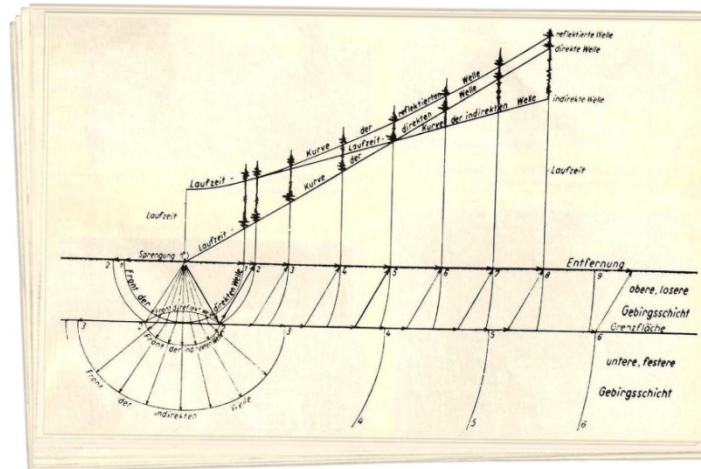


Gráfico de L. Mintrop (modificado de Keppner, 2006)



**“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 salinas 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 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**.



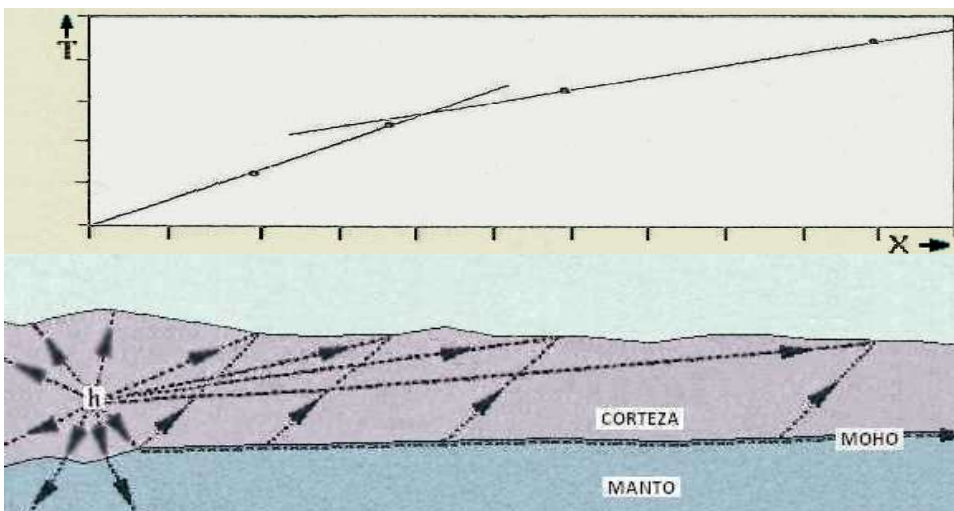
Volosko, Croacia (foto Opatija.net)

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 cranean 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.

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 cranean 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.

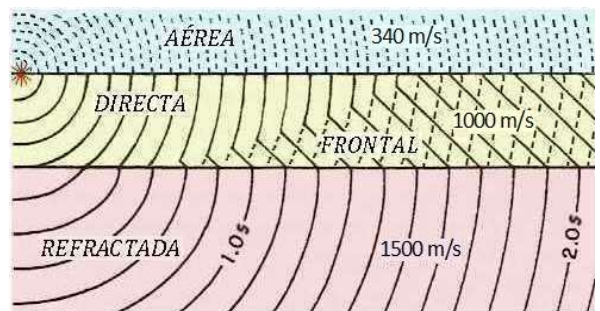
Lo que así había logrado **Andrija Mohorovičić** era el primer descubrimiento de una importante interfaz en el interior terrestre: la discontinuidad corteza-manto que ahora conocemos abreviadamente como Moho.

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 Gavriilo 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 suprayacente, 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).

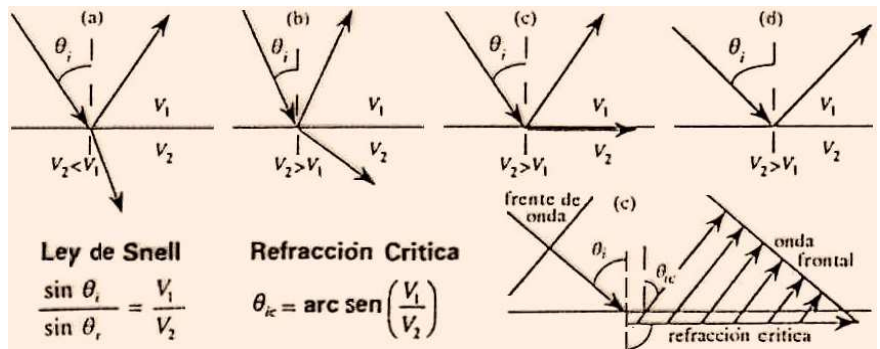
La figura muestra también la onda aérea, pero no se han dibujado los frentes de onda reflejados, ni las ondas de Rayleigh, ni ondas frontales provenientes de interfaces más profundas, ni otras varias que siempre están presentes. Nótese que dentro del área de la onda frontal también sigue existiendo la 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) $v_2 < v_1$, hay reflexión y la refracción inclina más. Los otros casos con $v_2 > v_1$: 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.

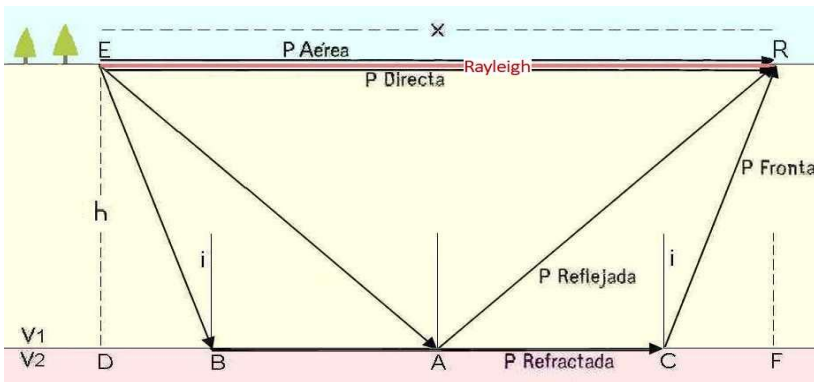
La adquisición de datos de campo consiste en la obtención de un registro de trazas, o varios –donde cada traza es obtenida por un receptor–, más la información topográfica y todo otro dato que resulte de utilidad.

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 $Z = \delta \cdot V$). 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
- V1 y V2: 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/V1. 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 V1,

por lo que: $t = (2/V_1) \cdot (h^2 + x^2/4)$ que es la **ecuación de una hipérbola** (curva de trazos en la siguiente figura)

El tiempo de arribo para la **onda refractada-frontal** es: $t = (EB/V_1) + (BC/V_2) + (CR/V_1) = 2 (EB/V_1) + (BC/V_2)$

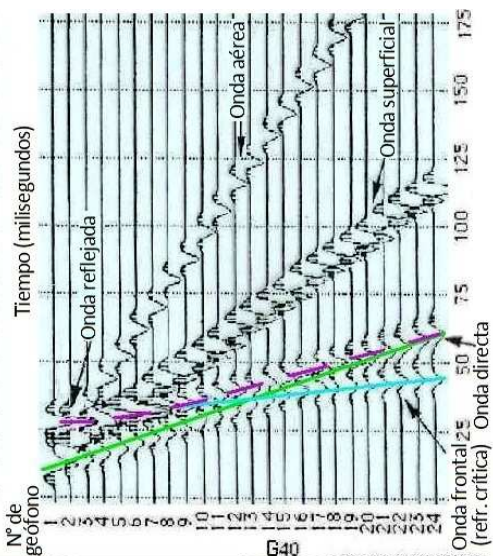
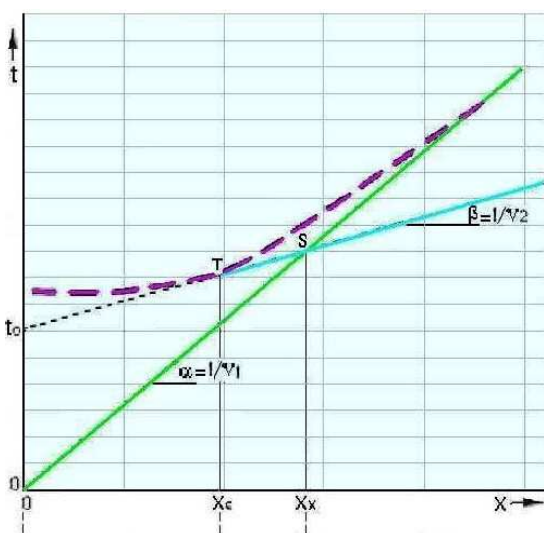
si: $DB = CF = h \cdot \text{tg } i_c$, resulta que: $BC = x - 2h \cdot \text{tg } i_c$, siendo por otra parte: $EB = h / \cos i_c$

Entonces puede escribirse que: $t = (2h / V_1 \cos i_c) + (x / V_2) - (2h \cdot \text{tg } i_c / V_2)$

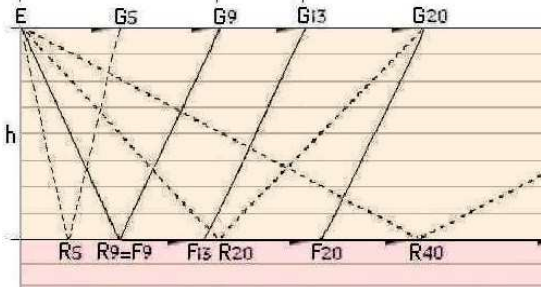
Empleando las conocidas relaciones de: $\text{tg } i_c = \sin i_c / \cos i_c$ y $\sin^2 i_c + \cos^2 i_c = 1$ y sabiendo que: $\sin i_c = V_1 / V_2$

llegamos a la expresión final: $t = [2h (V_2^2 - V_1^2)^{1/2} / V_2 \cdot V_1] + [x / V_2]$ (II)

que representa la ecuación de una recta con pendiente 1/V2. 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.



- REFERENCIAS:**
- E: punto de emisión
 - R: punto de reflexión del frente de onda
 - F: punto de salida de la onda frontal
 - G: posición de geófono
 - Onda Directa
 - Onda Reflejada
 - Onda Refractada Frontal

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_0) y entonces despejamos la **profundidad** (h): $h = t_0 \cdot V_2 \cdot V_1 / 2 \cdot (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}$

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 crítica** 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: $x_c = 2h \cdot \text{tg } i_c$

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 pelotésimo) **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_0 , 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_0 , pero esto no siempre es así.

