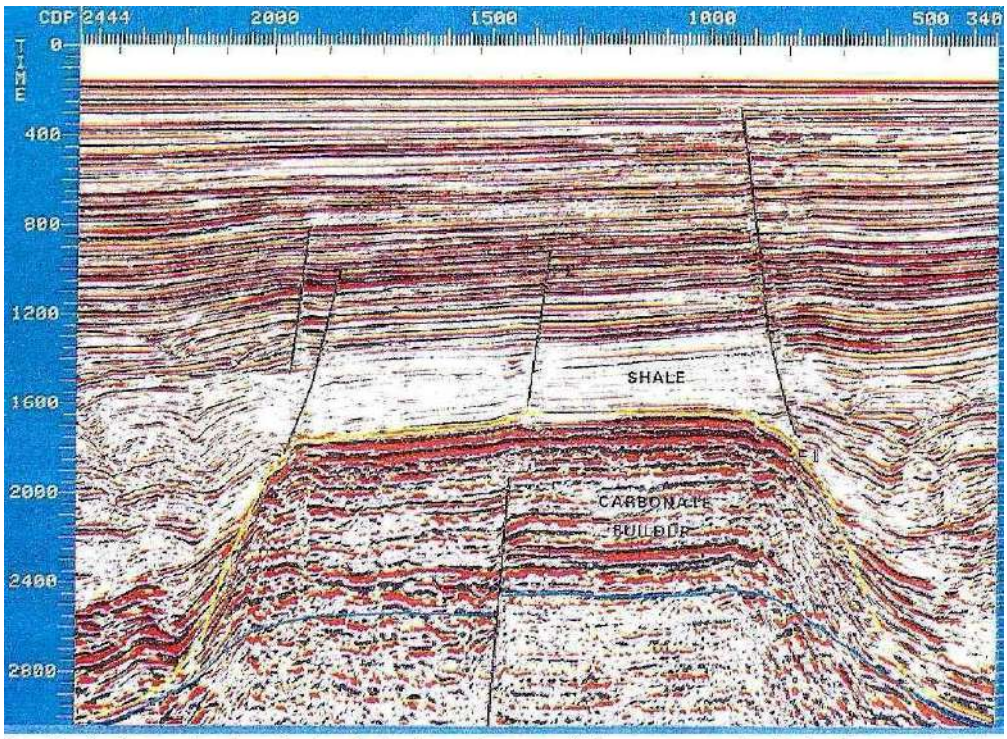


Sur del mar de la China

Calibración de horizontes sísmicos a partir del muestreo de sedimentos del pozo ODP 1148 en el talud continental. Profundidad en metros bajo el fondo marino (mbsf, *meters below sea floor*) que se halla a unos 3300 m bajo el pelo de agua. Gráficos de tasa de sedimentación en m/10^{6}años y de acumulación de masa en g/cm^2/10^{3}años Las curvas enteras en los gráficos **a** y **b** representan sedimentos totales y las curvas punteadas sólo los carbonatos, en tanto la columna en gris indica sedimentos totales y la negra únicamente carbonatos. **c**, sección sísmica.
(modificado de Li *et al.*, 2015)

En la página anterior, arriba una sección de la cuenca Austral o Magallánica, en el centro-sur de la provincia de Santa Cruz. Puede verse el variable espesor de la secuencia 1 (de ruptura o *rift* temprano), luego el relleno del *rift* tardío (2), la primera transgresión marina (3) como parte de los depósitos de subsidencia termal (*sag*, hasta la secuencia 7), después la discordancia cretácico-terciaria (entre 7 y 8) y los depósitos de antepaís (*foreland*, de 8 a 12), destacándose las clinoformas sigmoidales de la secuencia 9 originada por el generoso aporte sedimentario desde la creciente faja andina emplazada al suroeste. Un abordaje de mayor detalle para el Paleógeno (Terciario Inferior) puede consultarse en Piana *et al*., 1991.

Y en la página previa al pie se ilustra una prospección en aguas ultraprofundas del talud del mar de la China meridional, donde fue perforado un pozo que documentó espesores de sedimentación terciaria con fuerte contribución carbonática en algunas secuencias.

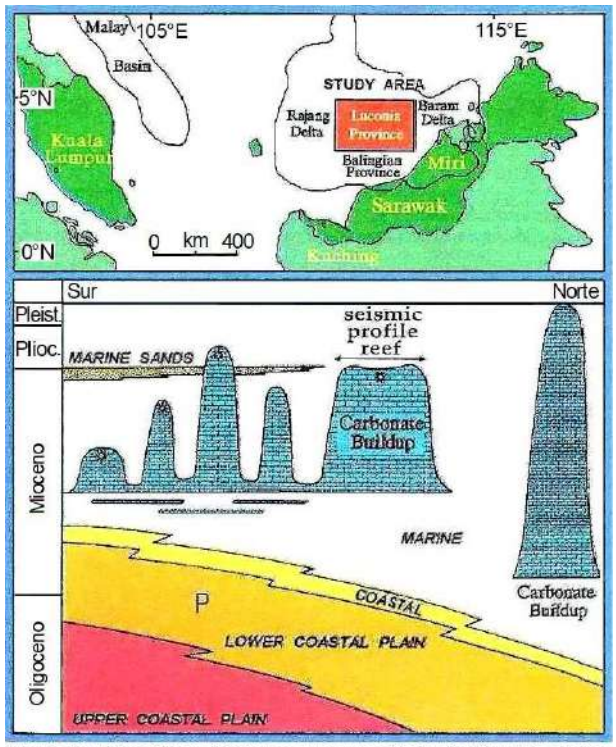


Sección sísmica mostrando un fuerte reflector (marcado en amarillo) que corresponde al techo de un crecimiento arrecifal, por encima del cual yace un intervalo de lutitas de bajas amplitudes. En azul la interpretación de su base.

Los **atributos sísmicos** usualmente disponibles en las estaciones de trabajo (la amplitud, el espesor temporal de un pico o valle de la traza sísmica, la frecuencia, la fase, la velocidad y otros) pueden ser un importante auxilio en la interpretación de rasgos sismoestratigráficos en relación con cambios sedimentológicos, así como para ***visualizar geometrías depositacionales con objetivos geocientíficos diversos, que en el caso petrolero es el de localizar cuerpos que oficien de potenciales reservorios***. Recuérdese que el 95% de las rocas sedimentarias (que rellenan las cuencas) son clásticas (15% areniscas y 80% arcilitas, en ambas granometrías con sus variantes, incluyendo las de naturaleza tobácea como en el Golfo San Jorge) y el restante 5% del total incluye evaporitas, calizas, etc.

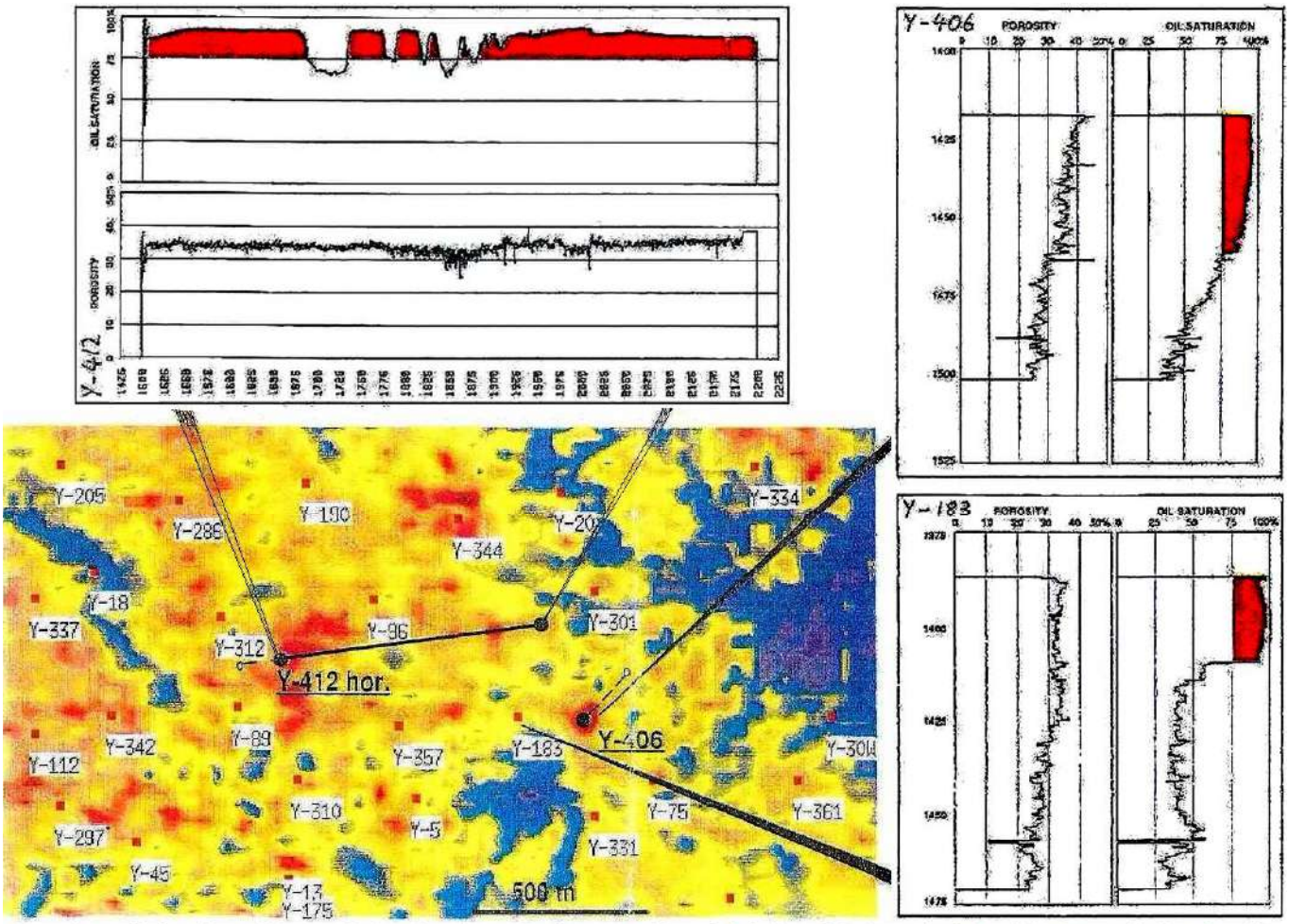
Vemos arriba una sección sísmica de una cuenca marina en Malasia, y abajo el mapa y esquema estratigráfico del área. Se destaca en la porción central un potente crecimiento de carbonatos arrecifales con presencia de gas, que ha promovido fallamientos menores como consecuencia de su compactación diferencial.

A los fines de la interpretación sismoestratigráfica puede asimismo recurrirse al auxilio de métodos específicos de sísmica de reflexión –en caso de considerarse útiles para la resolución de cuestiones geológicas, petroleras u otras– ya sea **procesos o registros especiales**, que abordaremos en el Tema 18.



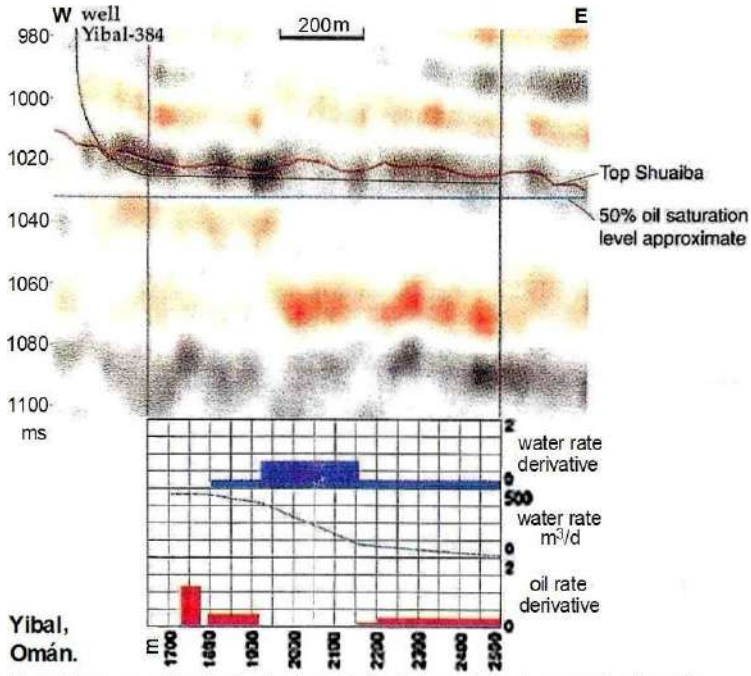
Mapa de ubicación y diagrama que muestra la distribución de las litofacies del Terciario en la cuenca marina Sarawak, Malasia.

(figuras modificadas de San & Mohamad, 1996)



Mapa de amplitudes al tope del reservorio (en rojo valores más altos, en azul los más bajos), graficándose además los datos de porosidad y saturación de petróleo en tres pozos. Y-406 fue dirigido hacia una anomalía de velocidad sísmica (*sweet spot*, mancha dulce) con mayor amplitud en una posición estructural favorable y halló 60 m de espesor permeable. En cambio Y-183 halló 30 m, pero en ambos pozos se documentó una porosidad de entre 50 y 75 %. El tercero es Y-412, pozo horizontal que viajó 3 a 5 m bajo el tope del reservorio, conectando dos sectores de anomalía de velocidad sísmica.

(figuras modificadas de Skaloud, 1996)



Parte de una sección sísmica donde se indica la trayectoria de un pozo horizontal y datos del reservorio Shuaiba. Abajo se grafica la producción de petróleo y agua; se ve una disminución de amplitud del reflector al tope de Shuaiba donde aumenta el agua.

El gran explorador marroquí Ibn Battuta en 1325 partió en peregrinación a La Meca, se emocionó y llegó a China, tras recorrer gran parte de Asia, y después España y mucho de África, hasta 1354. En 1327 se asomó al golfo Pérsico. No imaginó que había tanto petróleo ni que sería imán de futuras avaricias imperiales.
Abajo a la izquierda, lupa sobre una sección vertical de Omán por donde pasa un pozo horizontal al techo de un reservorio espeso, resaltándose el nivel sobre el que hay más del 50% de petróleo. Arriba un mapa de amplitud del reflector sísmico del techo del reservorio y los perfiles de porosidad y saturación de petróleo de tres pozos, dos verticales y uno horizontal. Fuertes reflectividades, en rojo, corresponden a los sectores con mayor porosidad de un intervalo productivo de varias decenas de metros. Afortunados ellos,

أكبر (Allah 'Akbar) Alá es Grande.

Equipo de perforación en Arabia Saudita, al sur de la cuenca Golfo Pérsico (foto de Drilling Contractor, Katie Mazerov, 2014)

Estratificación entrecruzada en el Neógeno de los montes Zagros, Irán, faja plegada al norte de la cuenca Golfo Pérsico (foto de Pirouz *et al.*, 2011)

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué condiciones geológicas y sísmicas favorecen la interpretación estratigráfica?
- ¿Qué tipos de geometrías bi o tridimensionales pueden buscarse a los fines sismoestratigráficos?
- Citar y explicar el posible origen de los distintos tipos de aspecto sísmico de las reflexiones.
- Dar la definición de secuencia y cortejos sedimentarios y comentar los factores que influyen en sus registros.
- ¿En qué se diferencian las interpretaciones secuenciales entre cuencas de origen marino y continental?
- Justificar la importancia del empleo de datos de pozos cuando los hay.
- ¿Cómo afecta la tectónica sobre la tarea de interpretar en términos estratigráficos y cómo conviene proceder?
- ¿Cómo se visualizan en sísmica los depósitos de canales?, ¿y los arrecifes carbonáticos?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Al-Masgary, A., Elsaadany, M., Latiff, A., Siddiqui, M., Hermana, M., Imran, Q., Babikir, I. & Adeleke, T., 2021. A guideline for seismic sequence stratigraphy interpretation. ARPN Journal of Engineering and Applied Sciences, V.16 N°2 (p 165-183).
- Barron, E., 1992. Paleoclimatology. En Understanding the Earth (p 484-505); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Bradford Macurda, D. & Roice Nelson Jr., H., 1987. Interactive interpretation of a submarine fan, offshore Ireland: a case history. The Leading Edge, V.7 Nº10 (p 28-34).
- Brown, A., 1985. The role of horizontal seismic sections in stratigraphic interpretation. En Seismic stratigraphy II (p 37-47, 91-136); Berg, O. y Woolverton, D. Eds. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39.
- Brown, A., 1991. Interpretation of three dimensional seismic data (p 91-136). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 42.

- Burnett, M., 1996. 3-D seismic expression of a shallow fluvial system in West Central Texas. En Applications of 3-D seismic data to exploration and production (p 45-55); Weimar P. & Davis, L. Eds. A.A.P.G. Studies in Geology N°42; S.E.G. Geophysical Developments Series N°5.

- Catuneanu, O., 2022. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier (490 p).

- Chelotti, L., 1992. Interpretación de las secuencias sismoestratigráficas en un sector central de la cuenca Austral, Argentina. IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 3 (p 25-32).

- Davies, T., 1987. Seismic facies analysis: pitfalls and applications in cratonic basins. The Leading Edge, V.6 Nº7 (p 18-23).

- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 275-291). McGraw-Hill.

- Dobrin, M., 1977. Seismic exploration for stratigraphic traps. En Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration (p 329-352); Payton, C. Ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.

- Foster, M. & Iovine, G., 2007. Development of deep thin reservoirs through meandering morphologies imaged in seismic data; a case study in San Jorge Basin, Argentina. SPE 110028 (6 p).

- Galloway, W., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin. A.A.P.G. Bulletin,V.73 N°2 (p 143-154).

- Haq, B. , Hardenbol, J. & Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, V.235 (p 1156-1167).

- Haq, B. & Schutter, S., 2008. A Chronology of Paleozoic sea-level changes. Science, V.322 (p 64-68).

- Li, C-F., Li, J., Ding, W., Franke, D., Yao, Y., Shi, H., Pang, X., Cao, Y., Lin, J., Kulhanek, D. *et al*., 2015. Seismic stratigraphy of the central South China Sea basin and implications for neotectonics. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, V.120 N°3 (p 1377-1399).

- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 240-254).Cambridge University Press.

- Mancilla, O., Arce, L. & Corsico Picollini, N., 1989. Análisis esratigráfico secuencial en el subsuelo de la cuenca Cuyana, provincia de Mendoza, Argentina. I Congreso Nacional de Hidrocarburos, Actas 2 (p 715-737).

- Miall, A., 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. Journal of Sedimentary Research, V.61 N°4 (p 497–505).

- Piana, H., Trinchero, E. & Chelotti, L., 1991. Estratigrafía del Terciario Inferior en un sector de la cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras, N°27 (p 30-47).

- Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A. & Azhdaria, A., 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system. Geological Magazine, V.148 N°5-6 (p 838-853).

- San, N. & Mohamad, M., 1996. A quantitave analysis of seismic reflection in a gas-bearing carbonate buildup, Offshore Malaysia. En Applications of 3-D seismic data to exploration and production; Weimer P. & Davies, T. Eds (p 219-224). A.A.P.G. Studies in Geology N°42; S.E.G. Geophysical Development Series N°5.

- Sangree, J. & Widimier, J.,1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. Geophysics, V.44, sp. Section, Geothermal (p 131-160).

- Skaloud, D., 1996. The use of 3-D seismic data as a tool to increase ultimate recovery from the Yibal Shuaiba reservoir, Oman. En Applications of 3-D seismic data to exploration and production; Weimer P. & Davies, T. Eds (p 211-218). A.A.P.G. Studies in Geology N°42; S.E.G. Geophysical Development Series N°5.

- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 398-417). Cambridge University Press.

- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Tucker, P., 1982. Pitfalls revisited (19 p). Society of Exploration Geophysicists, Monograph 3.

- Vail, P, Mitchum, R., Todd, R., Widimier, J., Thompson III, S., Sangree, J., Bubb, J. & Hatlelid, W., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, Section 2 (p 49-212); Payton, C. Ed. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.

- Vail, P. & Cramez, C., 1990. Sequence stratigraphy interpretation course (334 p). Total C.F.P.

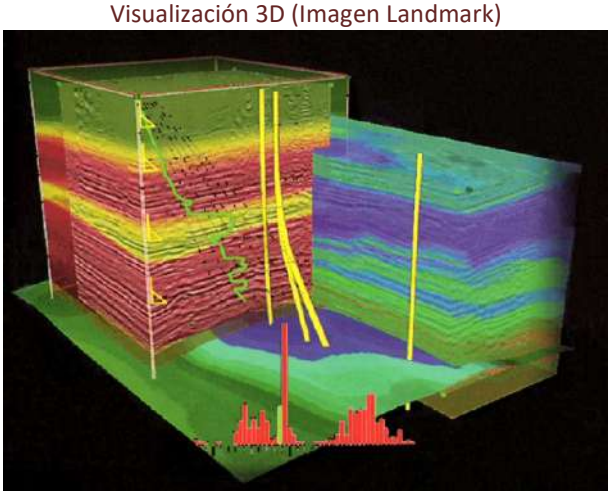
- Van Andel, T., 1991. New views on an old planet (p 54-82, 106-192). Cambridge University Press.

- Van Wagoner, J., Mitchum, R., Campion, K. & Rahmanian, V., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. A.A.P.G. Methods in Exploration Series N°7 (55 p).

- Watts, T., 1992. The formation of sedimentary basins. En Understanding the Earth (p 301-324); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Wilson, C., 1992. Sequence stratigraphy: an introductiion. En Understanding the Earth (p 389-414); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Visualización 3D (Imagen Landmark)



"Now, over the years, just as the line between acquisition and processing is becoming thinner, it is also getting more difficult to determine where research ends and implementation begins. […] in industry you are right next door to the application of your theories." *

["**Ahora, con los años, a medida que se achica la distancia entre adquisición y procesamiento, se hace también más difícil definir dónde termina la investigación y comienza la implementación. […] en la industria estás a un paso de la aplicación de tus teorías."**]

Sven Treitel (2006)

PROCESOS SÍSMICOS ESPECIALES

Sudáfrica, aunque todavía con enormes desigualdades, es el país con mayor desarrollo humano del continente que fue cuna del *Homo* (*et Mulier*) *sapiens* y que ha sufrido enormes tragedias humanas. Desde los saqueos, masacres y esclavismo de los primeros invasores europeos (tal el caso de los barcos donde los llevaban como ganado, criminalmente arrancándos de su tierra y afectos) hasta las monstruosas guerras por diamantes, oro, coltán, petróleo… los atroces conflictos étnicos de hoy, incluso genocidios, donde cada bando suele ser patrocinado por empresas multinacionales y los mercaderes de la guerra –cordiales financistas y gerentes de elegante traje en las grandes metrópolis– hacen negocios a costa de violaciones, torturas, mutilaciones y muerte.
Pero Sudáfrica afortunadamente abolió y está superando el *apartheid* racista que impusieron los *boers* (los granjeros, de origen holandés) y los descendientes de los colonos ingleses. Incluso entre ellos supo haber una guerra en la que fueron vencedores los británicos y muchos bóers derrotados emigraron a otros países, por ejemplo la Argentina y en particular la zona de Comodoro Rivadavia, hace poco más de un siglo. Y sabemos que Nelson Mandela, tras veintiocho años en prisión, fue principal artífice del fin del racismo y la reconciliación de blancos y negros, que empezaron a compartir desde el himno con versos en zulú, sesotho, xhosa, afrikáans e inglés hasta, por ejemplo, el deporte en la acomodada élite de los *springboks* o en la humilde mayoría de los *bafana-bafana* con sus alegres vuvuzelas que imitan el barritar de los elefantes.
Como nación de profundo desarrollo minero (¡hasta 4 km bajo tierra!), varios han sido los notables ingenieros y científicos que han hecho aportes en este campo. Entre ellos **Daniel Krige**, hijo de un pastor calvinista, nacido en 1919 en Bothaville, quien creció en el West Rand, fue al colegio Krugersdorp y luego se laureó de ingeniero en minas en Witwatersrand. Trabajó en la Anglo Transvaal, así como en el ente minero estatal, en consultorías y en docencia universitaria. Fue pionero en la aplicación de la matemática a la geología minera cuando desde 1950 comenzó con sus promedios pesados móviles hasta llegar a la metodología geoestadística (luego conocida como ***kriging***) evaluando la distribución areal de oro y uranio en los conglomerados de Witwatersrand (Sierra de las Aguas Blancas en afrikáans, el neoholandés bóer).

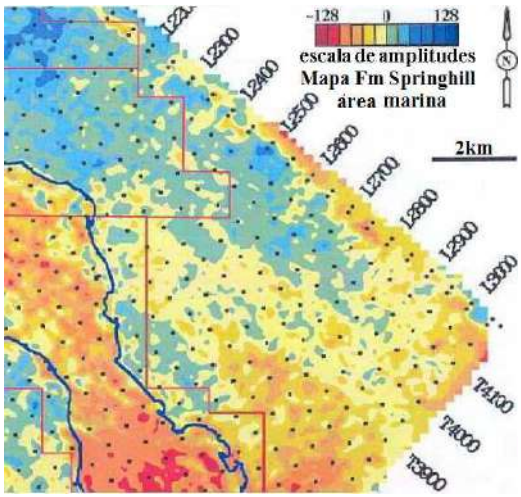
Universidad y cascada en Witwatersrand (fotos wits.ac.za y wildark.org)

(Esos conglomerados auríferos datan de alrededor de 2.500 m.a., cuando todavía la atmósfera no tenía oxígeno, y fueron verticalizados en los bordes del cráter Vredefort, el más grande del mundo –unos 300 km de diámetro–, por impacto de un asteroide de unos 20 km de diámetro hace 2020 m.a., que además produjo un domo central).
Krige también hizo numerosos aportes a temas financieros. En 2007 recibió la prestigiosa Orden del Baobab de manos del presidente Mbeki. Enviudó tras cuarenta y cinco años de matrimonio y compartió dos décadas con su segunda mujer, hasta su fallecimiento en Johannesburgo en 2013, con casi noventa y cuatro años.
Sven Treitel, en cambio, nació en 1929 en Freiburg, Alemania, transcurrió su infancia en Argentina, se casó con una italiana que conoció en Buenos Aires, estudió en Massachusetts (300 km al noreste de Nueva York) y desarrolló una brillante carrera vinculado al desarrollo de técnicas de procesamiento sísmico para empresas petroleras. Estaba en sus inicios como profesional en Cuba cuando Fidel y el Che lograron derrocar al inmoral régimen de Batista cuando la isla era como el casino *yankee*, con béisbol, y la mayoría en la miseria –análogo a Venezuela con el petróleo–, pero la democracia nunca llegó. Y, en cuanto a Sven refiere, trabajó en Amoco, también en consultorías y fue incansable innovador de los procesos sísmicos en Estados Unidos y otros países. Su cita de hace tres lustros es muestra palmaria de la percepción que él y muchos más tienen de la permanente dinámica evolutiva de la informática aplicada a la sísmica y la prospección petrolera. Junto a Renata, con quien tuvo cuatro hijos, siguió activo hasta poco antes de su fallecimiento en 2024, a los casi noventa y cinco.
Entre otros destacados desarrolladores sísmicos, podemos citar al turco **Oz Yilmaz** y al inglés **Nigel Anstey**.

Existen muy diversas modalidades especiales de adquisición y procesamiento de los datos sísmicos de reflexión que, como todos los temas de geofísica antes abordados, dan para escribir varios tomos. Empero, vamos a realizar un abordaje fugaz de cada uno a los efectos de aprehender (que no es el cordobesismo de aprender) unos pocos conceptos que nos permitan identificar sus fundamentos y potencialidades.
Presentamos entonces este breviario a partir de un encasillamiento práctico a los fines didácticos, clasificando estos variados métodos en: **atributos de las trazas**, **postprocesos sísmicos**, **registros especiales**, **sísmica somera** y **sísmica ultraprofunda**, aunque hay clasificaciones alternativas. Vemos aquí los dos primeros ítems.

ATRIBUTOS DE LOS SISMOGRAMAS

Se llama así a las características intrínsecas de las trazas individuales. El atributo más evidente es la amplitud (desplegada a lo largo del tiempo doble), es lo que muestra una representación símica convencional (en 2 ó 3D). Éste puede visualizarse en forma de hilo que viborea (*wiggle*) con o sin relleno negro en el hemiciclo positivo (hacia la derecha en la convención americana), o bien en escalas de colores (elegidos *a piacere*) en función de la magnitud de tales amplitudes (*variable intensity*). Pero también es posible calcular y graficar, con distintos algoritmos, otros atributos como, por ejemplo, frecuencia, velocidad o atributos de la traza compleja. La variedad es ilimitada, pero la mayoría resulta de la combinación de otros más básicos que describiremos.
Una opción informática es la de ***procesar los atributos en la 3D generando unidades volumétricas discretas para luego por opacidad poder desplegar cualquiera de ellos*** sobre la sísmica convencional. Está bueno ir probando distintos atributos para conseguir distintas visualizaciones, pero debemos estar atentos a los **artificios** (*artifacts*), aberraciones visuales por ruido del propio proceso, que suelen ser fuente de error interpretativo.
Es esencial un modelo teórico que explique en términos físico-geológicos las variaciones que nos muestran y, si hay pozos, cotejarlos en detalle con todos los datos de tales sondeos. No hacer estas tareas es quedarse con espejitos de colores que acaso podrán ser vendidos a los grandes jefes de la indiada o permitirán hacer una publicación para ir a un congreso y turistear gratis, pero a riesgo de fracasar y terminar luego en incordiosa evidencia con un nuevo pozo-papa.

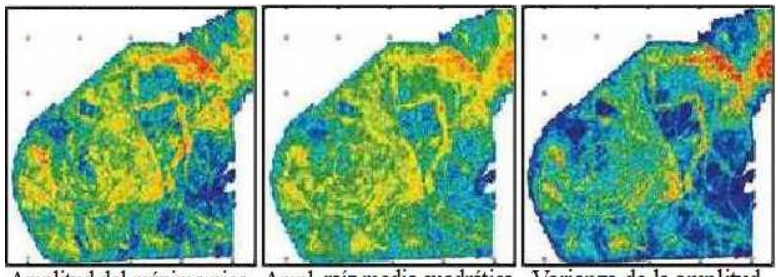


(modificado de Total)

Atributos de Amplitudes

En toda sísmica de reflexión pueden ser mapeados los cambios normales de intensidad sobre un mismo nivel guía (figura contigua) previamente interpretado habiendo rayado con buena precisión (preferible *autotrack*) siguiendo el pico (*peak*) o valle (*trough*) de las trazas. Esta técnica en sísmica 2D es poco útil ya que sólo sigue variaciones de amplitud en secciones individuales y su interpolación en un mapa se vuelve demasiado incierta. Fue concebida para la 3D, generando los denominados mapas de amplitud (*horizon slices* o *seiscrops*, figura al lado) que ***reflejan la variación detallada de los contrastes de impedancia acústica***

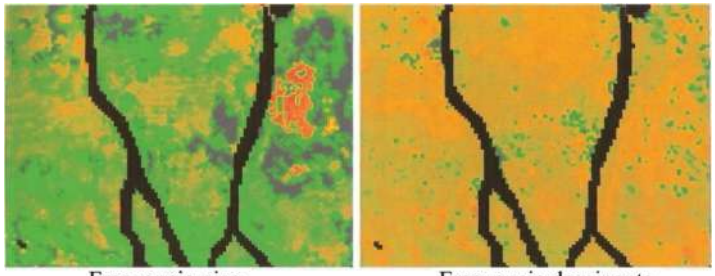
(coeficientes de reflexión) a lo ancho y largo de la zona prospectada.
Una variante es calcular la raíz media cuadrática (RMC o *RMS*) de las amplitudes de una dada cantidad de trazas en una ventana temporal. ***Otra opción es calcular*** estadísticamente ***la varianza*** de la amplitud (figura de la derecha), y hay más.



(figuras modificadas de Barnes, 2006)

Atributos de Frecuencias

Existen algoritmos para calcular magnitudes relativas a la variación de frecuencia, lateral y verticalmente sobre la data en 2 ó 3D, a saber:
- ***Porcentaje de energía*** de una definida banda de frecuencia con respecto a la energía total.
- ***Frecuencias medias, dominantes, modales*** (pico del espectro) u otras. A la derecha ejemplo de mapas de frecuencia siguiendo un nivel guía.
- ***Ancho espectral***, es decir, la diferencia entre la máxima y la mínima frecuencia cosechadas.



