

## Parte 1

# El flujo de calor en la Cuenca Neuquina

Trabajo Ganador del Premio del Simposio  
“La Geofísica como integradora del conocimiento  
del subsuelo”, CONEXPLO 2008

Por **Mario E. Sigismondi**  
Petrobras Energía S.A., Neuquén

**Víctor A. Ramos**  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,  
Universidad de Buenos Aires

**E**s habitual en Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos el uso de métodos indirectos para “iluminar” el subsuelo, con el objetivo fundamental de mitigar el riesgo geológico. Generalmente, los métodos geofísicos son la herramienta apropiada, y se clasifican como “métodos sísmicos” y “métodos potenciales” (no-sísmicos). Dentro de estos últimos, la Geotermia es una disciplina de la Geofísica que estudia el flujo de calor terrestre (Kappelmeyer y Haenel, 1974; Buntebarth, G., 1984; Haenel *et al.*, 1988; Jessop, 1990), a la cual se le debe prestar atención por dos motivos fundamentales: el flujo de calor es una variable independiente que controla procesos geológicos a escala regional, y la generación de hidrocarburos está regulada, entre otros factores, por el gradiente geotérmico. En este trabajo se estudia la estructura termal de la Cuenca Neuquina, por medio del uso de temperaturas de pozos petroleros, compiladas y corregidas a tal fin. Algunos desafíos que se intentan responder podrían ser sintetizados así: ¿Qué utilidad suministran los datos de temperaturas para comprender mejor la evolución geológica de una cuenca? ¿Qué correcciones se necesitan aplicar a los

datos originales de temperatura para que éstos sean válidos? ¿Es posible a partir de las temperaturas corregidas derivar el flujo de calor? ¿Qué función juega el flujo de calor respecto a los sistemas petroleros en una cuenca sedimentaria? ¿Qué interpretación geológica se puede hacer a partir del flujo de calor?

Si bien el calor se mueve mayormente vía convección, la conducción es el mecanismo dominante cuando el transporte de calor se estudia dentro de la corteza terrestre. La recopilación global de más de veinte mil datos de flujo de calor por conducción sugiere un valor promedio del orden de 87 mW/m<sup>2</sup>. El calor disipado no es distribuido homogéneamente sobre la superficie terrestre, ya que a través de los océanos la pérdida promedio global se estima en 101 mW/m<sup>2</sup>, que es un valor considerablemente mayor que en los continentes (65 mW/m<sup>2</sup>) (Pollack *et al.*, 1993).

Para la Cuenca Neuquina, este estudio arroja un valor promedio de flujo de calor mayor que el global sobre los continentes, y para ello contribuyen dos factores fundamentales: el volcanismo reciente localizado y la geometría del basamento. La generación radiogénica del basamento no ha sido tenida en cuenta por falta de datos confiables al respecto; las variaciones de la conductividad termal en los sedimentos, así como la influencia de la topografía, las tasas de erosión y de sedimentación, jugarían un papel secundario.

## Área de estudio

El área de análisis se extiende a gran parte de la Cuenca Neuquina, intentando cubrir la mayor extensión posible en la cual se hallen disponibles datos de temperaturas en pozos petroleros, e incluye a las provincias del Neuquén, de Río Negro, de Mendoza y de La Pampa, cubriendo una superficie aproximada a los 90.000 km<sup>2</sup>. Por tratarse de una de las más importantes cuencas petroleras productivas de la Argentina, posee una amplia gama de datos geológicos y geofísicos provenientes de superficie y subsuelo. El rango de profundidades en los datos de temperaturas de pozos que se emplearán abarca desde los 500 m a los 5400 m.