A la derecha un ejemplo con tres medios superpuestos, donde:

$$t = [2h_1 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_3 \cdot V_1] + [2h_2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} / V_3 \cdot V_2] + [x / V_3]$$

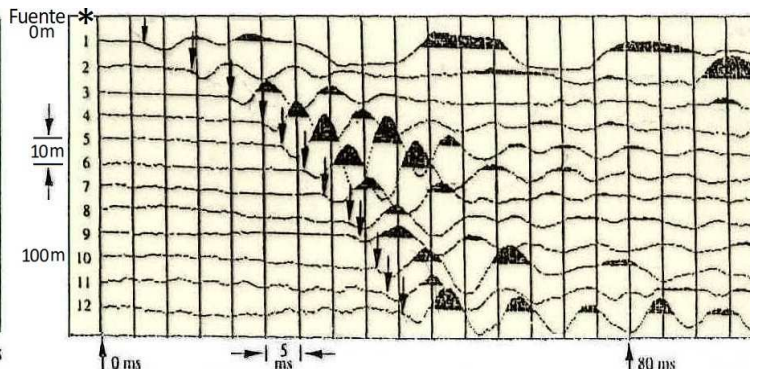
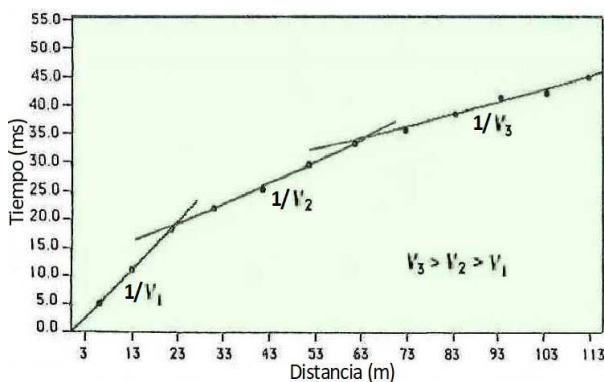
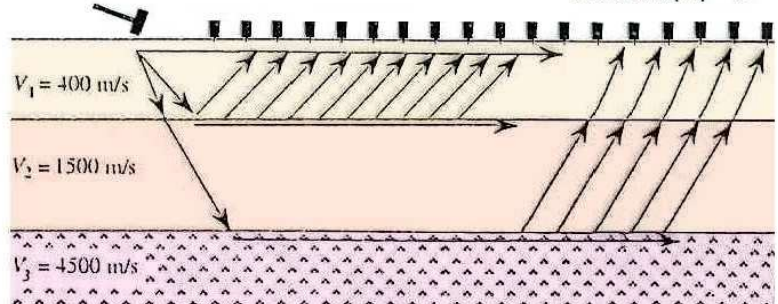
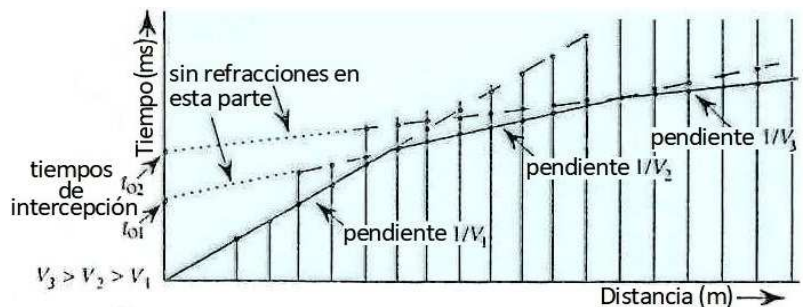
$$h_2 = \{t_{02} - [2h_1 (V_3^2 - V_1^2)^{1/2} / V_3 \cdot V_1]\} \cdot V_3 \cdot V_2 / [2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2}]$$

$$x_x = [2h_1 \cdot V_2 (V_3 - V_1)^{1/2} / V_1 (V_3 - V_2)] + [2h_2 (V_3^2 - V_2^2)^{1/2} / (V_3 - V_2)]$$

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:

$$t = (x / V_n) + (2 / V_n) \sum_{i=1}^{n-1} h_i (V_n^2 - V_i^2)^{1/2} / V_i$$



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.

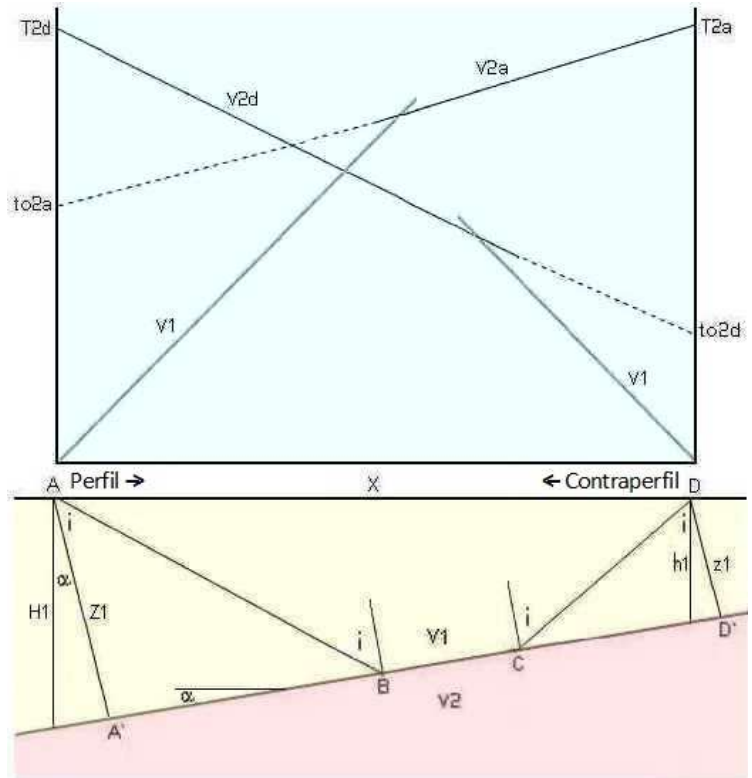
Esperando todo esto no resulte demasiado refractario, vamos con casos menos simples.

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):



Dromocronas (arriba) de perfil y contraperfil en sección inclinada.

$T_{2a} = (AB/V_1) + (BC/V_2) + (CD/V_1)$
 $T_{2d} = (DC/V_1) + (CB/V_2) + (BA/V_1)$

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 y α , 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: $t_{02a}(i) = 2 Z_1 \cdot \cos i / V_1$
 $t_{02d}(i) = 2 z_1 \cdot \cos i / V_1$

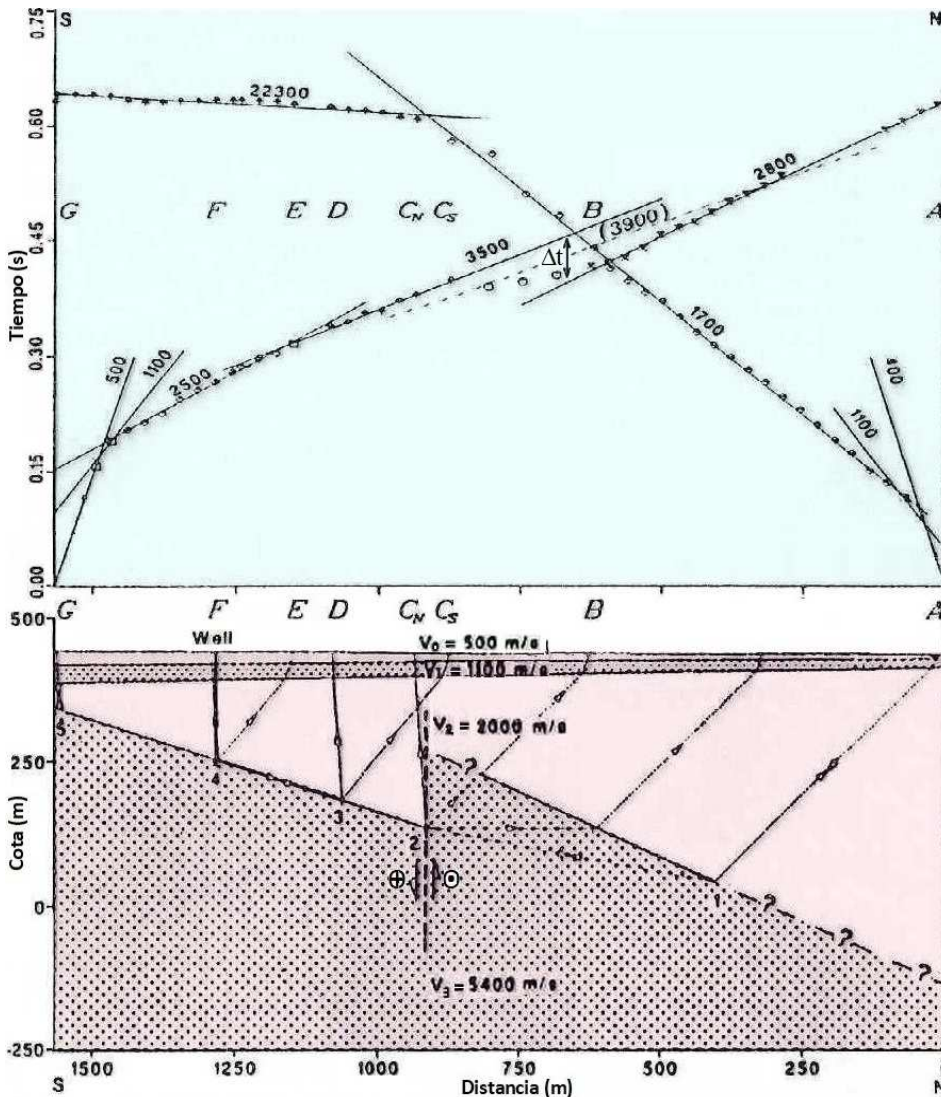
t_{02a} y t_{02d} se obtienen de las dromocronas prolongando las rectas hasta la ordenada al origen –siempre t_{02a} resulta mayor que t_{02d} , porque la profundidad en A es mayor que en D–, V_1 se calcula también desde la gráfica, i es un dato calculado previamente, Z_1 y z_1 son las incógnitas a despejar.

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)

en inglés. Interfase, en cambio, significa entre fases o estados físicos. Y estrato viene de *stratus* (extendido).

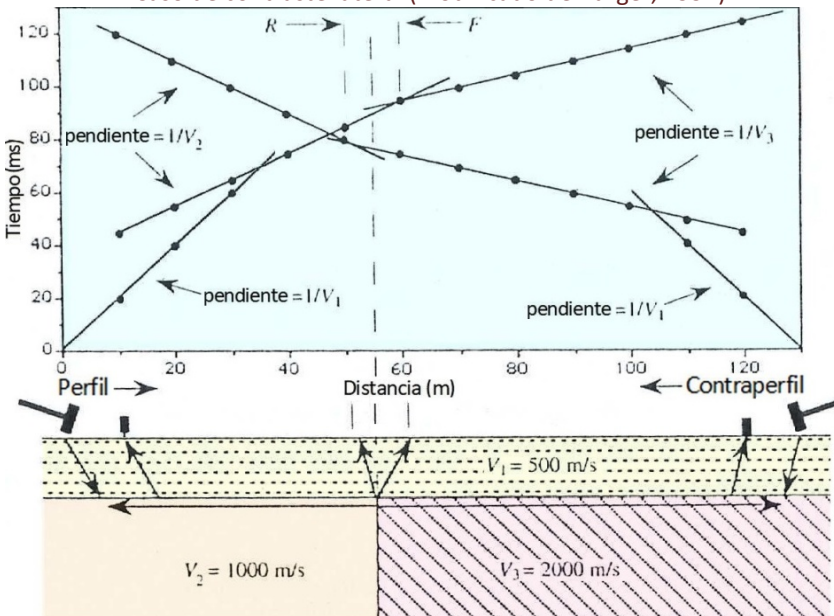


Cuenca San Jacinto (foto James Cornett)

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.

