

...“*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 Paretaitonga*”...

[...“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)



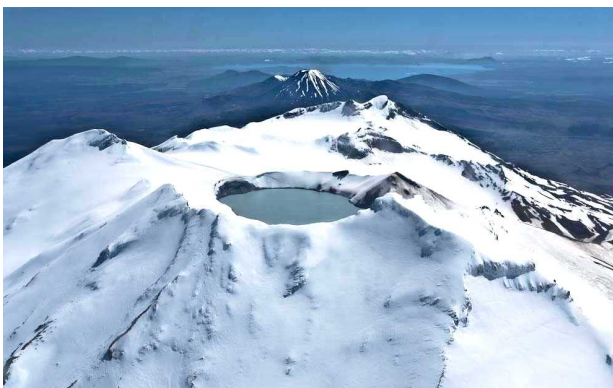
Erupción del Ruapehu (foto New Zealand Geographic)

## 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, descrita 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



El volcán Ruapehu en hibernación (foto Martina Slívy)

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, Enwetak, 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

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

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 hirviendo) 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)

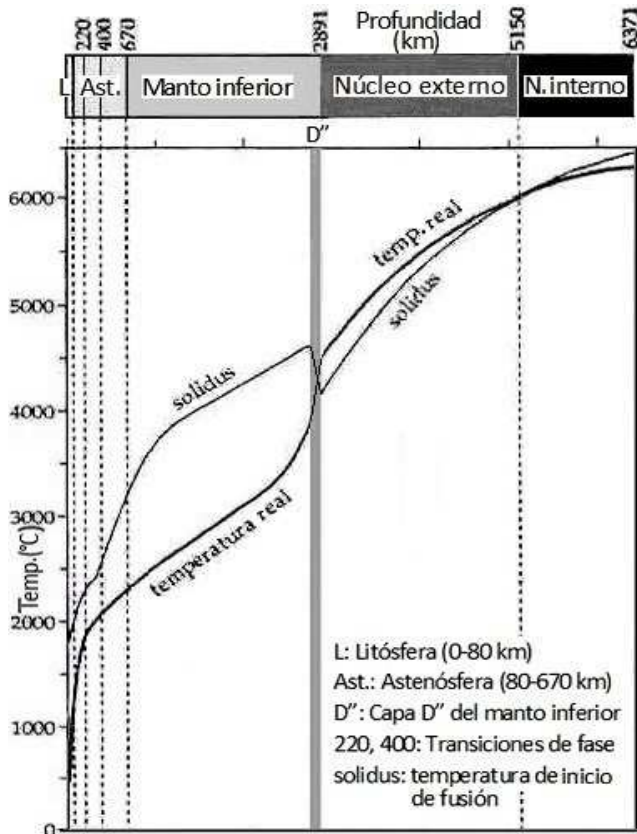
La entropía (el aumento estadístico del desorden, del que somos grandes cultores) va de la mano de la cuarta dimensión: para cada observador el tiempo puede transcurrir más lento o más rápido (relatividad) pero nunca detenerse ni volver atrás (por desgracia...), salvo fugaz y puntualmente a nivel atómico cuando aleatoriamente algo se reordena con entropía negativa. Todo indica que la evolución cósmica desde la Gran Explosión es una



Ruinas termales en Pompeya (foto Fred Garzon)

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



Gradiente interno terrestre (modificado de Lowrie, 1997)

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 1.500°C, pero a bajísima presión, y en consecuencia la cantidad de calor es muy pequeña.

A partir de datos de perforaciones es conocido el hecho de que la temperatura se incrementa en **alrededor de 3°C 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 1.400° en la base de la litósfera, 4.000° en la base del manto y del orden de 6.000°C 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, término: 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  $T_f$  y de superficie  $T_s$ , resulta:  $G = (T_f - T_s)/z$

$G$  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 0,15°C/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 1°C/m.

De hecho, las unidades en el SI quedan finalmente en: °C/m para  $G$ , W/°C.m para  $k$ , W/m<sup>2</sup> para  $Q$

$Q$  también se cuantifica mediante la **Unidad de Flujo Calórico UFC ó HFU** (*Heat Flow Unit*) = 41,86 mW/m<sup>2</sup> (Recordar que W=J/s y J=N.m) En el sistema CGS,  $G$  se da en °C/cm,  $k$  en  $\mu\text{cal}/^\circ\text{C}\cdot\text{cm}\cdot\text{s}$ ,  $Q$  en  $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$  (Una caloría es la cantidad de calor requerida para elevar en 1°C 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<sub>2</sub>, 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).

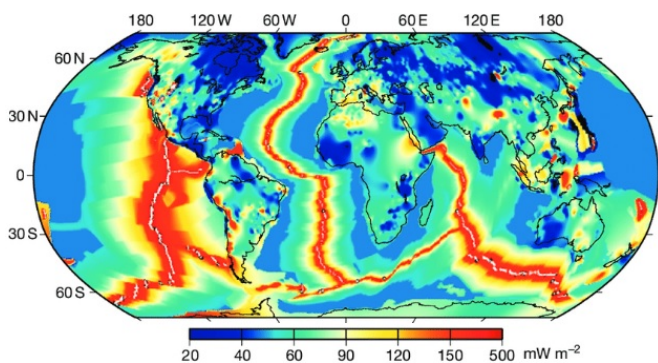
El agua es el principal amortiguador (*buffer*) del clima que disfrutamos (o a veces sufrimos) los terrícolas. No es cierto que lo que mata es la humedad. El agua líquida se comporta casi como un cuerpo negro frente a las radiaciones (absorbe casi toda la radiación solar y su emisividad es también próxima 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<sub>2</sub>). La energía solar recibida en nuestro mundo es de 6.10<sup>24</sup>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<sup>18</sup> J/a, la disipada por el retardamiento de rotación (mareas terrestres) es de 3.10<sup>19</sup> J/a y el calor geotérmico irradiado es de 1,4.10<sup>21</sup> 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<sub>2</sub> 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.

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 **pobrisima conductividad térmica de las rocas, pésimas disipadoras del calor**, que absorben escasamente la energía que entibia cada día las rocas y



Planisferio del flujo térmico superficial de origen interno  
(modificado de Mareschal & Jaupart, 2011)

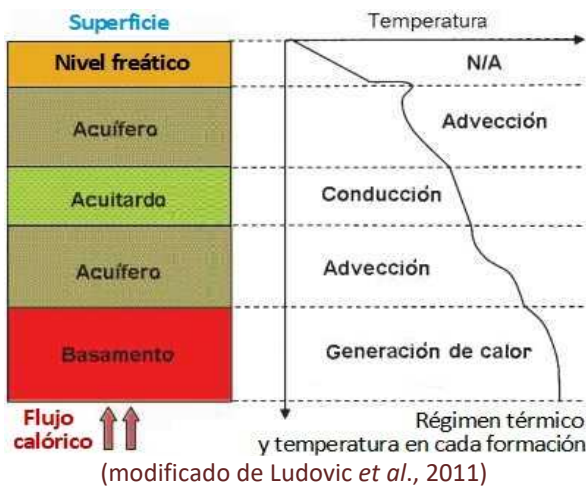
sedimentos superficiales. Las variaciones diurnas de temperatura afectan sólo hasta unos 20 cm (¡máximo de 1°C a 1 m de profundidad!), **las variaciones estacionales influyen hasta 2 o 3 metros bajo tierra** y por debajo llegan solamente las tendencias de cambio climático que se prolongan muchos años. 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.

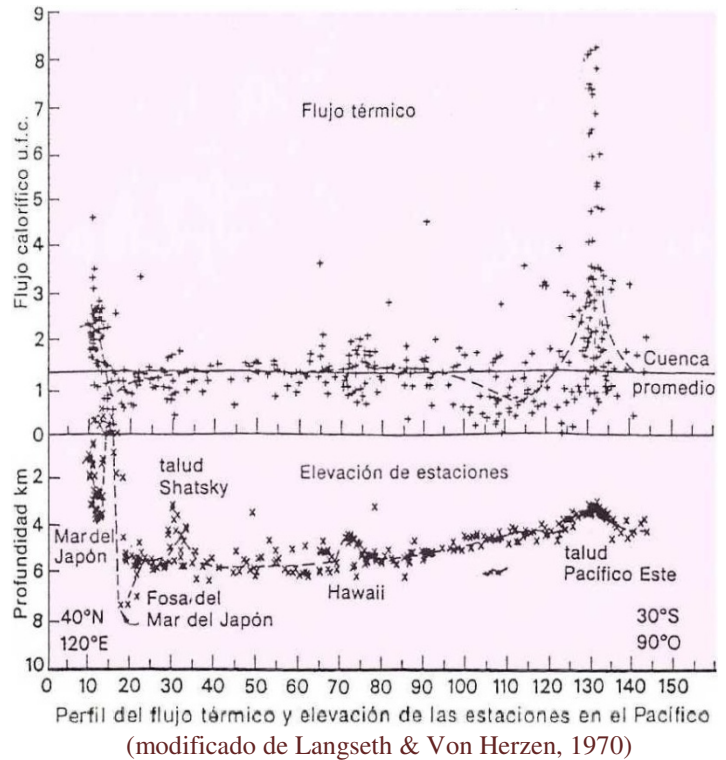
Los procesos de **convección** (movimiento masivo de las moléculas mismas por calentamiento o enfriamiento) son los encargados de incrementar en varios órdenes de magnitud la propagación térmica en el núcleo externo, de comportamiento fluido. También en el manto (sólido plástico a escala geológica) con 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.