## Estratigrafía

En una síntesis respecto a la estratigrafía de la comarca, el basamento de la Cuenca Neuquina está integrado por piroclásticas, ignimbritas e intrusivos del "Grupo Choyoi". Sobre éste se despliega una potente columna sedimentaria que supera los 6000 m de espesor (Legarreta y Gulisano, 1989). Las unidades documentadas más antiguas corresponden al llamado "Ciclo Cuyano" (formaciones Los Molles y Lajas) de espesores del orden de 1100 m, pero se acepta la existencia de depósitos correspondientes al "Ciclo Precuyano" en el significado de Legarreta y Gulisano (1989). El "Ciclo Loteniano-Chacayano" exhibe espesores de 300 m (areniscas y pelitas de la Formación Lotena, calizas de la Formación La Manga y evaporitas de la Formación Auquilco). Completan la columna sedimentaria el "Ciclo Ándico" y el "Ciclo Riográndico" con un espesor en conjunto de 2400 m a saber: depósitos continentales de la Formación Tordillo, a la cual se superpone un espesor importante de margas y calizas margosas (formaciones Vaca Muerta y Quintuco). Luego se depositan calizas, areniscas y pelitas de la Formación Agrio, con las cuales finaliza el llamado "Grupo Mendoza". Encima aparecen los depósitos del "Grupo Rayoso" (evaporitas de la Formación Huitrín y depósitos continentales de la Formación Rayoso). La Formación Río Limay (Grupo Neuquén, "Ciclo Riográndico") culmina la estratigrafía de la zona.

Desde el punto de vista de las propiedades termo-mecánicas, hay que resaltar dentro de la columna estratigráfica: las evaporitas de la Formación Auquilco, la sección superior de la Formación Huitrín e inferior de la Formación Rayoso; y la base de la Formación Vaca Muerta (figuras 2 y 7). Las dos primeras exhiben una excepcional conductividad (dos o tres órdenes de magnitud mayor que el promedio de la columna) y la presencia de interestratificación de evaporitas (sal) y pelitas, que provocan el flujo y desacople entre la deformación inferior y la ubicada por encima (Formación Rayoso / Grupo Neuquén), niveles de despegue que se desarrollan en el noroeste de Neuquén y límite con Mendoza particularmente. Este comportamiento mecánico-

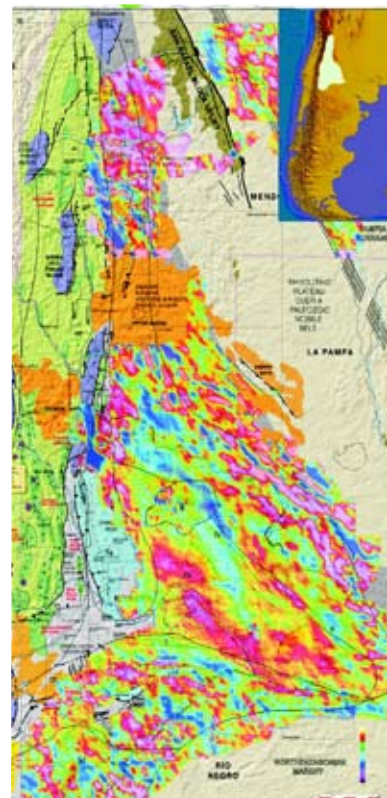


Figura 1. Ubicación relativa (extremo superior derecho), fábrica del basamento de la Cuenca Neuquina (mapa principal), y sus elementos estructurales principales: AFTB: 2-Faja plegada y corrida del Agrio; CCB: 4 Collon Cura; BFS: 5- a-Sistema de Chihuidos; b-Fosa de Añelo; c-Sistema Entre Lomas; d-Sistema Picún Leufú; e-Plataforma de Catriel; FB: 6- Plataforma; HS: 7-Sistema de Huincul; AMHFA: 8-Anomalia de flujo de calor Volcán Auca Mahuida. AFTB: faja plegada y corrida del Agrio; BFS: Sistema de Foreland roto; FB: cuenca de Foreland; HS: Sistema de Huincul. La fábrica del basamento (desde análisis de datos gravimétricos residuales de Bouguer; Sigismondi, 2008) guarda correspondencia con el gradiente geotérmico (comparar con la figura 6). Modificado de Mosquera y Ramos (2006), respetando la nomenclatura usada por estos autores. La imagen de fondo ha sido tomada de Phoenix Oil & Gas (2001).

dúctil –y la existencia de zonas sobrepresionadas–, estimulan a que la deformación actúe en sus *detachment*, pero además a que el calor se concentre y distribuya preferencialmente en los horizontes inmediatamente por encima, favoreciendo al sistema petrolero en cuanto a la generación de hidrocarburos. Respecto a la Formación Vaca Muerta, los niveles de despegue más efectivos corresponden