Caso de contraste lateral (modificado de Burger, 1992)



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 V_2 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 irresolubles

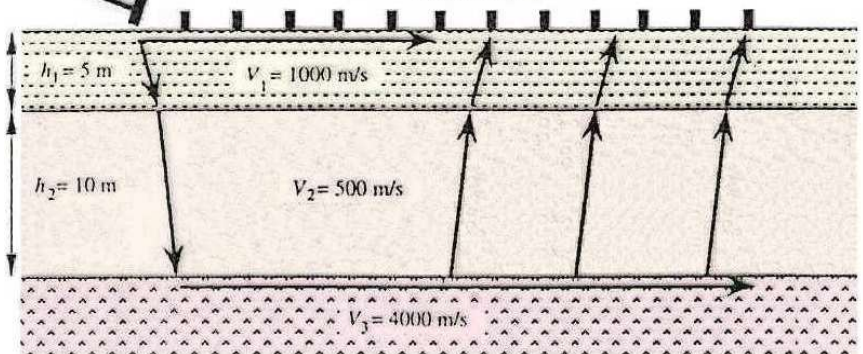
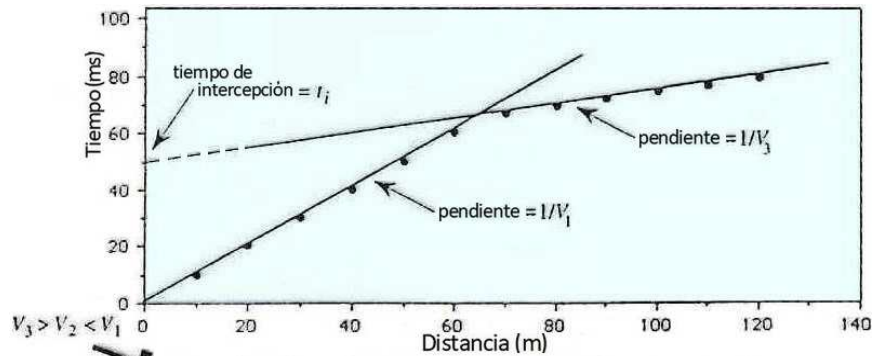
Es como con la criminalidad, a veces hay prófugos y/o falta de pruebas. Acá hay dos situaciones en las que **una capa puede resultar omitida** (o permanecer escondida, *hidden layer*) y únicamente pueden ser resueltos con información adicional de otro tipo (datos de pozos, afloramientos vecinos o empleo 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:

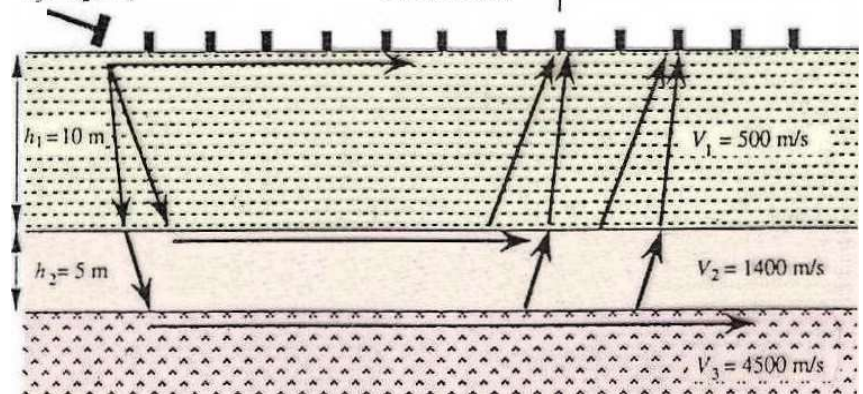
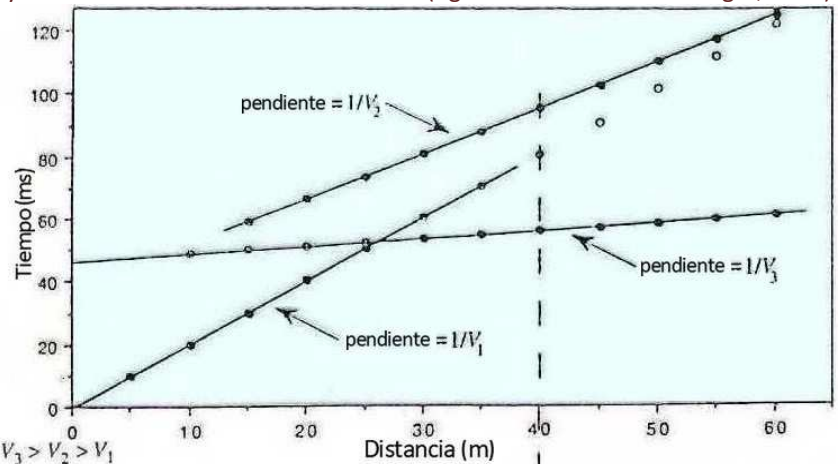
En este caso la Ley de Snell indica que no hay refracción crítica y esta inversión de velocidades no puede detectarse (figura arriba). **La capa es ignorada y el espesor total desde su base hasta la superficie resulta sobredimensionado** en razón de que el método asume que tanto el viaje de bajada como 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 .

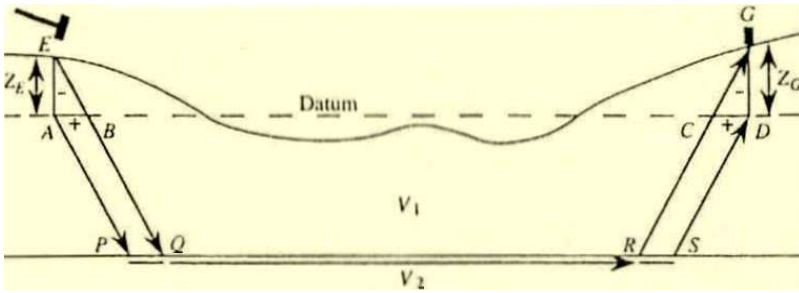
- Capa delgada sobre un medio infrayacente mucho más veloz:

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 .



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)





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

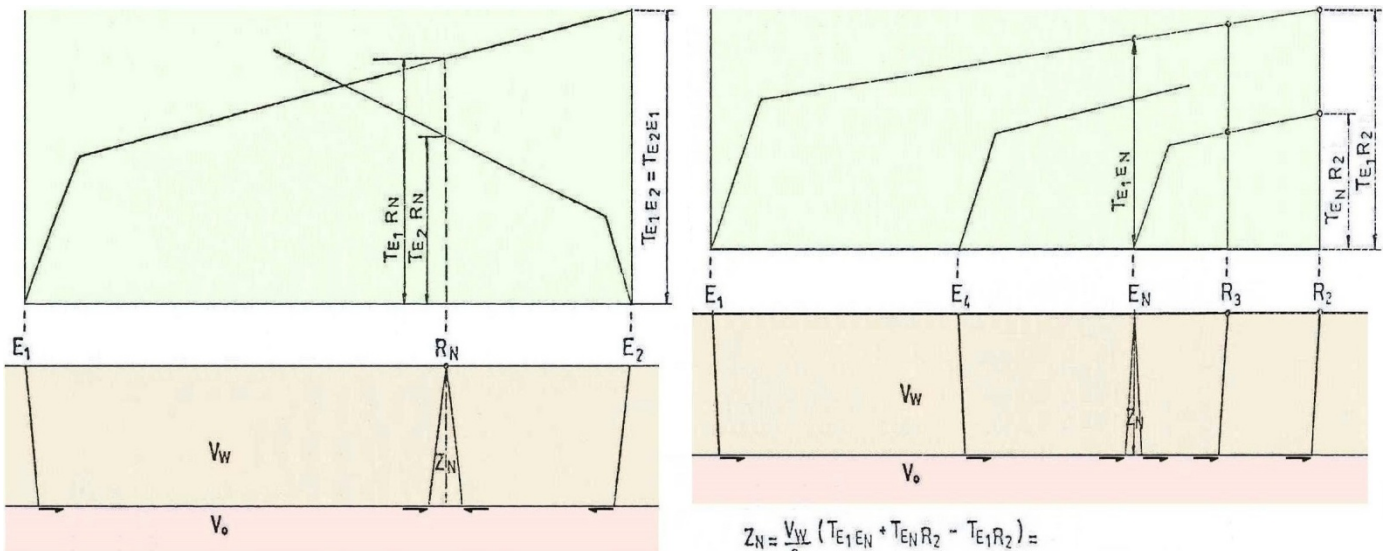
Existen cinco principios generales que han de tenerse en mente cuando se interpretan las dromocronas.

- **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:

- **por Sumación (plus-minus):** 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



$$Z_N = \frac{V_W}{2} (T_{E_1R_N} + T_{E_2R_N} - T_{E_1E_2})$$

SUMACIÓN CON PERFIL Y CONTRAPERFIL

$$\begin{aligned} Z_N &= \frac{V_W}{2} (T_{E_1E_N} + T_{E_N R_2} - T_{E_1R_2}) = \\ &= \frac{V_W}{2} (T_{E_1E_N} + T_{E_N R_3} - T_{E_1R_3}) = \\ &= \frac{V_W}{2} (T_{E_4E_N} + T_{E_N R_3} - T_{E_4R_3}) = \\ &= \dots \dots \dots \end{aligned}$$

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.

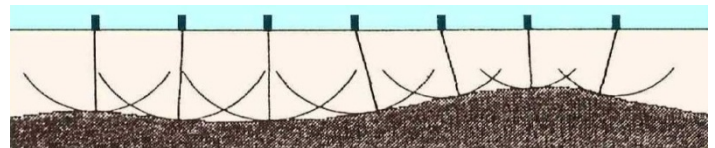
- por **Tiempos de Retraso (*delay times*)**: presupone que las distancias a lo largo del refractor son similares a las medidas sobre la superficie del terreno, aplica a refractores que inclinan hasta 10° , asumidos planos en cada punto, y calcula la demora respecto a si la onda hubiera viajado siempre con la velocidad del segundo medio.