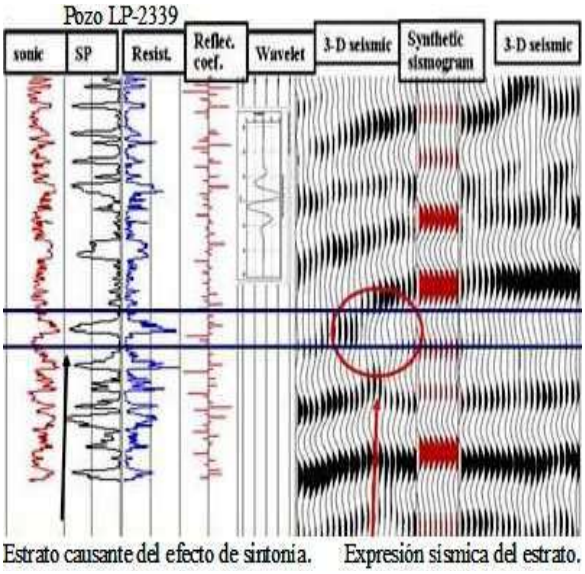
(figuras modificadas de Brown, 1991)

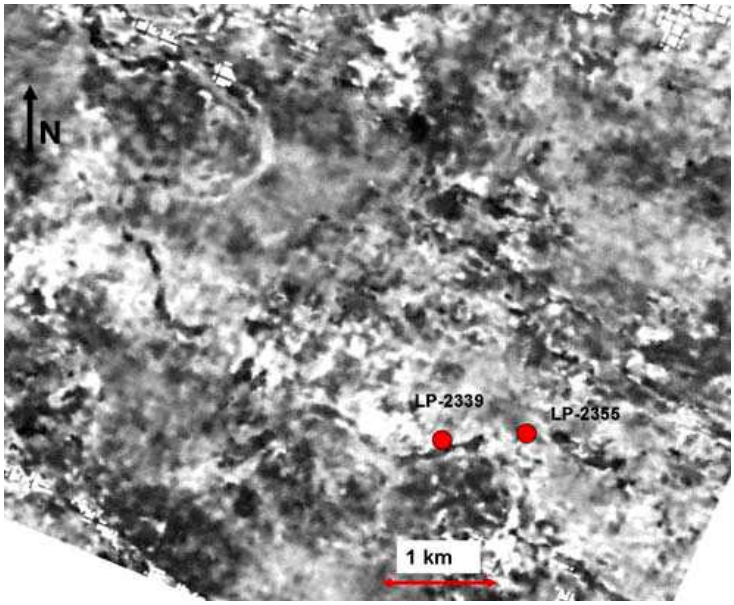
La información así obtenida puede desplegarse en secciones verticales y horizontales (estas últimas sólo con sísmica 3D). Resulta ***útil para evaluar la calidad de adquisición y procesamiento*** de los datos, para los cuales son críticas las condiciones superficiales (topografía y capa meteorizada). Recuérdese que incluso con el mejor tratamiento de las correcciones estáticas, si hay un espesor grande y, peor, si el grado de incompetencia de la capa meteorizada es muy marcado, habrá un fuerte secuestro de altas frecuencias a lo largo de toda la sísmica bajo los sectores donde eso acontezca. ***Las estáticas no rescatan las frecuencias secuestradas.***
Pero, una vez descartado que los cambios en el espectro de frecuencia se deban a las cuestiones antedichas, ***pueden hacerse aproximaciones al entendimiento de aspectos geológicos*** del subsuelo, ya que los cambios del espectro pueden indicar variaciones litológicas (***en rocas más densas en general se registra mayor frecuencia***), pero también pueden denunciar cambios en la condición de los ***reservorios, tanto más porosos o más fisurados o eventualmente con más gas (hidrocarburos o CO_2) cuanto menor sea la frecuencia registrada***.

Descomposición Espectral

Es una metodología útil para identificar paleocanales y otros rasgos sedimentarios de detalle. Ha tenido relativo éxito en la cuenca Golfo San Jorge con antiguos valles fluviales de poco relieve vertical donde los ríos migraron a través del tiempo, corriéndose lateralmente y emplazándose cada vez más arriba a medida que se rellenaba el valle, dando como resultado una franja de reservorios múltiples. Éstos pueden detectarse por sísmica en forma de paquete con respuesta al tope y la base, pero no en forma individual a causa de los pocos metros de espesor de cada lente arenosa. No obstante, a veces se alcanzan a ver espesores chicos, de dos arenas superpuestas e incluso individuales, con menos de un cuarto de la longitud de onda reflejada, si se dan ciertas condiciones en cuanto a sintonía sísmica entre el tope y la base de tales intervalos. Ocurre porque, si tienen resolución separada, los coeficientes de reflexión serán positivo y negativo respectivamente, dado que estas areniscas tobáceas (con abundante matriz y por ende pobre condición petrofísica) poseen una impedancia acústica mayor que la de las rocas sello supra e infrayacentes (arcillas tobáceas más porosas, aunque obviamente impermeables), así como mayor frecuencia instantánea (por ser más competentes). Cuando estos paquetes arenosos pierden espesor se produce interferencia constructiva (resonancia) y al adelgazarse más pasan a interferirse destructivamente. Recordemos que la resolución depende de la longitud de onda, que a su vez es función de la velocidad y de la frecuencia dominante del espectro sísmico para el intervalo considerado. ***La descomposición espectral lleva los datos sísmicos al dominio de la frecuencia (mediante la transformada de Fourier), de modo que la reflexión proveniente de una capa delgada se expresa mejor en ciertas frecuencias según sea su espesor temporal.***
Para un estudio hecho en la parte superior de la Fm. Castillo con una frecuencia dominante de 35 Hz algunas porciones del paleosistema fluvial se ven mejor con 30 y algunas otras con 50 Hz. Se generaron entonces dos **cubos de monofrecuencia** (cada uno con frecuencia única) con dichos valores en hercios y luego fueron combinados. Después se procedió a aplanar los niveles guía que contenían reservorios para suprimir el efecto estructural. Sobre tales planos se desplegaron las amplitudes (como si fueran cubos normales con toda la banda de frecuencias) que permitieron evidenciar espacialmente morfologías de canales meandrosos y en abanico. Este

modelado se calibró con datos de sísmica de varios pozos (figuras siguientes). No todos los niveles arenosos tienen la típica respuesta sísmica comentada, por lo que no fue posible predecir muchos de los otros reservorios delgados también atravesados en la parte superior de la Fm. Castillo. Tampoco ha sido posible en esta cuenca la predicción de la calidad petrofísica ni del contenido de fluidos de tales reservorios profundos. Pero algo es algo.





(modificado de Foster & Iovine, 2007)

Izquierda, perfiles de pozo y sección sísmica de superficie con intercalación de un sismograma sintético, mostrándose la ondícula y los coeficientes de reflexión; derecha, mapa de amplitudes sobre un nivel guía aplanado, resultante de la combinación de los cubos de monofrecuencia de 30 y 50 Hz, con la ubicación del mismo pozo y otro más al este.

Atributos de la Traza Compleja

Son atributos cuyo cálculo está disponible en todas las librerías computacionales de interpretación sísmica y ***también son aplicables a los perfiladores gradacionales de subfondo*** referidos en el Tema 16. Se los obtiene a partir de pensar la traza como un fasor, según lo propuesto por el inglés **Nigel Anstey** y luego en Estados Unidos por **Turhan Taner**, **Robert Sheriff** y **Fulton Koehler** en la década de 1970, a partir del siguiente concepto.

Un número complejo se define como: donde:

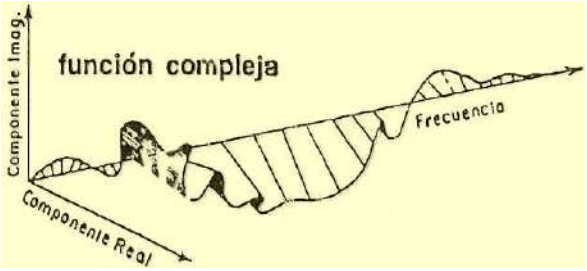
$$z = x + iy = A e^{i\theta} \qquad i = \sqrt{-1}, \quad \theta = \text{arc tg}\,(y/x), \quad A = (x^2 + y^2)^{1/2}$$

Por lo tanto, la función traza sísmica en el espacio complejo es:

$$F(t) = f(t) + if_c(t) = A(t)e^{i\gamma(t)}$$

Allí el fasor avanza en el tiempo t mientras cambia continuamente su frecuencia, su amplitud A y su fase γ, describiendo una suerte de tirabuzón donde la traza efectivamente registrada *f*(t) pertenece al plano real y su correlato en el plano imaginario da la serie en cuadratura *fc*(t).

El proceso de generación de los datos imaginarios a partir de los reales se realiza mediante la **Transformada de Hilbert** (desarrollada para las funciones holomorfas por el prusiano oriental **David Hilbert** en 1905), un operador lineal que toma una función real *s*(*t*), la convoluciona con una respuesta impulsiva *h*(*t*)=1/π*t* y genera una función *H*(*s*)(*t*) en el mismo dominio (*t*):



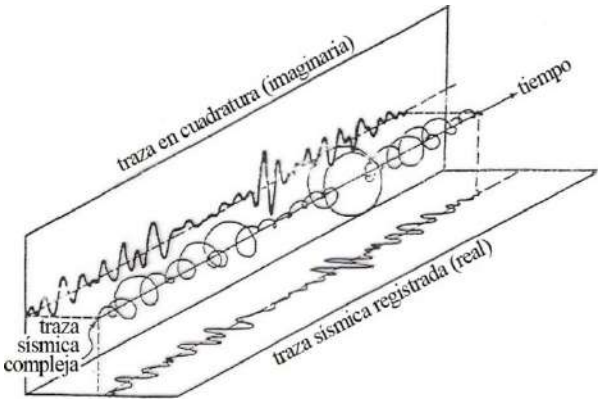
$$H(s)(t) = (h * s)(t) = \frac{1}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty} \frac{s(\tau)}{t-\tau}\, d\tau$$

considerando la integral como el valor principal (lo cual evita la singularidad $t = \tau$)

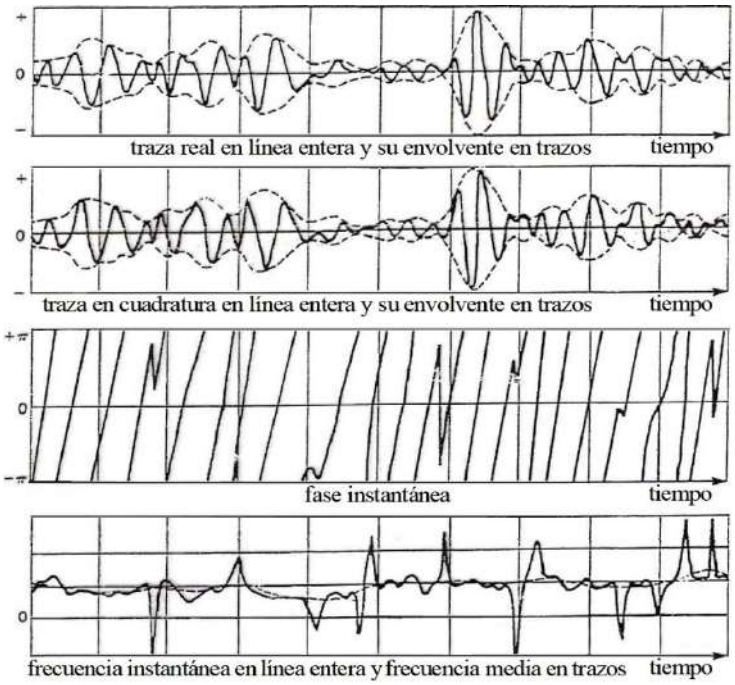
Se obtiene así la traza imaginaria *H*(*s*)(*t*) permitiendo describir la función compleja de la señal. El fasor desplegado en el espacio complejo habilita obtener relaciones que de otro modo no serían evidentes, como:

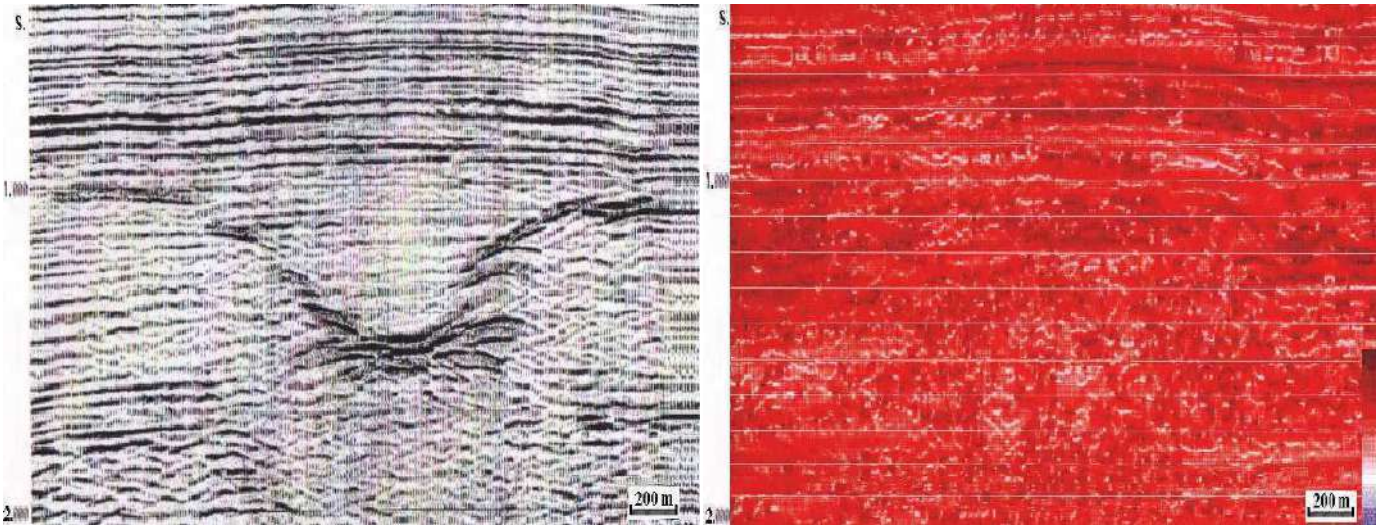
- ***Envolvente de las amplitudes***, A, del espacio complejo (*envelope* o *reflection strength*) mediante la RaízMC.
- ***Fase instantánea***, γ(t), o sea, la posición angular del fasor en los instantes muestreados (desde -π a +π).
- ***Polaridad aparente***, resultante de dar al fasor simplemente valor positivo (derecha) o negativo (izquierda).
- ***Fase promedio***, que es la media angular (desde -π ó -180° hasta +π ó +180°) para una dada ventana temporal.

- ***Frecuencia instantánea***, $d\gamma(t)/dt$, es decir, la velocidad de cambio de la fase en función del tiempo en ciclos/s.
- ***Frecuencia promedio***, para una dada ventana de tiempo (también en ciclos/s).
- ***Otros***, como Coseno de Fase, Derivada de Frecuencia, Cociente de Amplitudes, etc.

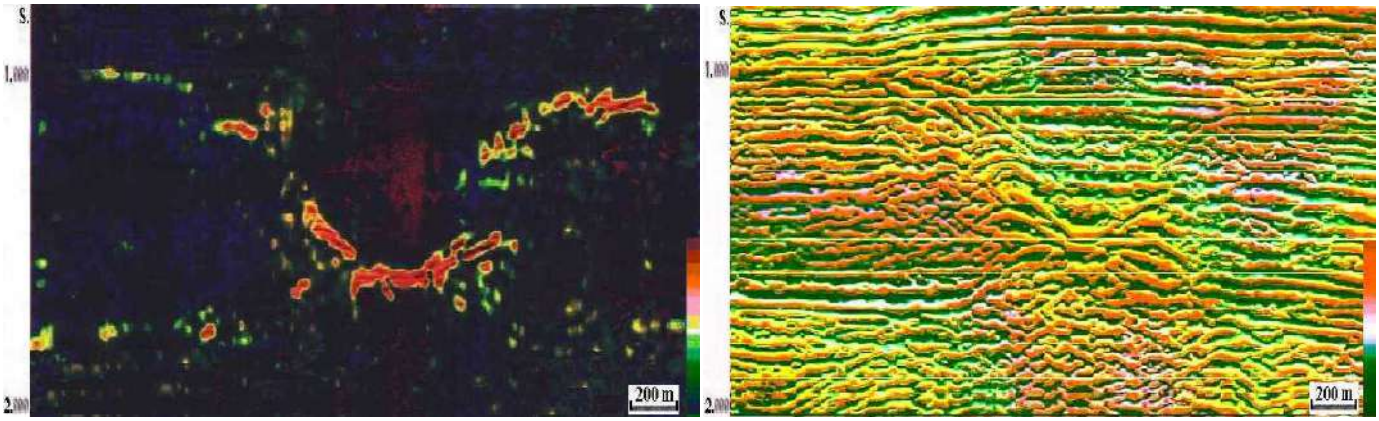


(figuras modificadas de Taner *et al.*, 1979)



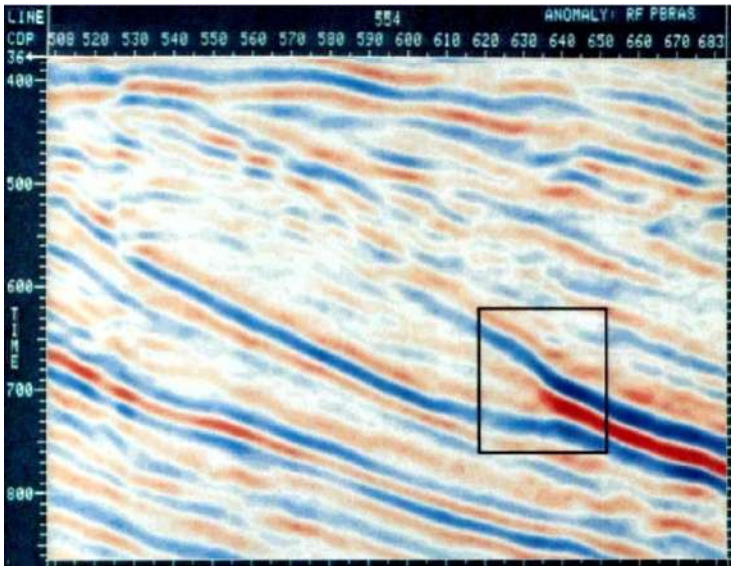


Intrusión cóncava en la Cuenca Austral, Santa Cruz, desplegada con cuatro atributos de la traza sísmica: arriba, secciones en amplitud normal y frecuencia instantánea; abajo, envolvente de la amplitud y fase instantánea (de Chelotti & Trinchero, 1991)



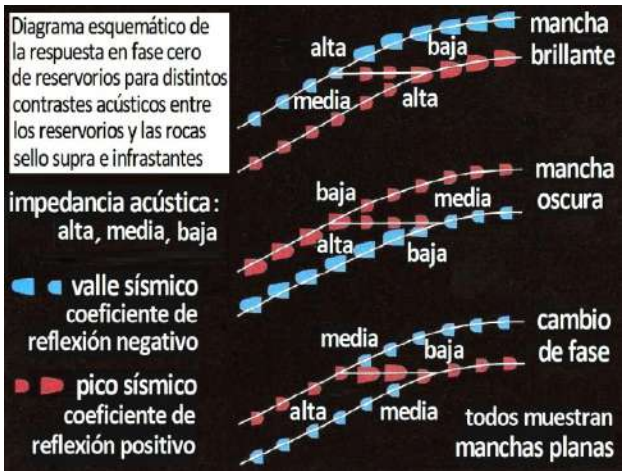
Las **variaciones de frecuencia** observadas con los atributos de traza compleja pueden dar información más o menos equivalente a la que se puede obtener con los atributos más convencionales explicados antes.
Los **atributos de fase y de polaridad instantánea** son útiles para el mejor seguimiento de rasgos estratigráficos o en general geometrías de las capas o su interrupción por emplazamientos geológicos diversos, sin importar las

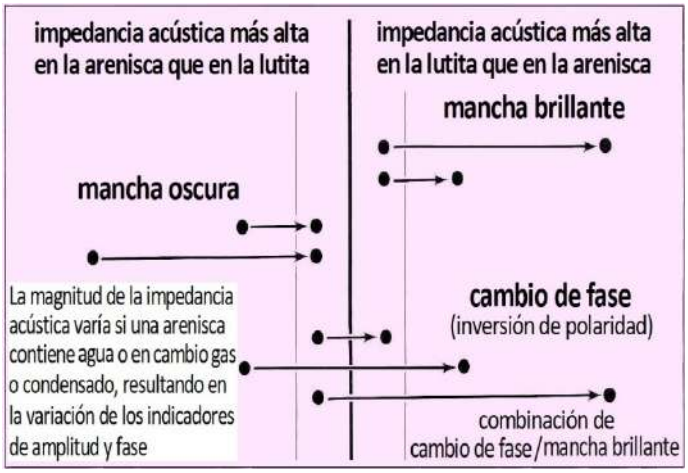
variaciones de amplitud o frecuencia.
Ahora bien, como se mencionó, las variaciones de amplitud son el rasgo más evidente de la sísmica. Se las puede mapear en forma convencional, pero se consigue resaltarlas más cuando se recurre a un atributo de traza compleja como la envolvente de la amplitud. ***Las amplitudes anómalas (o* manchas brillantes *en un sentido amplio) indicarán fuertes contrastes de impedancia acústica*** y pueden deberse a mantos de carbón, rocas intrusivas, calizas masivas y muchos etcéteras. Son ***también causadas por resonancia sísmica*** en capas que se acuñan (ejemplo a la derecha) Pero, inversamente, también existen amplitudes anómalas originadas por un muy bajo contraste local de impedancias (**manchas oscuras**). Y hay anomalías por **cambio de fase** lateral, debido a cambios geológicos diversos, por caso si una capa rocosa de alta velocidad y densidad (por ejemplo una caliza) pasa lateralmente a una roca de velocidad y densidad bajas (como sería una lutita) teniendo por encima siempre una roca de impedancia acústica intermedia (que podría ser una limolita), de manera que el coeficiente de reflexión pasa de positivo a negativo.



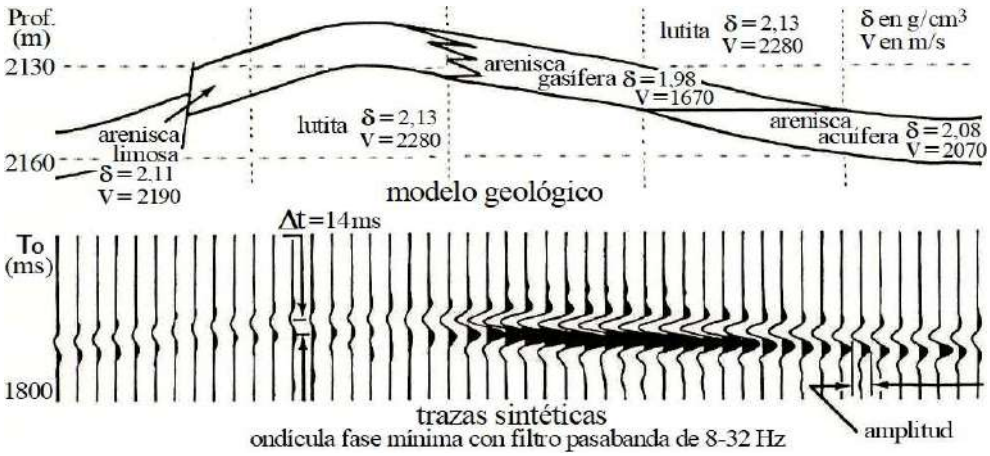
Sección vertical donde la fuerte amplitud indica sintonía sísmica desde el recuadro hacia la derecha (modificado de Petrobras)

Respecto a los fluidos de la formación, ***las* ANOMALÍAS DE AMPLITUD *pueden ser tanto* manchas brillantes *como* manchas oscuras *o* cambios de fase** (en inglés, respectivamente, *bright spots, dim spots, phase changes*)**, *dependiendo de cómo la presencia de distintos fluidos modifica la impedancia acústica de la roca reservorio***. Un sumario y ejemplos de estos conceptos se ilustran seguidamente.

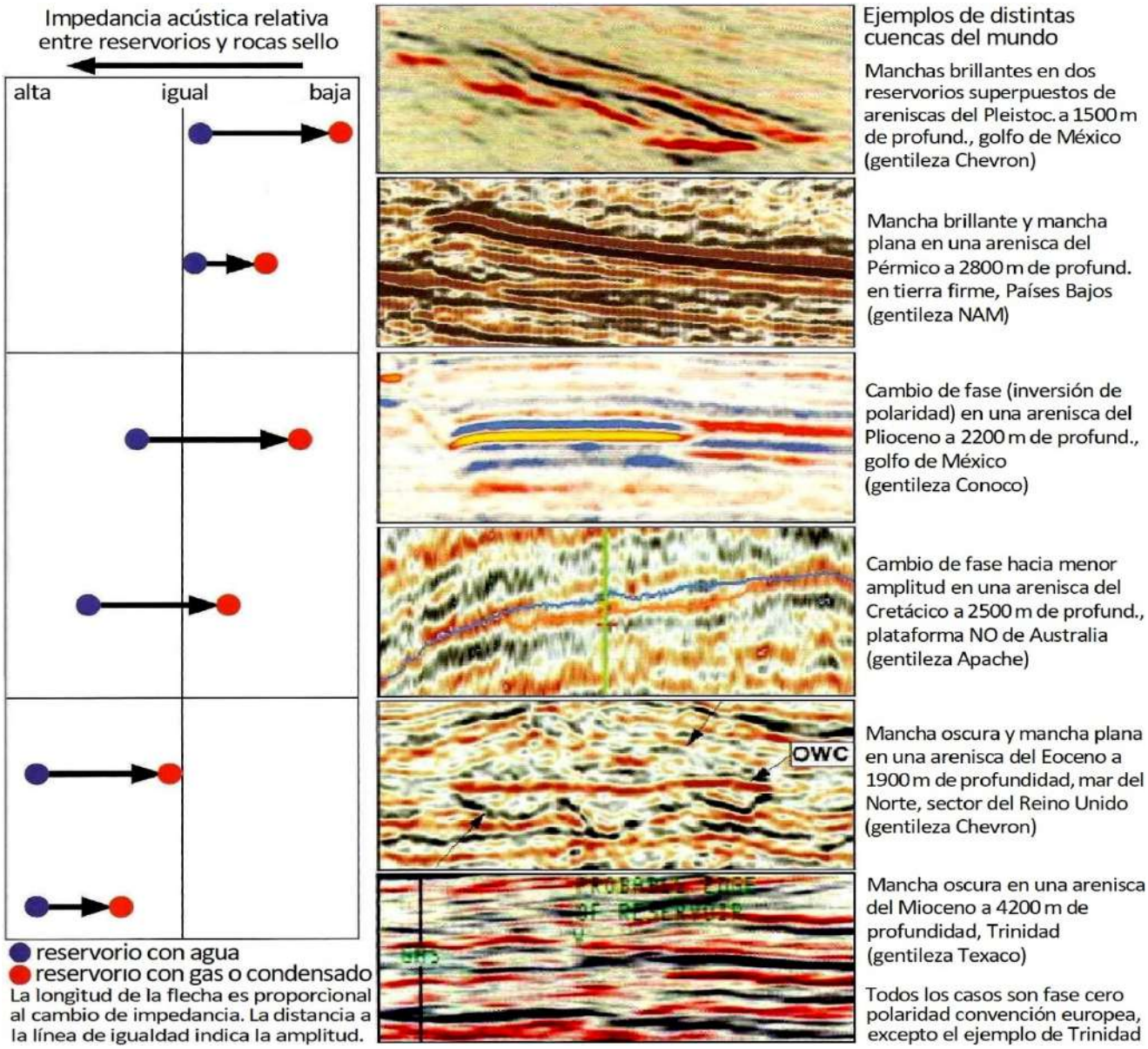




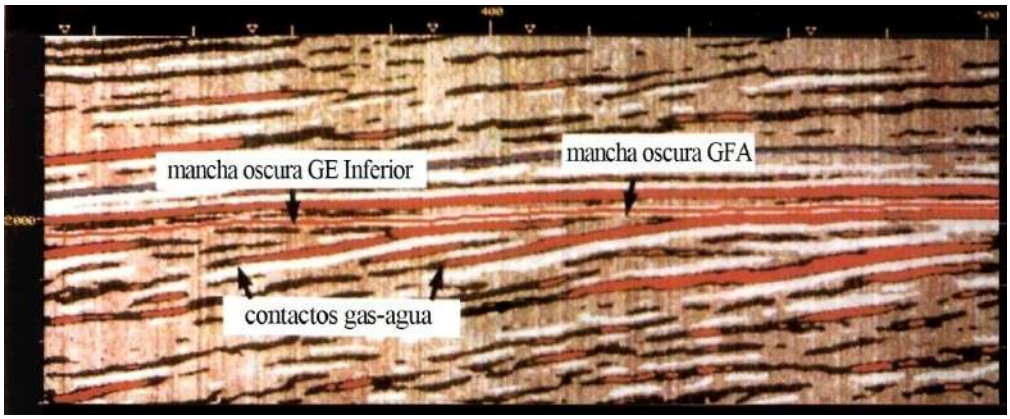
(modificado de Brown, 1991)



Modelado de una arenisca con variaciones laterales litológicas y en sus fluidos porales, sobre un pliegue fallado, y sección sintética resultante del proceso; obsérvese la fuerte amplitud donde los contrastes de velocidad V y densidad δ son mayores (modificado de Neidell & Poggiagliolmi, 1977)



(figuras modificadas de Brown, 1991)



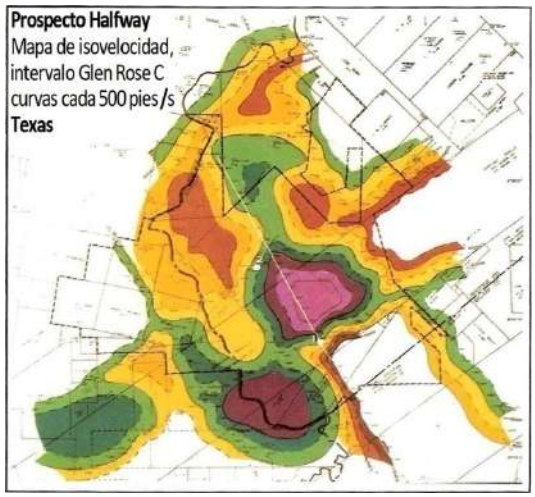
Sección sísmica mostrando manchas oscuras en el yacimiento de gas Goodwyn, plataforma NO de Australia (gentileza Woodside Petroleum y asociadas)

Cuanto más porosa es una roca, mayor es el porcentaje total de ella ocupada por fluidos y por tanto menor es su densidad **δ**. Lo mismo sucede con la velocidad **v** de las ondas P al atravesarla: a mayor porosidad, menor velocidad. Esta disminución de **δ** y **v** –y consecuentemente de la impedancia acústica **z**– es mucho más marcada cuando hay gas que cuando se trata de petróleo o agua (a veces para onda P se registran menos de 1500 m/s en reservorios gasíferos). Y cuanto mayor sea la diferencia entre la **z** de una capa respecto a la que le suprayace o infrayace, mayor será el coeficiente de reflexión y por ende mayor la anomalía de amplitud, tal el caso de las ***manchas brillantes*** (como la del modelo al final de la página precedente).

Sin embargo, si una arenisca acuífera o petrolífera tiene mayor **z** que una arcilita en contacto por arriba o abajo (porque la porosidad total de la roca pelítica es mayor, aunque impermeable), al pasar el reservorio psamítico a tener gas reducirá su **z** y la amplitud dada por la interfaz pelita-psamita ahora decrecerá (mancha oscura). Éste es el caso de la mayoría de los múltiples reservorios fluviales de la cuenca Golfo San Jorge, aunque el escaso espesor de cada uno cae por debajo del límite de la resolución sísmica y, por consiguiente, salvo excepciones, la amplitud de los reflectores responde al patrón de interferencia entre una secuencia que incluye varios reservorios y otra secuencia más arcillosa por encima o debajo.
En cuanto a los ***cambios laterales de fase*** (donde el reflector invierte la polaridad de pico a valle o viceversa), la causa reside en que el cambio lateral de fluido del reservorio hace que en un sector su impedancia acústica sea mayor y en otro sector menor que la **z** de la roca sello infra y/o suprastante.
Las ***manchas planas***, por último, son tales porque resultan del cambio de **z** debido al contacto entre líquido y gas dentro de un reservorio (cuyo gran espesor permite que la resolución sísmica pueda ver esa tabla interna).
Estos conceptos aplican también a las onda S, salvo por un importantísimo ítem: ***las ondas de cizalla no se transmiten por la parte fluida del espacio poral, sino sólo por la matriz, o sea que no les afecta el tipo de fluido***.

Atributos de Velocidades

Pueden calcularse a partir de los datos de velocidad del procesamiento de 2 ó 3D, usualmente del análisis de velocidades de la corrección dinámica, o menos habitualmente de una migración en profundidad (por trazado de rayos) que da valores mucho más confiables. Lo mejor es poder controlar con datos de sísmica de pozos del área dada. Se pueden calcular:
- ***Velocidades medias*** (en rigor Vrmc) hasta sucesivos horizontes,
- ***Velocidades interválicas***, en ventanas temporales definidas,
- ***Variaciones locales*** respecto a las velocidades medias,
y otros.
Comúnmente ***se visualizan en secciones verticales*** y pueden interpolarse ***mapas a distintas profundidades*** de interés a partir de una malla 2D, como en la figura contigua. Pero con 3D pueden obtenerse datos volumétricos y ***verse secciones horizontales***.