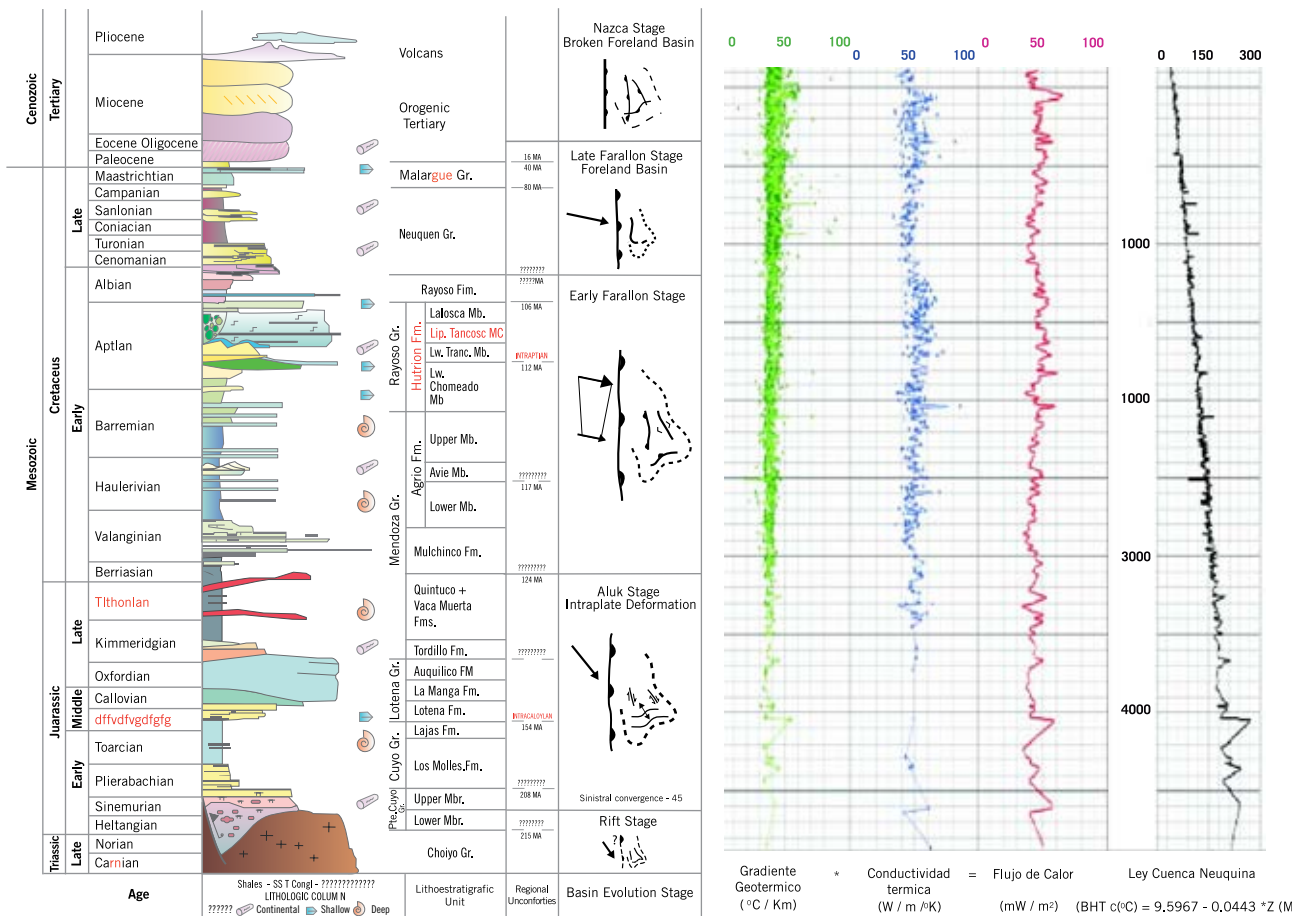


Figura 2. Columna tectoestratigráfica generalizada de la Cuenca Neuquina de acuerdo con Mosquera y Ramos (2006), y sus características térmicas promedio (gradiente y conductividad) y de flujo de calor. La “ley temperatura-profundidad” (a la derecha) a partir de este trabajo de investigación está basada en 2941 pares de datos. Notar el control que ejerce el perfil de conductividad térmica sobre el perfil de flujo de calor generalizado.