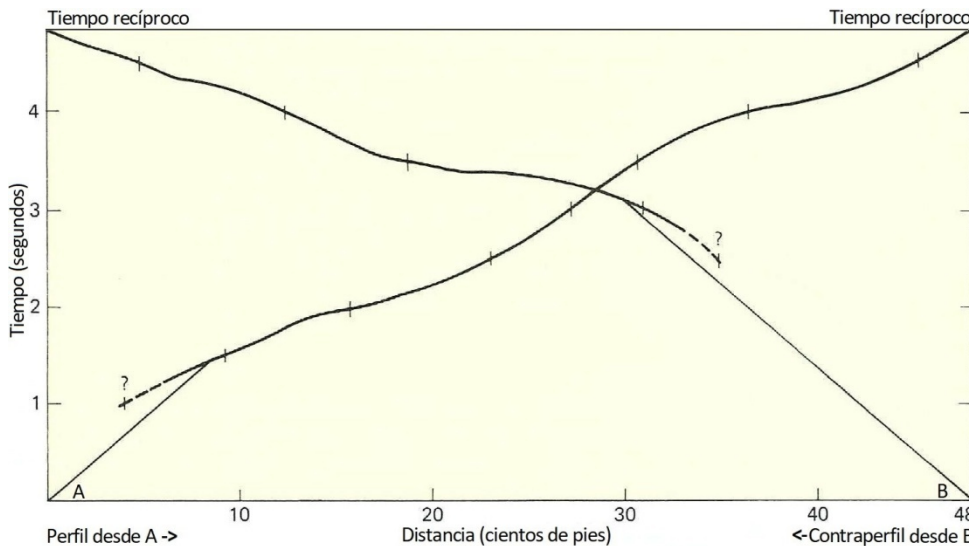
Sísmica de refracción con explosivos. Izquierda, Puna jujeña, 1985, detonación superficial (foto L. Chelotti) Derecha, tiempo actual con una carga reducida y optimizada en un pocito de 1 m. (foto Geoconsultores)



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.



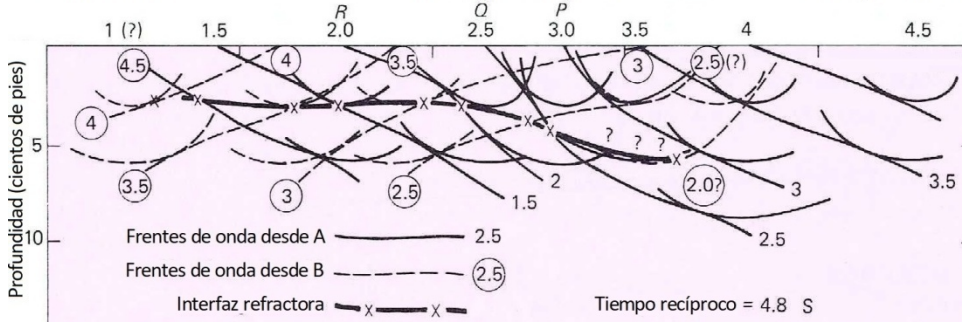
Caso de capa irregular (modificado de Burger, 1992)



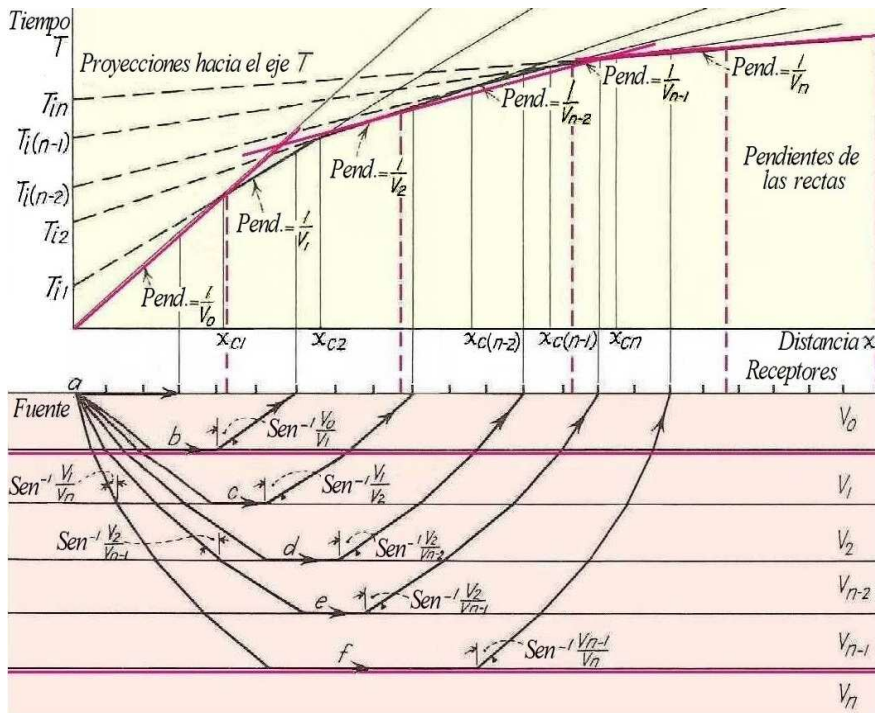
- por **Frentes de Onda**: opción que requiere de un abordaje bastante más complejo, sin la simplificación que suponen las trayectorias de rayos, como se ilustra en las figuras del lado izquierdo. Actualmente se usan programas de computación de cálculos y graficación.

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 donde suben los trazos en rojo, las dromos resultantes (también



Interpretación por frentes de onda (modificado de Dobrin, 1976)



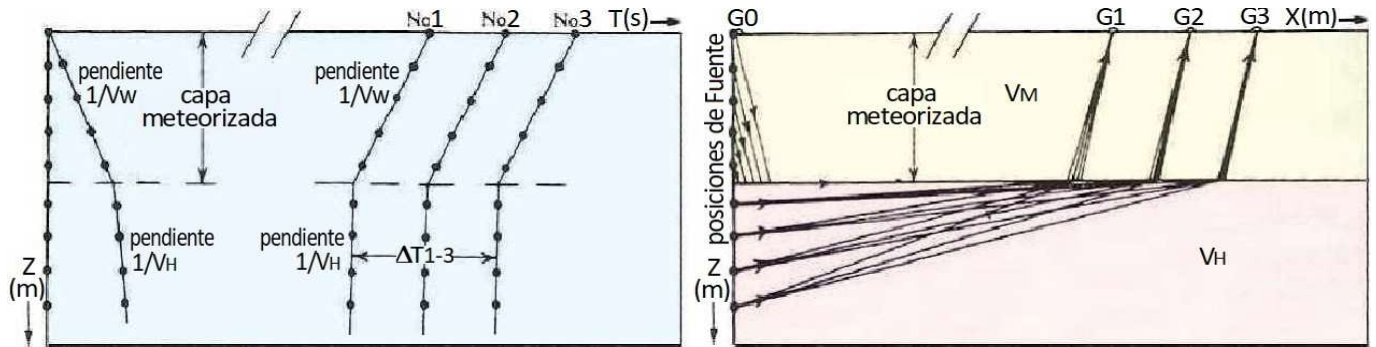
Grado de detalle deseado (modificado de Robinson & Coruh, 1988)

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)

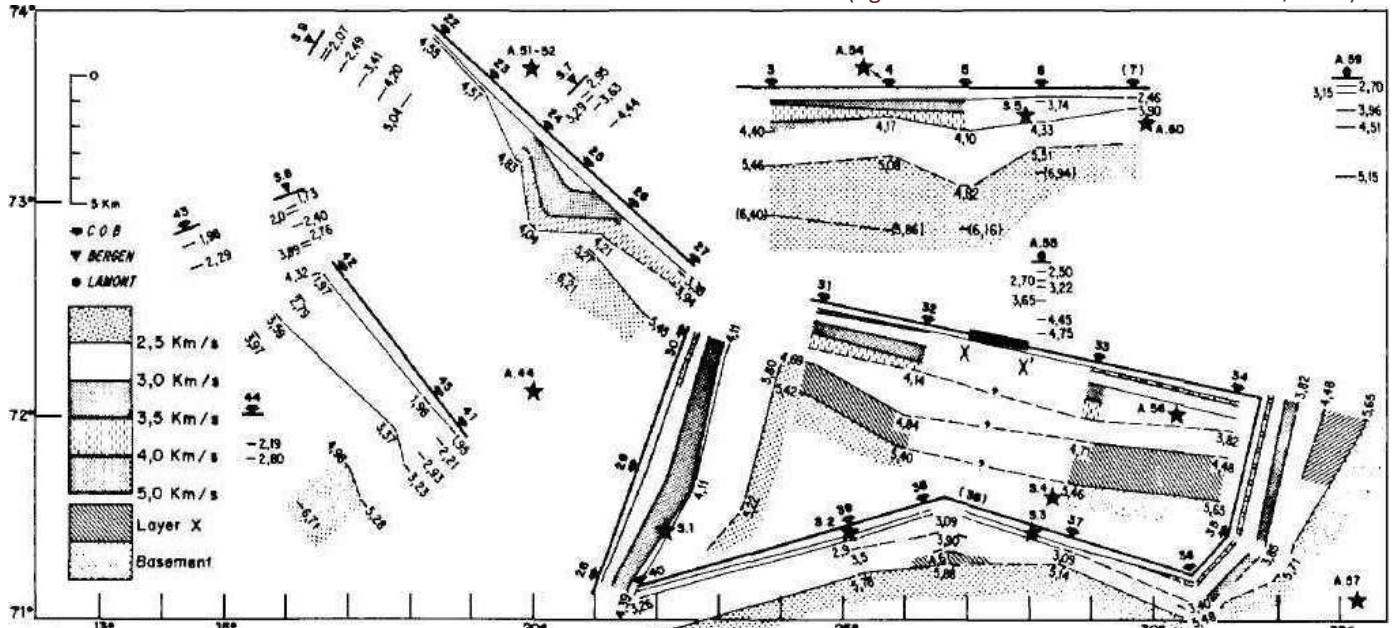
APLICACIONES DE LA SÍSMICA REFRACTIVA

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.

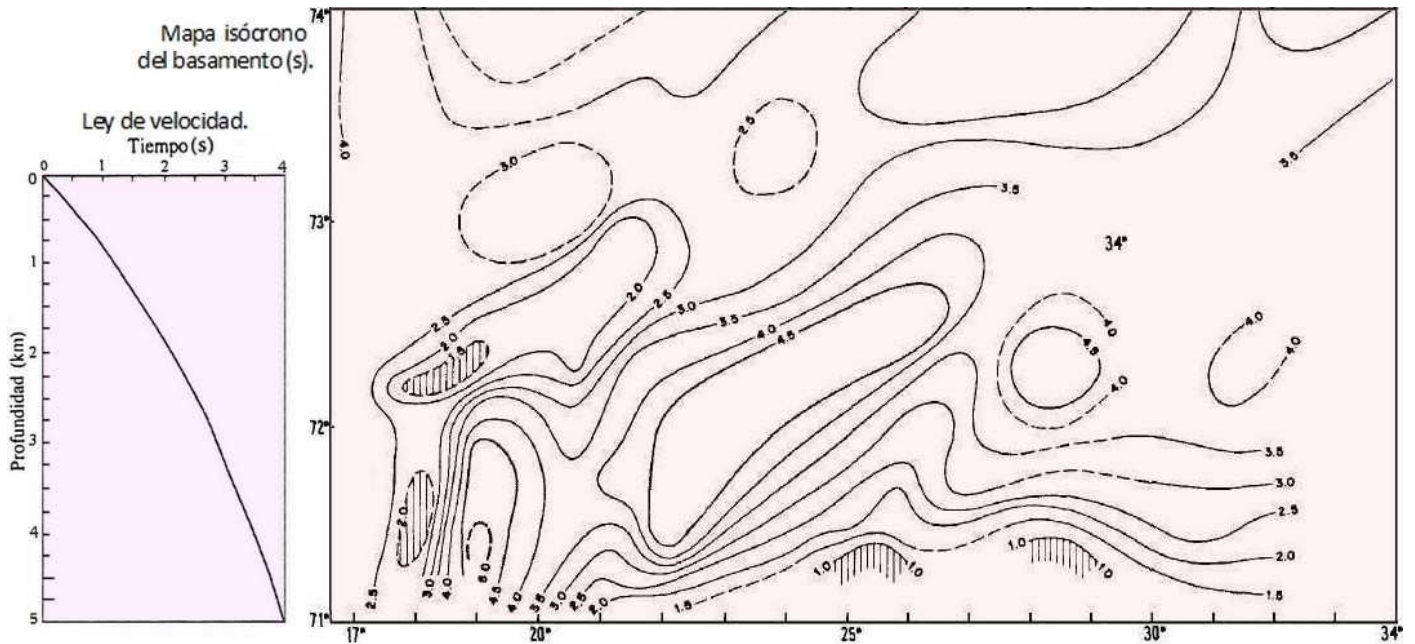
Una de las aplicaciones de mayor provecho ha sido la de **conocer la profundidad del basamento ígneo o metamórfico de las cuencas sedimentarias**, donde la velocidad de tránsito es mucho mayor que en las rocas suprayacentes (como se ve en el caso de la pág.321). Incluso **es útil para mapear las cuencas, 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)