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/m<sup>2</sup>, promediando 101 en la corteza oceánica: 35 en las fosas de subducción, 60 en las planicies abisales y más de 300 mW/m<sup>2</sup> 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/m<sup>2</sup>), 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 1.250°C. 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<sub>2</sub> 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**  $E = V \cdot \delta \cdot T \cdot C$

(los factores son el Volumen eyectado, la  $\delta$ ensidad 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 m <sup>3</sup>	Continua
1	Stromboliana	ligera	< 1 km	> 10 000 m <sup>3</sup>	Diaria
2	Stromboliana/Vulcaniana	explosiva	1-5 km	> 1000 000 m <sup>3</sup>	Quincenal
3	Vulcaniana	violenta	5-15 km	> 10 000 000 m <sup>3</sup>	Cada 3 meses
4	Vulcaniana/Pliniana	cataclísmica	10-25 km	> 0,1 km <sup>3</sup>	Cada 18 meses
5	Pliniana	paroxística	> 25 km	> 1 km <sup>3</sup>	Cada 12 años
6	Pliniana/Ultrapliniana	colosal	> 25 km	> 10 km <sup>3</sup>	Cada 100 años
7	Ultrapliniana	supercolosal	> 25 km	> 100 km <sup>3</sup>	Cada 1000 años
8	Supervolcánica	apocalíptica	> 25 km	> 1000 km <sup>3</sup>	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<sup>5</sup> 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 (astenosfera). 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.

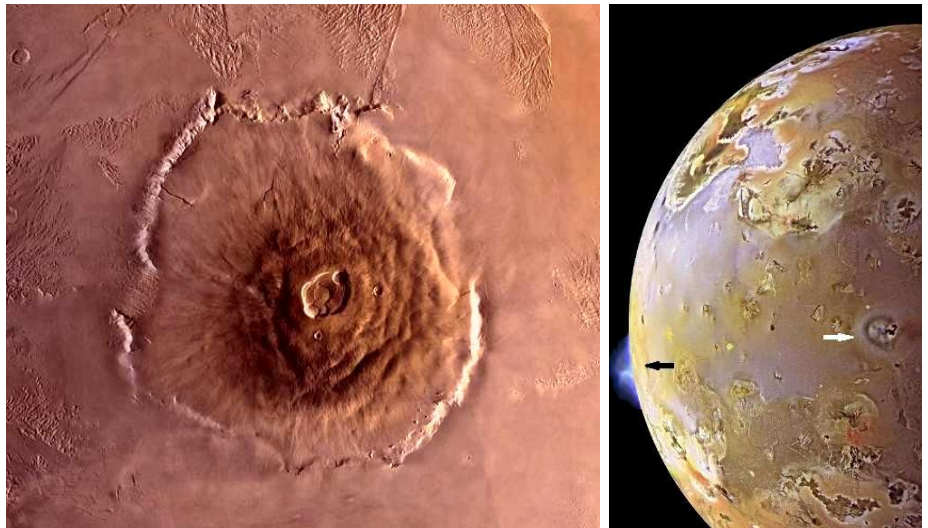
### CALENTURAS PLANETARIAS

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/m<sup>2</sup>. La porción que nos llega a la superficie terrestre (la **constante solar**) es de 1.353.000 mW/m<sup>2</sup>. Recordamos que la energía media que emana de la Tierra es de 87 mW/m<sup>2</sup>.

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<sup>2</sup>. En Mercurio el flujo calórico es posiblemente comparable, del orden de 15 mW/m<sup>2</sup>, con mayores guarismos (unos 25 mW/m<sup>2</sup>) 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 diaria) 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<sup>2</sup>. 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/m<sup>2</sup> (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 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  $5.440 \text{ mW/m}^2$ . 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  $2.010 \text{ mW/m}^2$ , más del doble de lo que recibe del Sol, tal cual sucede con Júpiter y con el planeta más lejano, Neptuno ( $430 \text{ mW/m}^2$ ), 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  $42 \text{ mW/m}^2$  (mitad que el terrestre). La temperatura en su tropopausa registra la friolera de  $49 \text{ °K}$  ( $-224 \text{ °C}$ ), 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  $3.600 \text{ km}$ , apenas mayor que nuestra Luna) emite en infrarrojo ¡ $2.000 \text{ mW/m}^2$ ! 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 ( $\text{SO}_2$ ).

Y Encélado (satélite de Saturno de sólo  $500 \text{ km}$  de diámetro) alcanza  $200 \text{ mW/m}^2$ , 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.

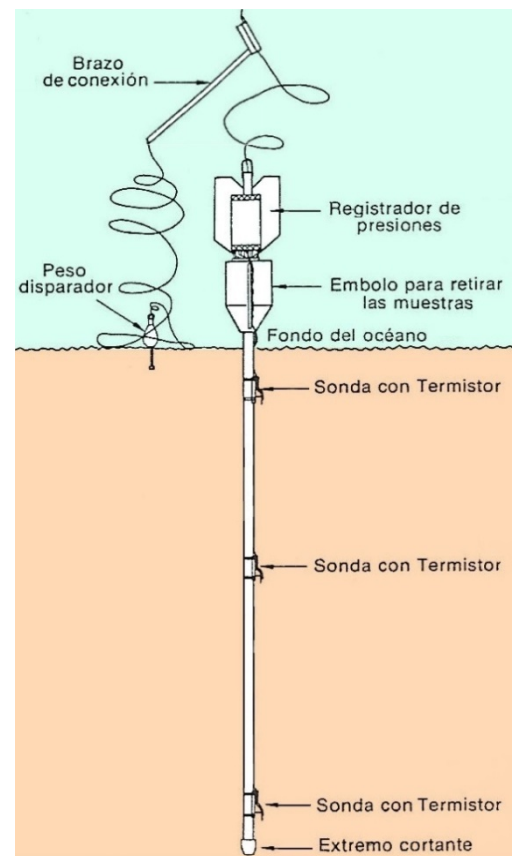
Décadas atrás se usaban termómetros de mercurio (con registro de temperatura máxima), pero más recientemente se han utilizado termistores (basados en semiconductores termorresistivos o diafragmas termoneumáticos con lecturas dadas por células fotoeléctricas). Y en este siglo han ido ganando terreno los 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.

### 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



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)

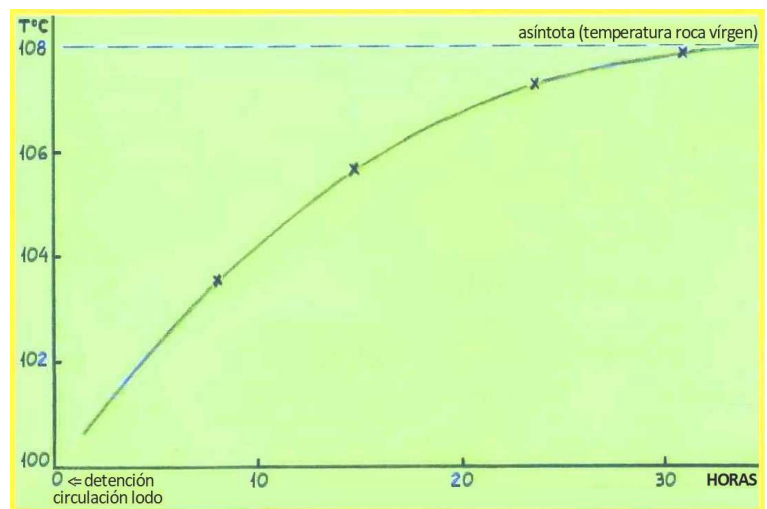
diámetro) dentro de la cual son bajados los termistores hasta las profundidades seleccionadas, aunque actualmente suelen reemplazarse por fibra óptica. Se rellena siempre el espacio anular remanente con los sedimentos del lugar y debe esperarse suficiente tiempo para que las temperaturas alcancen su 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



Sucesivos datos de temperatura en un fondo de pozo.

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  $0,005^{\circ}\text{C}/\text{m}$  menor al real. Y hay otros métodos de cálculo (ver Hermanrud *et al.*, 1990).

**-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 teleméricamente ya que los pulsos se

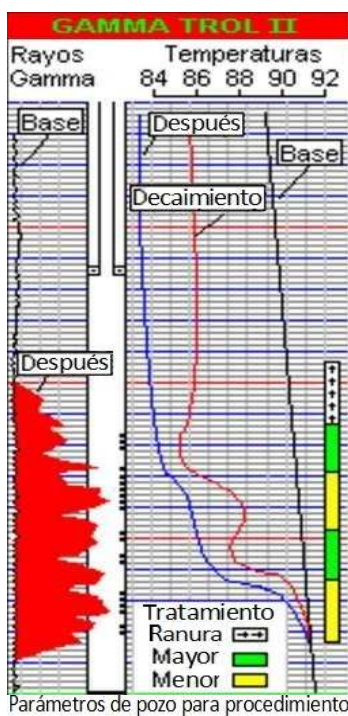
convierten a voltaje y son grabados digitalmente. *Suelen bajarse en la parte inferior de un ensamble de herramientas multiperfil, a veces incluyendo de a dos termistores a poca distancia para tener poder datos redundantes* y asegurar los resultados, con precisiones de 0,05°C. Van arrojando valores a 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.