a su base (zona sobrepresionada muy influenciada por la presión poral debida a los fluidos ocluidos y a la generación de hidrocarburos) y su comportamiento térmico (conductividad relativa en promedio menor a las de los sedimentos por debajo), tenderá a retener calor y favorecer el sistema petrolero. No habría que descartar que la Formación Auquilco o el Miembro Troncoso superior (yesos) también favorezcan la retención de calor, pero más localmente, y en general su comportamiento mecánico es solidario al sustrato con deformación más profunda.

### Estructura

La Cuenca Neuquina tiene una evolución estructural compleja, controlada por la interacción entre las placas de Nazca y de Sudamérica, y actualmente está contenida por un

borde cratónico al este, un arco volcánico al oeste, y un área cratónica y el Macizo Norpatagónico al sur. Se ha desarrollado como un depocentro sedimentario durante los tiempos del Mesozoico y del Cenozoico, y fueron depositados desde el Triásico superior al Paleoceno más de 6000 m de sedimentos marinos y continentales (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989). Desde el Triásico superior al Sinemuriano la fase de extensión generalizada provocó la segmentación del antiguo basamento volcánico (“Grupo Choiyoi”) en altos y bajos, que dieron origen a una gran variedad de depresiones. De acuerdo con Mosquera y Ramos (2005), guarda una historia multifacética de deformación de intraplaca en el Mesozoico y Cenozoico, de tipo antepaís de retroarco, y que facilita la existencia de tres elementos principales:

fábricas del basamento paleozoico, hemigrábenes de edad Jurásico inferior, y vectores de convergencia entre las placas oceánicas y continentales. Las tres fábricas del basamento están confirmadas nítidamente con datos de gravimetría, como se aprecia en la figura 1, y han sido clasificadas por región morfoestructural, acompañando el criterio de Mosquera y Ramos (2005) por medio de la detección de lineamientos (figura 3), a partir de la confección del atributo de curvatura de anomalías de gravedad residual de Bouguer (Sigismondi, 2008). Como consecuencia, aparecen tres fábricas principales en el basamento (este – oeste, margen sur; noroeste – sureste, margen oriental, y norte – sur, margen occidental), y tres fases de deformación de intraplaca: Etapa de contracción del Jurásico inferior – Valanginiano con los vectores de estrés orientados





norte – noroeste; Etapa de contracción en el Valanginiano – Mioceno que es la responsable de los sistemas de inversión en dirección noroeste – sureste durante el Cenomaniano y de la faja plegada del Agrio (AFTB por sus iniciales en inglés); y la etapa desde el Mioceno – tiempos actuales, que resulta en el desarrollo del sistema de antepaís fragmentado y de la Faja Plegada y Corrida de la Cuenca Neuquina (BFS – NFTB respectivamente por sus iniciales en inglés). Este último evento de deformación podría asimilarse a un estilo cercano al “Pampeano”: se fragmenta la cuenca por reactivación de fallas del basamento quizá antiguas con vergencia al oeste, por ejemplo Sierra de Reyes, Palauco y Chachahuen, dando la configuración actual de BFS. La deformación de “piel fina” al oeste de la cuenca prácticamente queda afuera de la base de datos disponible en este estudio.

### Importancia del conocimiento del flujo de calor

El flujo de calor es una variable independiente que controla tanto el espesor como los parámetros reológicos en la estructura cortical de las cuencas sedimentarias y, en el caso particular de la Cuenca Neuquina, origina e influye en las anisotropías del basamento, desde las etapas primitivas de *rifting* generalizado hasta las etapas recientes de vulcanismo localizado. Por tanto, el conocimiento del régimen térmico actual es un elemento indispensable para comprender mejor la historia de deformación y las heterogeneidades (fábricas) en la estructura del basamento, y la influencia y control de ésta en los depósitos sedimentarios. A la existencia de un régimen térmico elevado, se corresponderá una mayor probabilidad de estiramiento cortical y, por tanto, la generación de espacios (hemigrábenes por ejemplo) indispensables para favorecer la sedimentación.