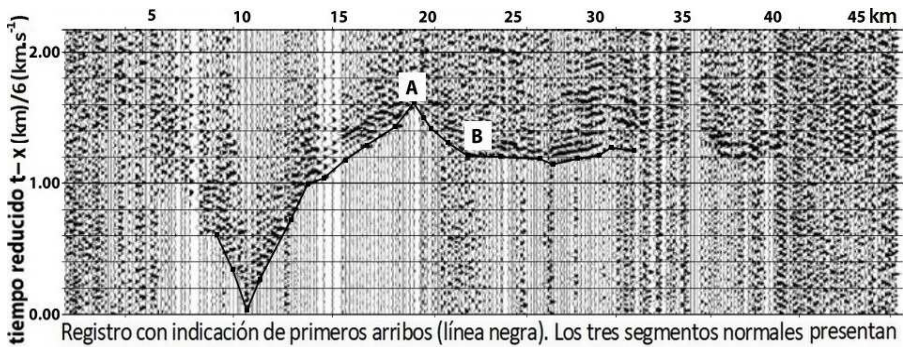


Mar de Barents, zona sur. Ubicación de los perfiles de refracción y secciones correlacionadas a lo largo de la trayectoria de navegación. Las estrellas indican relevamientos no contemplados en esta figura. En X-X' se registró una sección de reflexión.

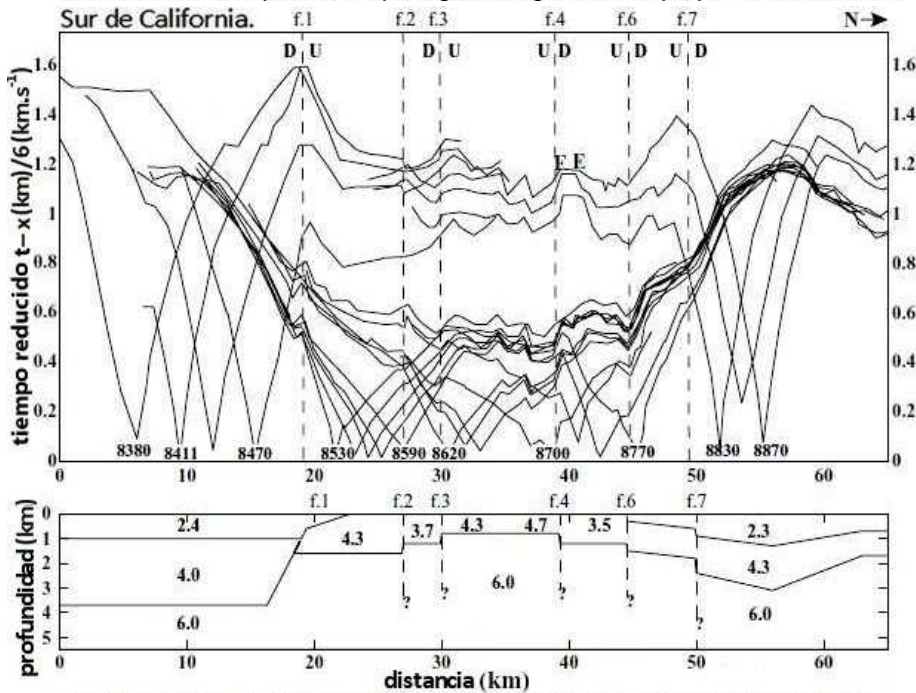


El **mapa isócrono** asemeja un mapa estructural, pero su escala es de tiempos de viaje (de bajada y subida) de las ondas refractadas con el ángulo crítico. Cuánto mayor una curva isócrona, más profundo el tope del basement. Dentro de una cuenca puede también hacerse la determinación de las velocidades 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



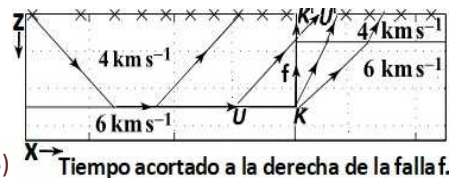
Registro con indicación de primeros arribos (línea negra). Los tres segmentos normales presentan velocidades de 2.4, 4.3 y 6.0 km/s. Hay un segmento negativo entre A y B, y se ven trazas ruidosas.



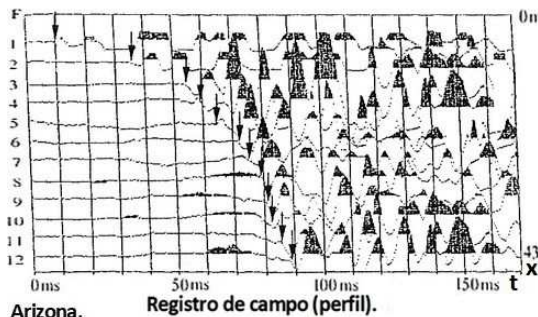
Arriba, dromocronas de picados de primeros arribos de varios registros apilados. Abajo, modelo resultante de la interpretación de los datos. Las f indican fallas, U indica la interfaz más somera (colgante de la falla) y D la más profunda (yacente).

Perfiles y contra-perfiles múltiples, ver texto (figuras modificadas de Yan *et al.*, 2005)

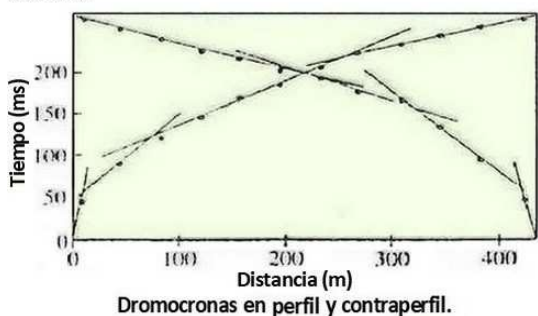
que se complementan, de los cuales vemos uno de los registros de campo (con trazas verticales) para el cual se dispuso de un tendido de geófonos hacia ambos lados de la fuente (ubicada en el vértice inferior). Muchas trazas oscilan ya desde el tiempo cero por ruidos variados del ambiente (viento, motores, 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 $x(\text{km})/6(\text{km}\cdot\text{s}^{-1})$.



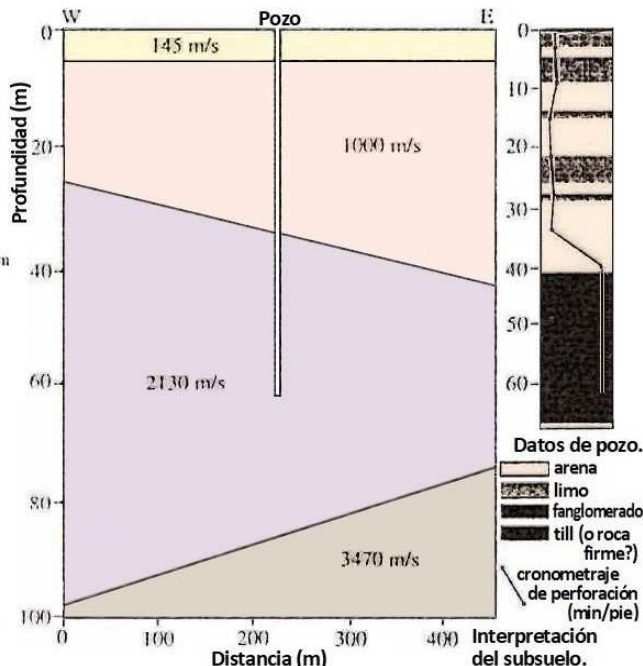
Timeo acortado a la derecha de la falla.



Arizona, sitio MRI.



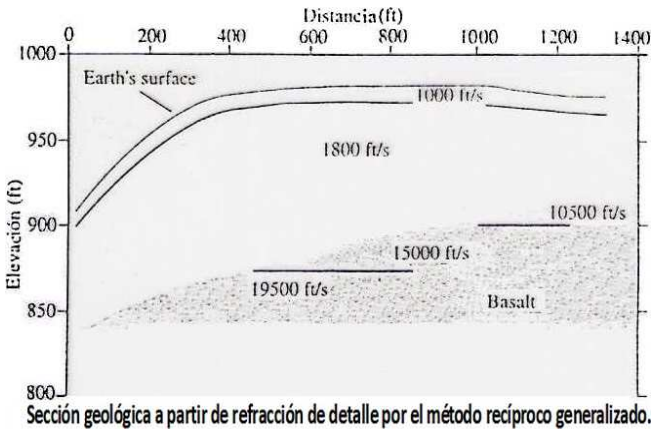
Dromocronas en perfil y contra-perfil.



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.

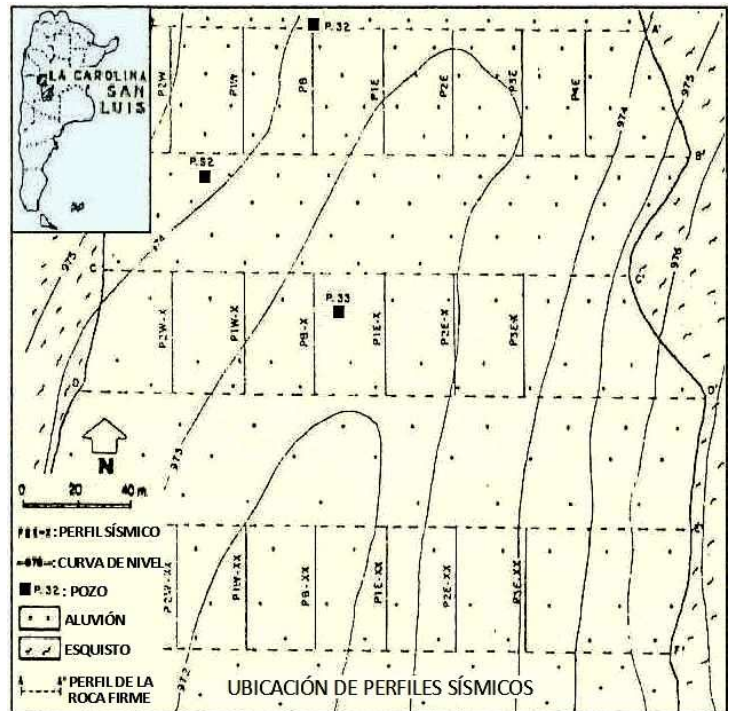
Dromocronas y pozo (figuras modificadas de Sternberg *et al.*, 1990)

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.