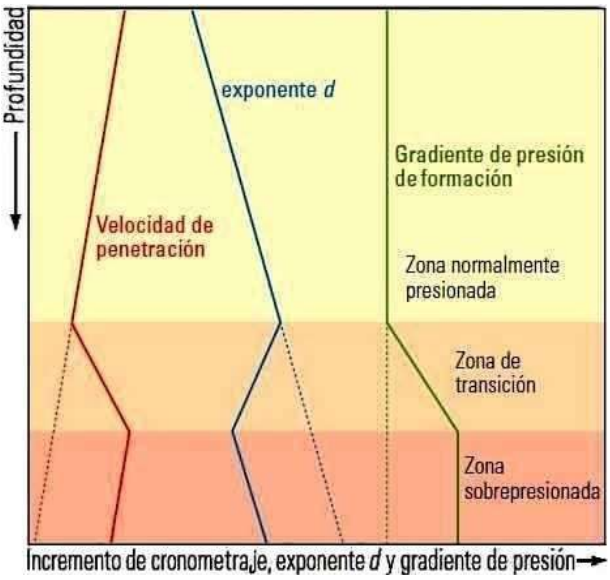


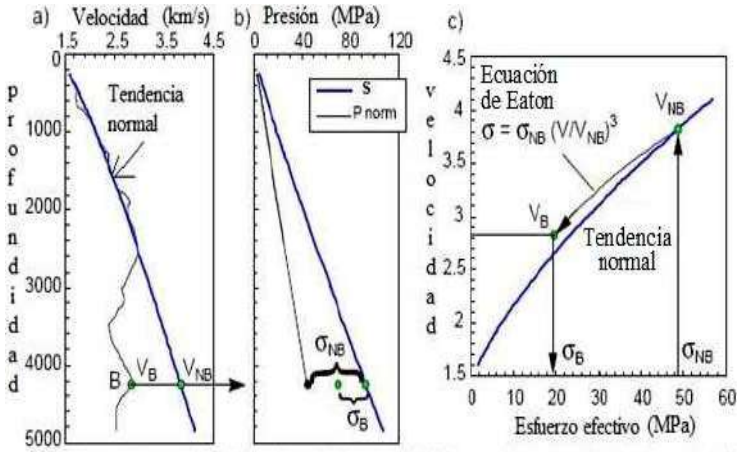
(modificado de Neidell *et al.*, 1985)

Los **cambios de velocidad** guardan relación con variaciones en la composición litológica, así como con la porosidad y tipos de fluidos (líquidos o gaseosos):
- Rocas ígneas y metamórficas en general tienen más velocidad que las sedimentarias. Dentro de estas últimas, las carbonáticas y las evaporiticas suelen ser de mayor velocidad que las clásticas. Mineralogía, diagénesis y porosidad hacen que estos valores relativos puedan modificarse.
- Reservorios con mejor condición petrofísica (más porosos, más fisurados, con menor cantidad de matriz y cemento) registran velocidades más bajas. Los fluidos, cuanto menos densos, dan menores valores de velocidad.
La **presión litostática** S en Pa viene dada por: $S = Z \,.\, \boldsymbol{g} \,.\, \bar{\delta}$

(siendo Z la profundidad en m, $\boldsymbol{g}$ la aceleración de la gravedad en m/s^2 y $\bar{\delta}$ la densidad promedio en kg/m^3)
El aumento de sobrecarga litostática genera deshidratación de arcillas y expulsión de fluidos en general. Pero un soterramiento rápido (con sellos de muy baja permeabilidad) puede hacer que el escape de fluidos sea menor que el requerido para mantener el equilibrio de presiones. Lo mismo ocurre con subsidencia lenta si hay barreras muy impermeables sobre el reservorio (calizas, diapiros, fallas sellantes, etc.) que impiden que el fluido poral fluya en respuesta al incremento de sobrecarga. O cuando se reduce el espacio poral por alteraciones diagenéticas o tectónica compresiva sin fracturación que genere vías de escape. Como ir aplastando un globo. Y además hay aumento térmico causado por el soterramiento más el extra de meterle presión al sistema.
Sabemos que durante la perforación se controlan las eventuales disminuciones anormales del peso en el gancho, el torque y otros varios parámetros de la ingeniería mediante sensores apropiados que pueden dar un alerta. El aumento anormal de flujo de retorno de lodo (o de sus niveles en las piletas) o la detección muy alta de gas (sin que sea el bolsón de conexión), así como un cambio inusual en la cromatografía o la disminución en la presión de bombeo (por menor densidad de la inyección), son también indicadores de probable sobrepresión (y riesgo de terminar con toda la sarta de perforación como *spaghetti* alrededor de la torre, con peligro de incendio y accidentes fatales). Y, aunque suben los costos, son recomendables los perfiles geofísicos registrados durante la perforación, incluyendo sísmica, para encamisar y cementar antes del intervalo crítico y entrar ahí con lodo densificado para evitar un reventón y a la vez no arruinar potenciales reservorios superiores de menor presión.

En 1966 en los Estados Unidos **J. R. Jorden** y **O. J. Shirley** pergeñaron el **exponente de perforabilidad** (*drillability*) **d**, basado en un trépano tricónico de dientes: **d** = log (R/60N) / log ($12W/10^6D$)
(donde R es el cronometraje o *rate of penetration* en pies/hora, N es la rotación en rev/min o RPM, W es el peso sobre la broca en libras y D es el diámetro de la misma, *bit size*, en pulgadas)
En 1971 **Bill Rehm** y **Ray McClendon** definieron la versión corregida del exponente **d**c para tomar en cuenta los cambios en el peso de la columna de lodo: **d**c = **d** . P / M (P es el gradiente de presión normal y M el peso del lodo, *mud*, o su correspondiente *ECD*, *Equivalent Circulating Density*)
Pero tanto **d** como **d**c estiman litologías clásticas normales y todo cambio mineralógico los afectará sin importar la presión formacional. Además varía según si el trépano es de dientes, de insertos, de diamantes, etc., y con su progresivo desgaste. Y también la cosa cambia cuando se activa el motor de fondo en un pozo direccional. Y cuando hay arcillas expansibles o derrumbes desde cavernas superiores (aunque también la misma sobrepresión puede estar provocándolos). U otros parámetros variables.

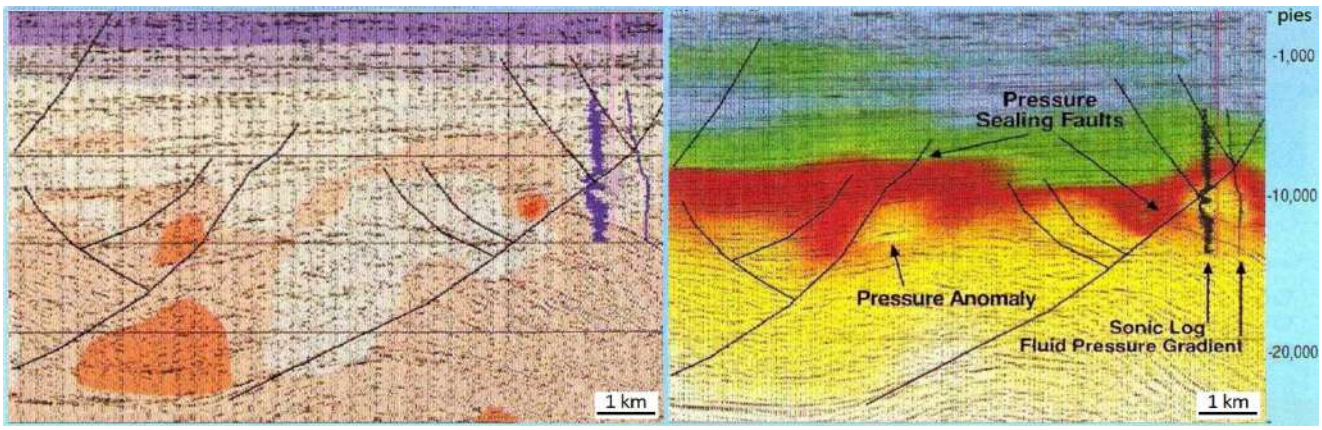




a) Tendencia normal de la velocidad; b) perfil de presión de poros indicando el estado del esfuerzo efectivo; c) relación de la velocidad con el esfuerzo efectivo

Sobrepresiones; ver texto (figuras modific. de Ablard *et al.*, 2012)

En 1965 **C. E. Hottman** y **R. K. Johnson** propusieron en Estados Unidos un método para predecir las magnitudes de las sobrepresiones por medio de registros sónicos y resistivos, mejorado por **Ben Eaton** (1975). A la derecha se grafica la aplicación del acústico. La tendencia normal se calcula empíricamente para arcillas con sobrecarga creciente y también puede calcularse la relación: R = Vint / Varc
(velocidades de cada intervalo y de la arcilla, respectivamente) R>1 indica arcillas sobre-compactadas o quizá rocas carbonáticas. R<1 puede corresponder a areniscas subcompactadas (sobrepresión).
Con el perfil de resistividad se procede de modo parecido, dado que ρ cae fuerte en intervalos sobrepresionados debido al exceso relativo de agua salada.
Por cierto también hay medidas y ensayos que pueden hacerse tras la perforación, como el *Modular Dynamic Tester*, el *Repeat Formation Tester* y el *Leakoff Test*. Si es que antes no se dio cabida a la ley de Murphy…



Sección sísmica con fallas interpretadas y un pozo con perfiles sónico y de gradiente de presión de fluido; a la izquierda velocidades interválicas –en violeta las más bajas, en rojo las más altas– y a la derecha presiones porales –en azul las más bajas, en amarillo las más altas– (modificado de Fairfield Industries)

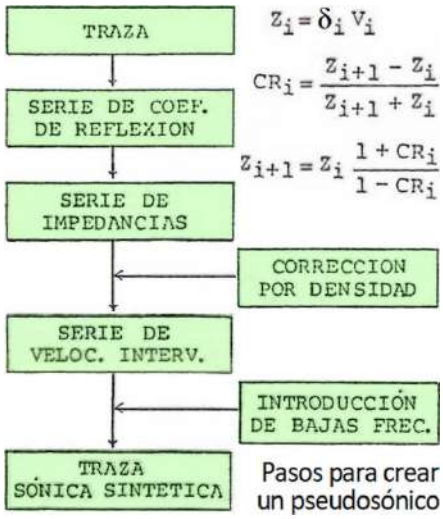
Las* ANOMALÍAS DE VELOCIDAD (*muy baja*) *permiten detectar* zonas sobrepresionadas *y* manchas dulces** (*sweet spots*), ***en este caso debido a la presencia de gas (hidrocarburos, CO_2 u otro). Esto se ilustra en la figura precedente, donde la sección de presión poral resulta de la conversión de los datos de velocidad en función de parámetros de relación velocidad/presión obtenidos desde datos combinados de perfiles de pozo.

POSTPROCESOS SÍSMICOS

Se incluye en este rubro una amplia oferta de procesos del conjunto de las trazas, de los mapas resultantes de su interpretación y hasta de perfiles de pozo vinculados a la sísmica. He aquí los de mayor salida.

Inversión de las Trazas

Valioso auxiliar para interpretación, es un ***postproceso de modelado*** que puede también considerase como un ***atributo especial de velocidades o, alternativamente, de impedancias acústicas***. Como todo modelado, busca reconstruir por inversión el modelo del cual resultan los datos geofísicos procesados (en este caso secciones o volúmenes de reflexión). Es un procedimiento que sigue una secuencia de pasos (ver a la derecha) *grosso modo* opuesta a la que se sigue para elaborar un sismograma sintético (y también opuesta a la que ocurre al registrar trazas de campo) que consigue mutar de trazas sísmicas a perfiles de **pseudoimpedancias z**. O incluso puede llegarse a velocidades **v** (**pseudosónicos**) si se cuenta con datos de densidad δ de pozo, haciendo el cociente: $\mathbf{z}/\delta = \mathbf{v}$.

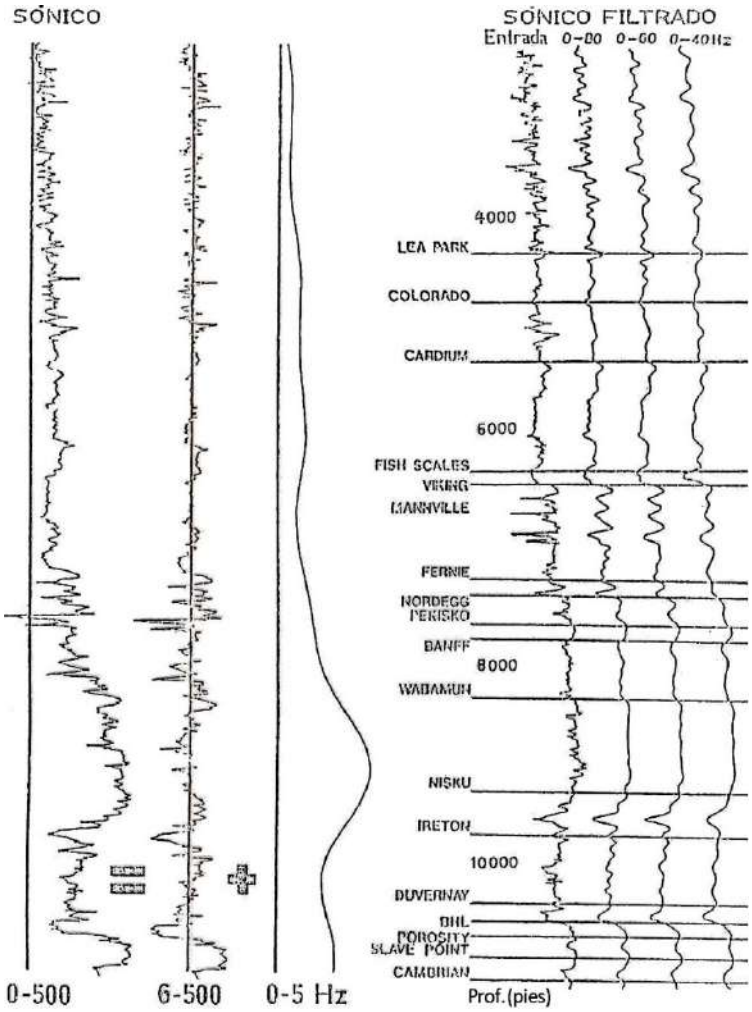


Pasos para crear un pseudosónico

Si hay litologías más o menos homogéneas (como ocurre en el piroclástico Golfo San Jorge) se puede asumir una densidad constante o bien proporcional a la velocidad: la ya vista fórmula de Gardner ($\delta = a.\mathbf{V}^b$).

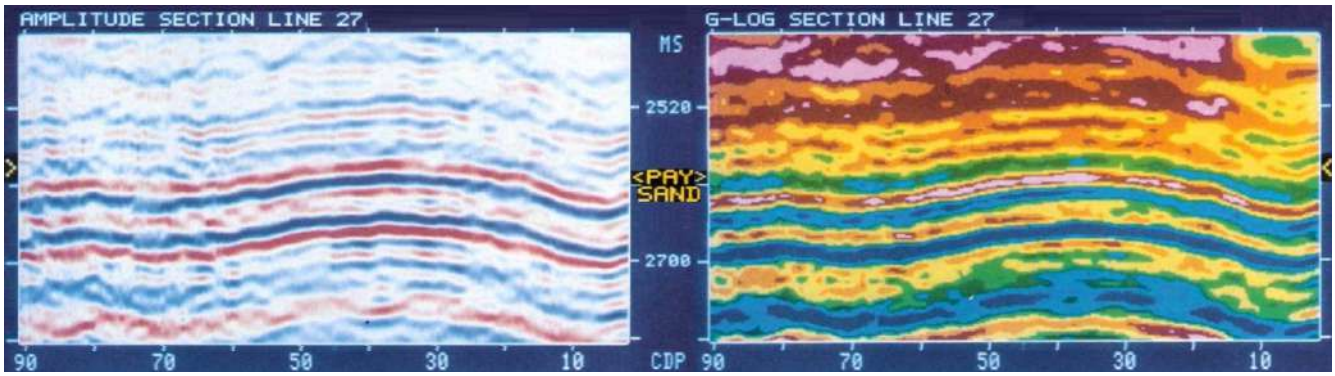
El cómputo inicia asignando la $\mathbf{z}_1$ de la capa consolidada más somera (con una δ estimada y la **v** de reemplazo obtenida de dromocronas para la corrección estática de rutina) y calcula $\mathbf{z}_2, \mathbf{z}_3 ..., \mathbf{z}_n$ con los coeficientes de reflexión CR deducidos de las amplitudes a lo largo de cada traza. A todo perfil así obtenido ***se le deben adicionar las bajas frecuencias*** en su origen sísmico quitadas por ruidosas (hasta 5 u 8 Hz, véase la figura a la izquierda) que se extraen de perfiles acústicos reales. Y ***luego se lo debe cotejar con estos mismos perfiles acústicos de pozo en una versión filtrada a frecuencias máximas del rango de la sísmica*** (hasta 40, 60 u 80 Hz, según sea el caso). De ese cotejo surgirán ajustes hasta lograr que los pseudosónicos (o los perfiles de pseudo-impedancias) coincidentes con locaciones de pozos sean bastante similares a los sónicos auténticos (o a la serie de impedancias auténticas) que se registró en tales pozos.

La inversión de trazas puede hacerse en forma rápida desde la sísmica convencionalmente procesada –hay programas amigables para eso– pero es preferible hacerla ***partiendo de sísmica procesada en* verdadera amplitud** para tener resultados mucho más válidos y, sobre todo, para que las impedancias o velocidades así computadas guarden una variación relativa más ajustada a cualquier profundidad.



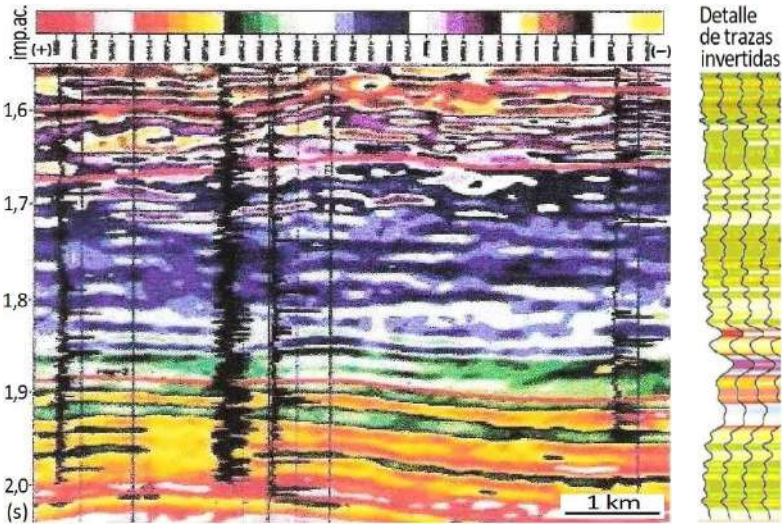
Filtrado de perfil sónico real; ver texto (modificado de Lindseth, 1979)

En caso de no poder llegarse a pseudosónicos,

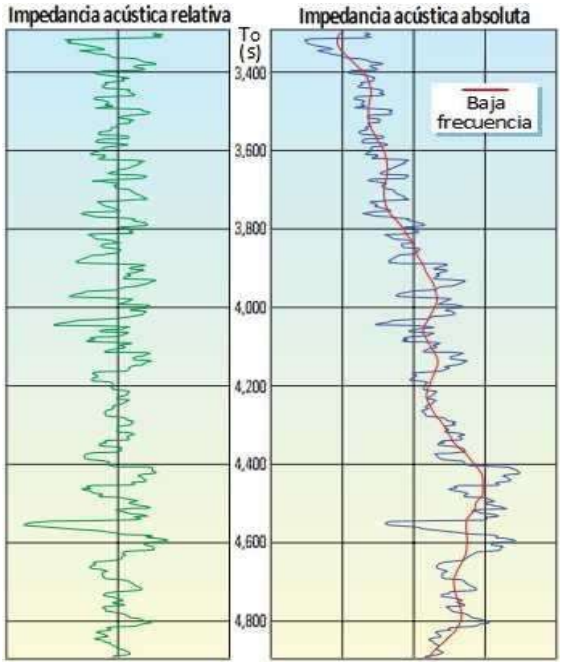


Perú; izquierda, sección sísmica en amplitudes convencionales; derecha, la misma invertida, con velocidades interválicas (modificado de Brown, 1985)

a las resultantes pseudoimpedancias tendrá que agregárseles la componente de baja frecuencia para pasar de **z** relativas a absolutas, como se ve en la figura a la derecha.

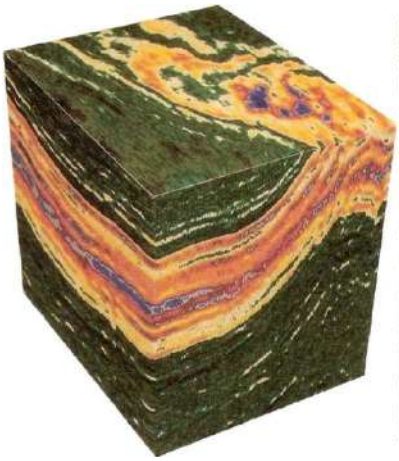


SE de la cuenca Golfo San Jorge, sección de pseudoimpedancias más acústicos de varios pozos (modificado de Torres-Verdín *et al.*, 1999)



(figuras modificadas de Seislog Teknica)

También ***puede hacerse el trabajo mediante una técnica geoestadística*** que mejora la definición de estratos delgados mediante una correlación estadística con datos de pozos. Y ***hay un proceso en base a redes neurales*** que logra el mejor ajuste con los verdaderos datos de pozo. Pero además ***el resultado es superior*** cuando se tienen las bajas frecuencias registradas ***con banda ancha*** (Tema 14, pág.365; véase Baeten *et al.*,2013).



Perspectiva de sísmica 3D invertida. En verde bajas velocidades correspondientes a lutitas, en rojo y azul altas velocidades debidas a rocas carbonáticas, y en amarillo y verde dentro de las carbonáticas son velocidades bajas que responden a intervalos porosos que ofician de reservorio.

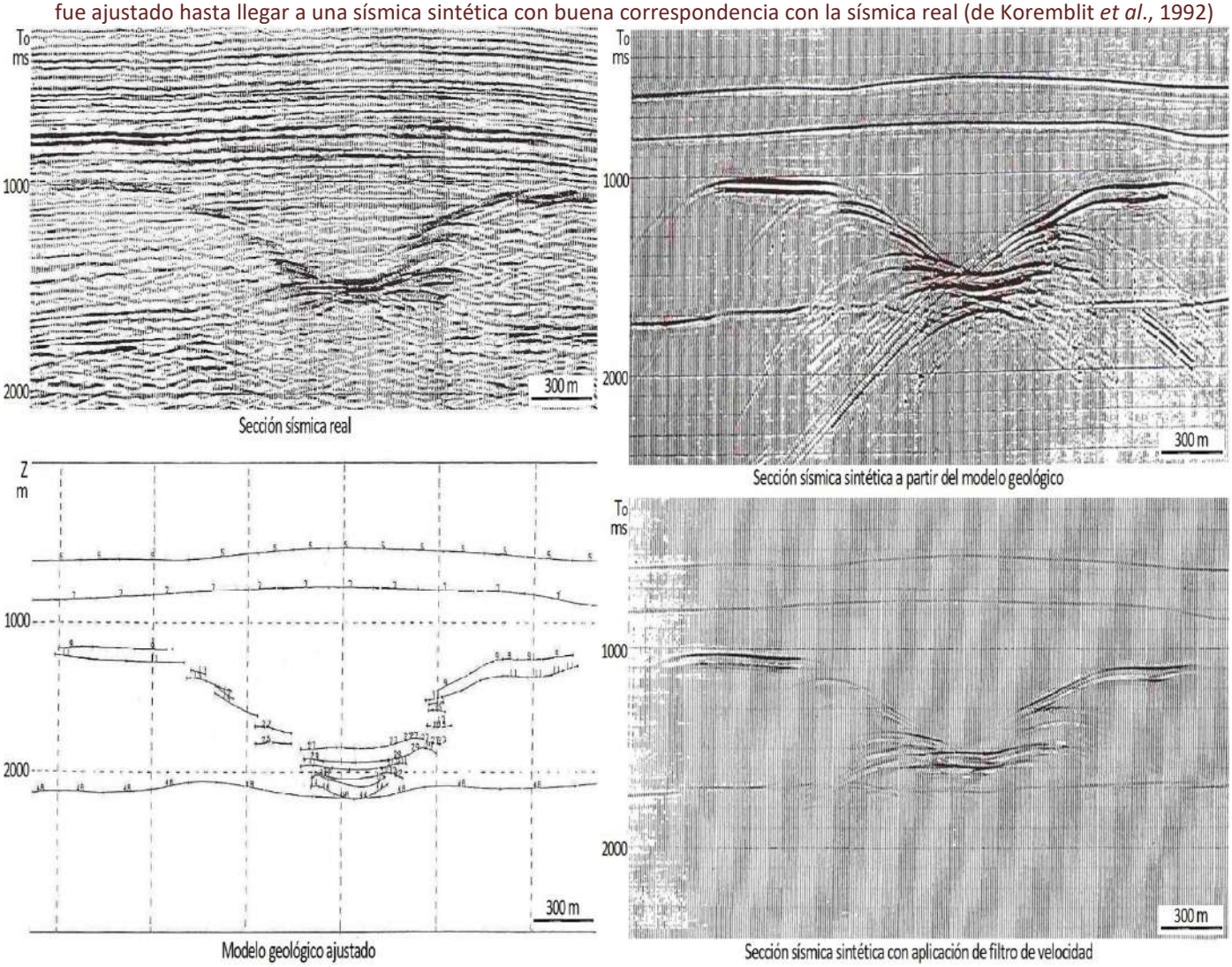
Modelado Sísmico

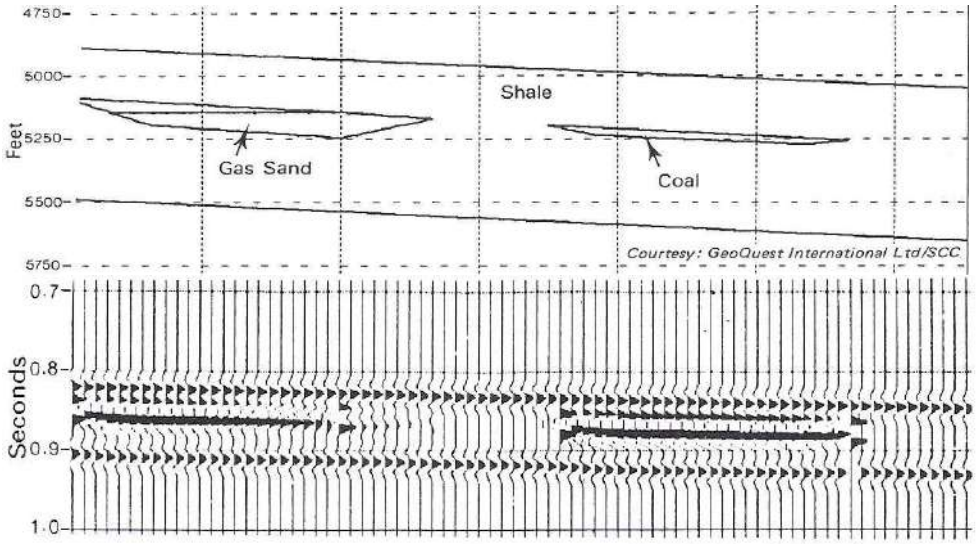
Es otra técnica de inversión, creando la mejor imitación posible de la sísmica a partir de los datos ya interpretados, sea para validar esa interpretación (como en gravimetría, etc.) o para diseñar un *VSP* apartado o idealizar otros casos. Como en la vida real, los modelos sólo existen en las pasarelas (en este caso informáticas, onda *photoshop*).

El modelado o modelamiento más básico es el sismograma sintético de pozo: 1 sola traza, visto en el Tema 16. El procedimiento general consiste en ***realizar el modelo geológico de capas*** (con sus buzamientos, fallas, etc.) que se supone más probable en el subsuelo, al que se asigna valores de velocidad y densidad en función del mejor conocimiento disponible. Este modelo es iluminado mediante un programa de ***trazado de rayos, con una ondícula elegida, a fin de generar secciones sísmicas sintéticas*** que habremos de comparar con la información real procesada. Ya hemos visto modelamientos de muchas trazas o sismogramas en el caso de una mancha brillante por presencia de gas (pág.456); también en el Tema 15 (pág.384 y 386) y en el Tema 17 (pág.419 y 428).

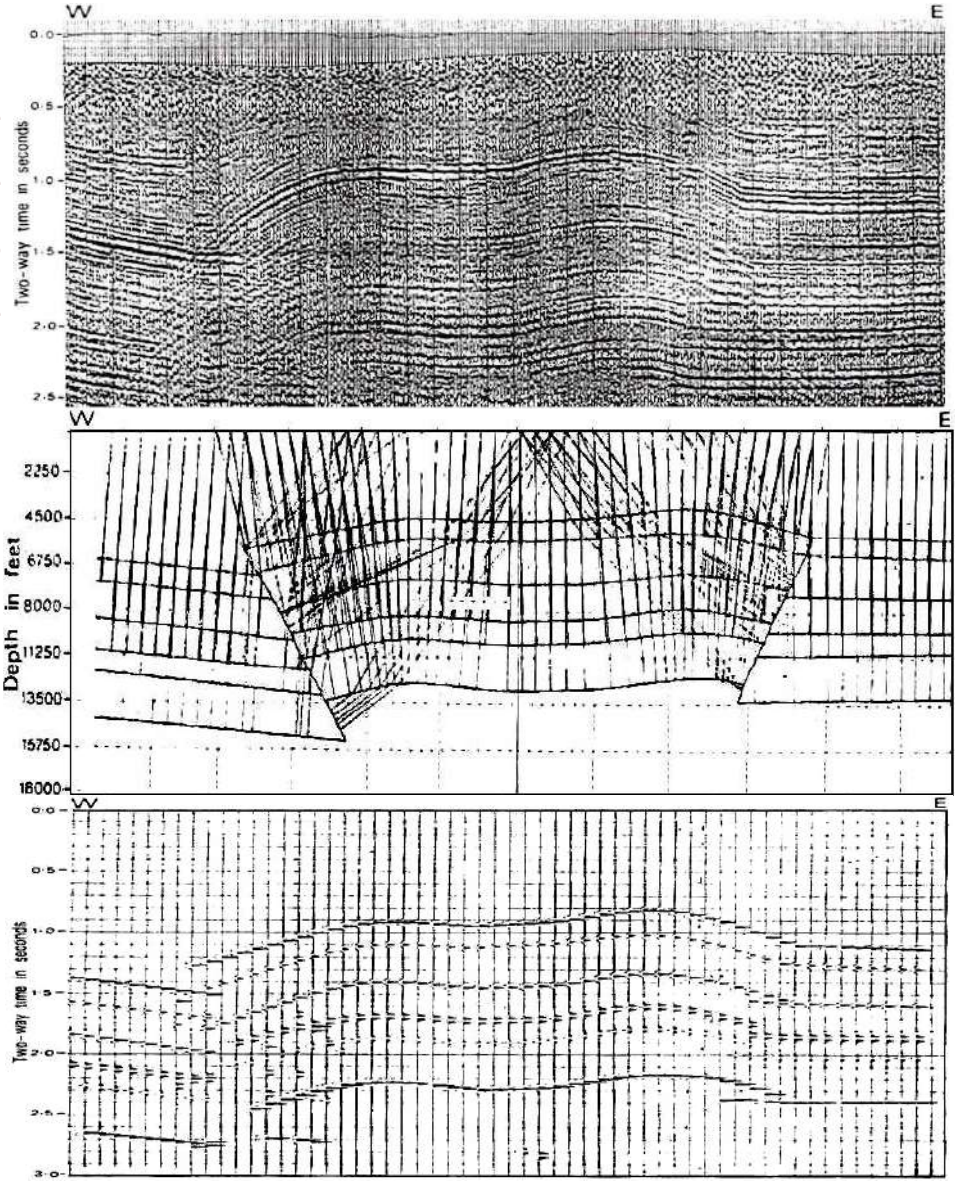
Igualmente se simulan cubos para el modelado de sísmica 3D de pozo o de superficie pese a su mucho mayor tiempo de proceso respecto al 2D. En todos los casos el modelo se va ajustando sucesivamente hasta lograr la mayor similitud posible con la sísmica real, instancia en la que puede considerarse probable –nunca totalmente segura– la interpretación final asumida. El empleo relativamente reciente de ***curvículas*** (Tema 15, pág.388) es un poderoso auxiliar a este fin.

Modelado de intrusión ígnea, Santa Cruz, cuenca Austral; el modelo geológico inicial fue ajustado hasta llegar a una sísmica sintética con buena correspondencia con la sísmica real (de Koremblit *et al.*, 1992)





Modelado estratigráfico, comparando el resultado de una lente arenosa gasífera con el de un manto de carbón, en ambos casos entre arcillas; las respuestas sísmicas son muy similares, lo cual evidencia la incertidumbre de cualquier interpretación geofísica, si bien el modelado garantiza que se está planteando un escenario no imposible (modificado de GeoQuest)



Modelado estructural de una sísmica real de campo ya procesada –arriba–, luego la construcción del modelo que muestra el trazado de rayos –al centro– y más abajo la imagen que resulta de este proceso, con mucho menor detalle pero en lo general semejante a la dada por la sísmica verdadera (modificado de McQuillin *et al.*, 1979)

Cubos de Coherencia

Denominados también **cubos de varianza o semblanza**, fueron ideados en los Estados Unidos por **Mike Bahorich** y **Steve Farmer** en 1996. Son posibles solamente en sísmica 3D, como resultado de la aplicación de algún algoritmo de estimación de similitud entre las trazas sucesivas. Lo hace recurriendo a una ventana temporal fija, para poder así llegar a obtener un volumen sísmico en el que podrán ser desplegadas las secciones horizontales a fin de visualizar las variaciones laterales producidas por las discontinuidades de origen estructural y en ocasiones también estratigráficas, que suelen evidenciar el ***carácter fractal de la geología***.

Dos de las magnitudes estadísticas comúnmente calculadas para su construcción son la varianza y la semblanza. La **varianza** es la medida del ancho de la probabilidad de distribución de una variable muestreada al azar –mientras que la covarianza involucra más de una variable–, y resulta de hacer el cuadrado de la Desviación Normal o Standard (σ). De manera que:

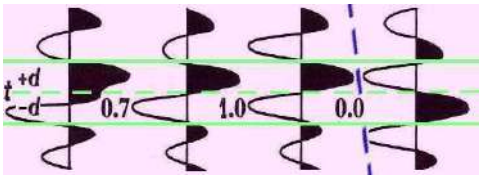
$$\sigma^2(t, d_{máx}) = \frac{1}{2} \sum_{k=t-N/2}^{t+N/2} (G_k - \bar{G}_{k+d})^2$$

donde $\bar{G}$ es la media de la distribución de N muestras considerando en este caso 2 trazas, una de las cuales es la G_k, centradas a un tiempo t con una ventana de búsqueda de $\pm d$. El resultado varía entre 0 (total similitud) y 4 (máxima varianza).