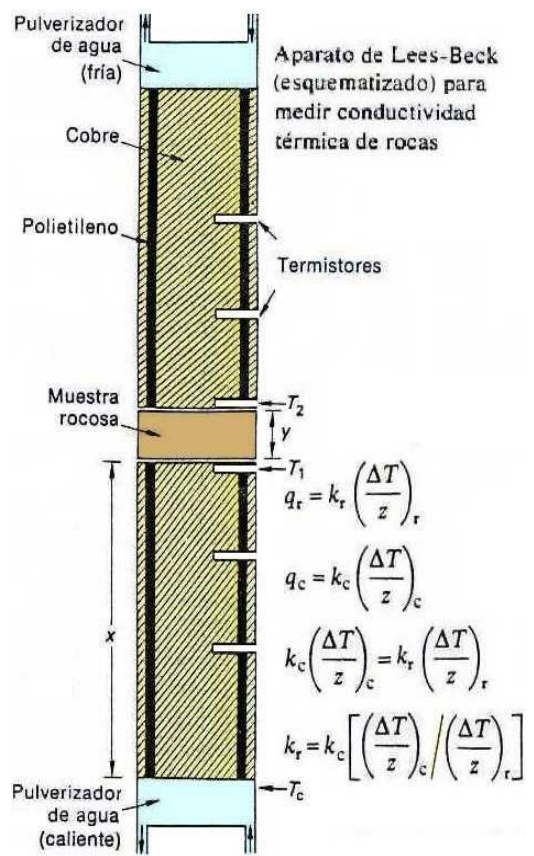
Diferencias de 1°C por pie son una útil indicación para fines relativos a producción, por ejemplo para detectar capas con *entrada de fluidos formacionales hacia el pozo o admisiones en sentido contrario* a partir de las diferencias térmicas observadas. Una *entrada de gas* se detecta claramente por 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 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.



Perfilaje térmico y rayo  $\gamma$  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

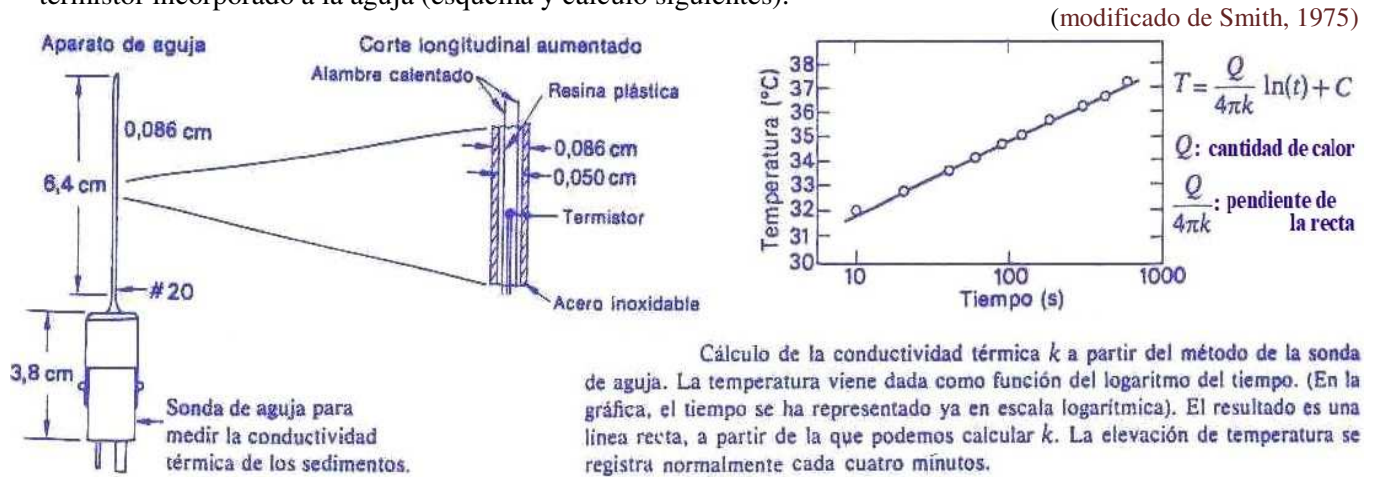
Pueden obtenerse valores de conductividad térmica de tablas para las diferentes litologías en variadas condiciones de yacencia, pero el margen de error puede ser significativo. También se pueden tomar valores de áreas aledañas si la columna litológica es suficientemente parecida.

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).

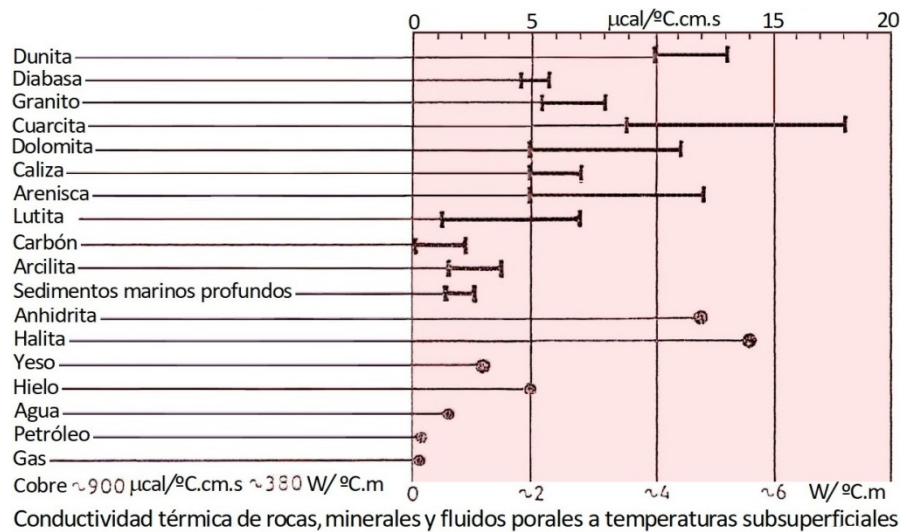
En tierra firme y fondos ácuos pueden usarse sondas tipo aguja capaces de atravesar sedimentos duros; se mide el incremento térmico (análogo al caso del lodo quieto en un pozo, acá en escala logarítmica de tiempo) con un termistor incorporado a la aguja (esquema y cálculo siguientes).



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.

### 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.



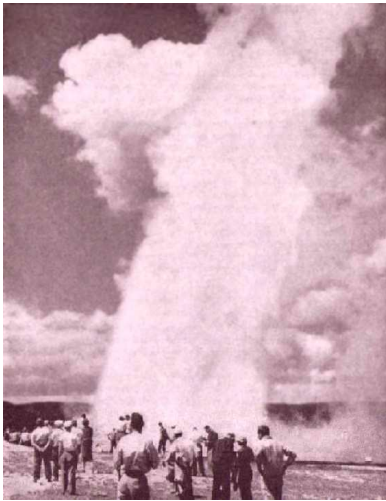
### ANOMALÍAS GEOTÉRMICAS

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 50° 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 100° 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 transcurrancia). 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 300° 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 Island, 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 300° C. El aprovechamiento de estos flujos térmicos deriva en distintas aplicaciones prácticas rentables.

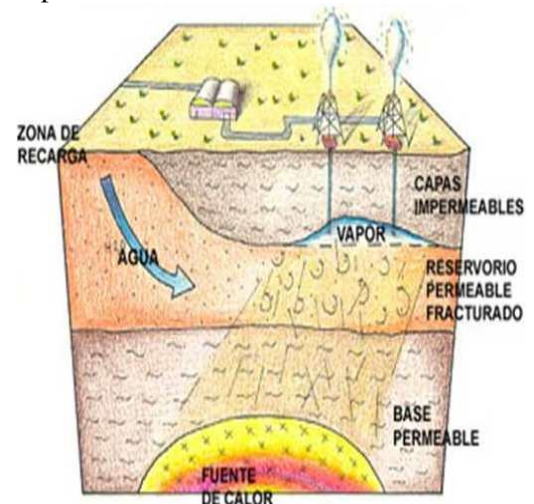
## CAMPO GEOTÉRMICO

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.

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 caleccionadas 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



Esquema de un campo geotérmico (modificado de geotermicpage.com)

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



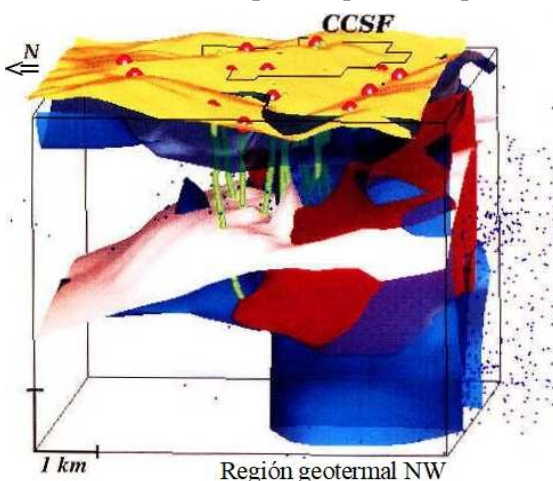
Islandia, planta geotermal (foto ThinkGeoEnergy) Copahue, Neuquén (foto Secret. Energía Arg.)

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.

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



Modelado 3D; los puntos señalan hipocentros sísmicos; verde, pozos geotérmicos; otros colores, la geología (modificado de Romero Jr. *et al.*, 1997)

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.

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 450°C y se los divide en epi, meso e hipotermiales. 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<sub>2</sub>S) o de alta sulfuración (oxidados y ácidos, con SO<sub>2</sub>). 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.

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).