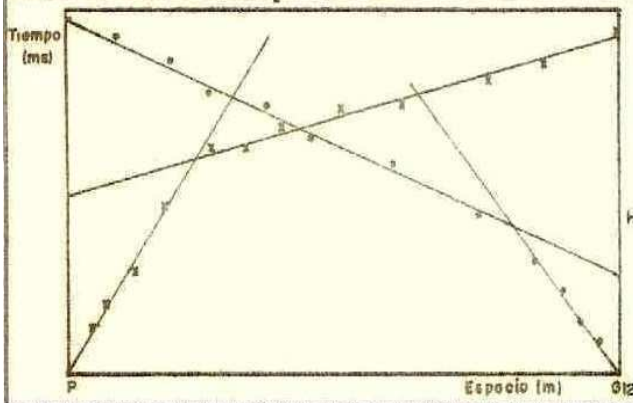


(modificado de Langston, 1990)

(modificado de Colombo et al., 1990)

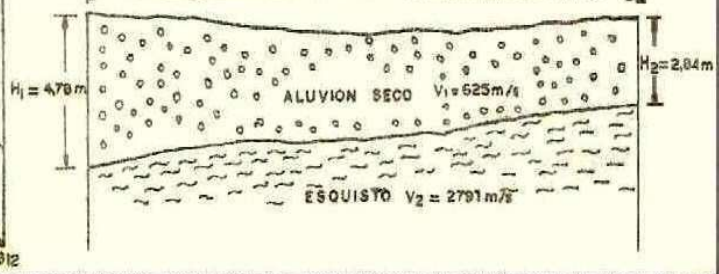


Dromocronas correspondientes a línea 1 oeste XX



Instrumental de Campo: Martillo Sledge y explosivos Gelamón VF65% con detonadores eléctricos instantáneos. Geófonos uniaxiales. Sismógrafo Geometrics ES-1225 de 12 canales.

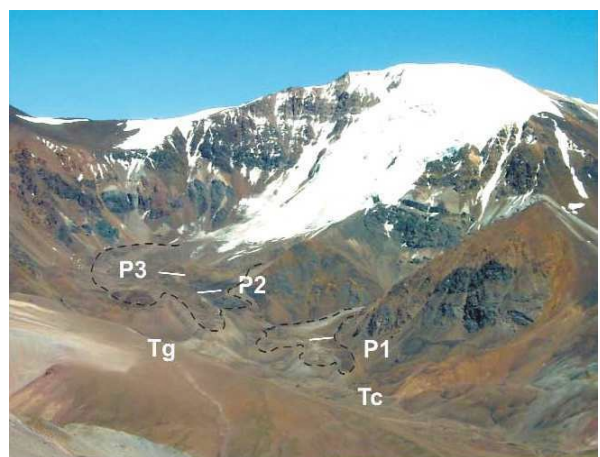
Interpretación de las dromocronas



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**.

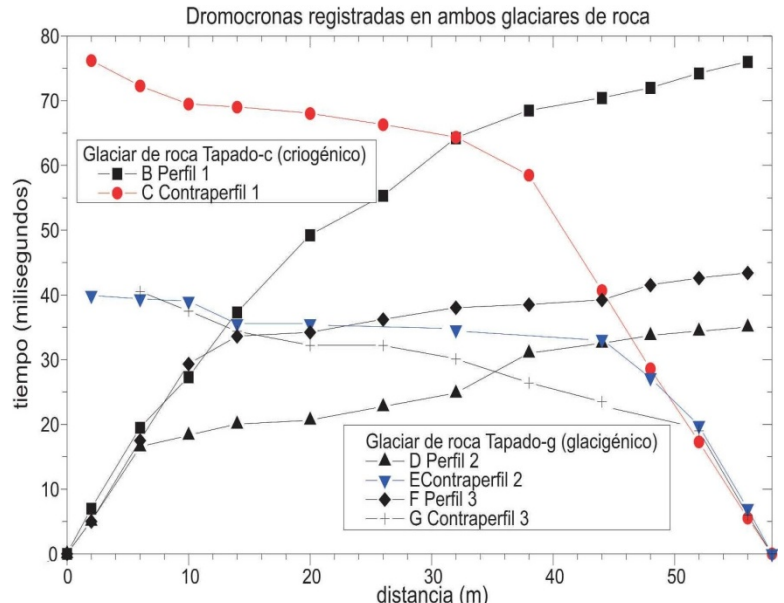
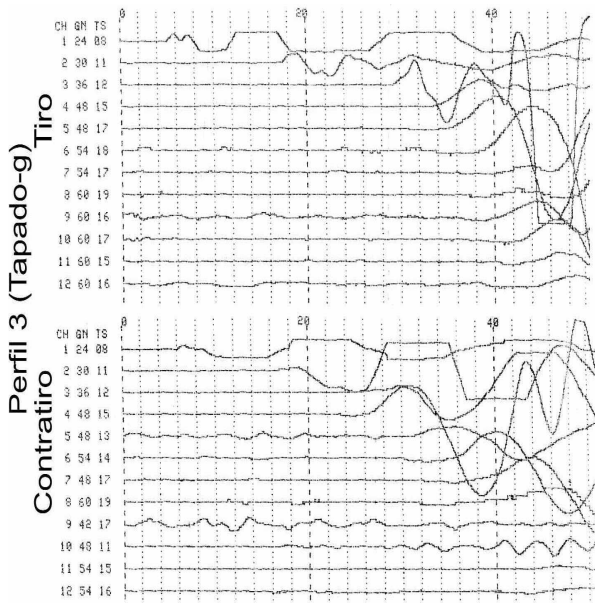
Las figuras inmediatas superiores corresponden a un caso publicado de utilización de dromocronas horizontales para cuantificar espesores aluvionales auríferos en la mina La Carolina de la provincia de San Luis, a fin de planificar su explotación y evaluar beneficios. En base a la interpolación de espesores fueron cubicados unos 170.000 m³ de aluvión para una ley media de oro de 283 mg/m³.

Otro ejemplo que mostramos seguidamente se refiere a la determinación de espesores de glaciares (tanto de origen glaciogénico 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

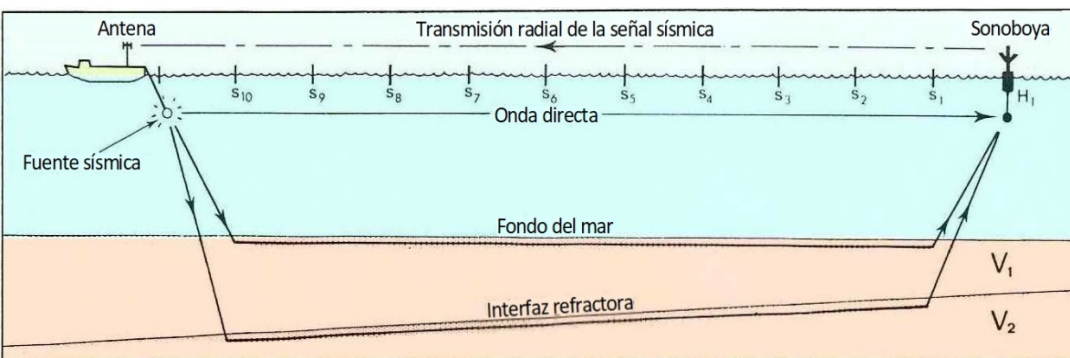
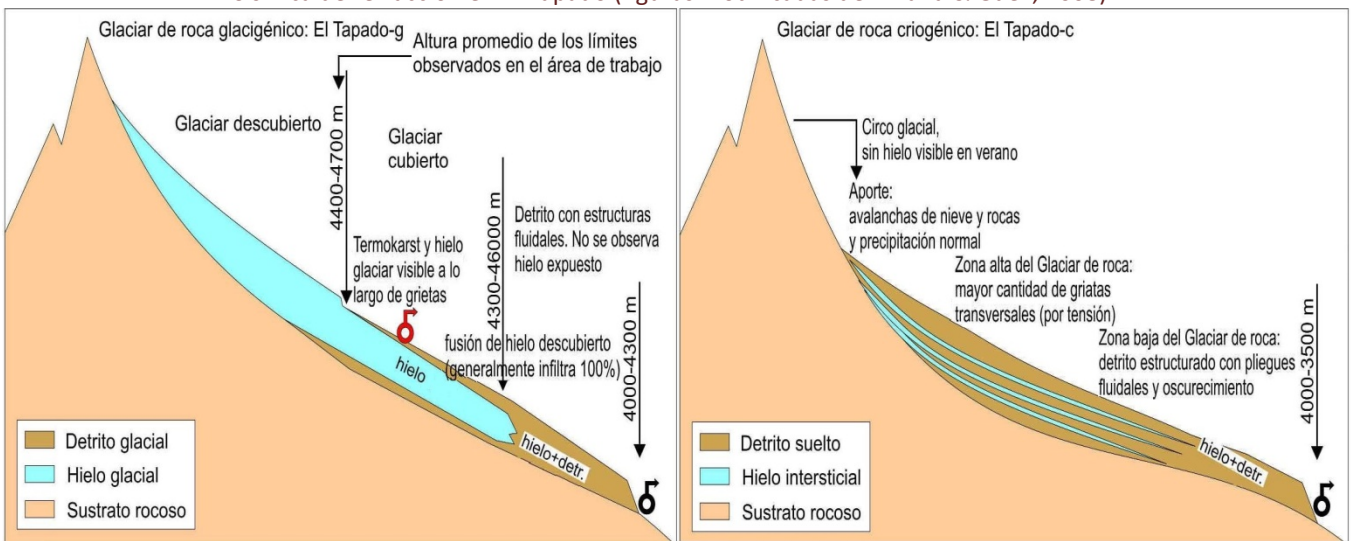


Ubicación de los perfiles P registrados en Tapado c y g, IV Región, Chile (foto de Milana & Güell, 2008)

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

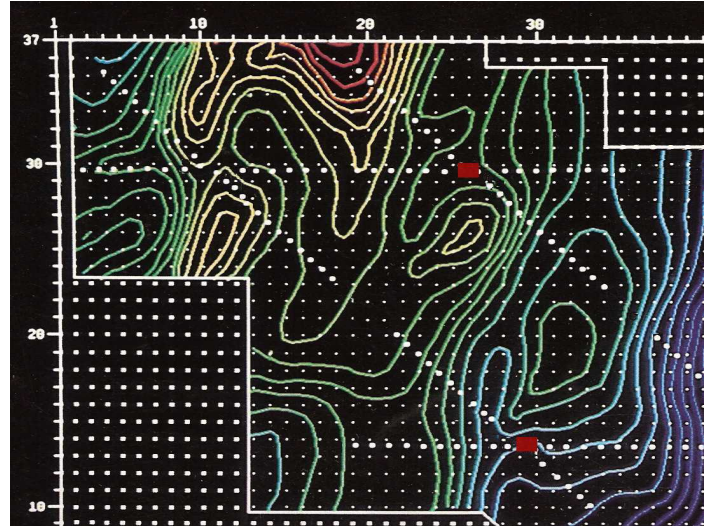
medición de la profundidad) que envían la información por radio cuando los perfiles tienen gran longitud. Igualmente se recurre a los métodos de refracción para **arqueología** (ruinas enterradas), **ingeniería civil** (fundación de diques, puentes, etc.), **remediación medioambiental** y otros propósitos. 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.