La **semblanza** (S) es una medida de coherencia:

$$S(t, d_{máx}) = \frac{\sum_{k=t-N/2}^{t+N/2} (G_k + H_{k+d})^2}{2 \sum_{k=t-N/2}^{t+N/2} \left[G_k^2 + H^2{}_{k+d} \right]}$$

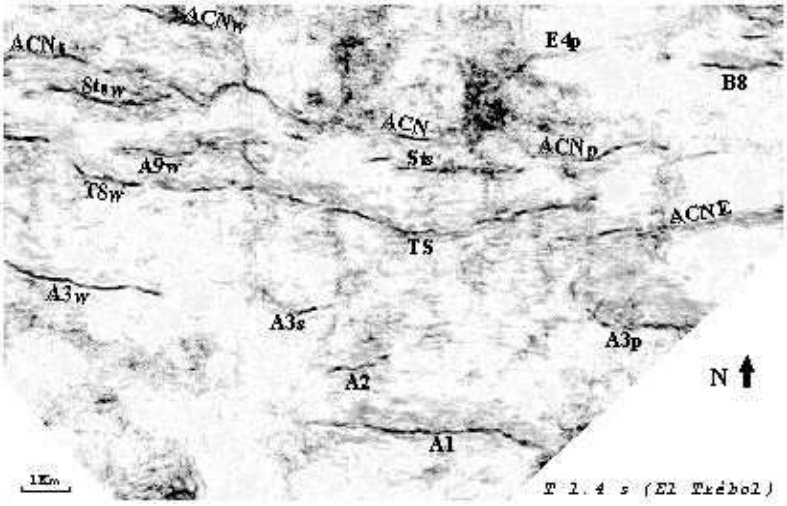
donde el coeficiente se calcula para N muestras a lo largo de las trazas G_k y H_k centradas a un tiempo t con una ventana de búsqueda de $\pm d$. El resultado varía entre 0 (máxima diferencia) y 1 (perfecta semblanza) como muestra la figura a la izquierda.



Semblanza: situaciones típicas; ver texto.

Como opción adicional suele utilizarse el **coeficiente de correlación** entre las trazas vecinas.

La presentación más habitual es la de color blanco (buena continuidad), grises (regular) y negro (discontinuidad), aunque puede optarse por escalas cromáticas alternativas.



Sección horizontal de un cubo de coherencia en el flanco norte de la cuenca Golfo San Jorge, Chubut, con indicación de la nomenclatura de fallas, que se ven en negro (de Chelotti *et al*., 1999)

Cubos y Mapas de Azimut y Buzamiento

En la sísmica tridimensional, de manera análoga a los cubos de varianza, pueden obtenerse cubos con información del buzamiento y azimut de las capas, los que resultan de un ***algoritmo de cálculo que compara trazas sucesivas utilizando una ventana temporal con un ángulo de búsqueda***. Una variante especial es el algoritmo de **curvatura volumétrica** aplicable a la sísmica 3D.

Otra opción es calcularlos directamente a partir de mapas isócronos previamente elaborados desde sísmica 2D ó 3D. En este caso se calcula por derivación, que permite obtener los gradientes, desde donde surgen los mapas de inclinación real (ángulo y azimut de los máximos gradientes, como en la figura a la derecha) o eventualmente de rumbos estratigráficos (direcciones de gradiente nulo).

Estos productos procesados, a veces con aplicación de **técnicas de sombreado**, son útiles para facilitar la interpretación estructural y tectosedimentaria, así como de las geometrías secuenciales.

Yacimiento río Nun, Nigeria. Mapa combinado de inclinación y azimut; el área remarcada muestra un bloque de falla inclinando al noreste que se acuña hacia el flanco opuesto.

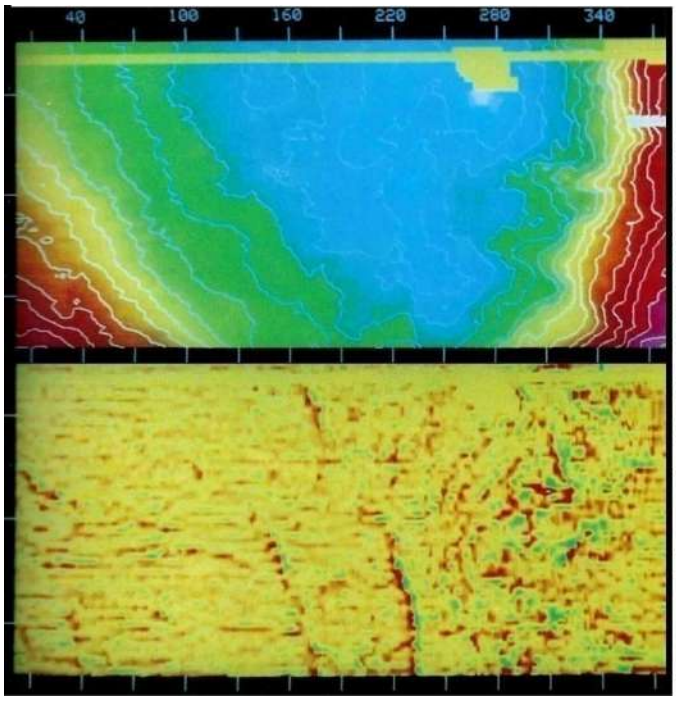
(modificado de Rijks & Jauffred, 1991)

Mapas Residuales y Regionales

Se los genera ***en forma similar a otros métodos geofísicos***, tal como hemos visto en los métodos potenciales. En este caso se parte de mapas isócronos, sobre los que se aplica el algoritmo elegido (Griffin, derivada segunda, Fourier, continuación analítica) o incluso una técnica manual, a fin de poder distinguir mejor los efectos de mayor detalle con respecto a otros que obedecen a tendencias profundas.

Las componentes regional y residual también pueden ser computadas en las secciones verticales.

A la derecha, un ejemplo a partir de un mapeo en sísmica tridimensional.



Arriba, isócrono de una 3D al horizonte Latrobe en la cuenca Gippsland, sureste de Australia, 40 ms de equidistancia entre 1100 ms (celeste) y 1400 ms (rojo tinto). Abajo, mapa residual resultante de sustraer al isócrono el mapa de tendencia regional; los lineamientos N-S centrales corresponden a fallas con bloque bajo en rojo y alto en verde. (gentileza Landmark y BHP Petroleum)

(modificado de Brown, 1991)

Métodos Geoestadísticos

Tal lo adelantado, **Daniel Krige** desarrolló en Sudáfrica en la década de 1950 el método conocido como ***kriging***, luego perfeccionado por **Georges Matheron** en Francia durante la década siguiente. En él se estima probabilísticamente la ubicación de una magnitud aleatoria en función de su variabilidad geográfica, por lo que constituye un ***procedimiento muy empleado de mapeo***, ***no determinístico sino estocástico***.

Ahora bien, si se establece la correlación estadística entre dos magnitudes variables, visualizables en diagramas de interrelación (*crossplots*), puede vincularse esta correlación con la variable geográfica: es lo que se llama ***cokriging***. Por ejemplo, distribución geográfica de casas precarias versus bajo nivel educativo, o de calafates versus precipitación media anual. Para saber dónde priorizar la educación, o buscar frutitos para mermelada.

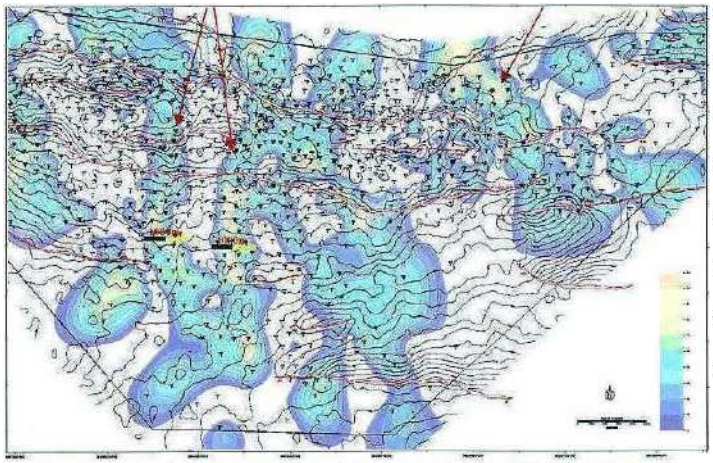
Los métodos geoestadísticos, cuando aplicados a sísmica, ***vinculan alguna variable sísmica*** (amplitud de pico o valle, espesor entre cruces por cero, frecuencia instantánea o cualquiera otra) ***con alguna variable geológica, petrolera, minera, etc.*** (espesor de reservorio, porosidad, producción del intervalo, relaciones litológicas u otras que sean de interés). Es muy ***conveniente disponer de algunos datos completos de pozos que deliberadamente no se incluyan en el proceso geoestadístico, para luego poder utilizarlos como un control de calidad***.

La **visualización areal** de tales **magnitudes estimadas** puede ser de gran utilidad para estudios geocientíficos, localización de futuros sondeos u otras aplicaciones. El **error probable** (E) se calcula como: $E = S / \sqrt{n}$

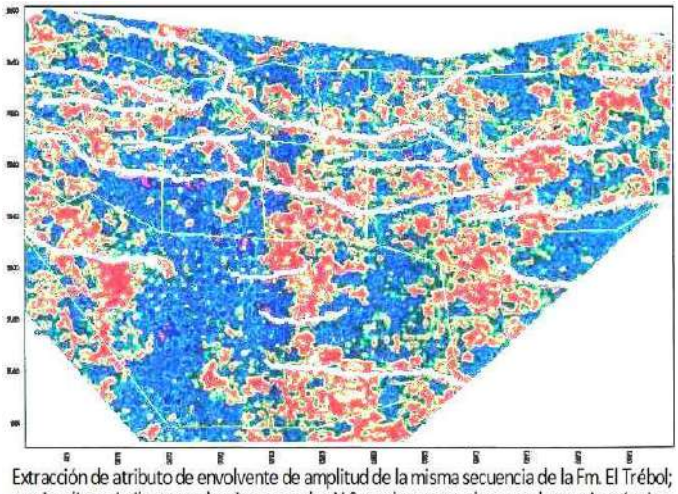
(donde n es la cantidad de muestras representativas y S la desviación estándar que mide el grado de dispersión)

Un ejemplo específico es el de **inversión geoestadística** de trazas, donde los datos de pozo permiten obtener trazas con el doble de resolución vertical que la que se cosecha de campo. En este caso los datos puntuales efectivamente registrados en pozos son acústicos ajustados por prueba de velocidad, o bien perfiles sísmicos verticales con alto registro de frecuencias. Y los datos disponibles en todas partes son las trazas, con menores frecuencias. Naturalmente, el producto final ha de verificarse para descartar posibles resultados ficticios.

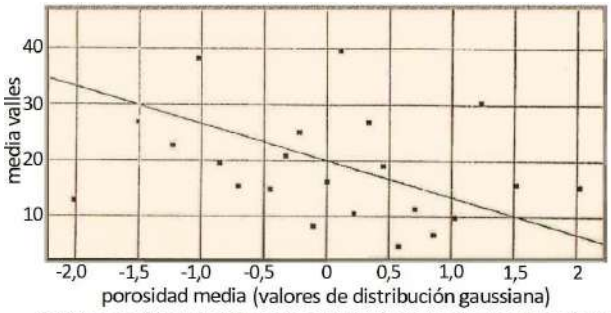
Las siguientes figuras (del flanco Norte de la cuenca Golfo San Jorge) muestran la semejanza general que existe entre la distribución de arenas de una secuencia, resultante de la interpolación de datos de pozos (sin control sísmico) y el mapeo del atributo de amplitudes RMC que, dada la resolución sísmica, en verdad puede involucrar más de una secuencia. Estas semejanzas se verifican mediante distintos gráficos de interrelación entre variables geológicas (en abscisas) y sísmicas (en ordenadas), como los abajo ilustrados y muchos otros.

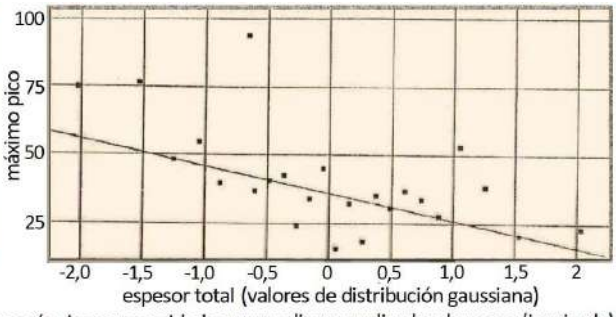


Mapa isopáquico de la secuencia principal de areniscas de la Fm. El Trébol evidenciando trenes depositacionales en sentido N-S.



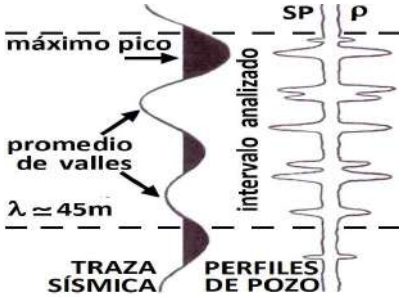
Extracción de atributo de envolvente de amplitud de la misma secuencia de la Fm. El Trébol; se visualizan similares tendencias generales N-S que las mostradas por el mapa isopáquico.



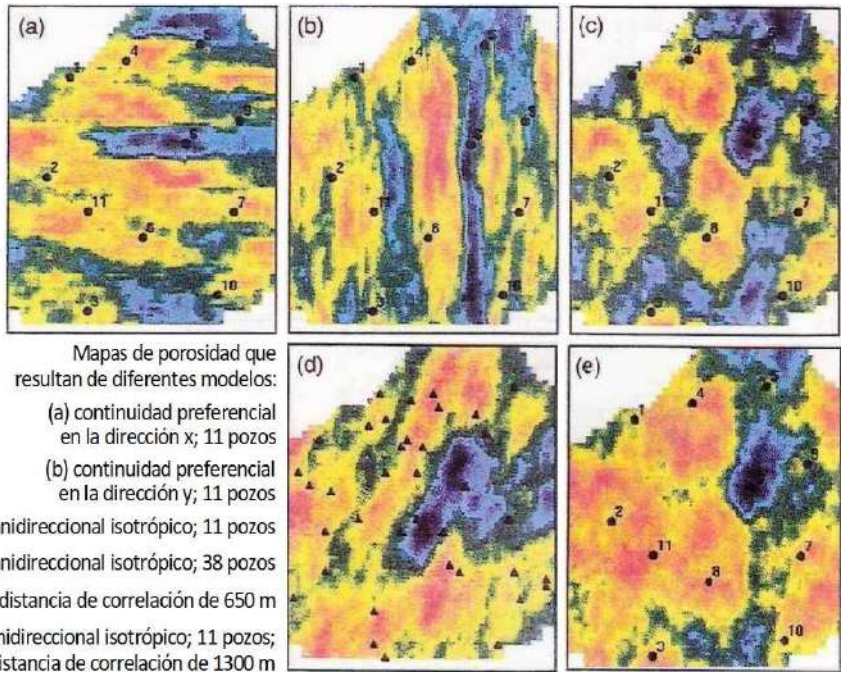


Gráficos de interrelación entre amplitud promedio de valles de trazas sísmicas y porosidades promedio normalizadas de pozos (izquierda) y de interrelación entre amplitud de máximos picos de trazas y espesores totales normalizados de areniscas en pozos (derecha).

Vínculos geoestadísticos en el yacimiento El Tordillo, Chubut (figuras gentileza Tecpetrol)



Esquema de la relación entre los datos sísmicos y las arenas evidenciadas por los perfiles de pozo (de la cuales se promediaron porosidades y se sumaron espesores) para el intervalo antes considerado en los gráficos de interrelación del yacimiento El Tordillo, cuenca Golfo San Jorge.



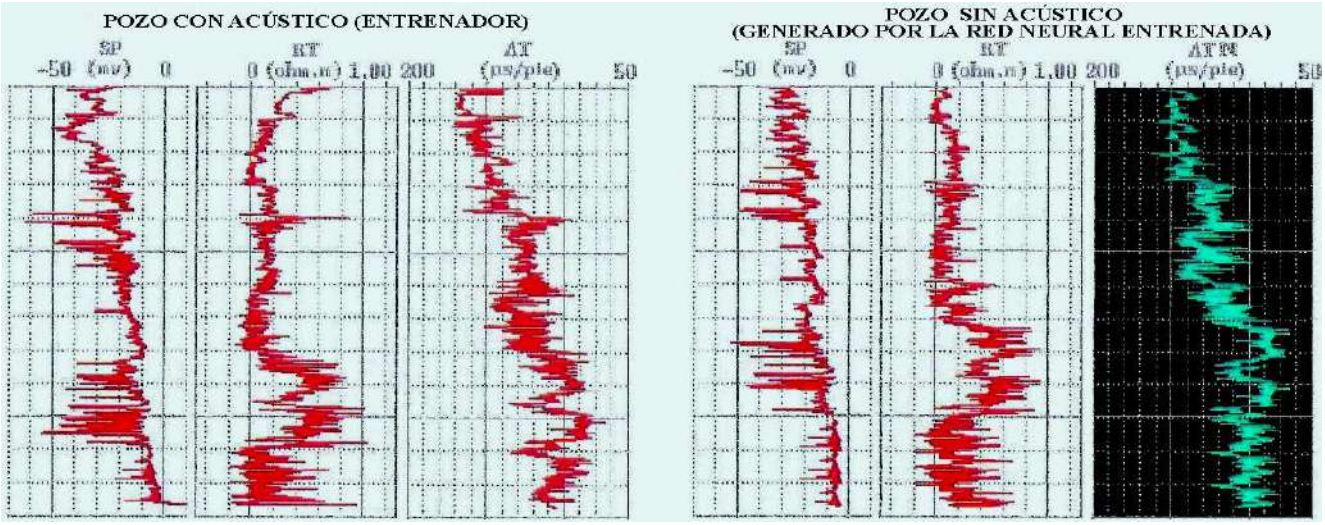
Mapas de porosidad que resultan de diferentes modelos:
(a) continuidad preferencial en la dirección x; 11 pozos
(b) continuidad preferencial en la dirección y; 11 pozos
(c) omnidireccional isotrópico; 11 pozos
(d) omnidireccional isotrópico; 38 pozos
(a) a (d) distancia de correlación de 650 m
(e) omnidireccional isotrópico; 11 pozos; distancia de correlación de 1300 m

Mapas de porosidades resultantes de un procesamiento geoestadístico; se evidencia la variación significativa que ocurre en los resultados dependiendo de la orientación preferencial y la distancia de correlación impuesta al algoritmo, así como del número de datos –pozos– involucrados (modificado de Gorell, 1995)

Redes Neurales

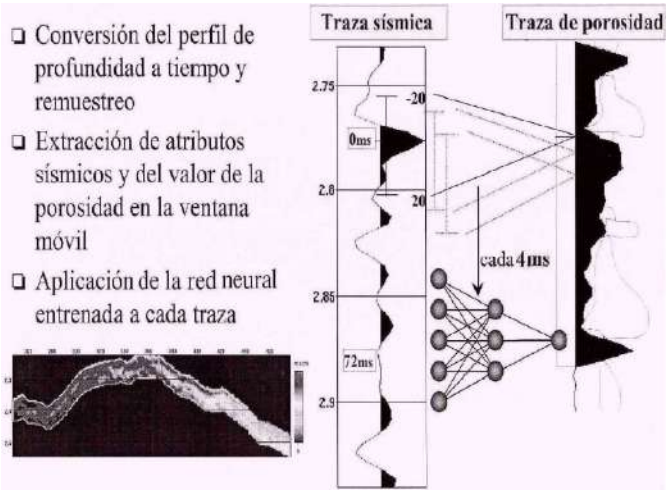
Se trata de programas que poseen una configuración tipo red de entrenamiento, empleados en variadísimos campos, surgidos en los Estados Unidos a partir del concepto original de **Walter Pitts** y **Warren McCulloch** (1943) y sus aplicaciones propuestas por **John Hopfield** (1982) y otros. La inteligencia artificial se basa en este concepto. La piedra basal la debemos al inglés **Alan Turing** (el que descifró el código nazi de la máquina *Enigma*). El test de Turing fue planteado en 1950 en su ensayo *Computing machinery and intelligence*, y en 1956 el estadounidense **John McCarthy** acuñó la definición de *Artificial Intelligence*. La inteligencia artificial generativa es el desarrollo concreto más actual y son conocidas sus variadísimas y crecientes aplicaciones.

En el caso de la sísmica de reflexión, se procede a vincular los datos sísmicos con otros datos geofísicos, geológicos o de pozos para generar sintéticamente una información X no registrada a partir de datos registrados A, B, C,… Para esto se genera un aprendizaje en algunos sitios donde realmente se dispone de la información X más los datos extra (A, B, C,…) cosa que se realiza mediante un algoritmo de aprendizaje de retropropagación concebido por **David Rumelhart** y colaboradores en California en 1985. Pueden, por caso, ***generarse perfiles acústicos a partir de otros perfiles*** (resistividad, potencial espontáneo, etc.) si en la zona existen otros pozos donde se dispone de los acústicos junto a los otros perfiles para efectuar en ellos el adiestramiento del programa, como se ilustra acá abajo. Aprender o entrenar una red es aproximar por iteraciones sucesivas un algoritmo de

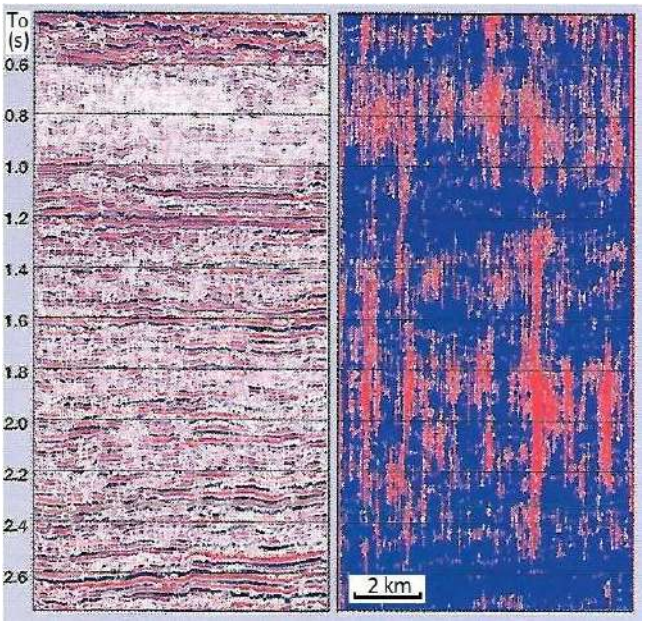


Caso de perfil acústico generado por una red neural previamente entrenada.

cálculo que produce como resultado, en este caso, un acústico a partir de datos de otros perfiles. El algoritmo cuantificará la variación de una magnitud respecto a las otras, que irá cambiando con la profundidad (*z*) y con la posición geográfica (***x***, ***y***). Para controlar la calidad del proceso debe reservarse siempre al menos un pozo donde se cuente con todos los datos sin que participe del procesado neural, para así poder controlar el grado de certeza de tal aprendizaje una vez concluido.

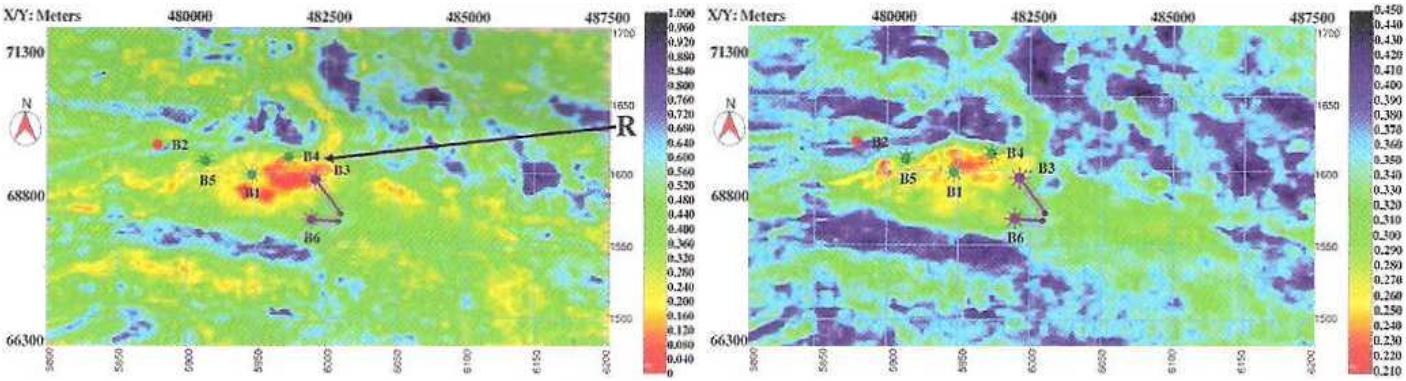


Pasaje de traza sísmica en amplitudes a perfil de porosidades (modificado de dGB Earth Sciences)



Izquierda, sísmica de una 3D marina en el delta del río Orange, Sudáfrica occidental; derecha, la misma linea con proceso de probabilidad de chimeneas de gas mediante red neural (modificado de Aminzadeh *et al.*, 2001)

Otra opción es crear ***secciones, mapas o cubos sísmicos de porosidad***, en este caso mediante la interacción de las trazas invertidas (pseudosónicos) con información de porosidad registrada en distintos pozos dentro del área en estudio, tal como se esquematiza acá arriba. La red neural hará entonces un aprendizaje en el que virtualmente se obtendrá un pozo con datos de porosidad en cada lugar donde exista una traza sísmica, siempre dentro del rango de resolución que ésta habilite.



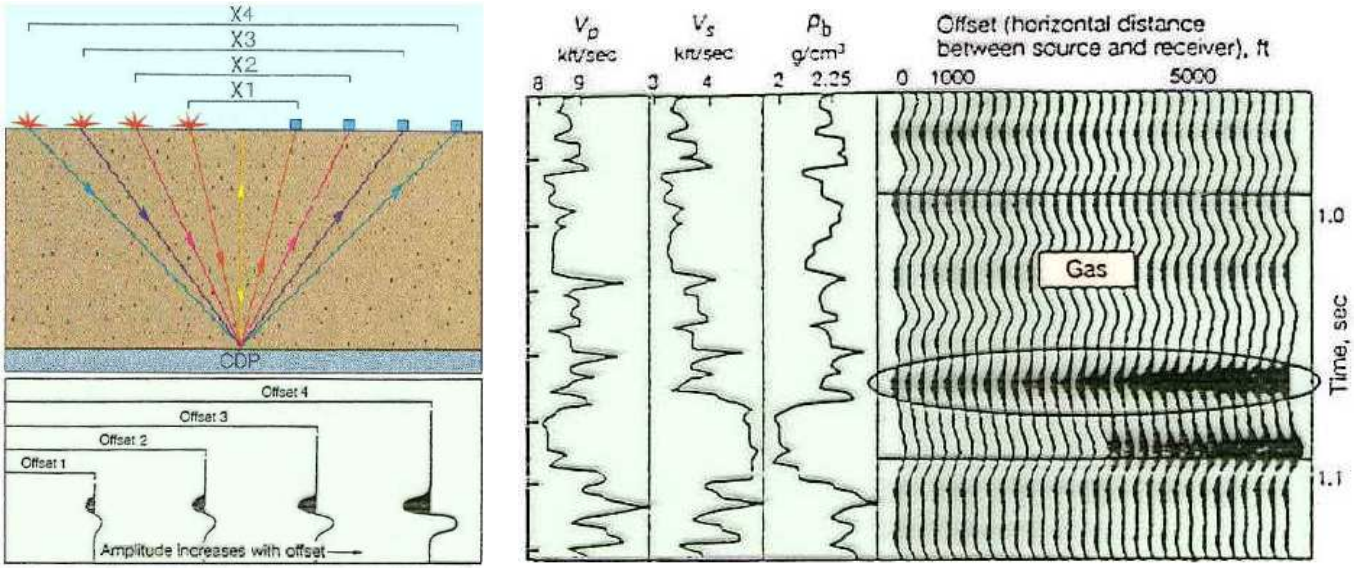
Nigeria: mapas de arcillosidad, a la izquierda, y de porosidad, a la derecha, predichos neuralmente para el reservorio petrolífero del yacimiento Okari, bajo el delta del Níger; se ve la impronta de paleocanales meandrosos y se indica la ubicación de algunos pozos –en la parte alta de la estructura– cuyos datos fueron utilizados para cotejar la información neural guiada mediante diversos atributos sísmicos (modificado de Aminu & Olorunniwo, 2011)

Con datos de sónicos u otros perfiles también puede estimarse ***arcillosidad***. Y otra aplicación es la ***creación de perfiles neutrónicos pulsantes neurales***, útiles para estimar tanto la porosidad como la arcillosidad.
Más arriba a la derecha un caso de aplicación para las chimeneas de gas ya vistas en el Tema 17, pág.433.
También emplear red neural para inversión sísmica facilita interpretaciones más precisas (Vernengo *et al.*, 2023).

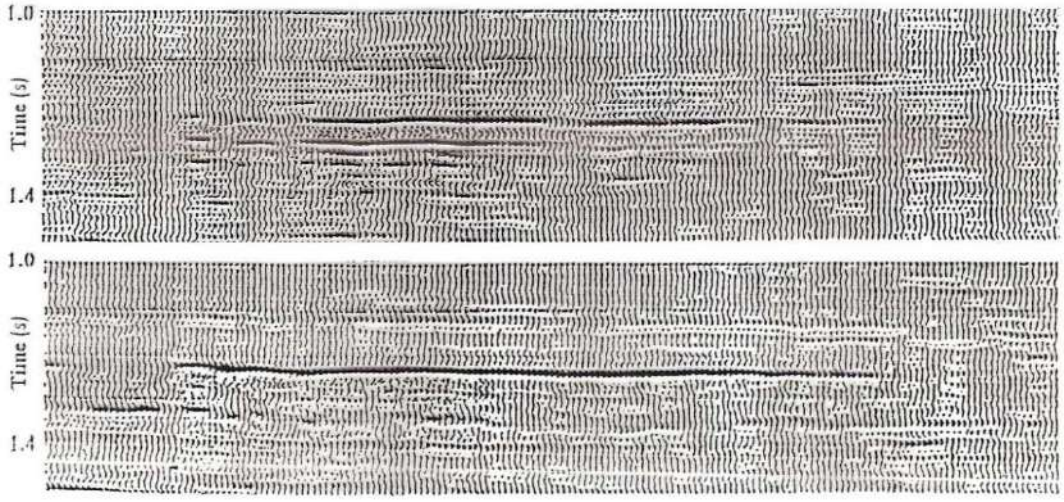
Método AVO (Amplitud Versus Oblicuidad, *Amplitude Versus Offset*)

Ideado por el estadounidense **Bill Ostrander** (1982) es un proceso especial que ***requiere volver a las familias de trazas de PCP*** antes del apilamiento allí ***donde las anomalías de amplitud (brillantes u oscuras) sugieran la posible presencia de reservorios con hidrocarburos, sobre todo gas***; no otra cosa. A la profundidad del objetivo se visualiza la variación de amplitud con la oblicuidad de los rayos o, lo que es lo mismo, con el apartamiento

de la fuente al grupo receptor para cada sismograma. Esto es algo que en realidad sucede siempre, tal como hemos visto en el Tema 11: las fórmulas de Zoeppritz o la aproximación de Hiltermann proveen los verdaderos valores del coeficiente de reflexión para los distintos ángulos considerados que se apartan de la vertical. Pero en presencia de fluidos, sobre todo gas, a medida que el ángulo de incidencia va siendo menos perpendicular a la interfaz entre el reservorio y las rocas impermeables que le supra e infrayacen, el coeficiente de reflexión crece en una magnitud que en la práctica prospectiva es sólo visible para hidrocarburos ligeros dentro del rango de los ángulos de las reflexiones sísmicas cosechadas (usualmente hasta unos 30º). Existe en estos casos un efecto de amortiguamiento que se reduce con la oblicuidad del rebote y que es más notable en el caso de los fluidos de formación menos densos. Es decir, ***la amplitud aumenta sensiblemente con la oblicuidad cuando hay gas*** o, a veces también, con petróleos livianos tipo condensado, como se grafica seguidamente.



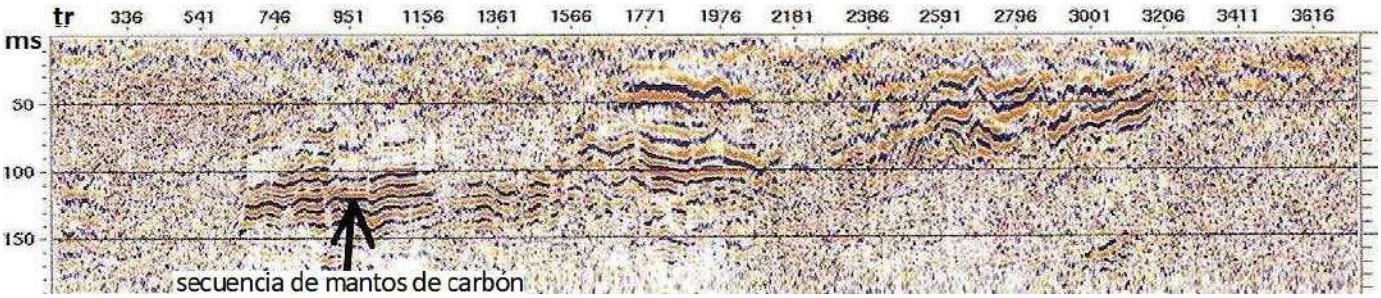
Arriba, esquema conceptual de la variación de amplitud con la oblicuidad e intervalo de una familia de trazas, corregida por retardo normal, en la que se aprecia la variación de amplitud en el tope de una capa gasífera corroborada con datos de pozo: densidad y velocidad de onda P que disminuyen por efecto del gas, y onda S que aumenta su velocidad porque sólo lee la matriz rocosa.