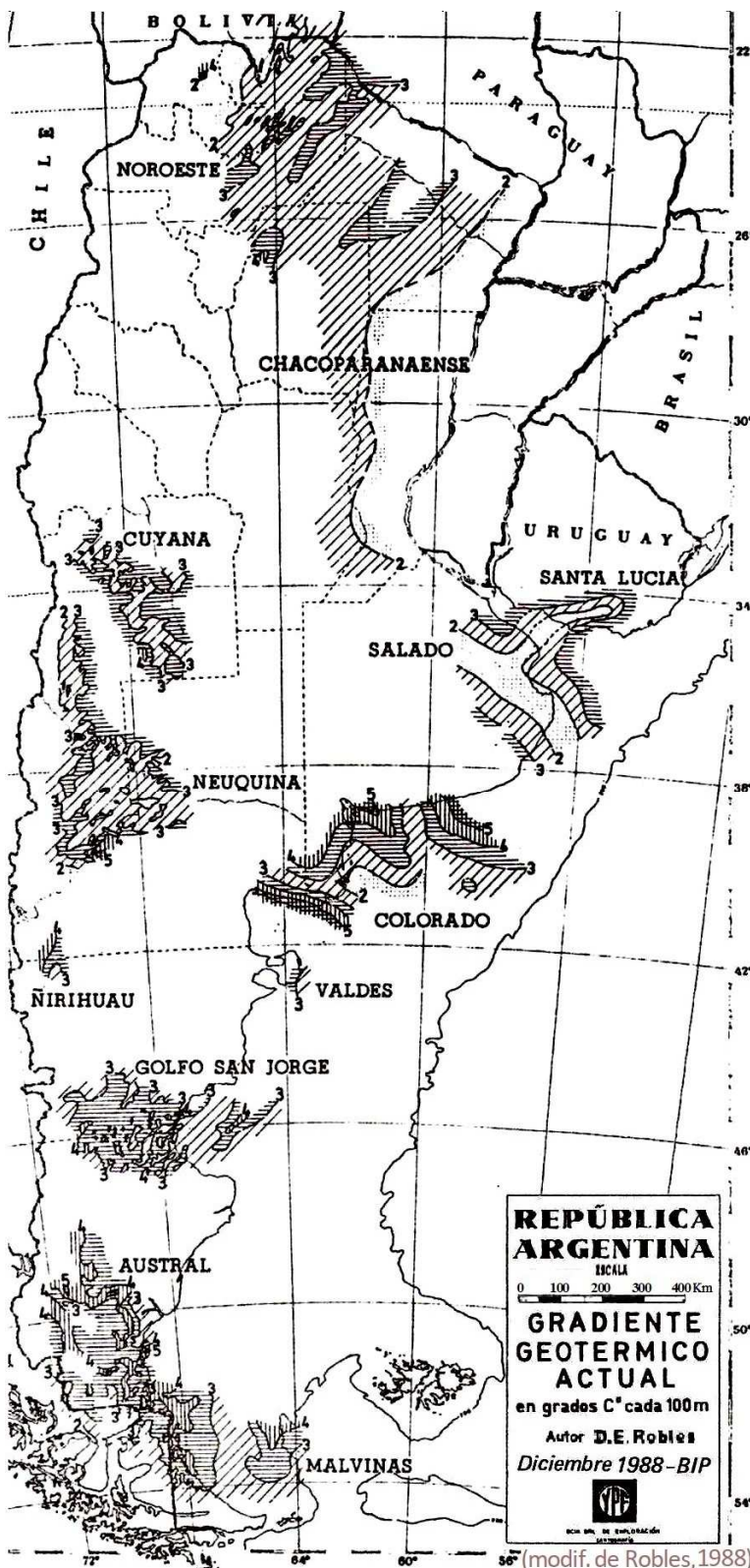
### OTRAS APLICACIONES

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



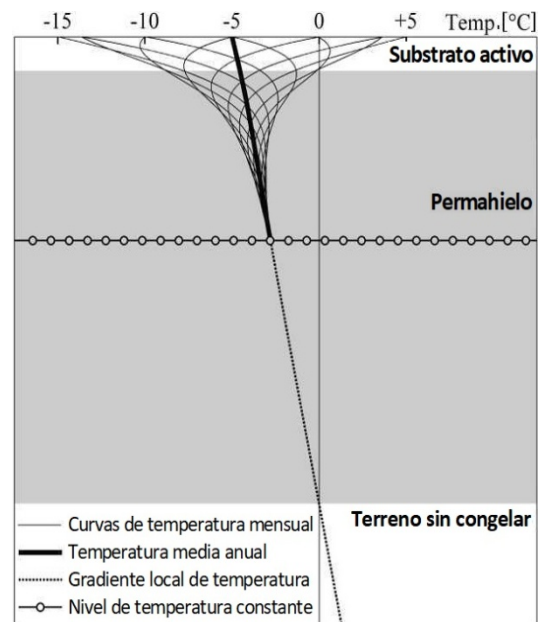
de temperatura, la capa superficial activa que se descongela en verano y el terreno más profundo que se mantiene descongelado durante todo el año debido a la acción del calor interno del planeta (ilustración a la derecha).

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 tesorero **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 mares, 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.

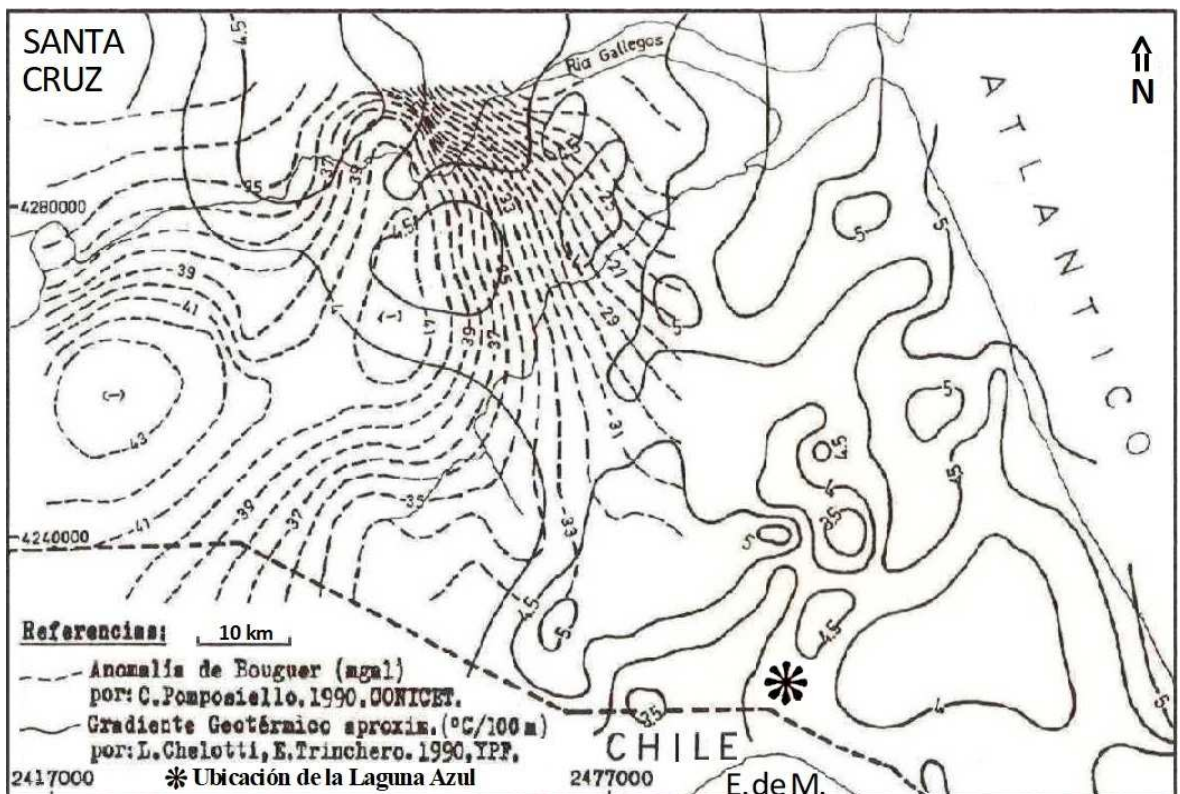
Cráter de la laguna Azul y otro menor, sureste de Santa Cruz (foto Mario Calvaruso)



Corte de terreno (modif. de Korhonen *et al.*, 2009)

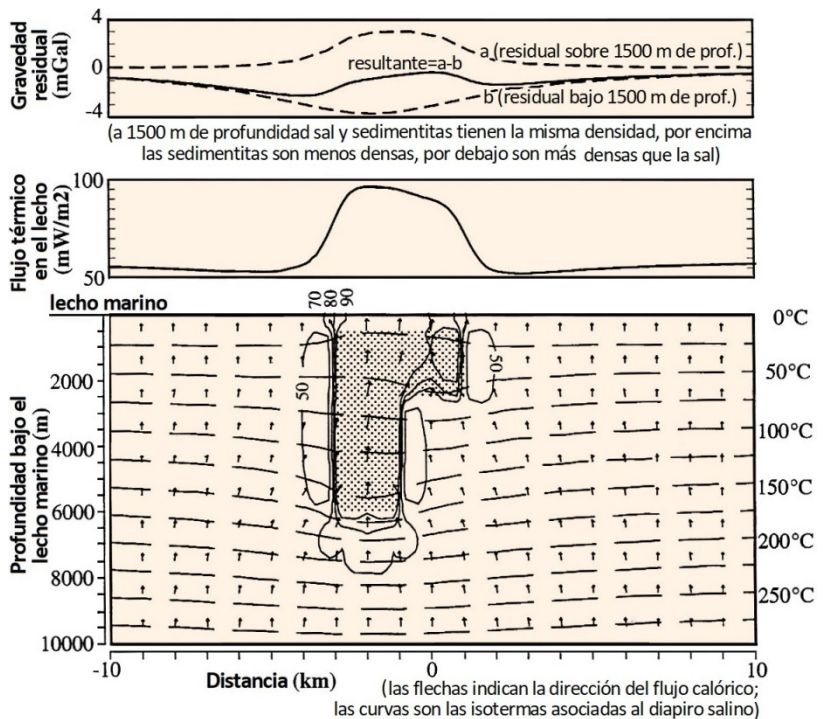


Mapeo gravimétrico y geotérmico en el sureste de Santa Cruz (modificado de Chelotti & Trincheró, 1990)