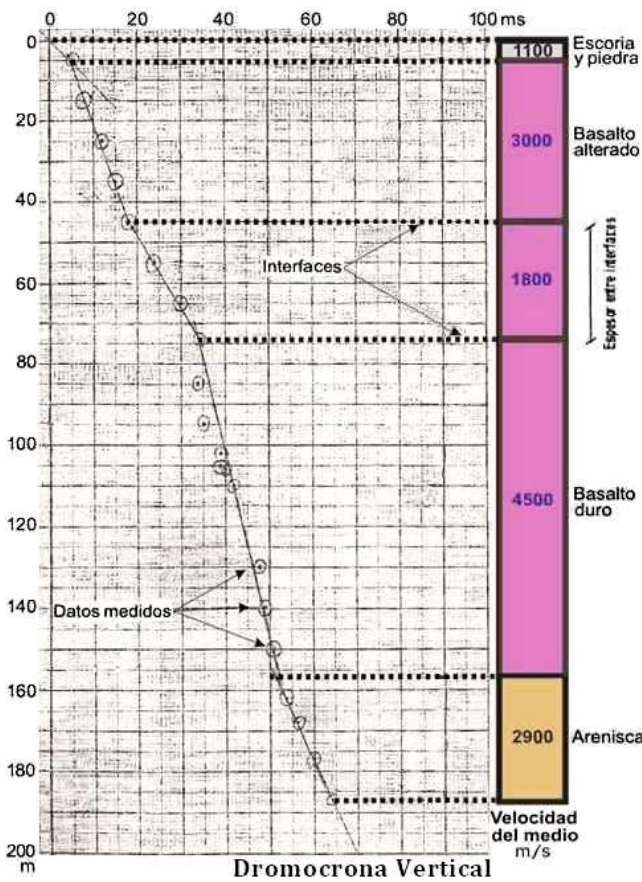
En el mapa siguiente, correspondiente a un prospecto de sísmica reflectiva tridimensional en un yacimiento petrolero, se han indicado los emplazamientos de las dromocronas horizontales que eventualmente podrán resolverse por sumación u otros métodos, y también sitios en los que se registrarán dromocronas 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.



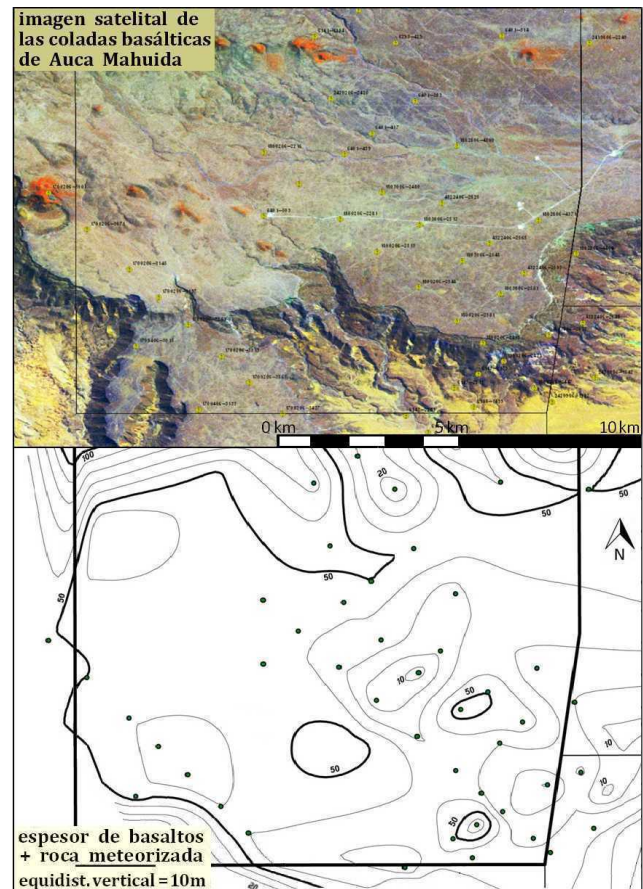
Congo, adquisición con equipo portátil y fuente de impacto (foto Jacques Jenny)



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 caer algún direccionamiento de la perforación una vez atravesadas tales rocas extrusivas).

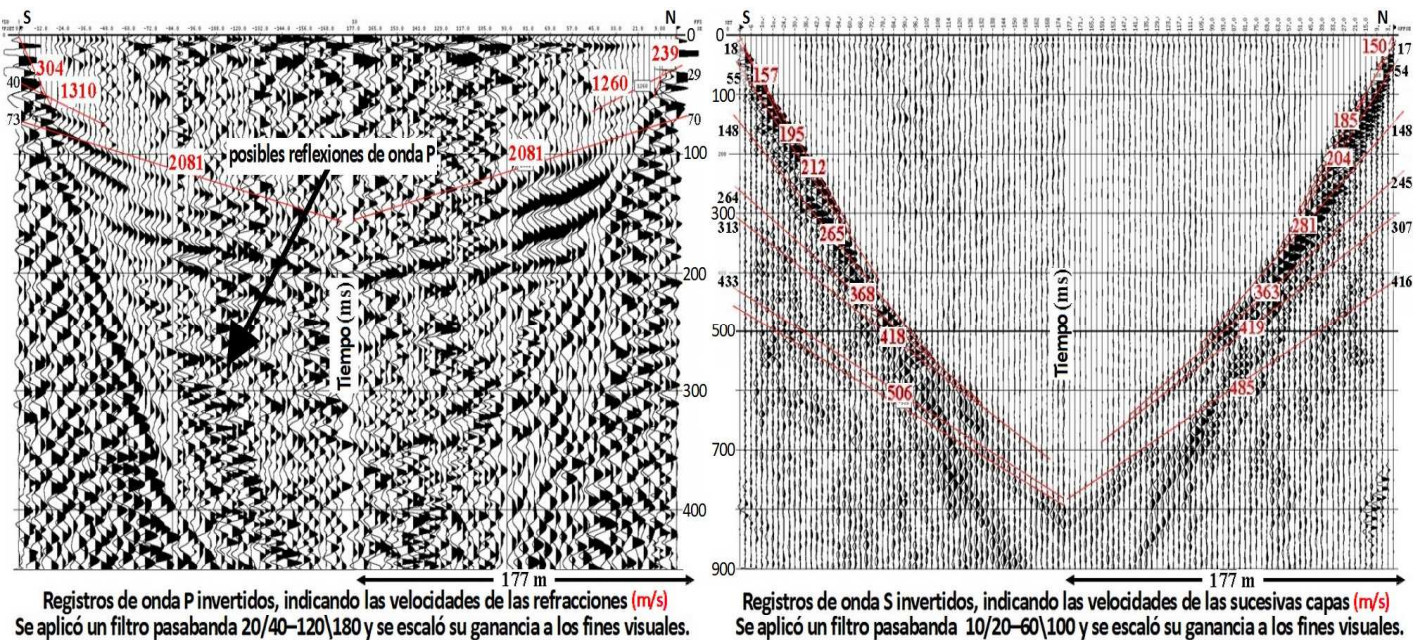
TECNICAS MODERNAS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN

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.

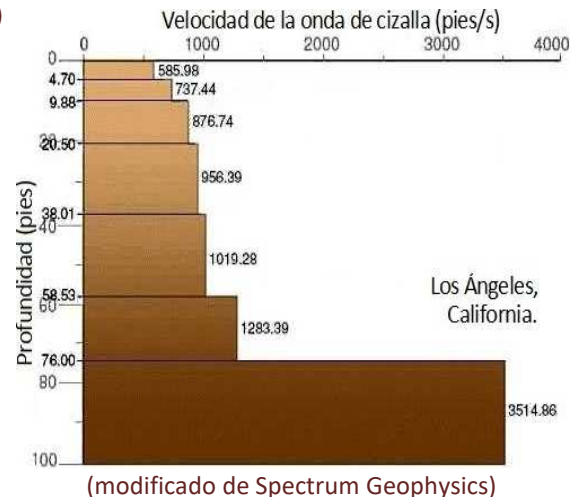


Ondas P vs S (modificado de Williams *et al.*, 2005)

Refracción con microtemblores (*microtremors*)

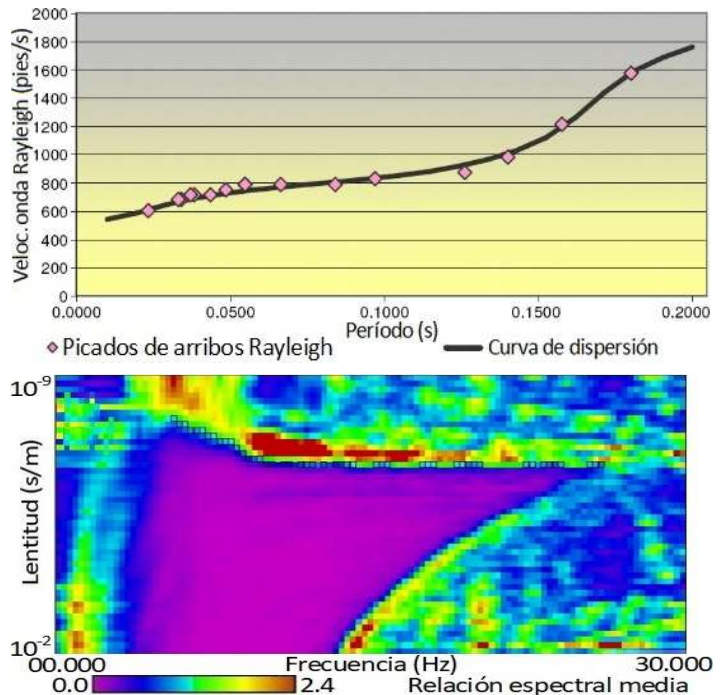
Esta técnica (de John Louie, 2001, en los Estados Unidos) se basa en el registro de los microtemblores generados por todo tipo de actividad cultural (ómnibus turísticos, pogos, caída de ideas...) y apunta a la obtención de información de ondas de corte para estudiar el subsuelo, aunque también de ondas 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.