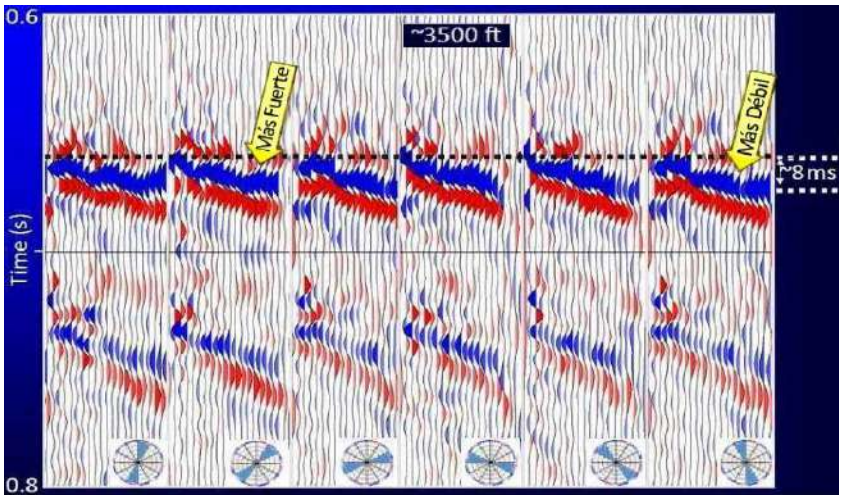
Izquierda, arriba tramo de una sección sísmica procesada convencionalmente, y abajo tomando para el apilamiento sólo las trazas de mayor oblicuidad, lo cual da como resultado que sólo un reflector se resalte marcadamente por su amplitud poniendo así en evidencia la capa gasífera (figuras modificadas de Chiburis *et al.*, 1993)

Suelen hacerse procesamientos separados con apilamiento y migración sólo de las trazas cercanas (*near offset*) y por otro lado de las trazas lejanas (*far offset*) de mayor oblicuidad, para poder sacar conclusiones comparando ambas secciones o cubos sísmicos. Esto puede verse a continuación, donde, entre otras, se resalta una fuerte amplitud diferenciada en el sector inferior derecho de la sección sísmica de mayor oblicuidad.

Entre las diversas anomalías de amplitud, las debidas al emplazamiento de ***mantos carboníferos*** están entre las que más pueden confundirse con las producidas por la presencia de reservorios gasíferos. Pero el análisis AVO las distingue porque sus familias de trazas ***no muestran variación de amplitud con la oblicuidad***. Al inicio de la siguiente página podernos ver un caso de sísmica en Sudáfrica registrada para prospección de carbón con una serie de mantos superpuestos que van siendo menos profundos hacia la parte derecha de la sección.



Anomalías de amplitud que no responden al método AVO (modificado de Aminu & Olorunniwo, 2011)

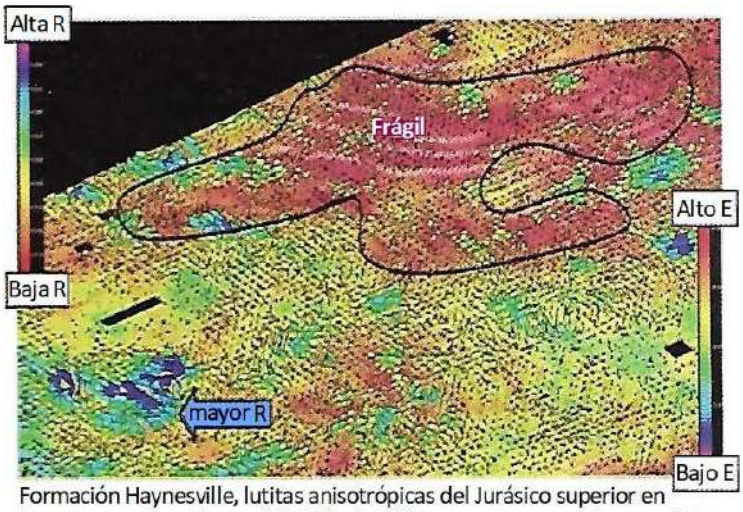


Caso de amplitud versus azimut (modificado de Roende *et al.*, 2008)

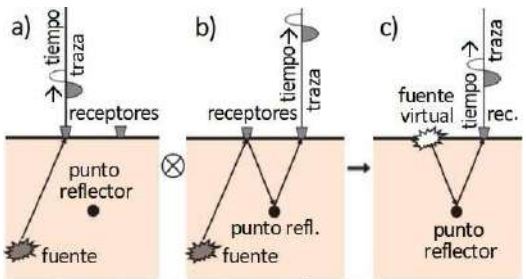
Una variante es el **método AVA** (Amplitud Versus Azimut) aplicable en el ***análisis de medios anisótropos*** (que pueden implicar tendencias de cambio petrofísico a causa de rasgos sedimentarios o fracturas en rumbos preferenciales) donde las amplitudes varían de modo sutil con el azimut de las familias de trazas, como se observa en la figura adyacente. Naturalmente es aplicable sólo a familias de sísmica 3D. Una de sus utilidades petroleras se vincula a la microsísmica (pág.483) que suele acompañar a la estimulación por hidrofracturación.

A la derecha se ilustra un caso de lutitas donde se evaluó su anisotropía, aun con relación a manchas dulces por sobrepresión de fluidos y a hidrofracturación en direcciones preferenciales a los fines productivos.

Últimamente surgió el **método FVA** (Frecuencia Vs Azimut) también útil en litología anisotrópica. Las fracturas, por ejemplo, afectan el gradiente de AVO, la amplitud, los tiempos de tránsito y también la absorción de las frecuencias, más absorbidas en aquellas trayectorias ortogonales a los planos de fractura. Se evalúa mediante el cálculo de la **absorción isotrópica**. Véase el caso de un estudio publicado para las formaciones Quintuco y Vaca Muerta en la cuenca Neuquina (Tavella *et al.*, 2023), aplicable en la prevención de problemas durante la perforación y en la programación de hidrofracturaciones.



Formación Haynesville, lutitas anisotrópicas del Jurásico superior en la costa estadounidense del Golfo de México; se superpone la superficie que grafica el módulo de Young E (indicativo de fragilidad) a la superficie que indica la relación de esfuerzo horizontal diferencial R.
(modificado de Sena *et al.*, 2011)

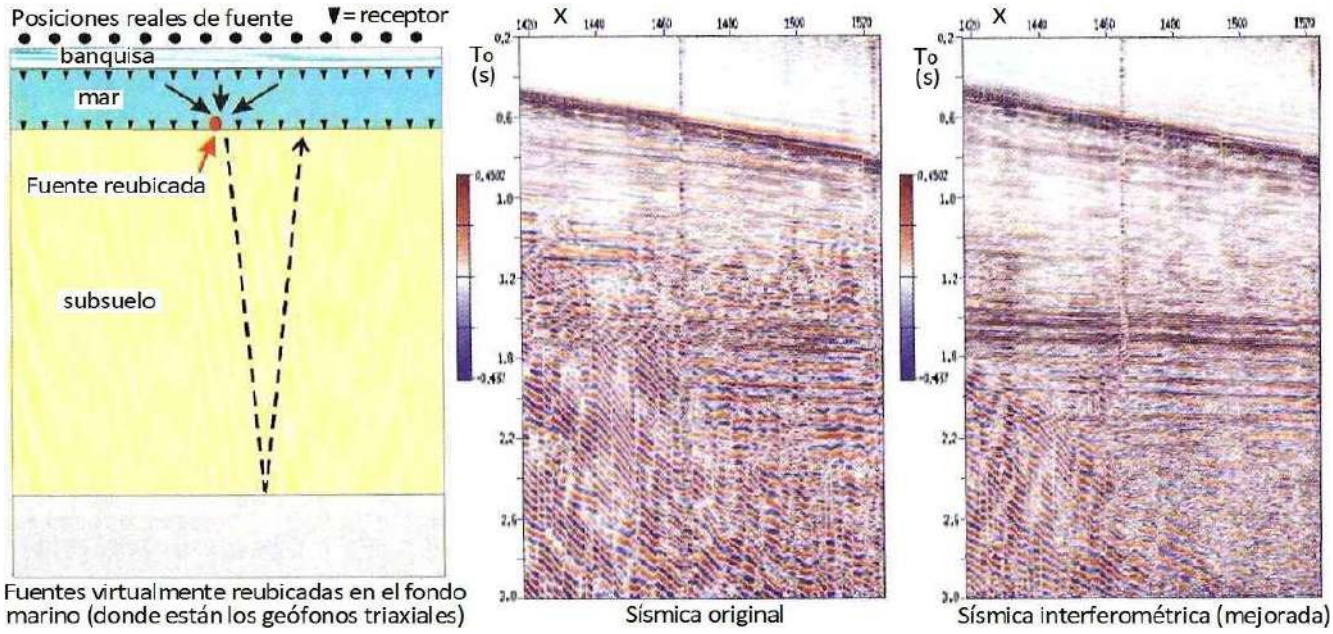


Concepto de interferometría reflectiva:
c) resulta de la correlación cruzada entre a) y b)
(modificado de Obermann & Hillers, 2019)

Interferometría (*interferometry*)

Concebida por **E. Baskir** y **C. Weller** en 1975 y desarrollada en lo que va de este siglo por el estadounidense **Gerard Schuster** y otros, tiene aplicaciones también en medicina, astronomía, etc. Esta técnica permite reconstruir la respuesta de una señal asumiendo el registro de una estación (sísmica o de otro tipo) como si fuese el patrón de emisión (fuente) y hacer su correlación cruzada con el registro de otra estación tomada realmente como receptora. Posibilita aprovechar frecuencias muy bajas (a partir de 0,1 Hz) normalmente consideradas ruido y así obtener imágenes

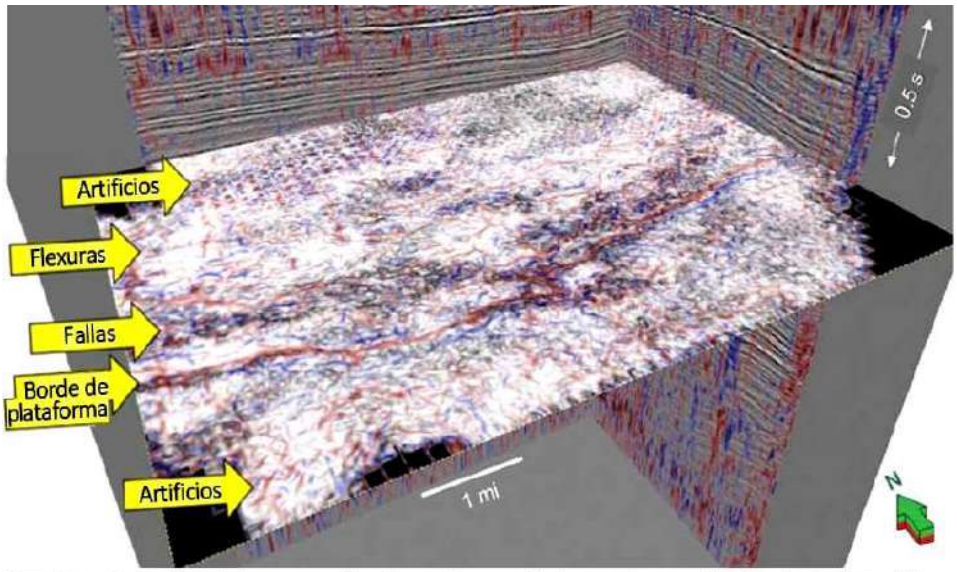
útiles para muy diversos fines, como las tomografías a partir del espectro inferior descartado de registros convencionales o de ruidos ambientales u ondas de Rayleigh que se adoptan como fuente, análogamente a lo citado en el Tema 12 pág.331. Pero ahora a través de un postproceso interferométrico, sea para refracción o para reflexión. Es importante la data sísmica que llega en la parte trasera, más demorada, de cada traza, la llamada *coda* (cola en latín vulgar; en latín formal es *cauda*). Con ondas P o S se consiguen buenas respuestas de profundidades petroleras o mayores y con ondas superficiales se visualizan como máximo los 100 metros más someros. ***La interferometría es* pasiva *cuando la fuente son ruidos ambientales o microsismos naturales y se llama* de fuente controlada *cuando ésta se implementa especialmente para generar las señales sísmicas***. Es común procesar lo que se registró con otros fines, pero es mejor registrar con parámetros específicos para esto. Igualmente ***la técnica puede usarse para suprimir ruidos de los registros convencionales***, sobre todo *ground roll* o también onda de Stonley, o la onda flexural producida por la banquisa (hielo flotante), como se ilustra en la figura siguiente. Además el resultado es mejor con los receptores del lecho (geófonos) en lugar de estar muy cerca bajo el hielo (hidrófonos). Véase a la derecha la mejora muy marcada en el procesado sísmico final.



Interferometría aplicada a mejorar sísmica de reflexión ruidosa por hielo marino (modificado de Del Molino *et al.*, 2011)

También aplicable en pozos, este método es apto, por ejemplo, para mejorar la visualización de las hidro-fracturas cuando se registra microsísmica, ítem éste que se aborda como registro especial en la pág.483.

La interferometría se emplea asimismo con los registros electromagnéticos repetidos en el tiempo para visualizar reservorios de hidrocarburos (resistores). Y en el Tema 11 (pág.301) se presenta una aplicación de interferometría de radar (EM) para estudiar sismicidad natural.

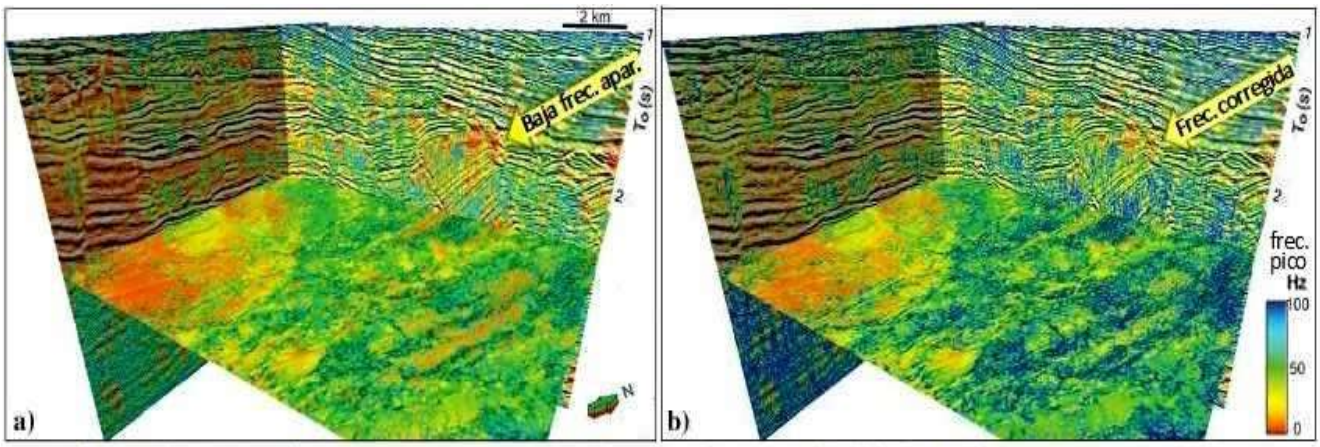


Curvatura estructural verdadera versus falsa: las secciones verticales muestran amplitudes mientras la sección horizontal muestra coherencia combinada con atributo de curvatura (positiva en rojo, negativa en azul) lo cual evidencia una mezcla de rasgos geológicos y huella de adquisición y, dado que las fracturas naturales son objetivo primario del yacimiento Vacuum, esta huella deviene riesgo interpretativo (gentileza Marathon Oil, Nuevo México) (modificado de Marfurt & Alves, 2015)

ENGAÑOS, OTRA VEZ

Hemos comentado acerca de las trampas que podría tender

al usuario incauto la sísmica de reflexión al momento de interpretarla. Muchas provienen ya de problemas de adquisición y/o procesamiento de rutina (evitables algunos, inevitables en su mayoría) como es el caso de la huella (*footprint*) que exhiben las secciones verticales y también la sección horizontal de coherencia del cubo ilustrado al final de la página precedente.
Pero igualmente los procesados especiales pueden propiciar metidas de pata como consecuencia de variados **artificios** (*artifacts*): ***distorsiones de la imagen por ruido del propio proceso***. Éstos suelen ser fuente de error interpretativo cuando se está predispuesto a creer que se ha encontrado aquello que tanto se buscaba, una propensión humana que no se restringe sólo al ámbito de la religión o las pseudociencias.



Golfo de México, tierra firme: frecuencia pico espectral combinada con amplitud sísmica en las secciones verticales y con coherencia en la sección horizontal a 2,4 s computada a) sin compensación de inclinación y b) corregida por inclinación escalando las frecuencias para una dada inclinación θ por $1/\cos\theta$; nótese la variación de colores en la imagen corregida.
(modificado de Marfurt & Alves, 2015)

Para evitar artificios de interpolación ***es recomendable que el tamaño de grilla sea similar al del casillero*** (*bin*) de la 3D, ***o que en 2D tenga relación con la magnitud de las configuraciones esperables*** en función de la geología conocida. También es aconsejable ***no forzar los parámetros de procesamiento*** más allá de lo que razonablemente pueda esperarse de la específica resolución sísmica, y ***no usar a ciegas los parámetros por defecto*** (*default*) que ofrece el menú (que suelen minimizar el tiempo de proceso), sino analizar la selección para cada caso concreto. También ***evitar filtrados con tendencias no corroboradas***, en particular buzamientos (es el caso de la figura anterior, que altera los valores de frecuencia). Aun así, a veces los propios programas informáticos tienen propensión a mandársela y ***todo resultado debe ser corroborado con otros datos confiables*** (de pozos, de otros procesamientos y de toda otra información geocientífica) antes que el usuario se emocione mal. Porque una cosa es interpretar pinturas de Pablo Picasso, Claude Monet o Antonio Berni, y otra bien distinta la de buscar significados en un pastiche azaroso que se mandó la compu.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué son los atributos sísmicos y cuál es el más básico?
- ¿Qué es la descomposición espectral?
- ¿Cómo y para qué se calculan los atributos de frecuencia?
- ¿Cómo se obtienen los atributos de traza compleja?
- ¿Para qué pueden servir la envolvente de amplitud, la polaridad aparente y la fase y frecuencia instantáneas?
- Explicar las manchas brillantes, las oscuras y los cambios de fase.
- ¿Qué aplicaciones tienen los atributos de velocidad y cuáles son los datos complementarios?
- Señalar las etapas en un procesamiento de inversión de trazas.
- ¿Qué es un modelado sísmico?
- ¿Qué aplicaciones tiene el cubo de varianza o semblanza?
- Definir mapas de buzamiento y azimut, así como residuales y regionales: ¿cuál es la utilidad de cada uno?

- Explicar en qué consiste la geoestadística mediante sísmica.
- ¿Para qué pueden emplearse las redes neurales en sísmica?
- ¿En qué se fundamenta el método AVO y qué aplicación principal tiene?, ¿y el AVA?
- ¿Qué aplicaciones geofísicas tiene la interferometría?
- ¿Cómo pueden causar engaños los programas de procesos especiales?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Ablard, P., Lawton, L., Haines, G., Herkommer, M., McCarthy, A., Radakovic, M. & Umar, L., 2012. The expanding role of mud logging. Oilfield Review V.24 N°1 (p 31–32).
- Aminu, N. & Olorunniwo, M., 2011. Reservoir characterization and paleo-stratigraphic imaging over Okari Field, Niger Delta, using neural networks. The Leading Edge, V.30 N°6 (p 650-655).
- Aminzadeh, F., de Groot, P., Berge, T. & Valenti, G., 2001. Using gas chimneys as an exploration tool. World Oil, June (p 2-9).
- Baeten, G., De Maag, J., Plessix, R., Klaassen, R., Qureshi, T., Kleemeyer, M., Ten Kroode, F. & Rujie, Z., 2013. The use of low frequencies in a full-waveform inversion and impedance inversion land seismic case study. Geophysical Prospecting, V.61 N°4 (p 701-711).
- Barclay, F., Bruun, A., Bolding R., K., Cámara A., J., Cooke, A., Cooke, D., Salter, D., Godfried, R., Lawden, D., McHugo, S. et al., 2008. Seismic inversion: reading between the lines. Oilfield Review (p 44-66).
- Barnes, A., 2006. Too many attributes? Landmark Graphics Co., V.31 N°3 (10 p).
- Baskir, E. & Weller, C., 1975. Sourceless reflection seismic exploration. Geophysics, V.40 N°1 (p 158–159).
- Brown, A., 1985. The role of horizontal seismic sections in stratigraphic interpretations. En Seismic stratigraphy II (p 37-47); Berg, O. & Woolverton, D. Eds. A. A. P. G., Memoir 39.
- Brown, A., 1991. Interpretation of three dimensional seismic data (p 21-90, 137-166, 179-208). A.A.P.G., Memoir 42.
- Chelotti, L., Czeplowodzki, R., Fortunato G., Cersósimo S. & Trinchero E., 1999. Tectónica del flanco Norte de la cuenca Golfo San Jorge, Argentina: el yacimiento El Tordillo desde la sismica 3D. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1 (p 235-238).
- Chelotti, L. & Trinchero, E., 1991. Cuerpos intrusivos en cuenca Austral: nuevos estudios. Boletín de Informaciones Petroleras, N°25 (p 39-51).
- Chiburis, E., Leaney, S., Skidmore, C., Franck, C. & McHugo, S., 1993. Hydrocarbon detection with AVO. Oilfield Review, V.5 N°1 (p 42-50).
- Chopra, S., 2002. Coherence cube and beyond. First Break, V.20 Nº1 (p 27-33).
- Del Molino, G., Andreoletti, C., Sandroni, S., Poletto, F., Petronio, L., Farina B., Bellezza, C. & Lovo, M., 2011. Seismic interferometry application to improve seismic reflection signals affected by ice-plate flexural noise. The Leading Edge, V.30 Nº5 (p 538-545).
- De Ridder, S., 2011. Ambient seismic noise eikonal tomography for near-surface imaging at Valhall. The Leading Edge, V.30 Nº5 (p 506-512).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 339-356). McGraw-Hill.
- Doyen, P., 1988. Porosity from seismic data: a geostatistical approach. Geophysics, V.53 Nº10 (p 1263-1275).
- Eaton, B., 1975. The equation for geopressure prediction from well logs. Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME (6 p).
- Edwards, S., 1988.Uses and abuses of seismic modeling. The Leading Edge, V.7 Nº4 (p 42-46).
- Fagin, S., 1991. Seismic modeling of geologic structures – Applications to exploration problems. Geophysical Development Series N°2, Hoover, G. Ed. Society of Exploration Geophysicists (269 p).
- Foster, M. & Iovine, G., 2007. Development of deep thin reservoirs through meandering morphologies imaged in seismic data; a case study in San Jorge Basin, Argentina. SPE 110028 (6 p).
- Gibson, M., 2011. Application of seismic to mineral deposit exploration and evaluation. The Leading Edge V.30 N°6 (p 616-620).

- Gorell, S., 1995. Using geostatistics to aid in reservoir characterization. The Leading Edge, V.14 N°11 (p 967-974).

- Hohn, M., 1988. Geostatistics and petroleum geology (264 p). Computer Methods in the Geosciences, Merriam, D., Ed.Van Nostrand Reinhold.

- Jorden, J, & Shirley, O., 1966. Application of drilling performance data to overpressure detection. Journal of Petroleum Technology V.18 N°11 (p 1387-1394).

- Koremblit, M., Trinchero, E. & Chelotti, L., 1992. Modelado sísmico bidimensional, aplicación al estudio de cuerpos intrusivos. Boletín de Informaciones Petroleras, Nº32 (p 9-21).

- Lindseth, R., 1979. Synthetic sonic logs – a process for stratigraphic interpretation. Geophysics, V.44 N°1 (p 3-26).

- Marfurt, K. & Alves, T., 2015. Pitfalls and limitations in seismic attribute interpretation of tectonic features. Interpretation, V.3 N°1 (p A5–A15).

- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 119-122). Gulf Publishing.

- Neidell, N. & Poggiagliolmi, E., 1977. Stratigraphic modelling and interpretation; geophyisical principles and techniques. En Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration (p 389-416); Payton, C. Ed. A.A.P.G., Memoir 26.

- Neidell, N., 1985. Use of seismic-derived velocities for stratigraphic exploration on land: seismic porosity and direct gas detection. En Seismic stratigraphy II (p 49-77); Berg, O. & Woolverton, D. Eds. A. A. P. G., Memoir 39.

- Nikravesh, M. & Aminzadeh, F., 2001. Mining and fusion of petroleum data with fuzzy logic and neural network agents. Journal of Petroleum Science and Engineering, V.29 Nº3-4 (p 221-238).

- Obermann, A. & Hillers, G., 2019. Seismic time-lapse interferometry across scales. En Advances in Geophysics, V.60 (p 65-143).

- Pan, X., Zhang, D. & Zhang, P., 2021. Fracture detection from azimuth-dependent seismic inversion in joint time–frequency domain. Scientific Reports, V.11 N°1269 (15 p).

- Rijks, E. & Jauffred, J., 1991. Attribute extraction: An important application in any detailed 3-D interpretation study. The Leading Edge, V.10 N°9 (p 11-19).

- Robertson, J. & Fisher, D., 1988. Complex seismic trace attributes. The Leading Edge, V.7 Nº6 (p 22-26).

- Roende, H, Meeder, C., Allen, J., Peterson, S., Eubanks, D. & Ribeiro, C., 2008. Estimating subsurface stress direction and intensity from surface full azimuth land data. 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts 27 (p 217–221).

- Rumelhart, D., Hinton, G. & Williams, R., 1986. Learning representations by back-propagating errors. Nature, V.323 (p 533-536).

- Schulz, P., 1998. The seismic velocity model as an interpretation asset (234 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.

- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 390-392, 504-505). Cambridge University Press.

- Sena, A., Castillo, G., Chesser, K., Voisey, S., Estrada, J., Carcuz, J., Carmona, E. &Hodkins, P., 2011. Seismic reservoir characterization in resource shale plays: Stress analysis and sweet spot discrimination. The Leading Edge, V.30 N°7 (p 758-764).

- Taner, M. & Sheriff, R., 1977. Application of amplitude, frequency and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination. En Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration (p 301-328); Payton, C. Ed. A.A.P.G., Memoir 26.

- Taner, M., Koehler, F. & Sheriff, R., 1979. Complex trace analysis. Geophysics, V.44 (p 1041-1063).

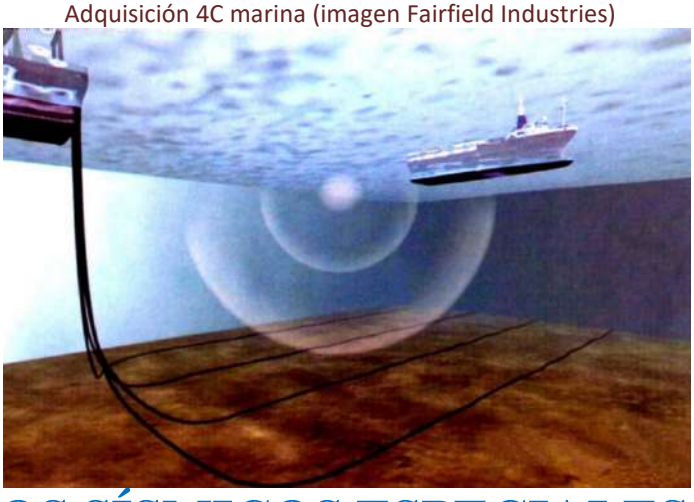
- Tavella, J., Lazzari, V., Frydman, M. & Herrera, N., 2023. Frequency vs Azimuth (FVAZ): The younger member of the family of seismic driven fracture characterization methods. SPE/AAPG/SEG Latin America Unconventional Resources Technology Conference, V.1 (p 213-231).

- Torres-Verdín, C., Victoria, M., Merletti, G. & Pendrel, J., 1999. Trace-based and geostatistical inversion of 3-D seismic data for thin-sand delineation: An application in San Jorge Basin, Argentina. The Leading Edge, V.18 N°9 (p 1070-1077).

- Vernengo, L., Tavella, J. & Garcia Torrejon, M., 2023. Broader spectrum seismic after seismic inversion via neural betwork solutions: its contribution to Seismic Interpretation. SPE/AAPG/SEG Latin America Unconventional Resources Technology Conference, V.1 (p 172-180).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Adquisición 4C marina (imagen Fairfield Industries)



"невозможное сегодня станет возможным завтра."

["Los imposibles de hoy serán posibles mañana."]

Konstantin Eduardovich Tsiolkovski (1903)

REGISTROS SÍSMICOS ESPECIALES

Konstantin nació en Kaluga, 170 km al sur de Moscú, en 1857. Fue el quinto hijo de una rusa de origen tártaro y muy alto nivel educativo casada con un inmigrante polaco de familia noble empobrecida, técnico forestal. Tenía sólo diez años cuando una infección le hizo perder la audición. Trece cuando murió su mamá. Y, como no oía, no fue aceptado en el colegio secundario. Tampoco podía ya jugar en plenitud. Entonces logró transformar su tristeza en serena alegría con los libros que abordó por sí mismo. Principalmente los de física y matemática.
Después su papá le pudo bancar (con menos que lo mínimo) tres años en Moscú estudiando informalmente en la biblioteca del museo Rumyantsev. Hasta que Jules Verne le voló la cabeza. *De la Terre à la Lune* y otras lecturas lo llevaron a pensar en dirigibles, aeroplanos y, sobre todo, naves espaciales. Sobrevivía dando clases particulares. En 1902 acabó de dar forma al sueño del cohete a retropropulsión. También hizo estudios cinéticos sobre gases y teorizó sobre el funcionamiento del Sol, sostuvo contactos con su compatriota **Dmitri Mendeléyev** (veintitrés años mayor), construyó el primer túnel de viento ruso, planificó muchos aspectos de los viajes espaciales (incluso biológicos), escribió ¡unos 500 textos! –entre ellos su Космич философия (Kosmis filosofiya), Filosofía cósmica, sobre el futuro de la humanidad–, también relatos de ficción y, pese a su discapacidad, se dio el gran gusto de ser maestro. Se casó, tuvo cuatro hijos, uno de los cuales se suicidó, y tras ese inmenso dolor tuvo otro bajón cuando una gran inundación le hizo perder escritos y dispositivos que había pergeñado. Logró reconocimiento académico recién algunos años después de la revolución bolchevique de 1917, que dignificó a los pobres y supo valorarlo como el zarismo no lo había hecho (aunque el sucesor de Lenin, Stalin, fue un monstruo contra todo comunista que se le opuso). Konstantin Tsiolkovski falleció de cáncer de estómago en 1935, a los setenta y ocho años, en su Kaluga natal.

Museo y biblioteca Rumyantsev, Moscú (antigua postal)

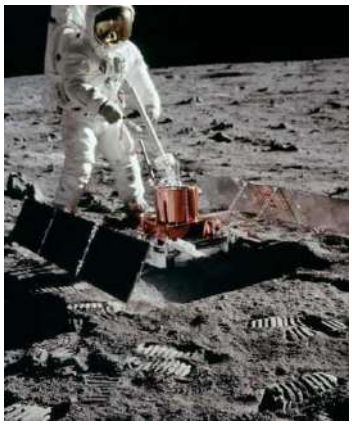
En 1926 el estadounidense Robert Goddard logró construir y probar el primer cohete de combustible líquido. En la Segunda Guerra Mundial el alemán Wernher von Braun materializaría el invento de Konstantin con los *Vergeltungswaffe* (arma de represalia) *2*, o simplemente *V2*, para espanto de los ingleses; y unos años después él mismo (ahora vistiendo la camiseta de la NASA) perfeccionaría el cohete hasta llegar al *Saturn V* que en 1969 llevó a Armstrong, Aldrin y Collins a la Luna, algo que también haría la Unión Soviética con las *Lunik* a control

remoto, tras haber puesto al primer hombre en órbita (Yuri Gagarin en la *Vostok 3* en 1961, una hazaña sólo precedida por Laika en 1957 que, pobre perruna, murió allá arriba). En 1969 desde El Chamical (La Rioja) también haría su experiencia en órbita el mono Juan (un caí misionero) que retornó sano y salvo, como dos años antes lo había hecho el ratón Belisario –o como imaginó el capitán Beto del flaco Spinetta–. Sólo las dos grandes potencias y Francia aventajaban a la Argentina. Pero desde los bastones largos de Onganía, pasando por los grupos de tareas de Videla *et al.*, la ciencia argenta fue desmantelada ("exceso de pensamiento" según el ministro Bardi), trabajo práctico que terminaron Menem y su coautor Cavallo mandándolos a lavar platos –algo que, admitamos, fue mucho más considerado que apalearlos o matarlos–. Mientras por estos pagos el Estado y la ciencia son destruidos por la sumisión subdesarrollista de los empobrecedores ciclos neoliberales –felices los ricos–, China e India han alunizado naves y tienen satélites orbitando Marte.