A su vez, como respuesta de la existencia de una cubierta sedimentaria, cada vez más espesa, se corresponderá una menor pérdida de calor del subsuelo, lo cual retardará la subsidencia, en un proceso iterativo

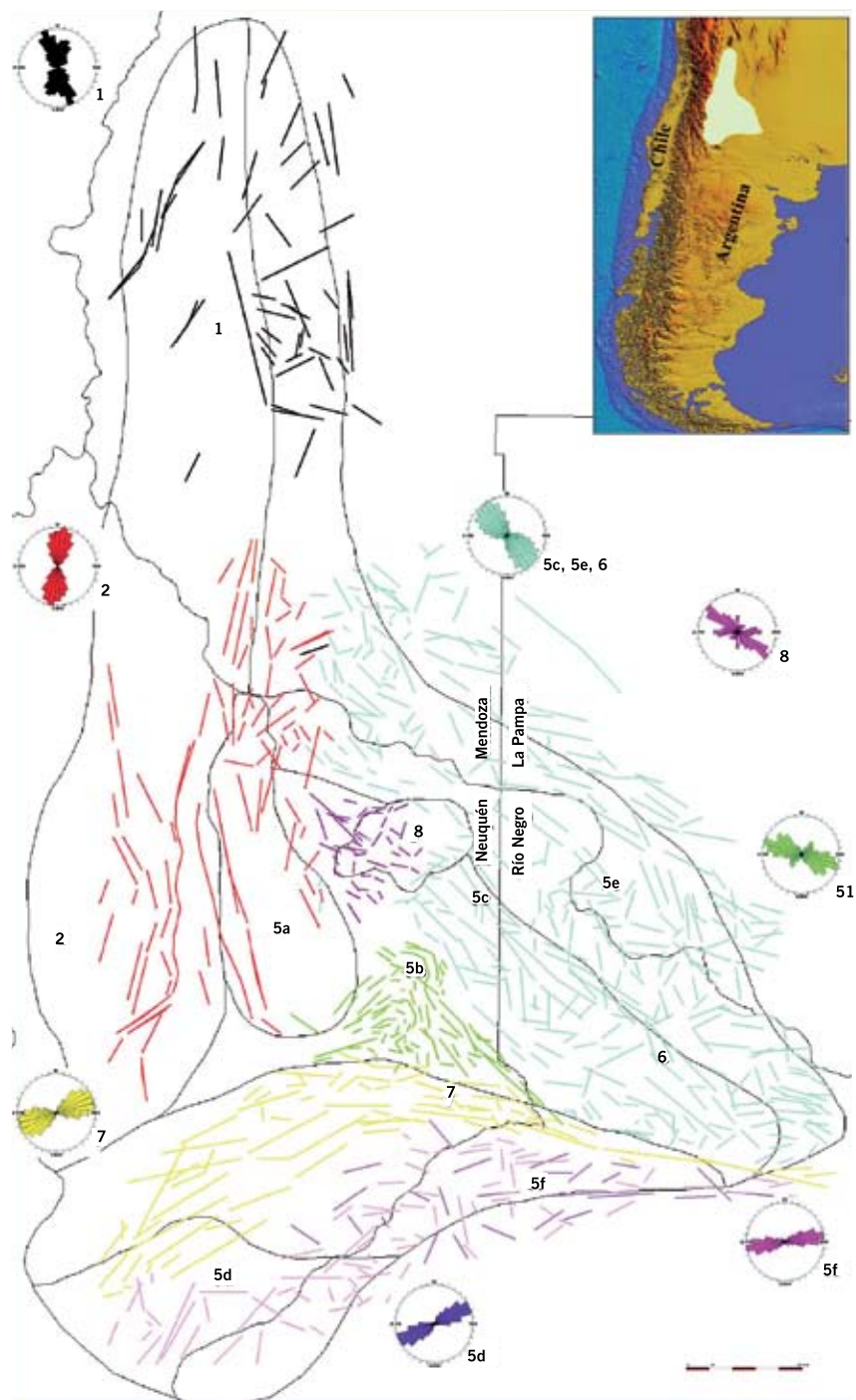


Figura 3. Fábrica del basamento de la Cuenca Neuquina a partir de datos de gravedad terrestre (Sigismondi, 2008). Los colores de los segmentos y los Diagramas de Rosas están clasificados alfanuméricamente siguiendo las regiones morfoestructurales: 1- Neuquina Norte; 2- Faja plegada y corrida del Agrio y aledañas; 5a - Dorso de los Chihuidos; 5b - Bajo de Añelo; 5c - Sistema de Entre Lomas; 5d - Sistema de Picún Leufú; 5e - Plataforma de Catriel; 6 - Plataforma sur; 7- Sistema de Huincul; 8 - Anomalia de flujo de calor Volcán Auca Mahuida (modificadas de Mosquera y Ramos, 2006). Los Diagramas de Rosas están basados en atributos de curvatura desde las Anomalías de Bouguer (Sigismondi, 2008) y fueron procesados por Chopra, S., Universidad de Houston.

entre ambos fenómenos. En otros términos: el régimen de flujo de calor es un agente que opera sobre dos de los tres elementos identificados

por Mosquera y Ramos (2005) que confluyen para la deformación de intraplaca en la Cuenca Neuquina: las fábricas del basamento paleozoico, y



hemigrábenes de edad Jurásico inferior. La cartografía de las principales discontinuidades del subsuelo (figura 3) está en función del dato gravimétrico y sísmico (longitud, rechazo, rumbo e inclinación de las fallas) y permite articular la visión regional, que es fundamental para interpretar el carácter del flujo de calor.