A la derecha, modelo de diapirismo 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.**

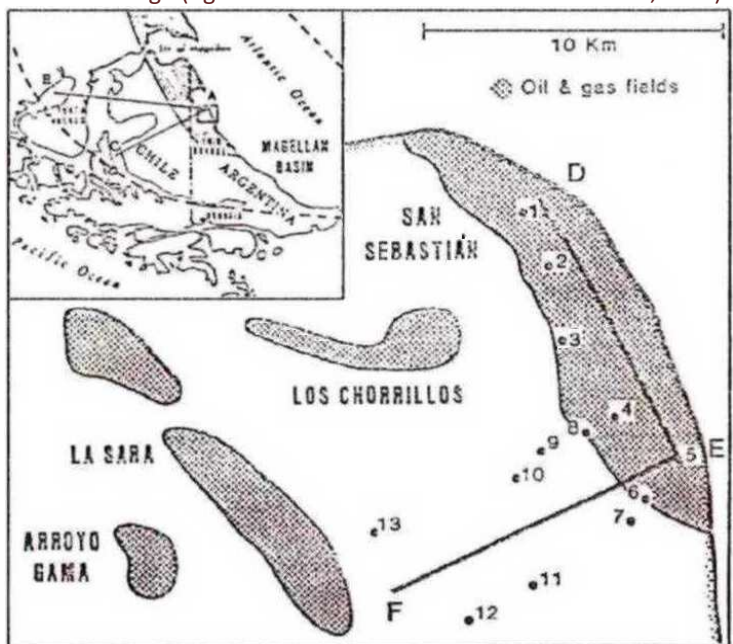
La publicación que se ilustra abajo muestra la coincidencia aproximada entre el área del yacimiento de San Sebastián y la zona de máximo térmico obtenido de datos de sondeos de sólo 2 metros, corregidos por la curva de variación estacional con la profundidad. La anomalía alcanza unos 200 mW/m<sup>2</sup> (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



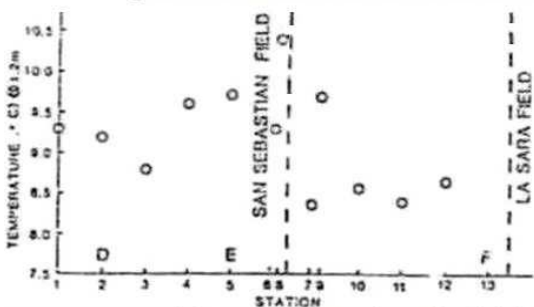
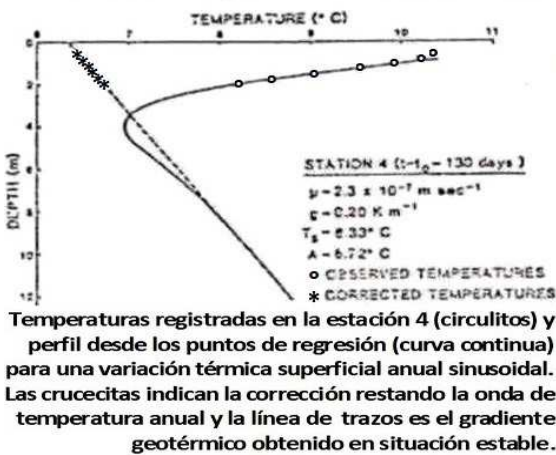
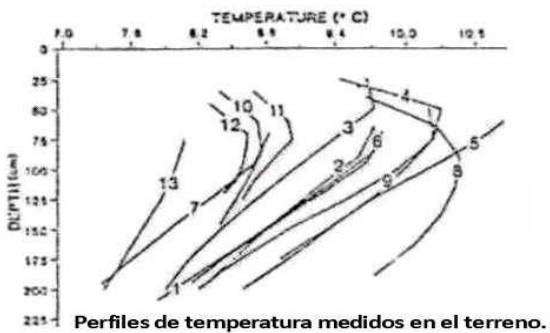
Modelado bidimensional. Mar adentro, golfo de México. (modificado de Corrigan & Sweat, 1995)

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

Tierra del Fuego (figuras modific. de Zielinski & Bruchhausen, 1983)



Puntos numerados: estaciones térmicas. Zonas griseadas: 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).

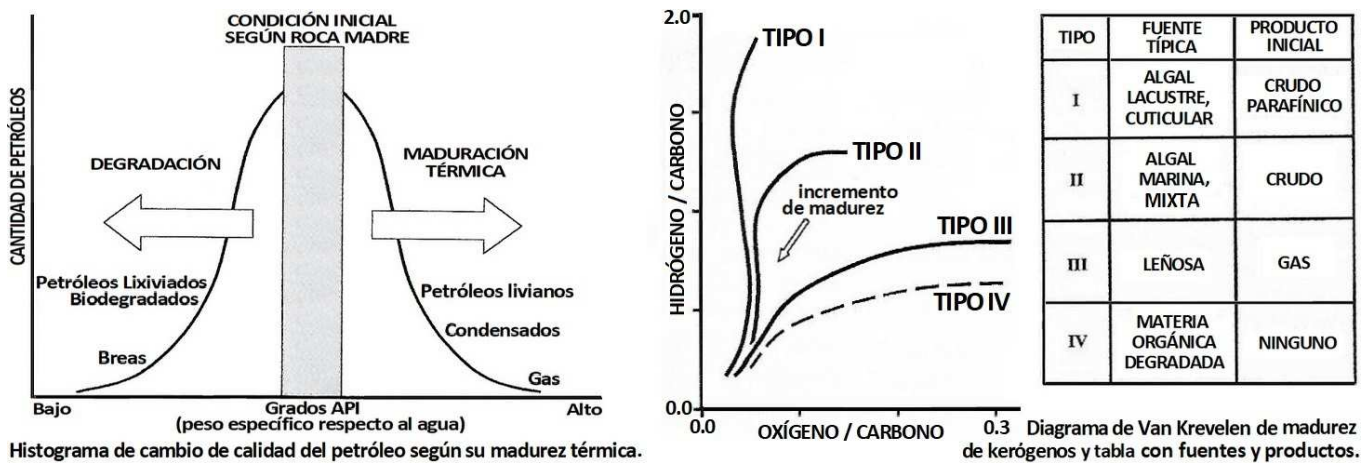


velocidades verticales de hasta 1 cm/año si tienen lugar procesos advectivos). Además, en **yacimientos en producción**, pueden establecerse correlaciones térmicas entre los reservorios de distintos pozos, lo cual puede contribuir en un proyecto de recuperación secundaria u otras operaciones.

### MODELADO TÉRMICO Y CINÉTICO DE HIDROCARBUROS

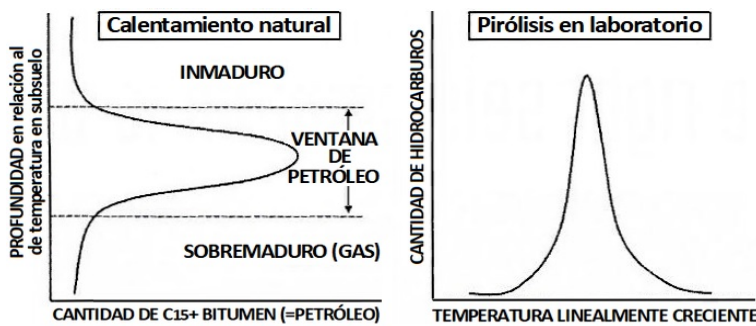
El valor del gradiente geotérmico actual es asimismo un dato importante para retroyectar los datos geohistóricos y ajustar los modelados geoquímicos de maduración y expulsión de los hidrocarburos desde las rocas madre (*source rocks*) hacia las rocas reservorio, en el sentido del ruso **Nikolai Lopatin** (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.