En fin, fue gracias al bueno de Konstantin que hubo viajes a la Luna y cuatro sismómetros fueron llevados por las *Apollo* entre 1969 y 1972, se los calibró haciendo estrellar fases de cohete sobre la superficie y enviaron señales hasta 1977. Son los registros más especiales que se han obtenido en la historia de la sismología y permitieron conocer el interior de nuestro satélite natural, como sucintamente se refiere en el Tema 11, pág.306. Y en 2018 la *National Aeronautic and Space Administration* envió a Marte la misión robótica *Insight* (*Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport*), amartizada en Elysium Planitia, que incluye un sismógrafo fabricado en Francia y otros instrumentos de varias naciones, a fin de registrar la actividad sísmica de diverso origen (tectónica, volcánica, cascoteo espacial, etc.) para deducir el espesor y estructura de la corteza, así como las temperaturas interiores y la composición del núcleo marciano.

Pero, en concreto, todavía no hemos empezado a buscar recursos en la Luna o Marte (donde hay sismos, y minerales pero no petróleo). Aun así, la optimista cita de Tsiolkovski aplica a casi todo lo que hacemos en nuestro maltratadísimo planeta, ojalá para salvarnos del ambientalicidio que nos llevará puestos.

Dentro del tema de los métodos especiales, abordaremos ahora las adquisiciones especiales de la sísmica de reflexión con principal aplicación a la prospección de hidrocarburos, para luego transbordar a las aplicaciones de sísmica de reflexión somera y enseguida sumergirnos a las de sísmica de reflexión ultraprofunda.


Instalación de sismómetro lunar (foto Nasa)

ADQUISICIONES ESPECIALES

Se trata de métodos específicos de sísmica reflectiva que requieren de un nuevo trabajo de registro de datos de campo, más sus subsiguientes procesamiento e interpretación. Inicialmente no previstos, suelen resultar del avance prospectivo que nos lleva a una nueva fase del camino productivo. "Recalculando…"

Sísmica de Pozo

Comprende una variedad de registros especiales ya expuestos en el Tema 16.

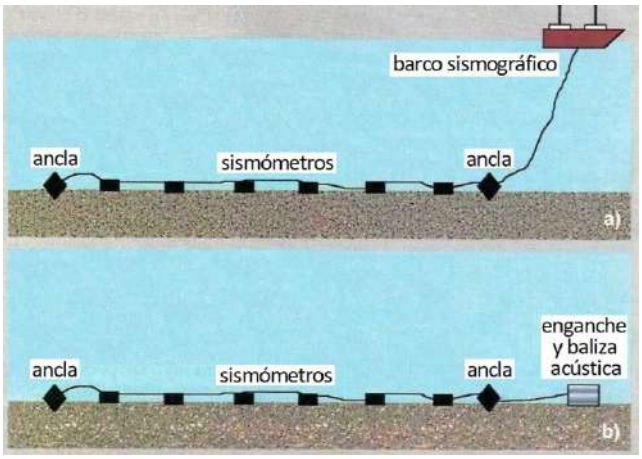
Adquisición de Ondas S

Como se apunta en el Tema 13, las ondas S (de corte o cizalla, transversales o secundarias) ***requieren geófonos triaxiales y pueden ser registradas a partir de fuentes convencionales***, emisoras mayormente de ondas P (primarias, compresionales o longitudinales), que es lo que casi siempre ocurre. Porque debe recordarse que buena parte de la energía convierte en las interfaces reflectivas su modo de propagación de P a S (y viceversa). Pero también se ha indicado que ***pueden emplearse fuentes especiales mayormente emisoras de ondas S*** (explosiones rápidamente consecutivas en pozos alineados, vibradores de movimiento horizontal, y otras), aunque esto ocurre en rarísimas ocasiones. Las ***razones principales que desalientan su uso son***:

-los ***mayores costos*** de invertir en una fuente adicional a la convencional que se disponga,

-la ***practicidad*** de manejarse con las fuentes habituales,

-la ***mayor atenuación que el subsuelo le impone a las ondas de corte*** respecto a las longitudinales ***en el rango de las altas frecuencias***, por lo cual hacer el camino de

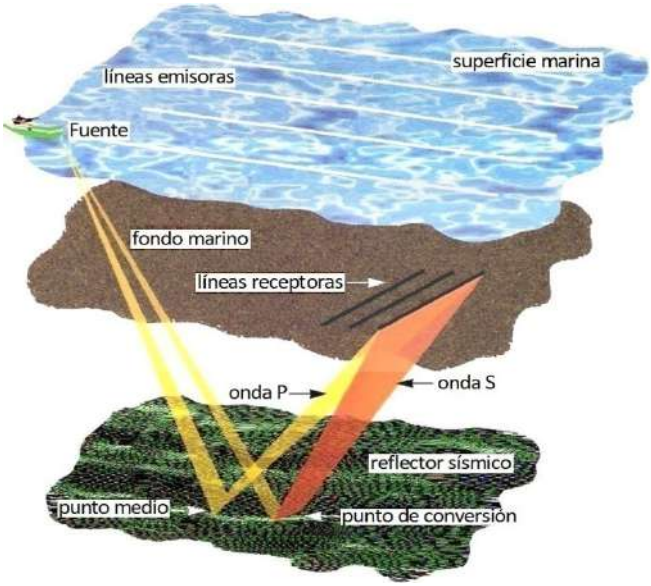


En a) adquisición de las componentes *x*, *y*, *z* con geófonos triaxiales en el fondo de mares o lagos; en b) el dispositivo queda inactivo para futuros registros, en general para hacer sísmica 4D (modificado de Ebron *et al.*, 1998)

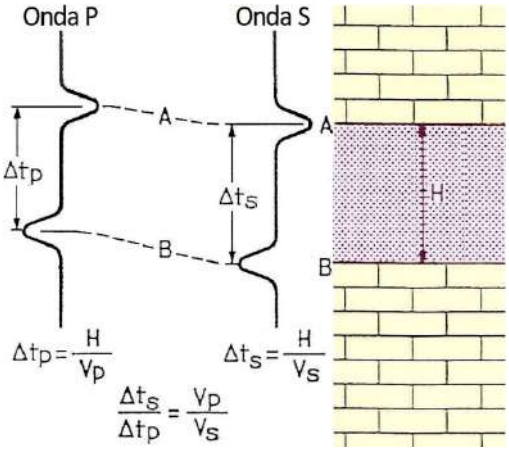
de ida ya de partida con ondas S no suele resultar en una ventaja sensible.

En mares y lagos ***debe disponerse de los mismos geófonos triaxiales adaptados al medio subácueo*** del lecho y existe la ***posibilidad de dejarlos en hibernación*** (figura al final de la página previa) cuando se quiere repetir el registro a intervalos temporales (en general varios meses o algunos años). Pero se utilizan adicionalmente los hidrófonos convencionales –pocos metros bajo el pelo de agua– que repiten el registro de las ondas P, por lo cual se los denomina **Registros 4C** (de cuatro componentes).

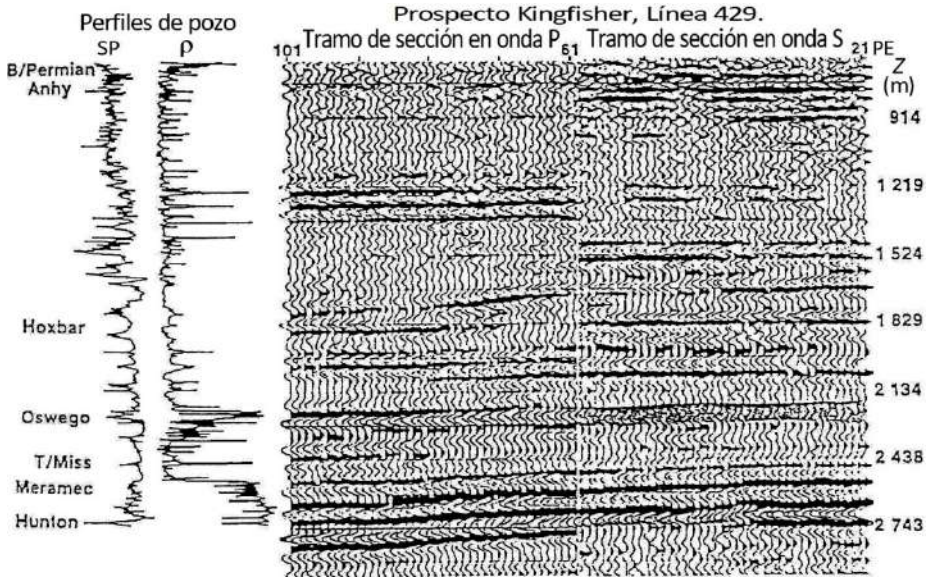
Ya sean registros 3 ó 4C, para cualquier profundidad de interés máximo, ***naturalmente el tiempo de escucha ha de ser mayor*** que cuando sólo se busca registrar las ondas longitudinales. Asimismo debe tenerse presente que, según la Ley de Snell, ***el ángulo de reflexión se modifica al cambiar las velocidades***, tal como está esquematizado en la figura de la derecha.



Bosquejo de conversión de ondas P a S y su registro en el fondo marino (modificado de Gaiser & Jones, 1998)



Relaciones de velocidad y tiempo entre las ondas P y S en una capa en subsuelo. (figuras modificadas de Tatham & McCormack, 1991)

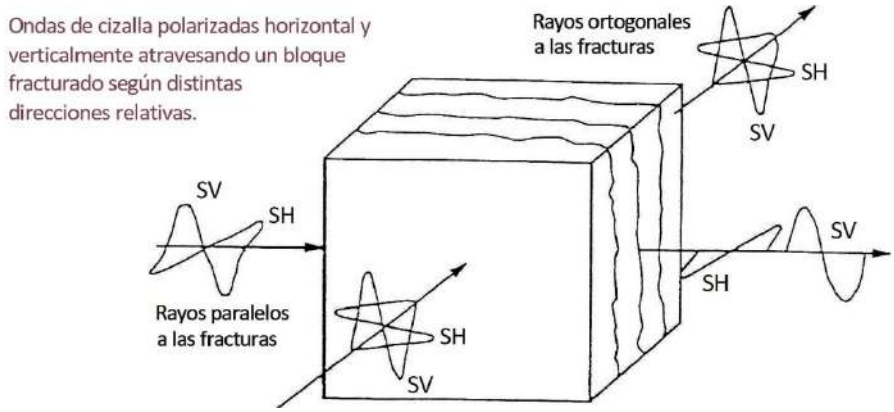


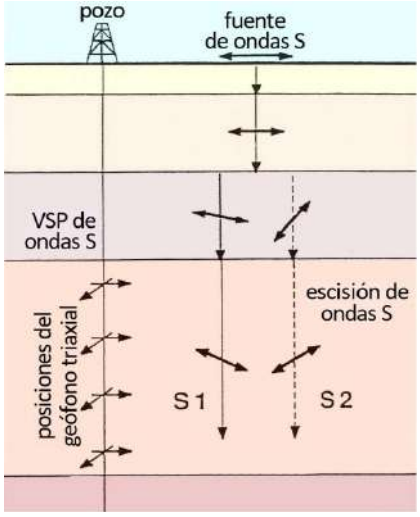
Comparación de una sección real en onda P con su correspondiente continuación en onda S desde el Punto de Emisión 61, más perfiles de pozo del lugar, todo en escala vertical de profundidades para que pueda verse sin desfasajes.

Las amplitudes pueden variar entre reflectores de ondas P y S provenientes de la misma interfaz, como ilustra la figura inmediata a la derecha. Esto obedece a la variación de los respectivos coeficientes de reflexión, a su vez debido a que los contrastes de impedancia difieren según se trate de ondas de corte o longitudinales, porque las velocidades relativas fluctúan tanto por la litología como por los fluidos contenidos en las distintas capas.

El procesamiento sísmico de secciones o volúmenes de ondas S en lo esencial es similar al aplicado a las ondas P, y para las correcciones estáticas las dromocronas también deben ser adquiridas con onda S, o bien desde un proceso especial de inversión de las ondas de Rayleigh adquiridas en principio como ruido (ver Haney & Douma, 2012) que genera un modelo muy ajustado a la topografía y composición subsuperficial.

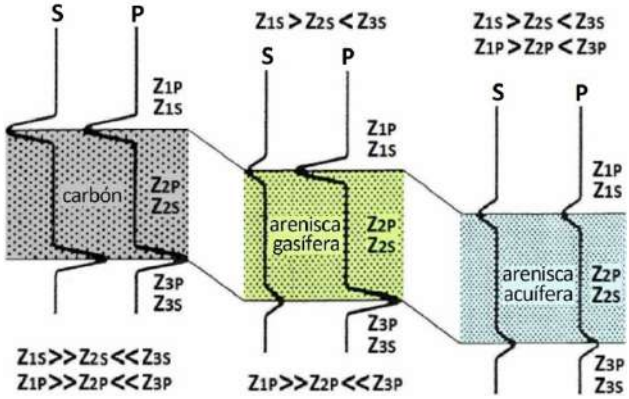
Debe considerarse, además, que ***las ondas secundarias tendrán una dada dirección inicial de oscilación, por ejemplo x, pero luego pueden escindirse en dos direcciones ortogonales a la primera y a su vez entre sí, digamos y, z*** a las cuales podremos referir como Sv (dirección vertical, también llamada S*z*) y Sh (dirección horizontal, en este caso S*y*). Esta escisión ***depende del*** **carácter anisotrópico del subsuelo**, típicamente debido a estratificación o bien a fracturación paralela. También sucede que, una vez polarizada la onda transversal en dos componentes perpendiculares de vibración, éstas vuelven a modificarse según las direccionalidades de las anisotropías que vayan atravesando. Ver las figuras al inicio de la siguiente página. ***La interpolación 5D*** (Tema 15, pág.389) ***es un moderno auxilio informático aplicable a la estimación de anisotropías horizontales***.





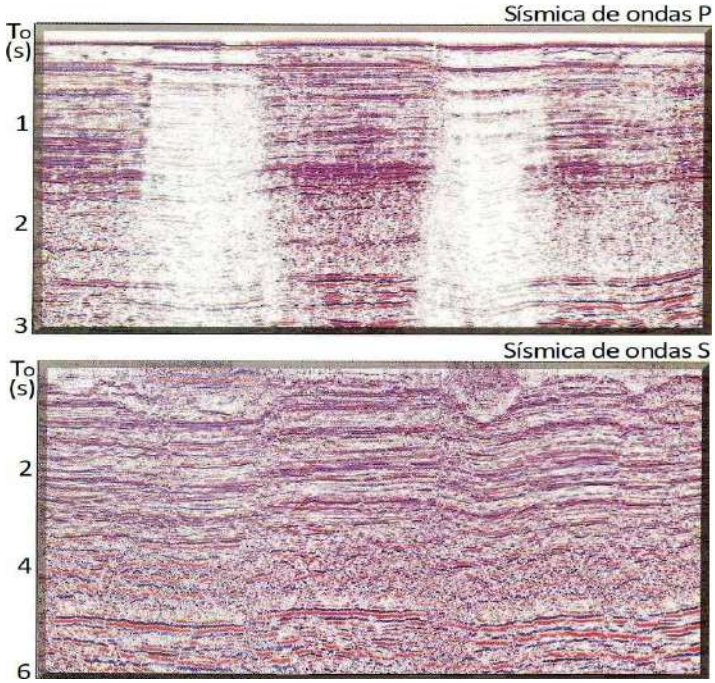
VSP con fuente de ondas S, indicándose la escisión de las ondas según dos direcciones de vibración ortogonales al atravesar un medio anisótropo. (figuras modificadas de Tatham & McCormack, 1991)

Las ondas S tienen variadas aplicaciones, de las cuales la más relevante es la ***identificación de reservorios gasíferos*** (técnica desarrollada por los estadounidenses **James Robertson y William Pritchett** en 1985). Éstos ***resultan muy reflectivos con ondas longitudinales pero de amplitudes normales ante las ondas transversales***, porque estas últimas ***ignoran cualquier fluido poral y por lo tanto el gas para ellas apenas modifica el coeficiente de reflexión*** (sólo por el pequeño cambio en la densidad total de la roca). *Ergo*, el cambio de amplitud lo da la P, pero por comparación la S nos hace caer la ficha de que es por el cambio de fluido y no de roca.



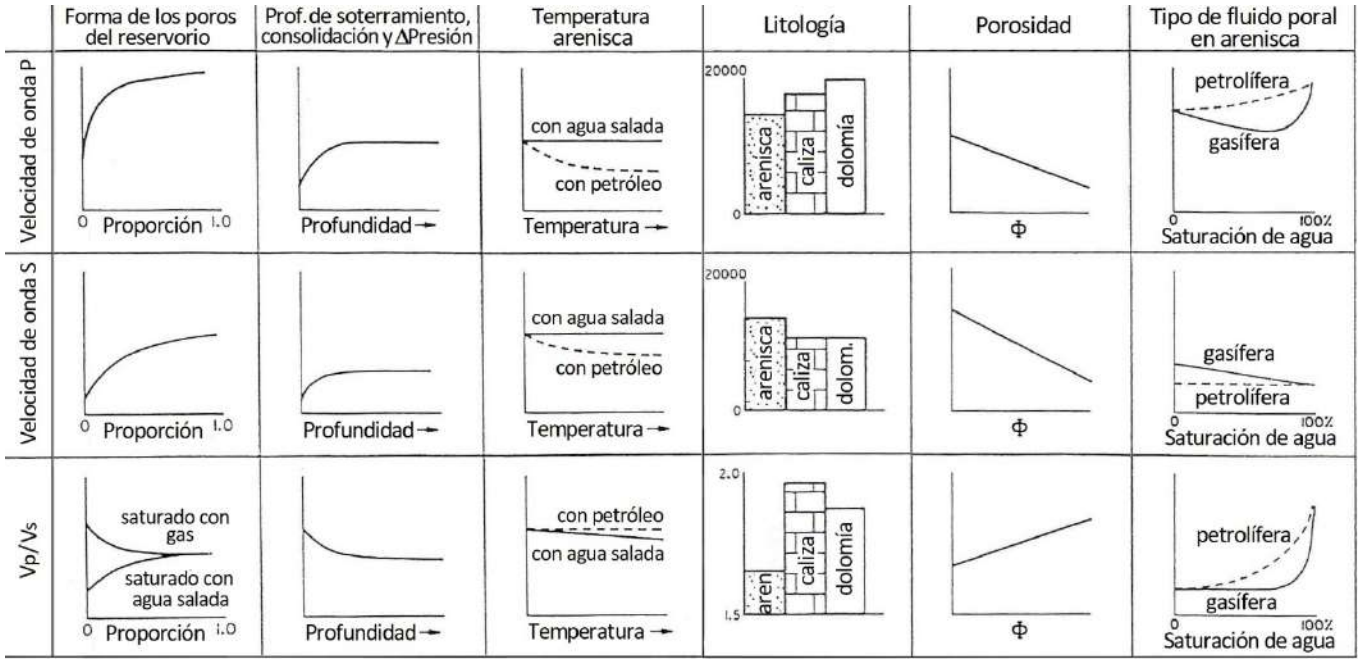
Respuestas diferenciadas e impedancias acústicas relativas para carbón y reservorios gasífero y acuífero.

Una segunda aplicación a la que suele recurrirse es la ***visualización de la geología por debajo de esos mismos reservorios gasíferos***, debido a que, en el caso de las ondas de cizalla, la energía continúa propagándose normalmente hacia la profundidad, con una mínima pérdida de amplitud. En cambio las ondas compresionales experimentan una marcada reducción en su intensidad por debajo de estos reservorios debido a la fuerte reflectividad antes comentada que se expresa como manchas brillantes.

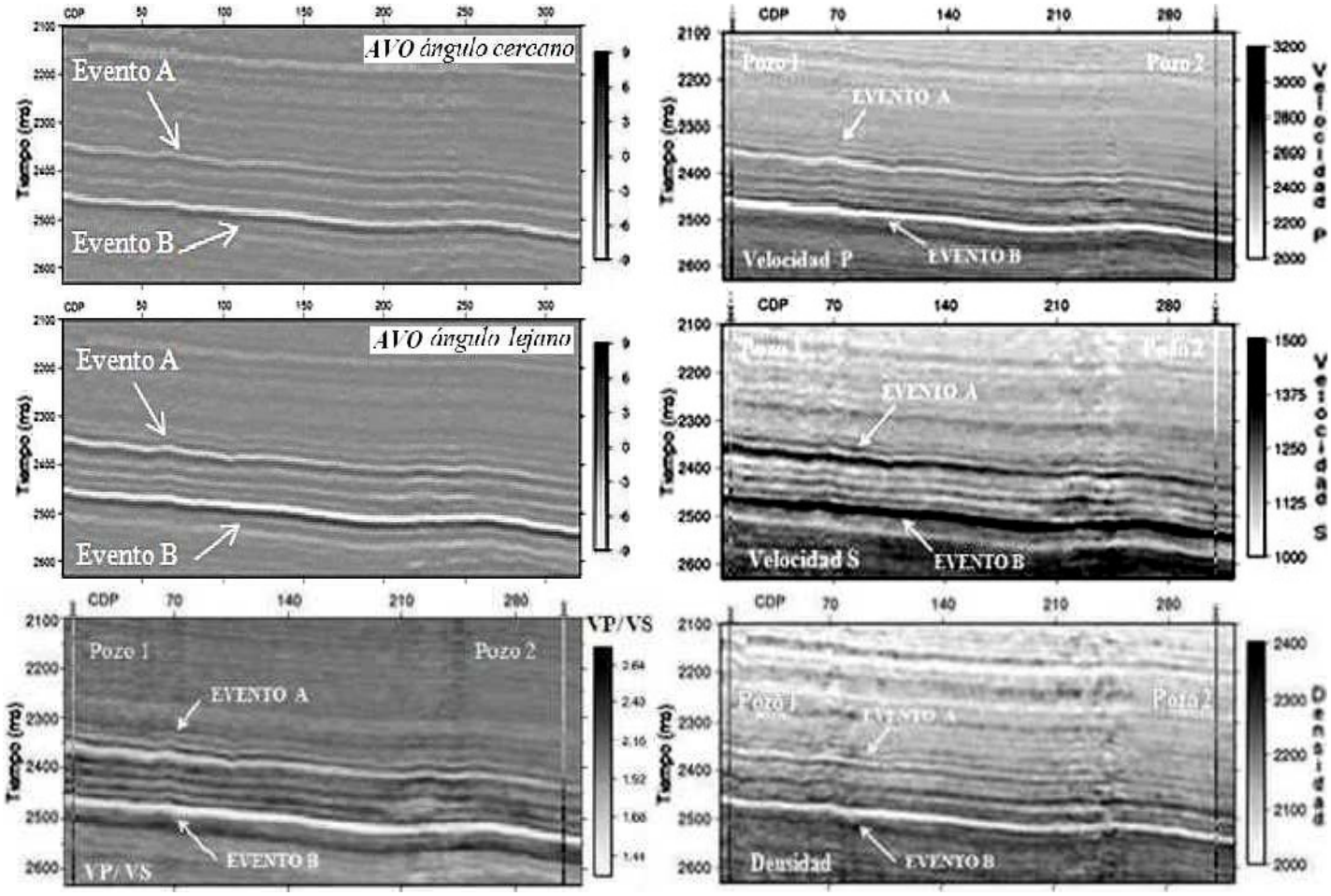


Una misma sección sísmica registrada alternativamente con ondas longitudinales y transversales: arriba, con onda P, se evidencian dos reflexiones someras de gran amplitud, repetidas luego como múltiples, y una pérdida notable de información justo por debajo; la versión inferior, de onda S, en cambio da amplitudes normales en la subsuperficie y muy buena visualización en toda la línea sísmica (modificado de Gaiser & Jones, 1998)

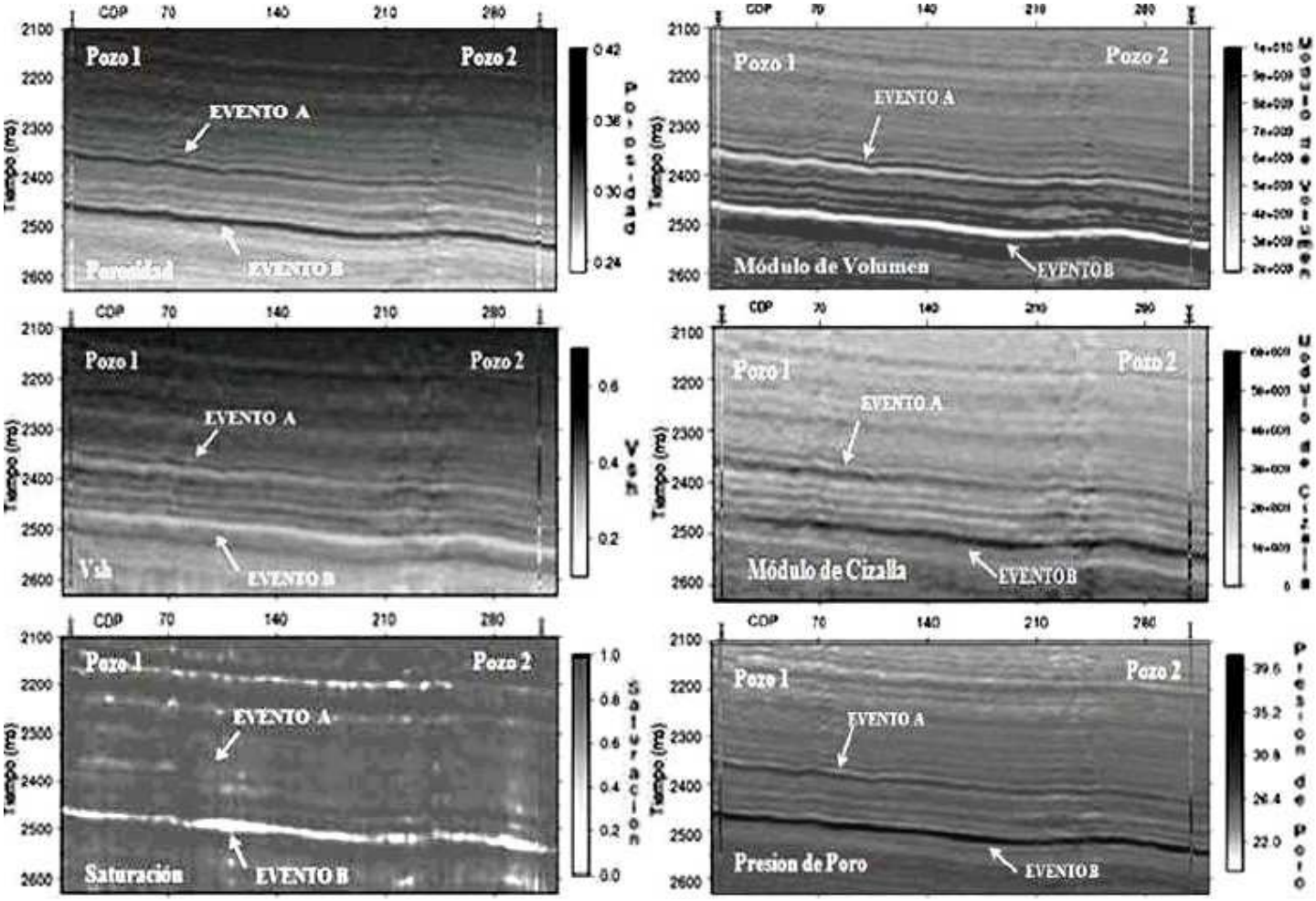
Las relaciones de velocidad entre ondas P y S suelen permitir la identificación de fluidos, siendo la relación de Poisson una magnitud significativa. Asimismo permiten en muchos casos la ***discriminación de distintas litologías, por ejemplo variaciones mineralógicas de los estratos*** a partir del cálculo de los módulos elásticos (puede consultarse la tabla del Tema 11, pág.296), como igualmente ocurre desde datos de acústica y de sísmica de pozo. Al inicio de la página sucesiva se presentan unas gráficas típicas de respuestas alternativas entre las ondas compresionales y de cizalla, y su cociente.

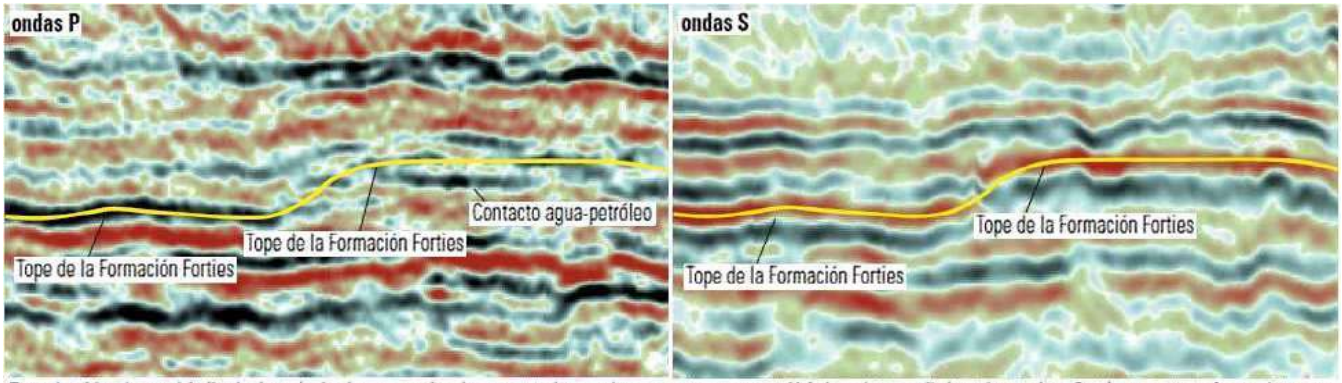


Velocidades registradas de onda P, S y su cociente según la variación de diversas características físicas de los reservorios y el tipo de fluido en ellos contenido (modificado de Tosaya *et al.*, 1984)



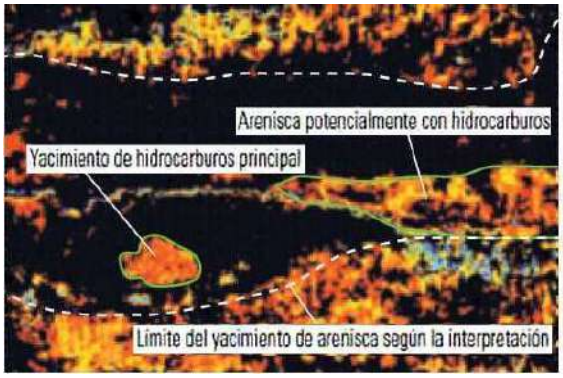
Caso aplicado en Venezuela sobre una sección donde se hicieron procesamientos de inversión sísmica y petrofísica utlizando un método de optimización; se resalta dos eventos destacados: A, por un cambio litológico; B, a causa de un reservorio gasífero subcompactado –sobrepresionado–; en cada imagen se indica el parámetro que se calculó para la sección a partir de los registros de ondas P y S desde la superfície más varios registros geofísicos en pozos; ver las restantes imágenes en la página siguiente (figuras modificadas de Ramírez Camargo y Bosch, 2013)





Resolución de ambigüedades de imágenes sísmicas con datos de componentes múltiples. Las señales de ondas S, al no estar afectadas por el fluido alojado en la formación, permitieron identificar claramente el contraste litológico en el tope del yacimiento Forties (amarillo), mientras que con los datos compresionales de componente Z sumados (ondas P), se detectó el contacto agua-petróleo debajo del tope del yacimiento.

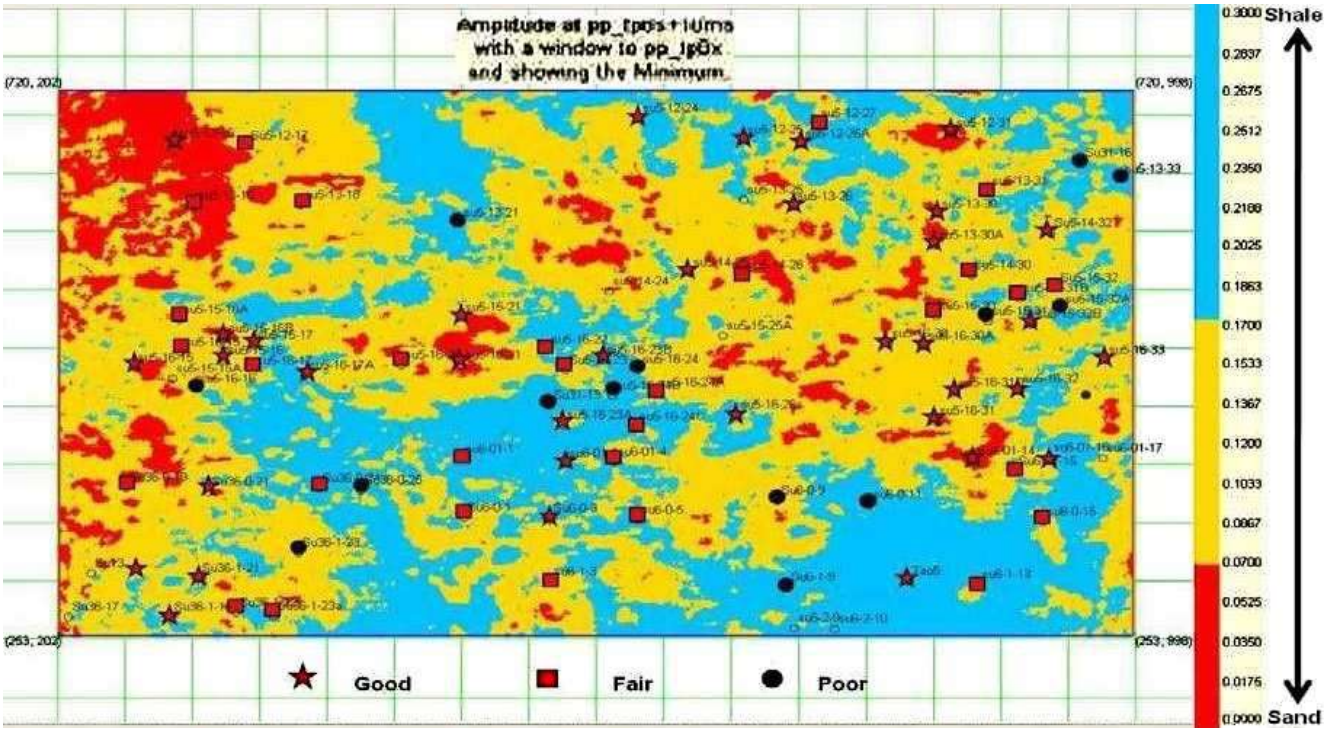
(figuras modificadas de Alsos *et al.*, 2002)



Mapa de la relación entre la amplitud de las ondas compresionales y de las ondas de corte reflejadas, R_{pp}/R_{ss}: muestra la litología y el fluido contenido en la formación. En este caso identifica el yacimiento de hidrocarburos dentro del área de sedimentación de arenisca (línea punteada).