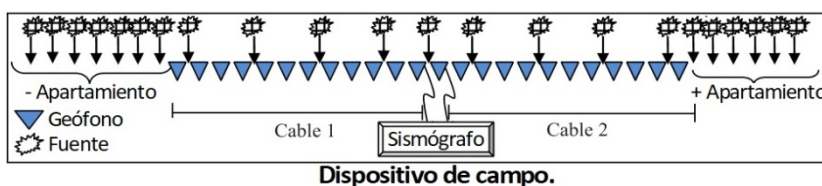
(modificado de Spectrum Geophysics)

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 $p-\tau$ (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.

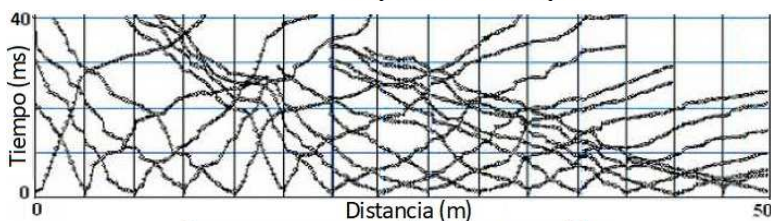


Tomografías de refracción

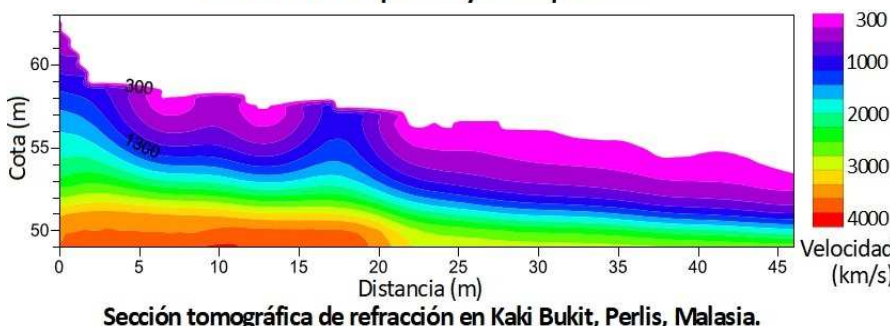
Concebidas por **Anthony Devaney** en Estados Unidos en 1982, son registros de refracción (de ondas P, pero a veces también de ondas S y Rayleigh) en los que se recurre a distintas combinaciones de localización de fuentes y receptores para luego procesar las dromocronas resultantes con una metodología 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.



Existen varias técnicas computacionales alternativas para la reconstrucción.

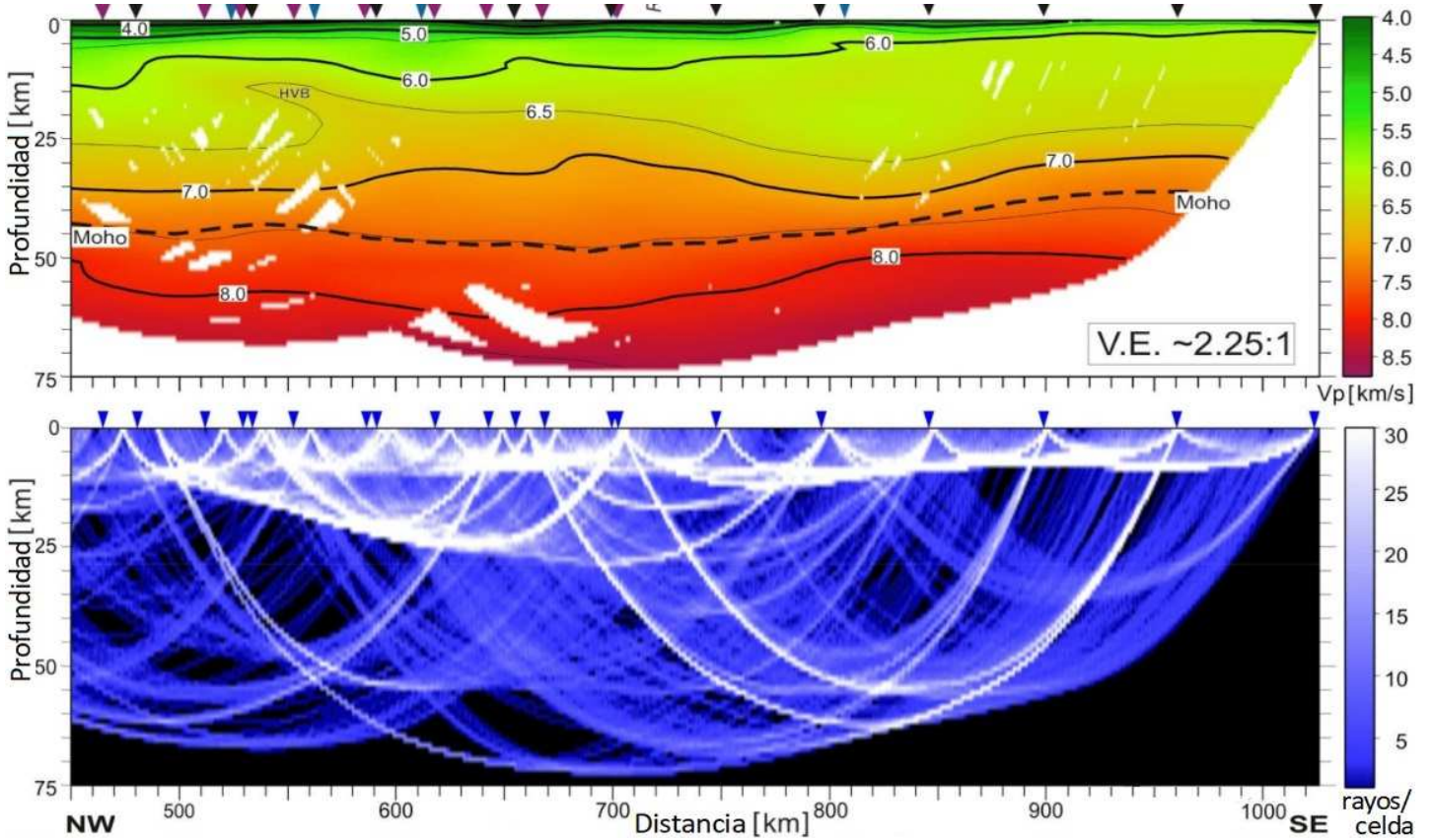


Afloramiento de calizas, Kaki Bukit (foto y figuras modificadas de Azwin et al., 2013)



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.

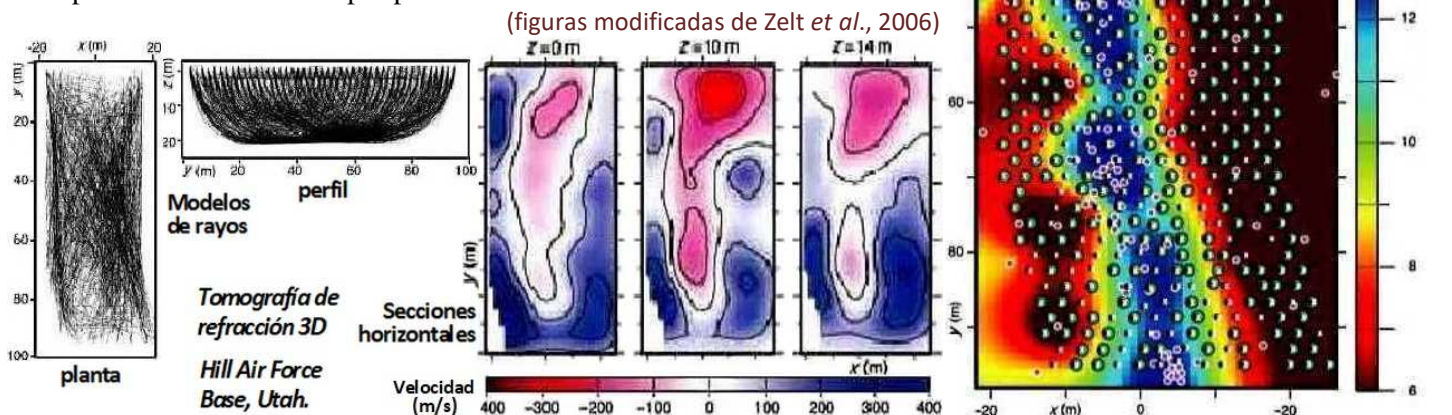
El siguiente caso, en cambio, se refiere a una investigación cortical profunda entre Polonia y el oeste de Ucrania (área no invadida por Rusia), donde numerosos registros de sísmica de refracción a lo largo de una transecta han permitido generar una imagen tomográfica bien definida a gran escala, iluminando hasta la parte superior de la litósfera mantélica, el tipo de abordaje con el que **Andrija Mohorovičić** dio inicio a la sísmica de refracción.

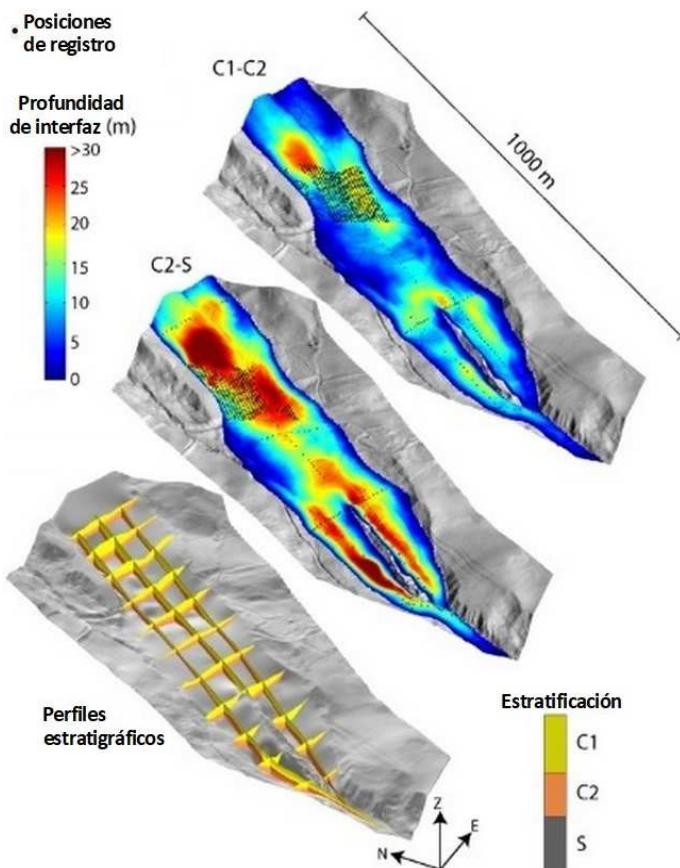


Velocidades y trazado de rayos de la transecta Teisseyre-Tornquist Zone South, Europa oriental (modific. de Janik *et al.*, 2022)

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.





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. *Geophysics*, V.71 N°3 (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. & Ohaegbuchi, H., 2011. Investigation into the weathering layer using up-hole method of seismic refraction. *Journal of Geology and Mining Research*, V.3 N°3 (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 N°5 (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 glaciogénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, V.63 N°3 (p 310-325).
- Morozov, I. & Jhahria, 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 N°1 (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 travelttime 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 travelttime tomography at a groundwater contamination site. *Geophysics*, V.71 N°5 (p 67-78).

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