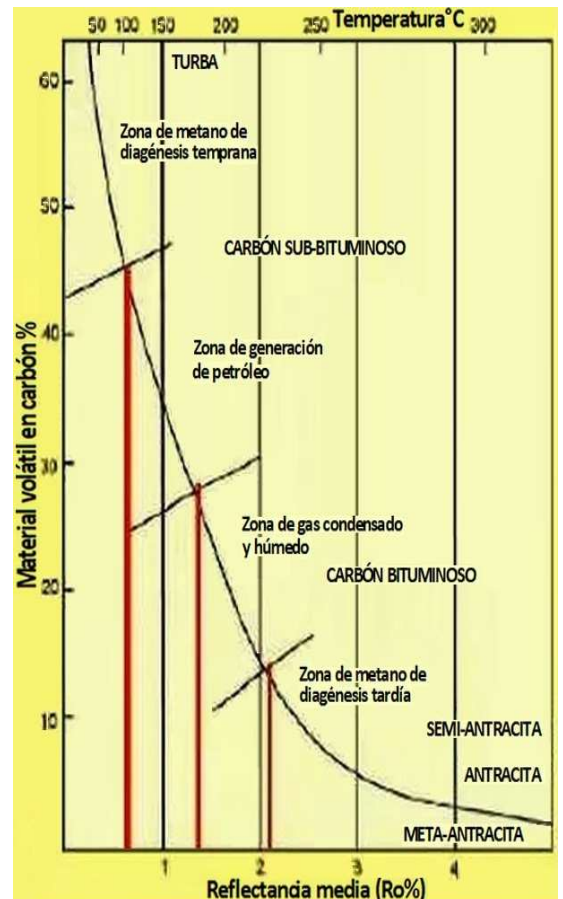
(gráficos modificados de Barker, 1999)



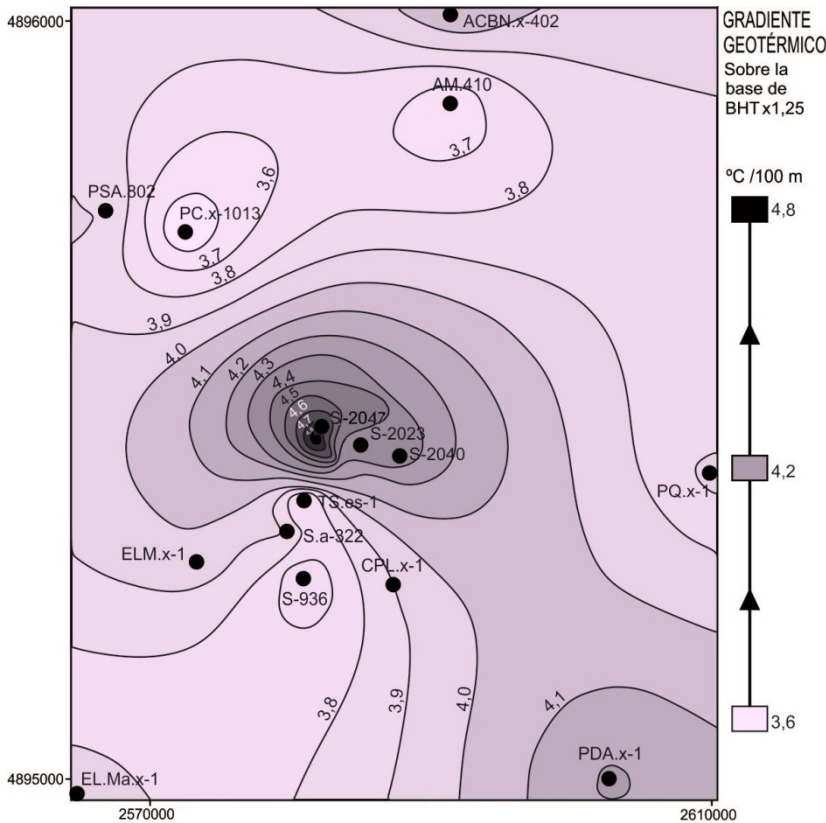
Comparación esquemática del calentamiento de rocas con materia orgánica.

El kerógeno puede separarse disolviendo la muestra en ácidos y se lo caracteriza según su color, reflectividad, composición química, pirólisis (aplicación de calor en ausencia de oxígeno) y examen visual. El bitumen puede separarse por cromatografía e incluye hidrocarburos saturados, aromáticos, asfaltenos, etc.

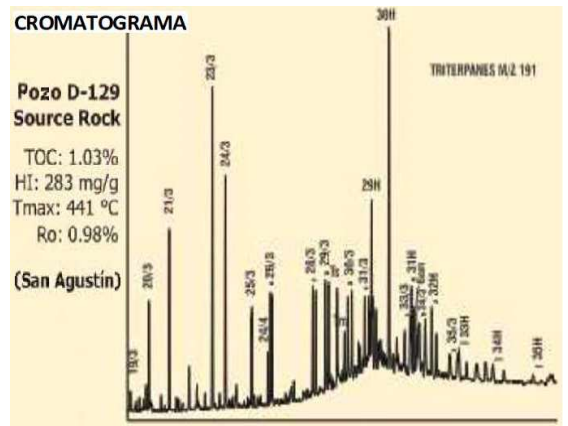
La **vitrinita** es un maceral componente del kerógeno (imagen página sucesiva) formada por alteración térmica de la lignina y la celulosa en las paredes leñosas de las células vegetales. Es un **geotermómetro** dado que, al aumentar la temperatura, ocurre la recristalización de los anillos aromáticos 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)