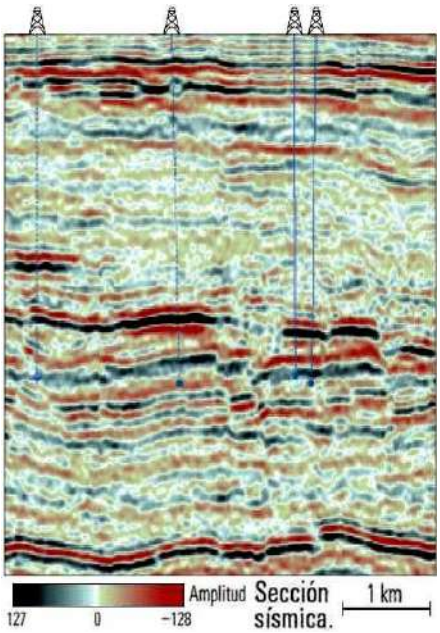
Estas otras imágenes provienen de un yacimiento del mar del Norte (sector británico) y evidencian la utilidad de los datos de ondas S (componentes ***x***, ***y*** de los geófonos triaxiales), empleados en conjunto con la información de las ondas P (sumando el registro de hidrófonos y la componente ***z*** de los geófonos del fondo). La figura que sigue en la página siguiente es un mapeo de la relación de Poisson en

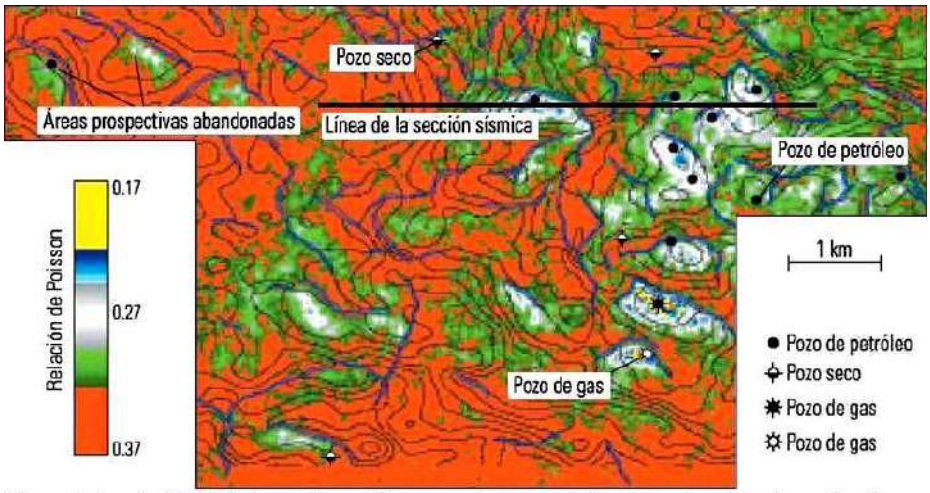
un yacimiento de la cuenca Erdos del centro-este de China, a partir de datos de ondas P y S allí registradas. Recuérdese que: $\sigma = -(\Delta W/W_o)/(\Delta L/L_o) = [(Vp/Vs)^2-2]/[2(Vp/Vs)^2-2]$



Mapa de relación de Poisson en un yacimiento del SE de China: obsérvese que para valores de σ bajos hay arenas (*sand*), en este caso de reservorios fluviales, y allí están los pozos buenos (*good*); en cambio los pozos son pobres (*poor*) donde los valores de σ son altos y sube la arcillosidad; mientras que *fair* es regular (modificado de Miao *et al.*, 2011)

El ejemplo que sigue es de la cuenca Austral argentina (yacimiento María Inés en Santa Cruz). Ahí se hizo un procesado especial de inversión de datos con el método AVO y se obtuvieron velocidades de ondas P y S, así como densidades, y se calculó el módulo de Poisson para identificar con bastante claridad los sectores donde existen acumulaciones de gas natural en las arenas marinas de la Fm. Springhill.





Mapa de la relación de Poisson. Se analizaron conjuntamente los datos de ondas P y ondas S para formar un atributo representante de la relación de Poisson del yacimiento. La relación de Poisson varía con la litología, la porosidad y el fluido contenido en los poros. La variación de la relación de Poisson visualizada en este mapa, ayudó a explicar porqué el pozo nuevo perforado resultó no productivo e hizo que PECOM reconsiderara la viabilidad de algunas áreas prospectivas nuevas.

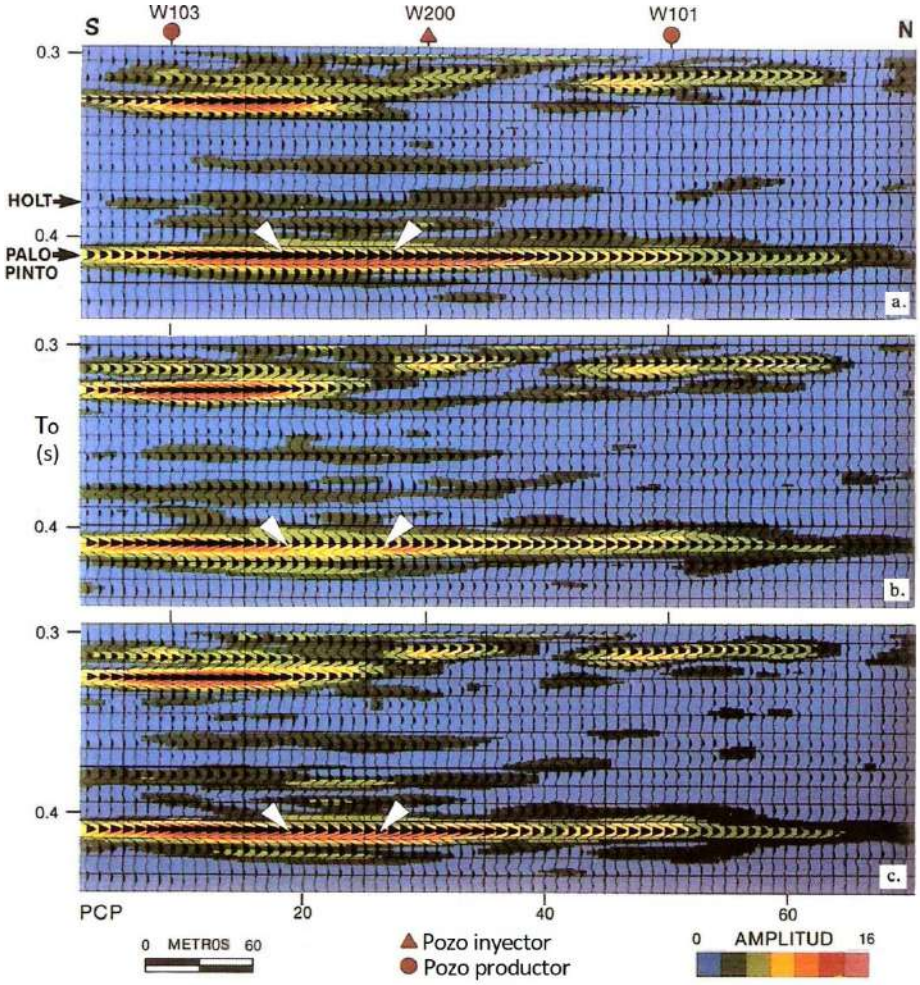
(modificado de Benabentos *et al.*, 2002)

Sísmica Repetida (4D o *Time-lapse*)

En grabaciones de vídeo *time-lapse* es cámara rápida (tomas a intervalos para apurar rebaños de nubes, aperturas florales, etc.). Esta técnica fue desarrollada en sísmica por muchos investigadores, comenzando por el equipo liderado en Estados Unidos por el israelí **Amós Nur** hacia 1980, a la que dieron forma completa en 1987 los

estadounidenses **Terry Fulp y Robert Greaves**. ***Consiste en repetir esa suerte de registro masivo de ondas que es una 3D, manteniendo los parámetros de adquisición originales y procesando luego también con la misma secuencia y parámetros utilizados antes.*** La idea es tener dos (o más) juegos de datos comparables, adquiridos tras un cierto intervalo de tiempo: días, meses o años según sea el tipo de prospección.

El objetivo es visualizar los cambios producidos en los reservorios como consecuencia de la explotación de petróleo, gas, vapor geotérmico o agua para consumo humano, aunque su empleo es en la gran mayoría de los casos para hidrocarburos debido a su alto costo. Es una metodología muy útil para monitorear la eficiencia del mallado de pozos productivos y eventualmente de los inyectores, si se tratara de un proyecto de recuperación secundaria. No sólo se observa un cubo en relación al otro utilizando distintos atributos sísmicos, sino que se calcula además la diferencia de esos atributos entre los dos cubos para obtener volúmenes representativos de tales diferencias (figura siguiente a la derecha), indicativas de las variaciones de fluidos que se intenta detectar, válidas ya que otros cambios no hubo. El método puede usarse también entre sísmicas 2D sucesivas, pero esto casi nunca se hace porque no se aprovecha la estrategia en toda su potencialidad, además de que un yacimiento que amerite un monitoreo sísmico en el tiempo también seguramente amerita sísmica tridimensional.



Sección sísmica (33) de una 3D registrada: (a) antes de la combustión; (b) durante la combustión con inyección de aire a presión para facilitar la producción de petróleo pesado mediante alta temperatura de oxidación, durante la cual se genera mayor saturación de gas creando una mancha oscura, o sea reducción de amplitud, (c) después de la combustión, volviendo a condiciones parecidas a las inciales.

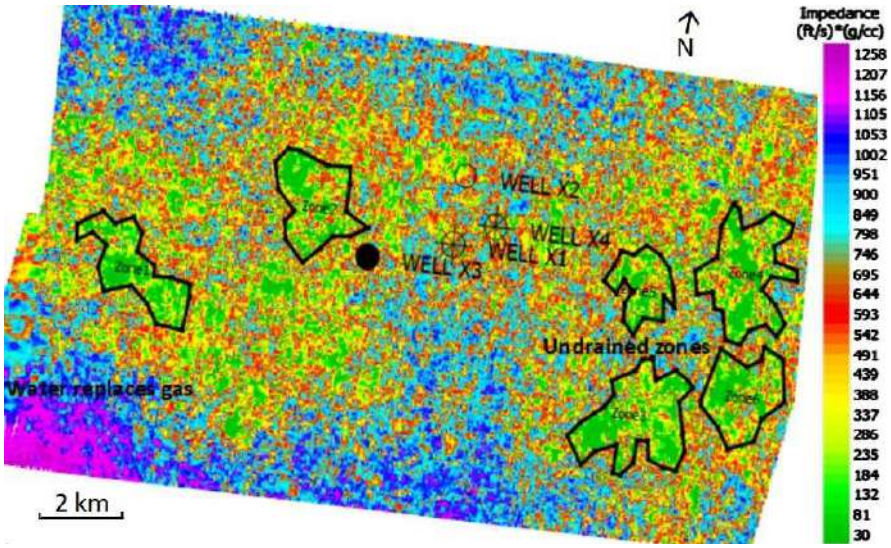
Diferencia de amplitudes entre los cubos por cambios en los reservorios (derecha) (modificado de Johnston et al., 2000)

Monitoreo mediante 4D en un yacimiento del norte de Texas (modificado de Greaves & Fulp, 1991)

Arriba a la izquierda puede verse una sección sísmica (que es parte de una 3D) registrada y procesada en tres ocasiones, cada unos 6 meses, que va mostrando los cambios en el reservorio en forma previa, simultánea y posterior a un procedimiento de recuperación asistida de petróleo, en inglés *EOR* (*Enhaced Oil Recovery*).

La figura siguiente, en la próxima página, corresponde a un área de yacimiento de Nigeria, sobre la zona sumergida del delta del río Níger, mar adentro. Allí la sísmica 3D fue inicialmente registrada en 2001 y fue repetida en 2016, tras quince años de explotación, con el mismo procesamiento básico. Luego fueron aplicados diversos postprocesos a ambos cubos, entre ellos el de inversión de trazas sísmicas, y se procedió a la resta entre

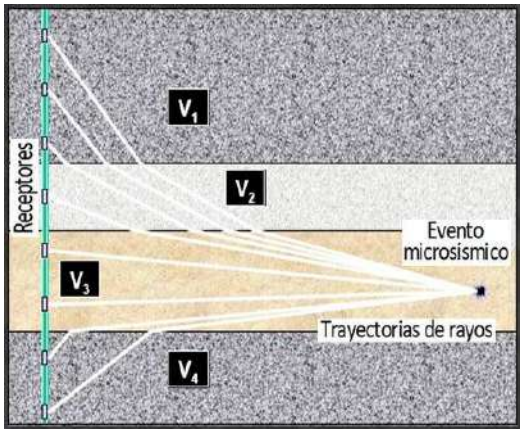
uno y otro, destacándose los sectores donde quedaron hidrocarburos sin explotar y también la zona donde avanzó el agua.



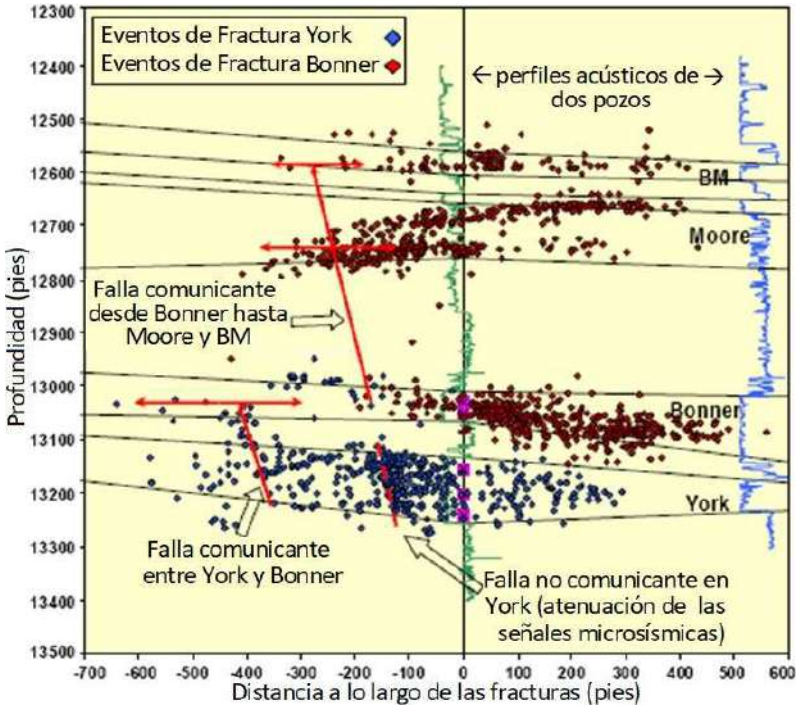
Mapa de diferencia de impedancias acústicas entre cubos a nivel de un reflector cercano a la base del reservorio; en verde resaltan los sectores no drenados y al sudoeste una zona de avance del agua que reemplazó al gas producido (modificado de Akpan *et al.*, 2020)

Microsísmica

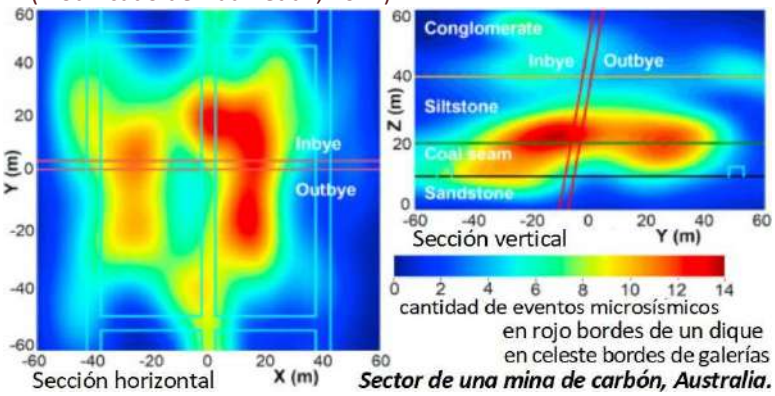
El monitoreo pasivo de la microsismicidad inducida en yacimientos petrolíferos es una técnica ***aplicable en las operaciones de fracturación hidráulica*** (inyectando granos de arena que mantendrán abiertas las fracturas). El registro de ondas (figura izquierda) desde otro pozo ***permite ir mapeando*** (incluso mediante interferometría) ***las redes de fracturas activas*** que afectan el rendimiento de los reservorios, su extensión, orientación e intercomunicación a través de fallas u otras vías de permeabilidad (figura derecha). Lo cual permite ajustar las estrategias de hidrofracturación durante la misma operación –***con debidos recaudos ambientales***–, además de efectuar las simulaciones numéricas relativas a la probable producción futura. Es lo que se está haciendo para los hidrocarburos de la Fm Palermo Aike en la cuenca Austral y para el gas de D-129 en el Golfo San Jorge, rocas madre ahora productivas. Y también desde hace años para producir de Vaca Muerta en la cuenca Neuquina (véase Curia *et al.*, 2018). Estos registros también se ***aplican en pozos de reservorios para el almacenamiento de gas y para explotación geotérmica***. Repetidas observaciones de la actividad microsísmica ***permiten monitorear cambios en el campo de esfuerzos por variaciones de presión que resultan de la explotación de un campo***, sea por extracción o por reinyección de fluidos.



(modificado de Duan et al., 2021)



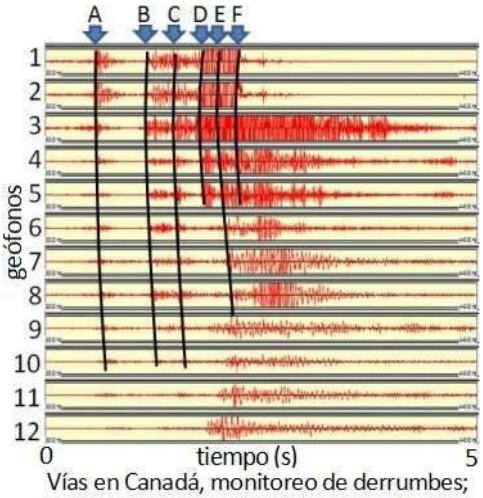
Microsísmica en un pozo en la cuenca Este de Texas con su perfil acústico en verde (modificado de Warpinski et al., 2006)



Sector de una mina de carbón, Australia.

La figura adyacente muestra que la microsísmica también ***es útil para guiar piques y***

galerías para explotaciones mineras diversas, previniendo sectores peligrosos o monitoreando la seguridad de aquellos que ya se encuentran en uso. También se la utiliza a los fines del ***monitoreo de excavaciones para repositorios*** radiactivos, gaseosos, etc., así como en el ***emplazamiento de ductos*** o en ***la construcción o vigilancia de la estabilidad de diques o grandes puentes.***

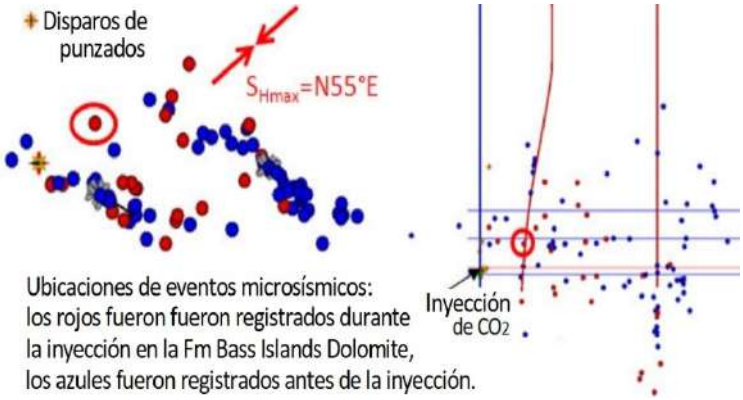


Vías en Canadá, monitoreo de derrumbes; trazas microsísmicas de seis eventos de caída de rocas (A-F); la caída de F (bloque de 200 kg) causó el corte de cables de los geófonos 1 y 2.

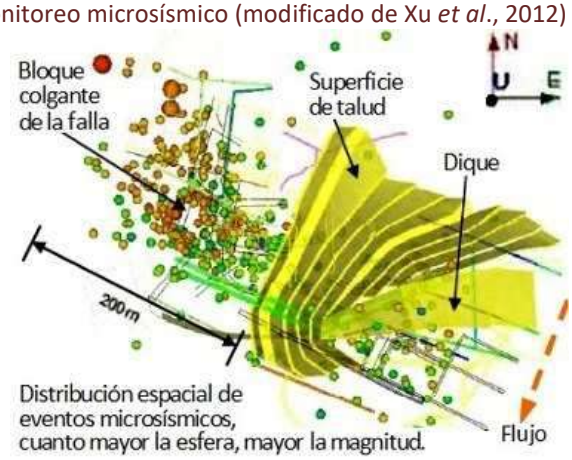
Los geófonos del arreglo 2 están en la zanja adyacente a las vías a la derecha y la caja electrónica a la izquierda.

Microsísmica en seguridad ferroviaria (modificado de Collins *et al*., 2014)

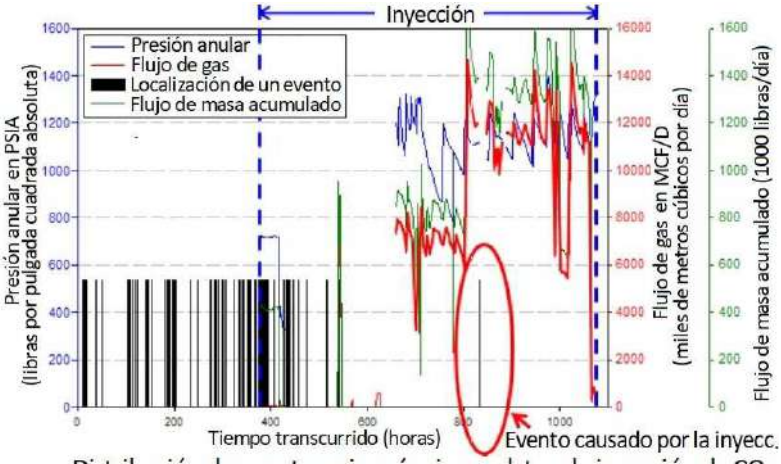
Arriba, represa de Dagangshan sobre el río Dadu, provincia de Sichuan, China; abajo se ve su monitoreo microsísmico (modificado de Xu *et al*., 2012)



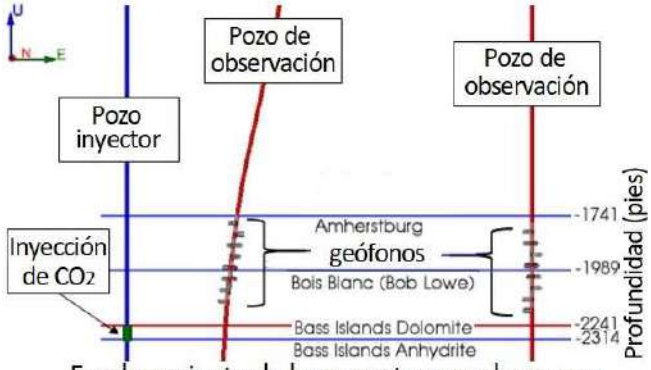
Ubicaciones de eventos microsísmicos: los rojos fueron fueron registrados durante la inyección en la Fm Bass Islands Dolomite, los azules fueron registrados antes de la inyección.



Distribución espacial de eventos microsísmicos, cuanto mayor la esfera, mayor la magnitud.



Distribución de eventos microsísmicos y datos de inyección de CO_2.

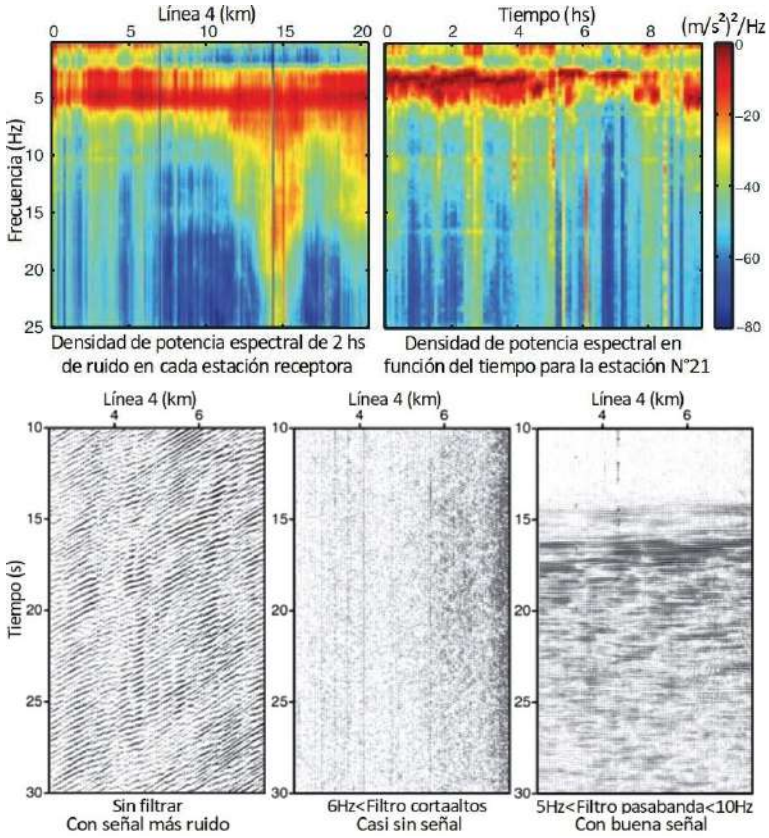


Emplazamiento de los receptores en los pozos

Las dos gráficas inmediatas superiores y la de la derecha corresponden a una prueba piloto de secuestro de CO2 realizada en un condado del estado de Michigan (U.S.A.), 10.000 toneladas de gas en total a lo largo de 31 días en un pozo inyector a la profundidad de 705 metros bajo el nivel del mar, con el monitoreo microsísmico desde dos pozos situados a un máximo de 750 metros del inyector en el condado de Otsego, Michigan (modificado de Daugherty & Urbancic, 2009)

Adquisición para Interferometría

Hemos referido el proceso especial interferométrico en la pág.469 mencionando que ***lo ideal es registrar a ese específico fin***. Si éste es el caso se está en presencia de un registro especial, y más todavía cuando se recurre a



Norte de Libia, adquisición de sísmica de ruido ambiental y luego proceso interferométrico (modificado de Draganov *et al.*, 2013)

una ***fuente controlada para generar las señales sísmicas***. Puede registrarse a lo largo de líneas individuales pero lo aconsejable es que se implementen varias paralelas entre sí. Los parámetros de la adquisición se ajustan mediante pruebas de campo para poder captar del modo más efectivo posible los ruidos ambientales, microsismos e incluso sismicidad más energética que pudiese provenir desde regiones lejanas.

Se ilustra un ejemplo de Ajdabya, norte de Libia, localidad no muy lejana de la Cirene en la que nació Eratósthenes. Es un área donde casi no existe sismicidad natural y el ruido ambiente es causado principalmente por el tránsito de vehículos y tormentas en el vecino mar Mediterráneo. En este caso no se utilizó una fuente controlada. Se emplearon 400 estaciones receptoras repartidas entre 8 líneas sísmicas paralelas a 500 metros una de otra. Cada estación consistió en un cuadrado de unos 50 m de lado y contó con 48 geófonos distanciados en promedio unos 7 m entre sí. En total se registró durante 11 horas en una sucesión de trazas de 47 segundos por estación receptora. En los gráficos colindantes pueden verse las amplitudes y frecuencias cosechadas.

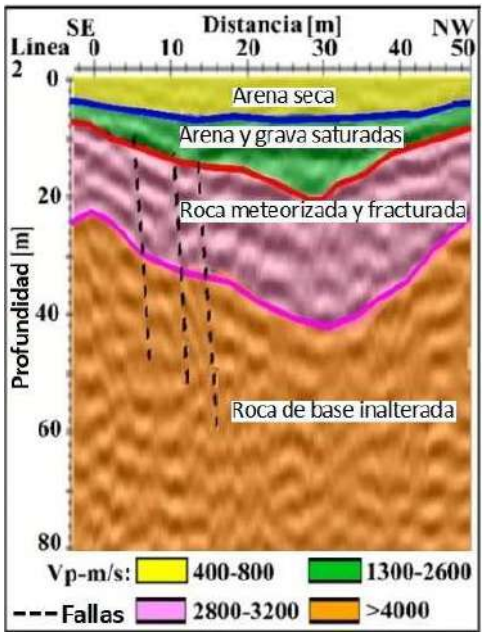
SÍSMICA DE REFLEXIÓN SOMERA

Hemos visto en el Tema 16 (pág.394) secciones acústicas análogas a las de sísmica en adquisición, procesado e interpretación, pero con varios órdenes de frecuencia más alta y objetivos de muy poca profundidad.

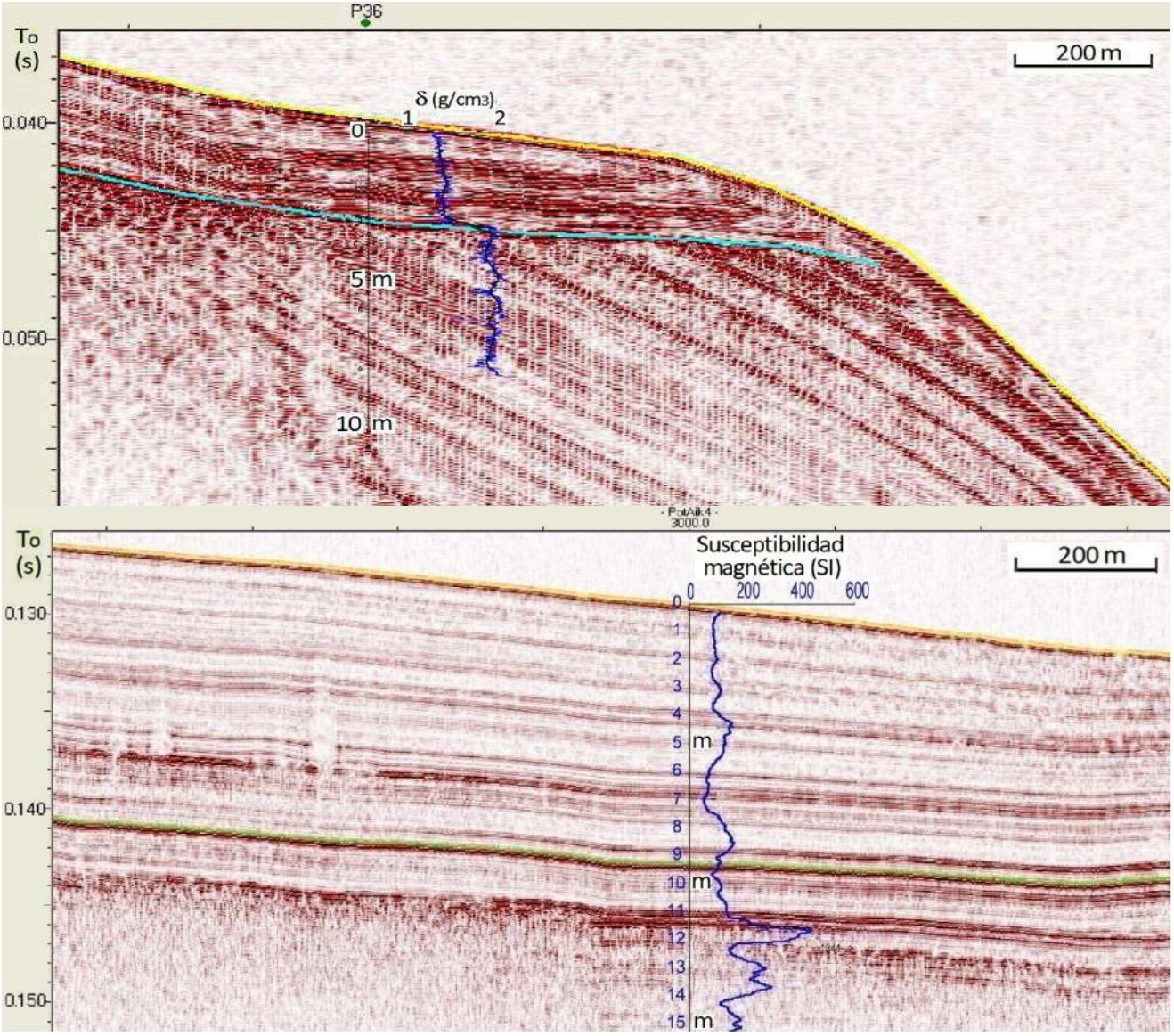
Existen además variadísimas aplicaciones de la sísmica de reflexión a diferentes profundidades, además de la modalidad profunda, a nivel de cuencas, sobre la que hemos hecho énfasis y que se ha empleado sobre todo en la prospección de petróleo y gas. Cabe recordar que más del 90% de la sísmica en todo el mundo persigue fines hidrocarburíferos. En ese ámbito se han concretado las mayores inversiones y progresos técnicos impulsados por las empresas petroleras y de servicios. Pero estos avances son luego en gran parte aplicables a otros fines.

Los dispositivos de investigación de sísmica somera, de corto espaciamiento superficial y con escaso número de receptores, poseen menores requerimientos de potencia de la fuente y la mayoría de las veces son realizados con sismógrafos portátiles. Por lo demás, la metodología, aunque algo más simple, en esencia es la misma que hemos visto para la sísmica de reflexión profunda convencional. ***La resolución puede ser menor a 1 m y mayor a 200 Hz***, dependiendo de la profundidad, dado que a niveles someros disminuye mucho el efecto de filtrado corta-alto que ejerce el terreno. Esto permite, de ser conveniente, la utilización de barridos de muy altas frecuencias cuando se emplean fuentes vibratorias, debido a que el gasto extra en este caso sí que vale la pena.

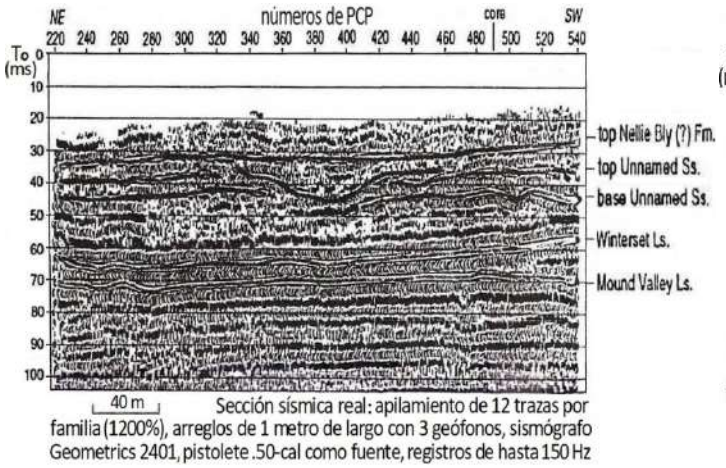
También son muy empleadas las electrocánulas (*sparkers*) por su fácil portabilidad y muy alto rango de frecuencia emitida, pudiendo alcanzarse resolución de 3 m hasta a 500 m de profundidad.

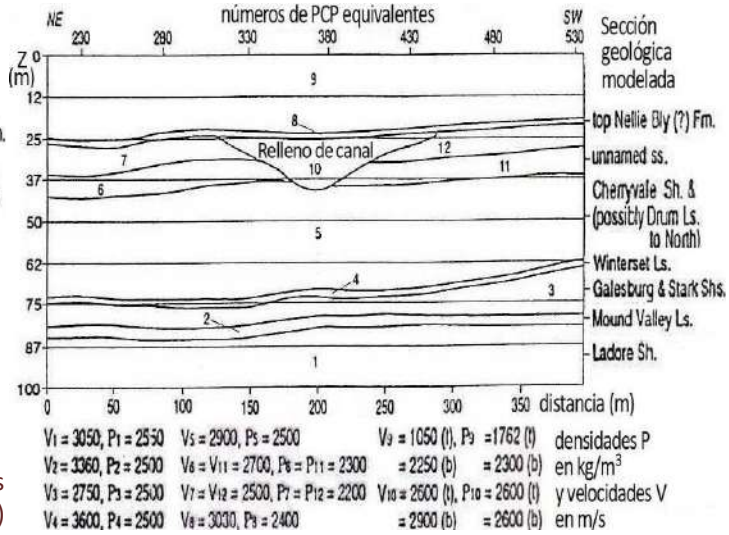


Ejemplo de sísmica somera en la reserva natural Nylsvley, noreste de Sudáfrica, que muestra una secuencia de rocas falladas y sedimentos que rellenan un pequeño depo-centro (modific. de Onyebueke *et al.*, 2018)



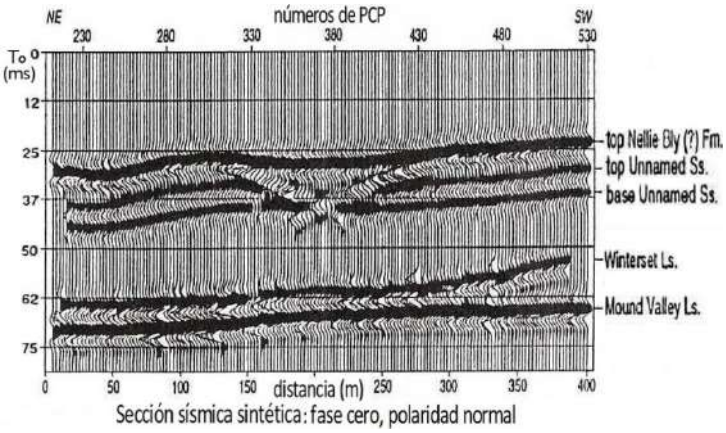
Secciones sísmicas someras en la cuenca Austral, sobre la laguna Potrok Aike, cráter freatomagmático (*maar*) en el sur de Santa Cruz, con electrocánula emisora; se indican perfiles de densidad y susceptibilidad magnética registrados en pozos de entre 15 y 20 metros de profundidad para el estudio estratigráfico detallado; se observan secuencias sedimentarias pleistocenas vinculadas al freatomagmatismo que cesó hace algunos milenios (gentileza Hugo Corbella, CONICET)





Inversión de sísmica somera en Kansas, Estados Unidos (modificado de Miller *et al.*, 1995)

Sección sintética generada a partir del modelo que se construyó en base a la sísmica real interpretada (modificado de Miller *et al.*, 1995)



SÍSMICA DE REFLEXIÓN ULTRAPROFUNDA

Los dispositivos para la investigación sísmica ultraprofunda (muchos kilómetros), si bien análogos a aquellos de profundidades medias o someras, ***se caracterizan por exigir un muy largo espaciamiento superficial, tanto de emisión como de recepción, requieren de fuentes de energía relativamente potentes y también de un procesamiento muy cuidadoso*** para extremar la minimización de los ruidos y maximizar la visualización de las reflexiones provenientes de tiempos de ida y vuelta muy largos y con frecuencias siempre de bajas a muy bajas.
Estos registros suelen tener ***objetivos netamente científicos***, como la investigación de la corteza profunda y el manto superior, aunque no pocas veces ***con implicancias indirectas relativas a la prospección***, en términos de conocer la evolución tectónica profunda para poder entonces comprender mejor los emplazamientos más someros, desarrollo tectosedimentario de cuencas, fajas plegadas, etc. hacia donde se dirigen determinados estudios geocientíficos aplicados.
Acá al pie se reproduce una sección ultraprofunda de muy alta calidad, procesada a partir de una adquisición marina en Canadá, sobre la continuación septentrional de la faja plegada de los Apalaches. En ella, además de las amplitudes, se indica el grado de correlación y de buzamiento en tonalidades variables.

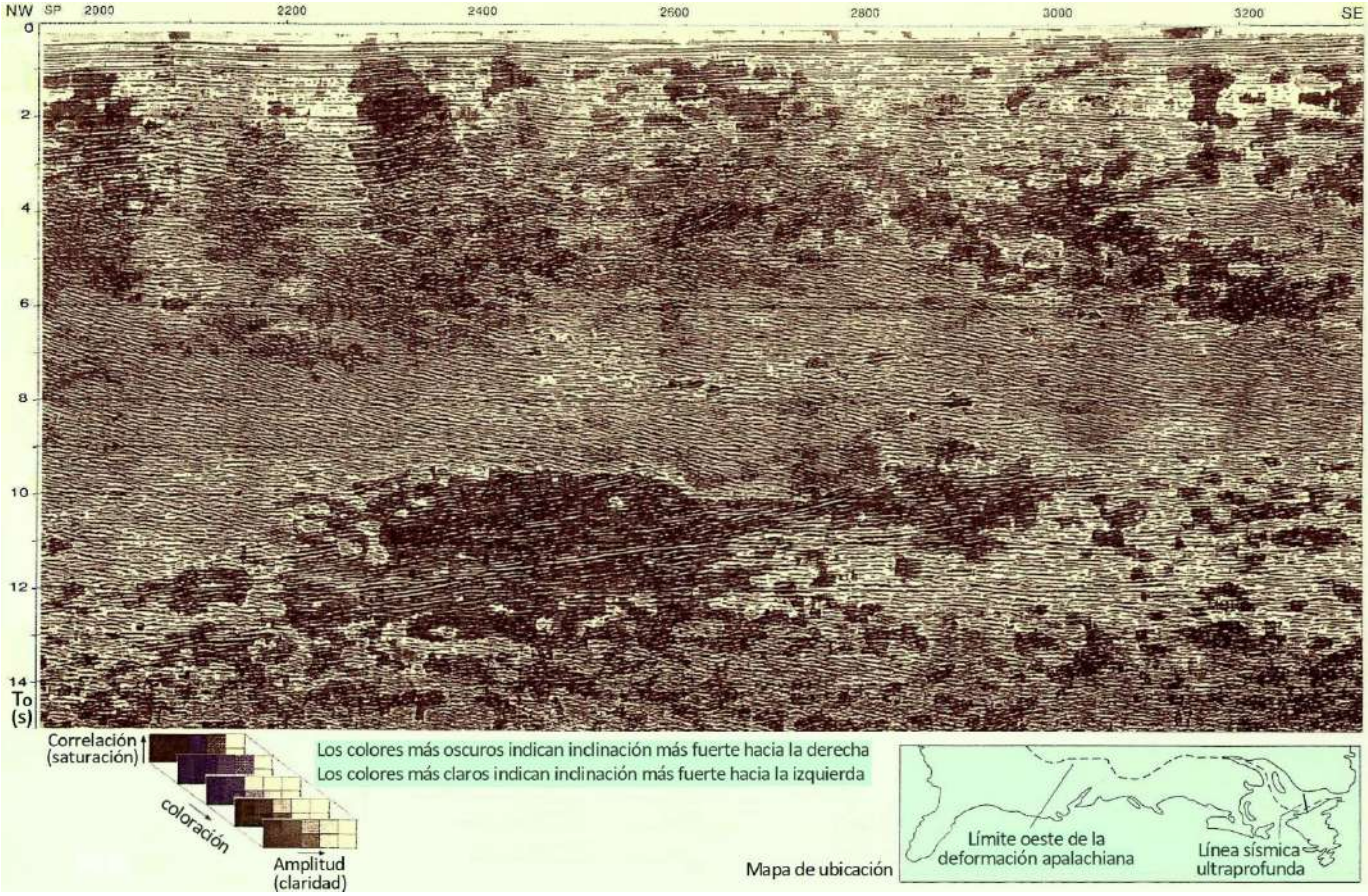
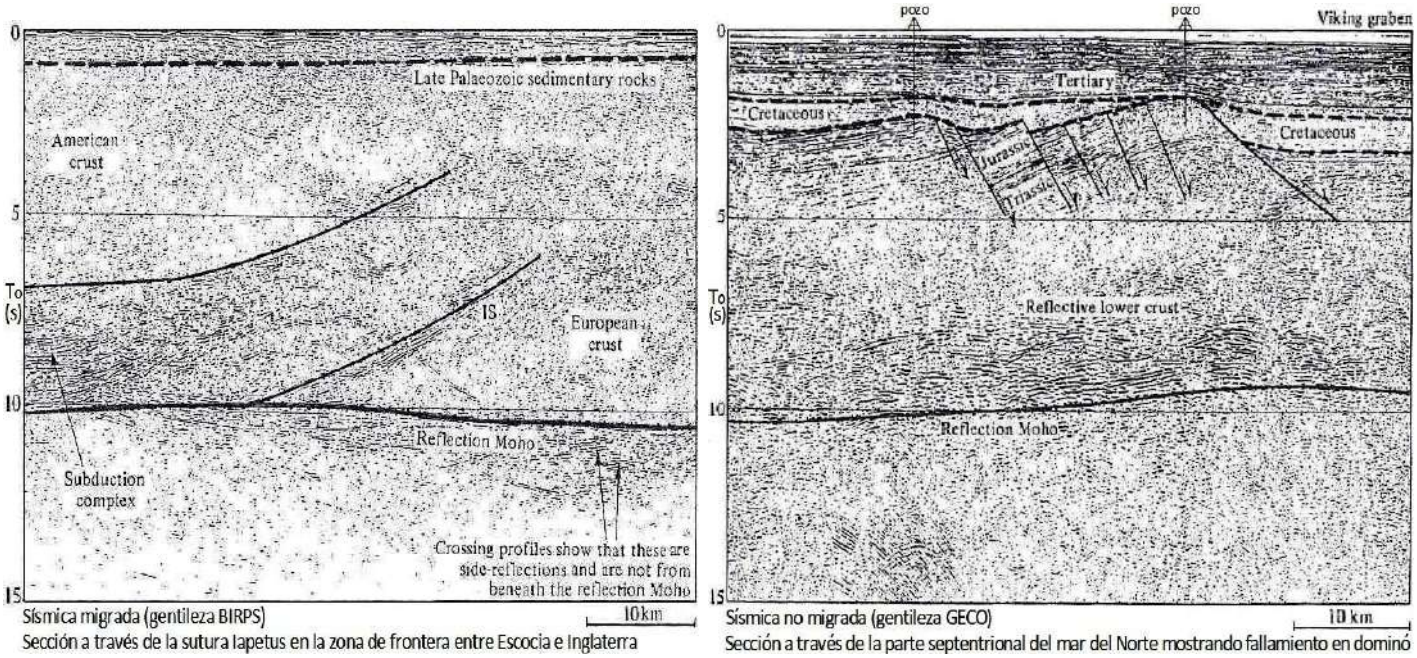


Imagen sísmica de la corteza y el manto cuspidal en el golfo de San Lorenzo, Canadá (modificado de Marillier *et al.*, 1990)

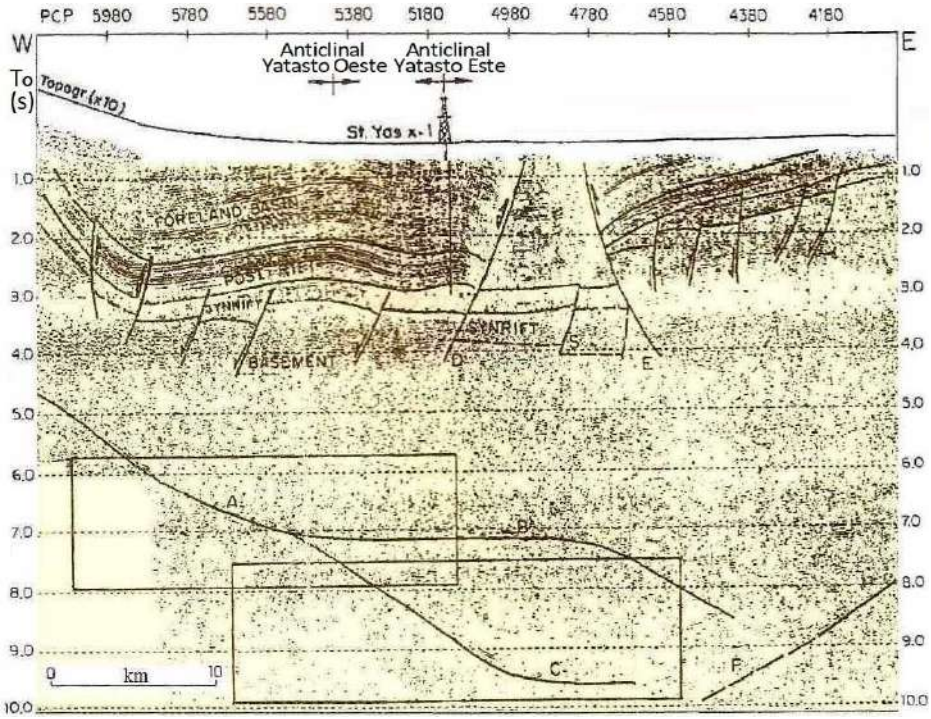
Arriba de la página siguiente se ilustran otras dos secciones para visualización de la corteza inferior, señalándose la reflexión producida por la **discontinuidad de Mohorovičić**. En el caso de la izquierda se identifica la enorme cuña del complejo subducido entre las cortezas norteamericana (Laurentia) y sureuropea (Avalonia) cuando estos

continentes hace 390 m.a. colisionaron durante la orogenia Caledónica del Devónico en la hoy frontera anglo-escocesa, allí donde el emperador Adriano entre los años 122 y 132 hizo construir la muralla norte del Imperio romano. (La actual separación continental inició más al noroeste, hace 200 m.a.). El caso de la derecha, bajo el mar del Norte, sobre corteza inferior reflectiva, muestra el *graben* Vikingo y pozos sobre estructuras en dominó.



(figuras modificadas de Klemperer & Peddy, 1992)

Una opción de sísmica ultraprofunda de bajo presupuesto –desarrollada en los Estados Unidos por **Okaya y Jarchow** en 1989 y utilizada en Argentina por **Alberto Cominguez** desde 1990– es la de ***reutilizar los registros de vibros de prospección petrolera rutinaria para hacer un reproceso distinto del convencional***. Recordemos que la estrategia habitual es la de grabar durante muchos segundos hasta dar tiempo a que las últimas altas frecuencias del barrido partan del vibro, bajen y retornen de la profundidad cuencal establecida. Entretanto las primeras bajas frecuencias, que salieron al comenzar el barrido, tuvieron tiempo para llegar hasta profundidades mucho mayores, rebotar y llegar a las estaciones receptoras, data que rutinariamente se descarta, pero que, apropiadamente reprocesada, provee reflexiones que, pese a su calidad muy pobre, pueden dar indicios importantes de la geología a gran profundidad. Esto, con datos complementarios de otros métodos geofísicos, conduce a modelos de aceptable confiabilidad sobre la geodinámica cortical.



Sísmica ultraprofunda en el rift cretácico de Salta; ver texto
(modificado de Comínguez & Ramos, 1995)

La sección sísmica ya interpretada que acá vemos es un ejemplo de esta técnica especial de correlación cruzada, en este caso obtenida en la cuenca Noroeste de Argentina. Registrada sobre los campos de la posta Yatasto que hace dos siglos propiciaron el encuentro entre el más relevante y el más íntegro de los grandes próceres argentinos: San Martín y Belgrano.

CUESTIONARIO BÁSICO

- Puntualizar los requerimientos para registrar las ondas S y sus características en el subsuelo.
- Comentar las variadas aplicaciones de las ondas transversales y su vinculación a módulos elásticos.
- ¿Cómo se obtiene y qué beneficios puede ofrecer la sísmica 4D?
- ¿Cómo se aplica la microsísmica vinculada con el hidrofracturamiento en pozos?
- ¿Qué otras diversas aplicaciones tiene la microsísmica?
- ¿Cómo se registra para interferometría?
- ¿Qué diferencias operativas tiene la adquisición de sísmica somera respecto de la profunda?
- Ejemplificar aplicaciones de sísmica de reflexión somera.
- ¿Qué objetivos puede tener la sísmica ultraprofunda?
- ¿A qué estrategias puede recurrirse para obtener datos sísmicos a muy grandes profundidades?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Alsos, T., Eide, A., Astratti, D., Pickering, S., Benabentos, M., Dutta, N., Den Boer, N., Livingstone, M., Nickel, M., Senneland, L. *et al*., 2002. Aplicaciones sísmicas a lo largo de la vida productiva del yacimiento. Oilfield Review, Otoño (p 54-74).
- Akpan, S., Okeke, F. & Obiora D., 2020. Assessment of updated low frequency model in delineating bypassed hydrocarbon reservoir: A 4D seismic study of 'X'-field, offshore, Niger Delta, Nigeria. Indian Journal of Science and Technology V.13 N°36 (p 3738-3753).
- Anderson, R., Boulanger, A., He, W., Xu, L. & Hart, B., 1996. 4-D seismic monitoring of reservoir production in the Eugene Island 330 Field, Gulf of Mexico. En Applications of 3-D seismic data to exploration and production; Weimer P. & Davies, T. Eds (p 9-19). A.A.P.G. Studies in Geology N°42; S.E.G. Geophysical Development Series N°5.
- Banerdt, B., Smrekar, S., Banfield, D., Giardini, D., Golombek, M., Johnson, C., Lognonné, P., Spiga, A., Spohn, T., Perrin, C. *et al*., 2020. Initial results from the InSight mission on Mars. Nature Geoscience 02/20 (14 p). Springer.
- Benabentos, M., Mallick, S., Sigismondi, M. & Soldo, J., 2002. Seismic reservoir description using hybrid seismic inversion: a 3D case study from the María Inés Oeste Field, Argentina. The Leading Edge, V.21 Nº10 (p 1002-1008).
- Bittgenbach, T. & Schieisiek, K., 2002. 4-C system goes ultradeep. Hart's E&P, Jannuary (p 67-69).
- Caldwell, J., Christie, P., Engelmark, F., McHugo, S., Ôzdemir, H., Kristiansen, P. & McLeod, M., 1999. Shear waves shine brightly. Oilfield Review, V.11 Nº1 (p 2-15).
- Collins, D., Toya, Y., Hosseini, Z. & Trifu, C., 2014. Real time detection of rock fall events using a microseismic railway monitoring system. Geohazards V.6 (6 p).
- Curia, E., Duncan, P., Grealy, M., McKenna, J. & Hill,A., 2018. Microseismic monitoring of Vaca Muerta completions in the Neuquén Basin, Argentina. *The Leading Edge, V.*37 N°4 (p 262–269).
- Cominguez, A. & Ramos, V., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sismica de reflexion profunda: Revista Geológica de Chile, V.18 N°1 (p 3-14).
- Duan, Y., Shen, Y., Canbulat, I., Luo, X. & Si, G., 2021. Classification of clustered microseismic events in a coal mine using machine learning. Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, V.13 N°6 (p 1256-1273).
- Ebron, D., Krail, P., Ridyard, D. & Scott, L., 1998. 4-C/4-D at Teal South. The Leading Edge V.17 N° (p 1450-1453).
- Games, K. & Wakefield, N., 2014. The successful design, development and acquisition of a UHRS 3D seismic dataset. Near Surface Geoscience - 20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, V. 09/14 (p 1-5).
- Daugherty, J. & Urbancic, T., 2009. Microseismic monitoring of a carbon sequestration field test. CSPG, CSEG, CWLS Convention, abstracts (3 p), Frontiers + Innovation.
- Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A. & Wapenaar, K., 2013. Seismic exploration-scale velocities and structure from ambient seismic noise (>1Hz). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, V. N°118 (p 4345-4360).

- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 400-405). Cambridge University Press.
- Honey, M. & Douma, H., 2012. Rayleigh-wave tomography at Coronation Field, Canada: The topography effect. The Leading Edge V.31 N°1 (p 54-61).
- Gaiser, J. & Jones, N., 1998. Multicomponent – OBC surveys capture shear-wave rock properties. In Depth V.4 N°2 (p 50-56).
- Greaves, R. & Fulp, T., 1991. Three-dimensional seismic monitoring of an enhanced oil recovery process. En Interpretation of three dimensional seismic data (p 224-237). A.A.P.G., Memoir 42.
- Jack, I., 1997. Time-lapse seismic in reservoir management (291 p). Distinguished Instructor Series N°1, Society of Exploration Geophysicists.
- Johnston, D., Shyeh, J., Eastwood, J., Khan, M. & Stanley, L., 2000. Interpretation and modeling of time-lapse seismic data: Lena Field, Gulf of Mexico. May Offshore Technology Conference (4 p).
- Klemperer, S. & Peddy, C., 1992. Seismic reflection profiling and the structure of the continental lithosfere. En Understanding the Earth (p 251-274); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Marillier, F., Hull, P., Roest, W. & Durling, P., 1990. New color display techniques help to interpret deep seismic reflections. Eos, Transactions American Geophysical Union, V.71 N°42 (p 1147-1150).
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. An introduction to seismic interpretation (p 91-94). Gulf Publishing.
- Miao, X., Wang, P. & Liu, Y., 2011. Enhancing gas field discovery by multicomponent imaging and joint inversion. SEG Annual Conference, abstracts (4 p).
- Miller, R., Anderson, N., Feldman, H. & Franseen, E., 1995. Vertical resolution of a seismic survey in stratigraphic sequences less than 100 m deep in southeastern Kansas. Geophysics, V.60 N”2 (p 423-430).
- Onyebueke, E., Manzi, M. & Durrheim, R., 2018. High-resolution shallow reflection seismic integrated with other geophysical methods for hydrogeological prospecting in the Nylsvley Nature Reserve, South Africa. Journal of Geophysics and Engineering, V.15 (p 2658-2673).
- Pertuz, T. & Malehmir, A., 2023. Ultrahigh-resolution 9C seismic survey in a landslide prone area in southwest of Sweden. Geophysical Journal International N°235 (p 2094-2106).
- Ramírez Camargo, A. & Bosch, M., 2013. Inversión sísmica y petrofísica utilizando el método de optimización. Revista Fac.Ingeniería U.C.V., V.28 Nº2 (p 37-54).
- Reyes-Montes, J., Pettitt, W. & Young, R., 2007. Validation of a synthetic rock mass model using excavation induced microseismicity. 1st Canada-U.S. Rock Mechanics Symposium (5 p), ARMA.
- Sieck, H. & Self, G., 1977. Analysis of high resolution seismic data. En Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration (p 353-386); Payton, C. Ed. A.A.P.G., Memoir 26.
- Shapiro, S., 2015. Fluid-induced seismicity (289 p). Cambridge University Press.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. Exploration seismology (p 471-486, 505-516). Cambridge University Press.
- Tatham, R. & McCormack, M., 1991. Multicomponent seismology in petroleum exploration (259 p). Neitzel, E. & Winterstein, D. Eds. Society of Exploration Geophysicists.
- Tosaya, C., DaPrat, G. & Nur, A., 1984. Monitoring of thermal EOR fronts by seismic methods. Conference N°495 (10 p). Petrophysical Services Inc.
- Villanova Silveiro, L., Yokoyama, E. & França, G., 2019. Study of the periodicity of moonquakes and their causalities. 16° International Congress of the Brazilian Geophysical Society (3 p).
- Warpinski, N., Griffin, L., Davis, E. & Grant, T., 2006. Improving hydraulic frac diagnostics by joint inversion of downhole microseismic and tiltmeter data. SPE Annual Technical Conference, abstracts (5 p).
- Xu, N., Tang, C., Li, H. & Liang, Z., 2012. Application of microseismic monitoring technique in hydroelectric projects. En Hydropower, practice and application, cap.7 (166 p). Dalian University of Technology.

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.

Coda: REFLEXIONES DEL INFRAMUNDO

Bien o mal, hasta acá llegamos con nuestro programa de geofísica, siempre escaso de audiencia.
"¡Por fin!" dirán aliviados quienes no sean masoquistas de la ciencia como les autores de estos dislates.
Seguramente no habrá sido simple soportar los efectos producidos por todo un combo de campos de gravedad anómala, magnetización concentrada, resonancia nuclear, inyecciones electródicas, corrientes inducidas aéreas, radiación ionizante, espectros gamma, gradientes advectivos, temblores terrestres, acústica de alta frecuencia, emisión masiva de ondas u operaciones en pozos profundos.
Pero toda esta temática, aunque variada y no fácil, está lejísimo de agotar las vertientes de esta geociencia. Tanto por su proliferación como por el gran caudal que cada una aporta, siempre renovado, creciente por el pertinaz progreso científico y tecnológico, donde todos meten y nadie se guarda nada.
De modo que lo experimentado en el tránsito de estas páginas –largos meses para les infortunades estudiantes– puede considerarse sólo un primer bautismo –acaso helado– en estos manantiales de la geofísica. Porque naturalmente seguirán surgiendo datos de las entrañas del subsuelo mientras se persista en su búsqueda, ya sea por mera curiosidad intelectual o por perentorias necesidades aplicadas.
Deviene entonces oportuno recordar al Perito Francisco Pascacio. Pero no por sus importantes estudios como naturalista. Ni por su reprochable ética con los aborígenes (tuvo al cacique Inakayal y a otros estudiados como especímenes en el Museo de La Plata, tristes actitudes por entonces usuales). Ni por su enorme contribución a la cuestión de límites con Chile. Como tampoco por su avivada de desviar el curso del río Fénix que desaguaba en el lago Buenos Aires (idea del galés ap Iwan) para reempalmarlo con el Deseado como en la prehistoria, allí donde se fundó luego la localidad santacruceña que lleva su nombre –un episodio que los chilenos recuerdan con no mucho humor, aunque hayan tenido una historia de apropiación de vastos territorios de Bolivia y Perú–.
No. Recordamos aquí al Perito porque en esta porción de la Patagonia, en la sequedad del golfo San Jorge, supo vislumbrar hace más de un siglo un particular escenario. Éste, de cigüeñas todavía incansables pese al imperativo de reducir drásticamente las emisiones de CO_2. Éste, que continúa empleando la geofísica, entre otros múltiples requerimientos, en pos de seguir hurgando –se pretende en forma ambientalmente responsable– para extraer los recursos no renovables de la madre tierra.

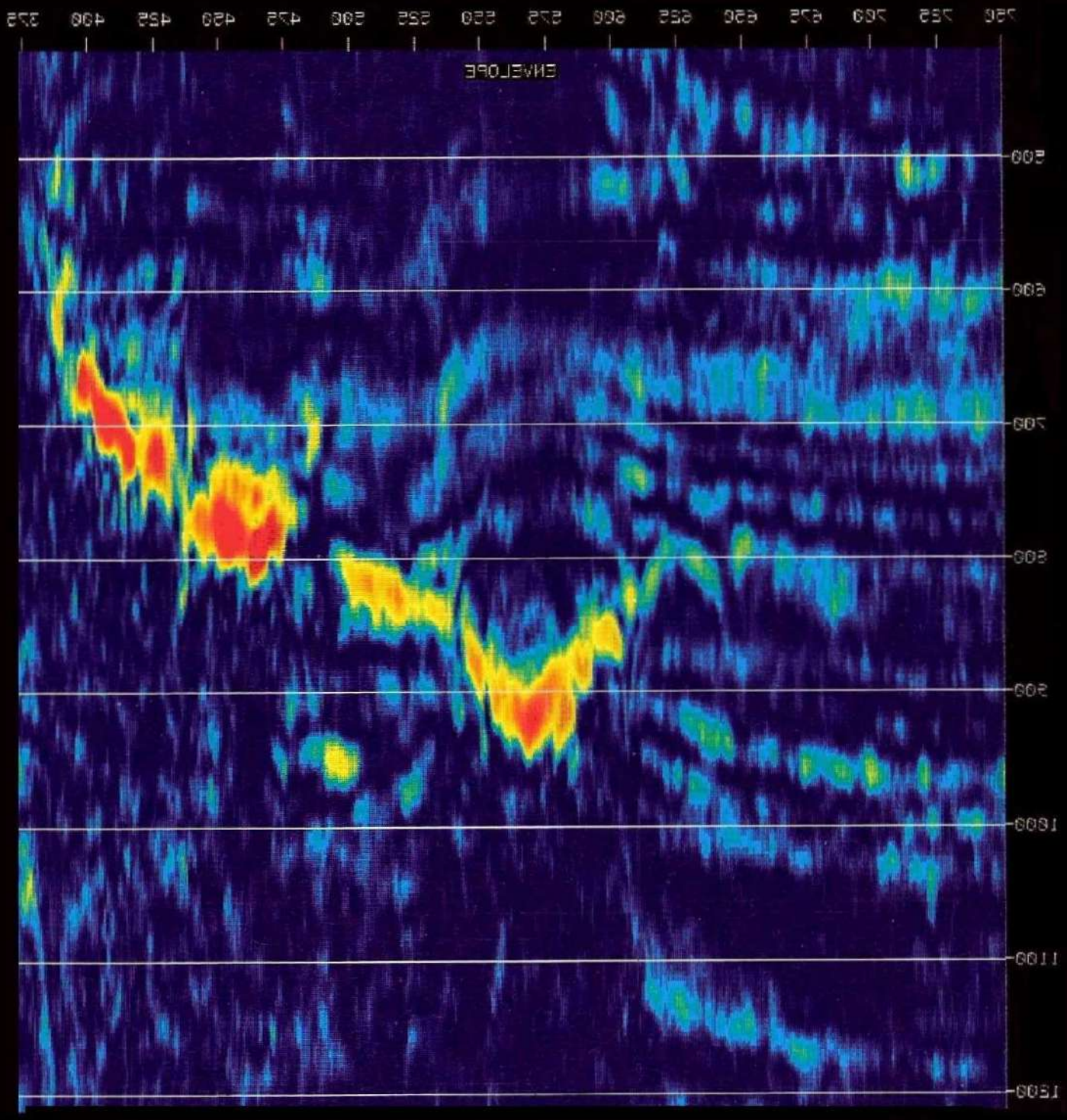
"Agua para beber no van a encontrar (…)
pero es fácil que encuentren otra cosa de tanto más valor…"
Francisco Pascacio Moreno (1896)

Cigüeñas de bombeo de petróleo en pozos de Comodoro Rivadavia (foto Diario El Patagónico)

Cangurito calcinado vivo al interponerse un alambrado en su fuga desesperada durante los devastadores incendios del verano 2019-20 en Australia, eventos cada vez más frecuentes y graves a causa de nuestra irresponsabilidad medioambiental (foto Brad Fleet)

Glaciar Perito Moreno, Santa Cruz, en proceso de ruptura tras un endicamiento: pero desde 2019 el cambio climático está provocando el descalce del anclaje basal y una progresiva merma de masa, resultando un retroceso de la posición del frente de hielo de unos 150 metros anuales, poniendo fin a los periódicos endicamientos (foto Luis Chelotti)

Chelotti Luis *et alii*.
Glosas de geofísica (492 p)
Editado en mayo de 2025.



ISBN 978-631-01-0105-7
9 786310 101057