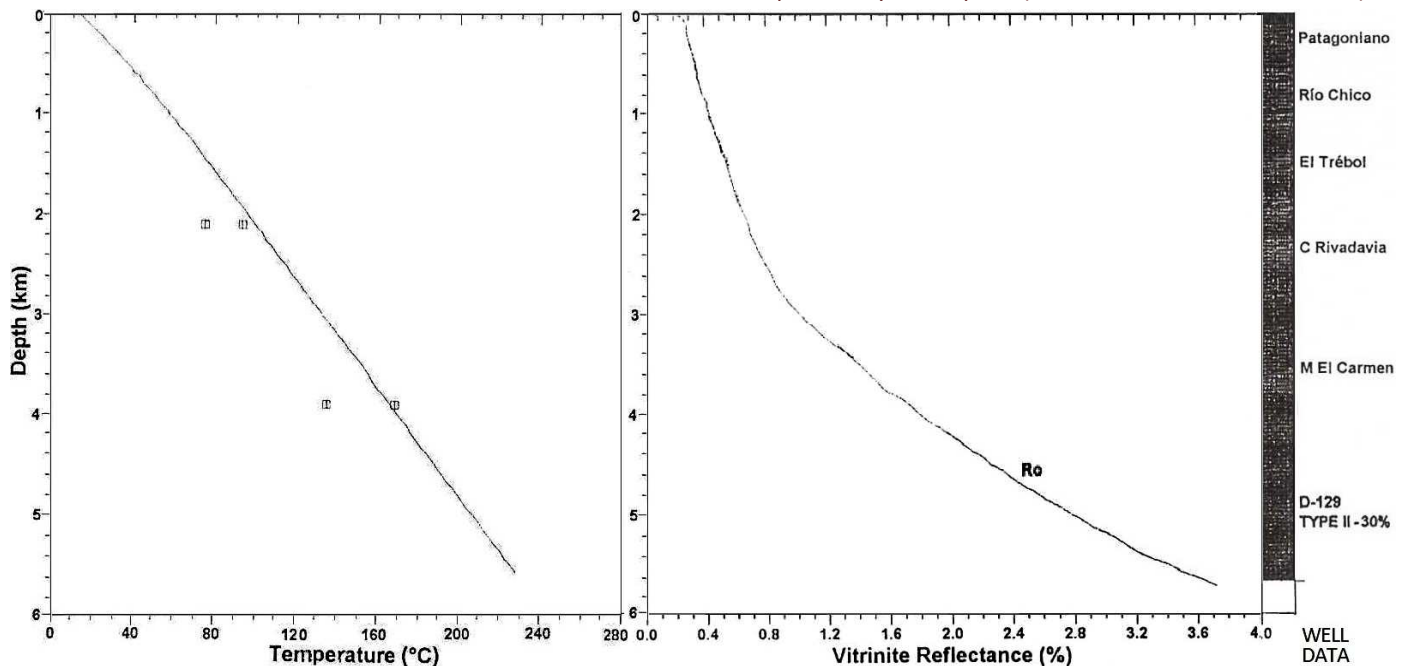


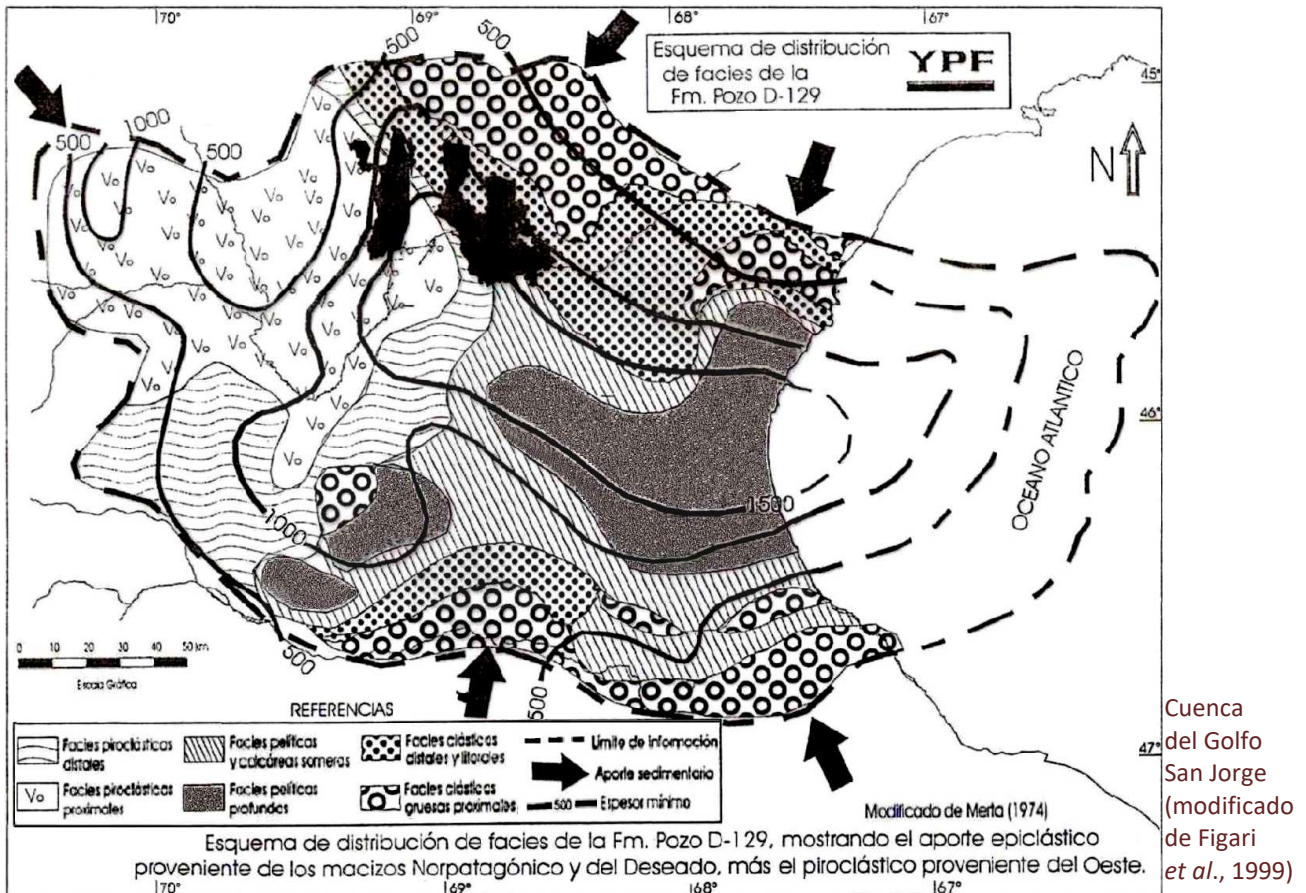
(figuras modificadas de Boll *et al.*, 2000)

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 –sapos– podrido, y πελος –pelos– barro).

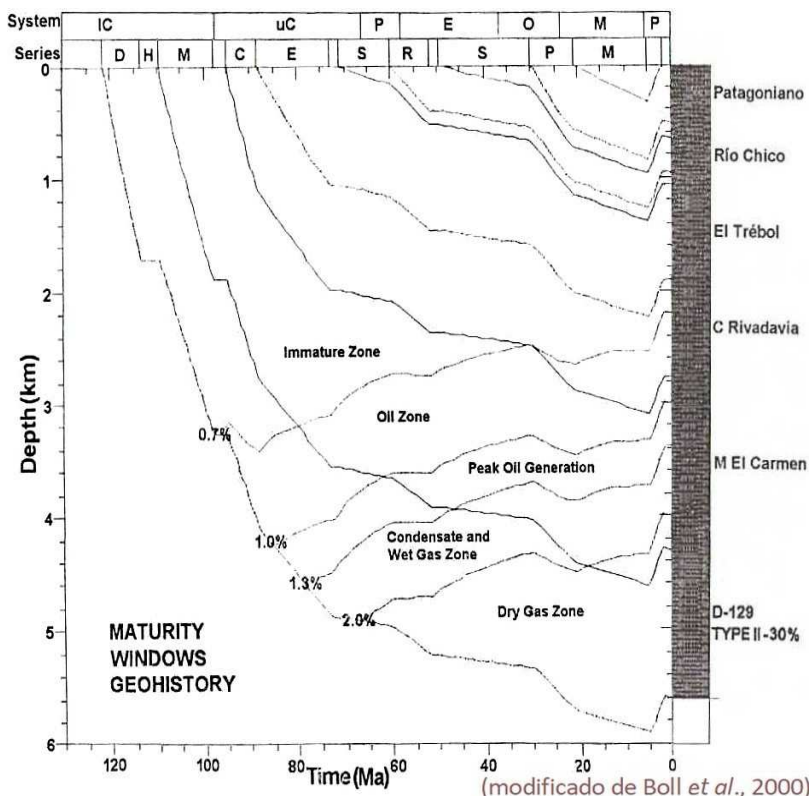
Las dos figuras precedentes y las que siguen abajo y en las páginas sucesivas ilustran información de un modelado para la zona central del flanco norte de la cuenca Golfo San Jorge. Puede verse el mapa de gradientes térmicos de la zona a partir de temperaturas de fondo de pozo (*Bottom Hole Temperatures*) 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)





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.

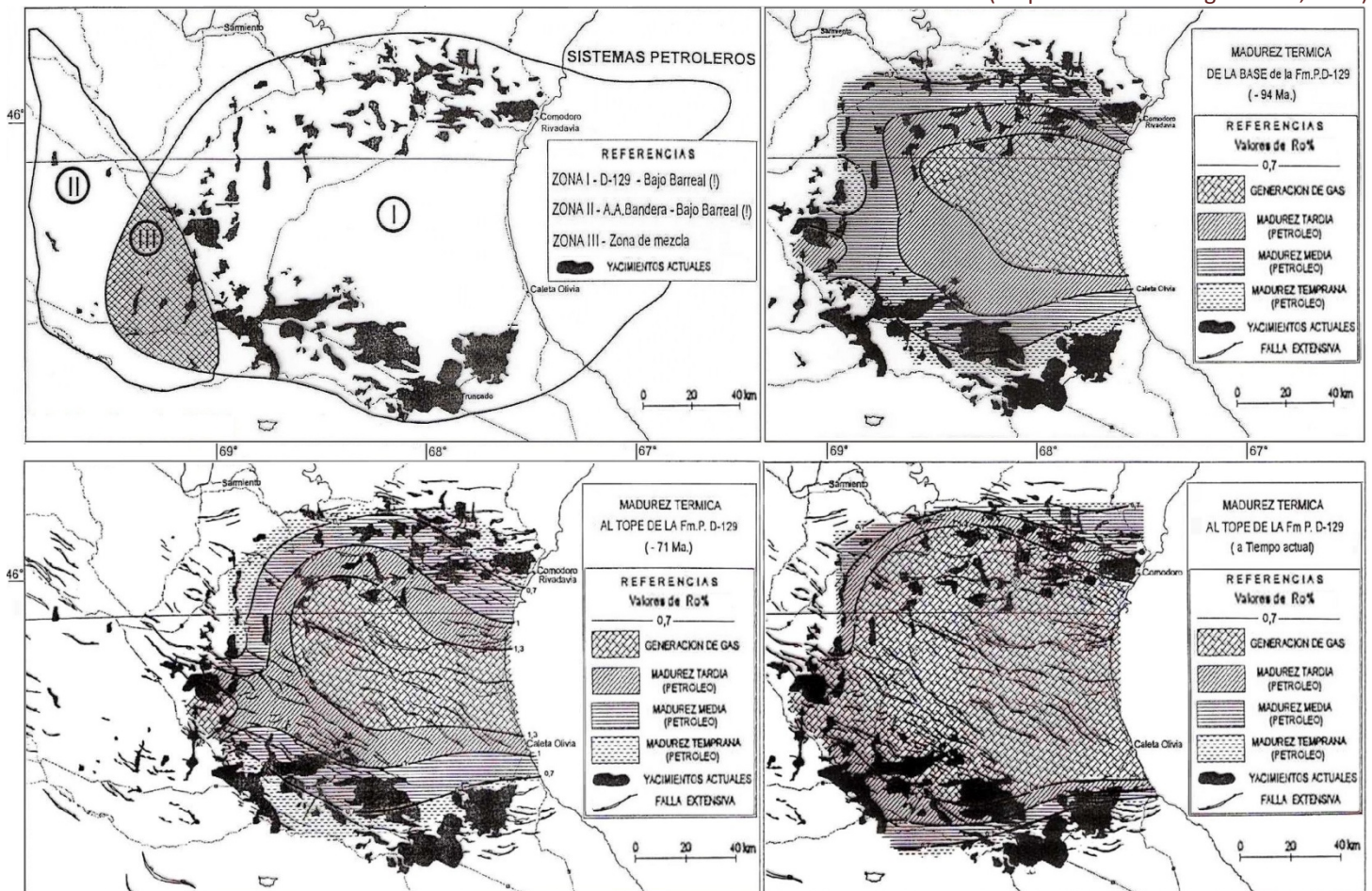


A la izquierda, esquema de la historia de madurez calculada en un pozo representativo del área de estudio. En ésta hubo subsidencia desde el Cretácico Inferior –en las fases de desplome (*sag*) temprano y tardío –que habilitó el espacio para acomodar los sedimentos de las sucesivas formaciones, algunos 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 hidrocarbúferos 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 modif. de Figari *et al.*, 1999)

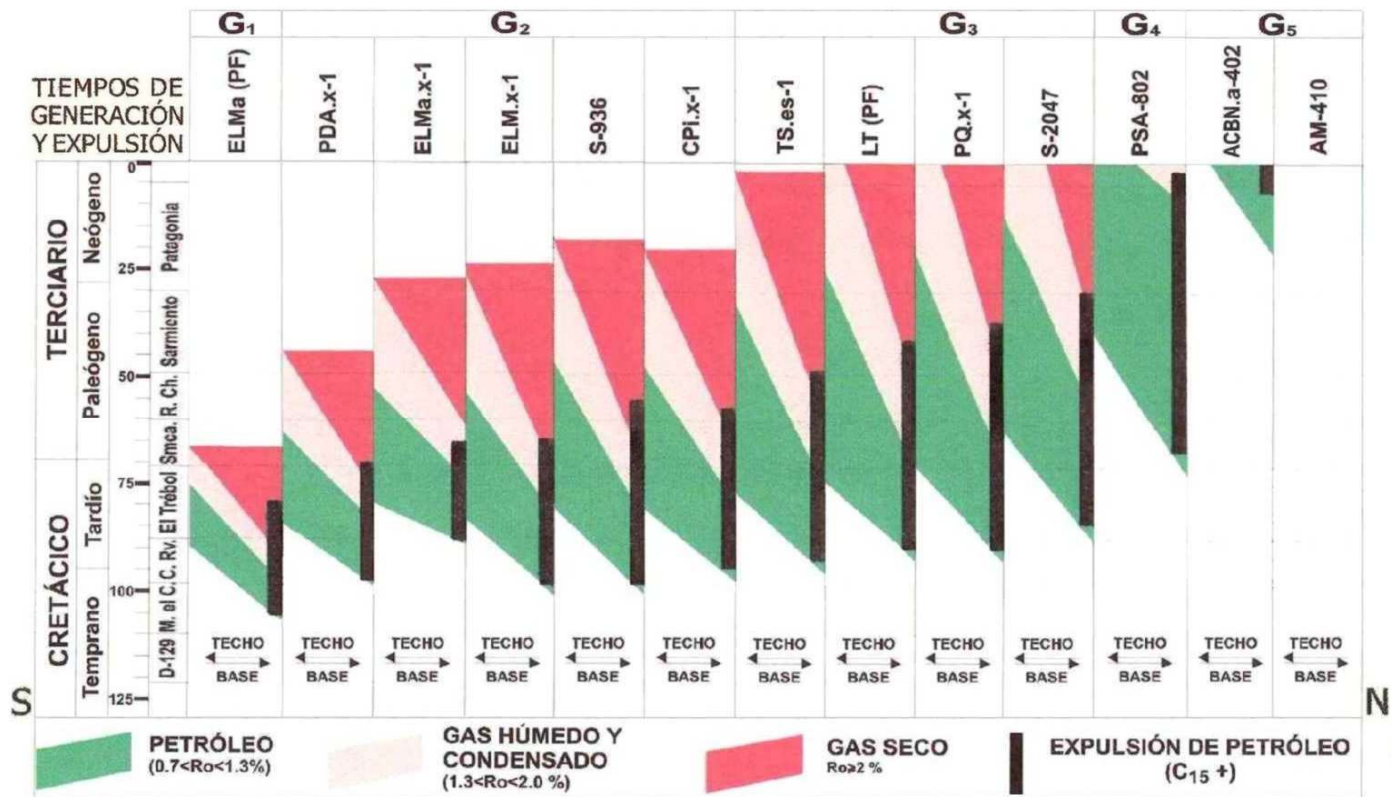


Los tres restantes mapas equivalen a fotogramas de tres instantes (-94, -71 M.a. y tiempo actual) de la película geohistórica referida a la evolución térmica de la roca madre (que los parió)...

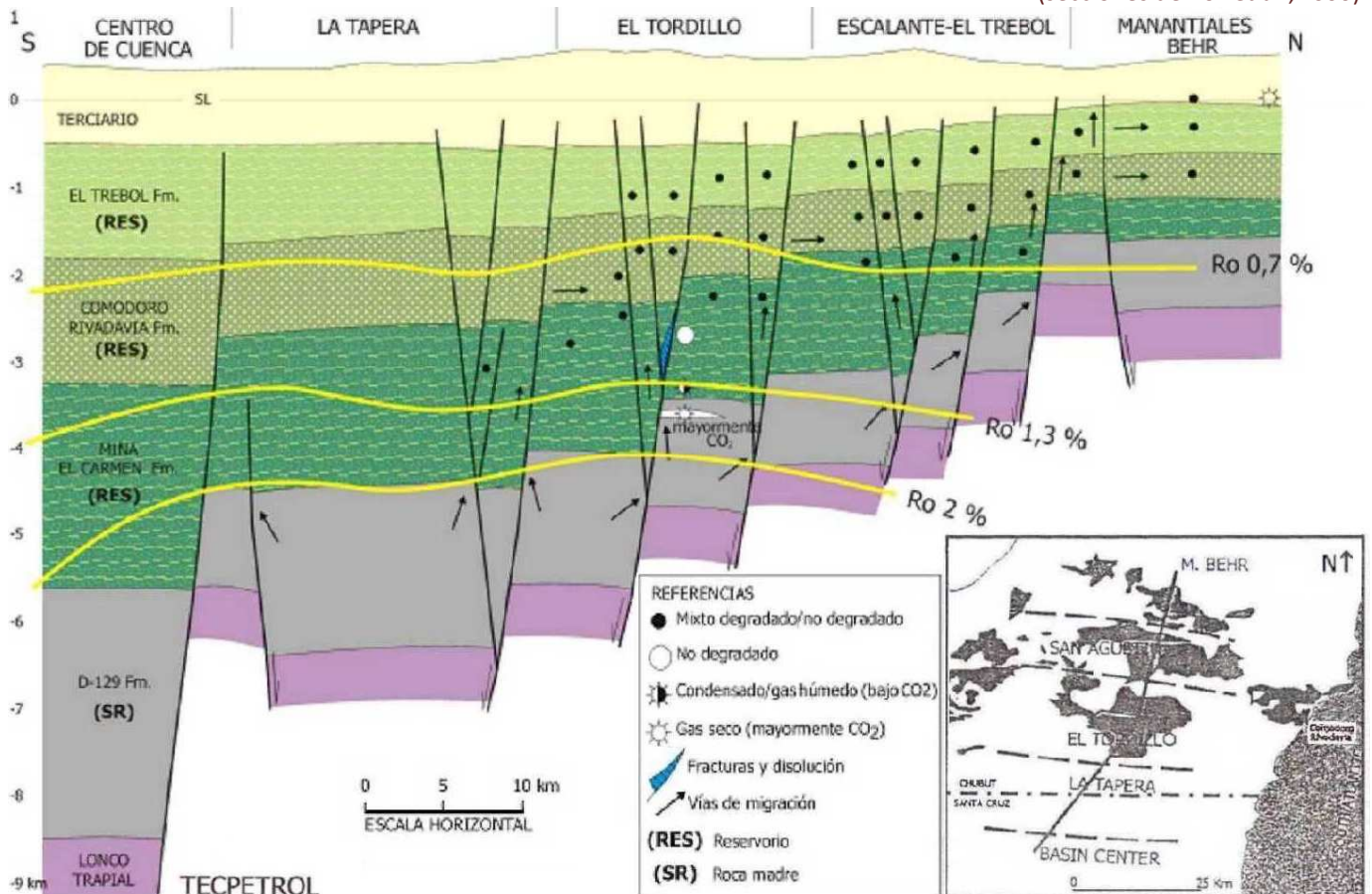
**Estructuras anticlinales (ejemplo Perales) se cargaron siendo bloques extensionales y la posterior compresión plegadora relocizó parte de los hidrocarburos alterando sólo parcialmente el patrón de llenado inicial.**

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 ingesión 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.



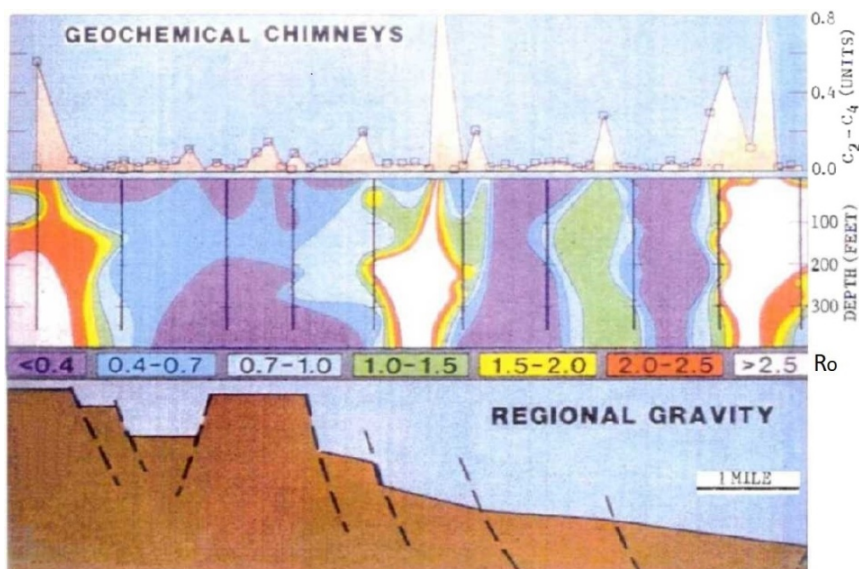
MODELADO TÉRMICO Y CINÉTICO DEL ÁREA EL TORDILLO Y REGIONES VECINAS - CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE (secciones de Boll et al., 2000)



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<sub>2</sub>.

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 (*R<sub>o</sub>*) 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 *R<sub>o</sub>* 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. & Trincherro, E., 1990. Cuerpos intrusivos subvolcánicos en la cuenca Austral. *Boletín de Informaciones Petroleras*, N°23 (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., Trincherro, 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. *Geophysics*, 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 measurements: 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 N°1-2 (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 N°16 (p 88-95).
- Romero Jr., A., McEvelly, T. & Majer, E., 1997. 3-D microearthquake attenuation tomography at the Northwest Geysers geothermal region, California. Geophysics, V.62 N°1 (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. & Mezcuca, 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.**