## Antecedentes

La referencia equivalente (objetivos, datos de entrada y escala de observación) al caso de estudio presentado aquí, proviene de un trabajo pionero realizado por Robles (1988), en el cual obtuvo un mapa de gradiente geotérmico a escala 1:2.500.000 de la Cuenca Neuquina y de otras cuencas de la República Argentina y países vecinos.

## Metodología de trabajo

El flujo de calor actual en superficie se obtiene a partir de la siguiente información:

1. Gradiente geotérmico promedio o interválico, obtenidos de temperaturas de fondo de pozo o perfiles de temperatura de alta resolución respectivamente;
2. Conductividad geotérmica promedio o interválica, calculadas en las mismas unidades que los gradientes, ya sea a partir de muestras de rocas (afloramientos – testigos corona) o por métodos indirectos (perfiles);
3. Producción de calor radiogénico de fondo (basamento) obtenido a partir de muestras de rocas.

## Primer paso: Obtención del gradiente geotérmico

### Definición

El gradiente geotérmico está definido de acuerdo con la siguiente expresión:

$$(1) \quad \nabla T = (\partial T / \partial z) = (T_2 - T_1) / \Delta z$$

En la cual:  $T_1$  y  $T_2$  son dos puntos de lectura de temperatura, separados por la distancia  $\Delta z$ . Se trata de una cantidad vectorial dependiente de la distribución de la temperatura en tres dimensiones.

$$(2) \quad \nabla T = (\partial T / \partial x)i + (\partial T / \partial y)j + (\partial T / \partial z)k$$

Siendo:  $i$ ,  $j$  y  $k$  vectores unidad entre los ejes  $x$ ,  $y$  y  $z$  ( $z$  es convencionalmente la vertical). La magnitud y la orientación del gradiente térmico máximo es un caso particular, que dependerá de la orientación de esa línea con respecto al campo de temperatura. Casi invariablemente asumimos que la dirección del gradiente máximo dentro de la corteza es vertical por lo que la ecuación (2) queda:

$$(3) \quad \nabla T = (\partial T / \partial z)z$$

Matemáticamente el gradiente máximo  $(\partial T / \partial z)$  es la derivada parcial en la dirección de  $z$  de la diferencia de temperatura con respecto a la profundidad. En la práctica, significa que se debe amarrar la temperatura en, al menos, dos puntos de profundidades conocidas: uno de estos puntos está en el subsuelo y debería coincidir con el dato más profundo posible ( $T_2$ ); mientras que el otro punto deberá estar lo más cercano a la superficie ( $T_1$ ). La temperatura del subsuelo se puede conseguir por medio de perforaciones de pozos someros, del orden de la decena de metros, y por perforaciones más profundas en busca de agua o hidrocarburos. En este estudio se han usado como valor extremo inferior ( $T_2$ ) las temperaturas de fondo de pozo provenientes de la industria petrolera exclusivamente. Respecto al límite superior ( $T_1$ ), se van a utilizar las temperaturas del terreno en superficie. Seguidamente se considerará la obtención y las correcciones fundamentales a cada una de ellas, de manera tal de conocer la sensibilidad de los datos.

### Bases de datos de temperaturas de subsuelo

Hay distintas fuentes de datos para conocer las temperaturas de subsuelo, y en función de su exactitud, el orden

de prioridad en la elección sería: perfiles de temperatura de alta resolución, Drill Stem Test (DST), temperaturas de fondo de pozo (BHT) corregidas, temperaturas de pozos someros (SHT) corregidas, métodos geoquímicos de aguas de subsuelo, temperaturas de Curie; resistividad del manto, punto equivalente de xenolitos, temperaturas de fondo de pozo (BHT) sin corregir, y perfiles de temperatura sin condiciones de equilibrio. Si las estimaciones de temperatura del extremo inferior provinieran de distintas fuentes, estaríamos en condiciones de comparar por métodos independientes la exactitud de éstas, e incluso hasta podrían ser integrados en un perfil único. En esta investigación, para la construcción de la base de datos de temperaturas del subsuelo se han usado las lecturas de temperaturas de fondo de pozo (BHT) que aparecen en los cabezales de los distintos perfiles eléctricos, a las cuales se les han aplicado las correcciones más importantes (influencias de la circulación del lodo de perforación, e influencia de las variaciones cíclicas de temperatura de superficie). Si bien estos datos no son los de mejor calidad, tienen la fortaleza de que su gran cantidad permite un análisis estadístico robusto, y su disponibilidad es inmediata, ya sea a partir de pozos exploratorios como de producción. La cantidad de datos reunidos supera ampliamente los 3500 pares de temperatura-profundidad, de los cuales quedaron efectivos 2941, equivalentes a la misma cantidad de perforaciones, que en general se hallan distribuidos en toda la cuenca de manera homogénea, no solamente concentrados en los yacimientos productivos o sus inmediaciones, con lo cual se ha minimizado o cancelado el impacto de *aliasing* espacial.

### Metodología

Las temperaturas provenientes de pozos petroleros tienen limitaciones debido a que la toma del dato se realiza en el fluido, no en las rocas circundantes a la perforación. Por tanto, el fluido debe tener el tiempo suficiente hasta alcanzar el estado de equilibrio térmico con el medio. La ruptura del equilibrio está fundamentalmente originada por los grandes volúmenes de fluidos que se inyectan durante la perforación, y se señala que se necesitan períodos de 10 a 20 veces

superiores a los de perforación para alcanzar las condiciones de equilibrio en el medio (Bullard, 1947). El tiempo requerido hasta lograr la estabilidad termal es función del tipo de cemento, *casing*, diámetro de la perforación, e incluso del volumen de producción: si es moderada, la perturbación termal alrededor del pozo será escasa, y el equilibrio es recuperado relativamente en poco tiempo desde el comienzo de la producción; en cambio, si se trata de un pozo de gran caudal, el desequilibrio es proporcionalmente mayor y será necesario un prolongado período de recuperación para alcanzar el estado de equilibrio térmico. Las correcciones a aplicar en los datos de BHT dependerán fundamentalmente del tipo de información disponible.

### Limitaciones y correcciones

Para el cálculo del gradiente geotérmico lo ideal sería contar con información de perfiles de temperatura de alta resolución en cada locación, pero generalmente los únicos datos disponibles provienen de mediciones de la temperatura de fondo de pozo (BHT), o a partir de pruebas en la formación, que registran presión y temperatura de fondo y evalúan parámetros fundamentales para la caracterización adecuada del yacimiento (DST, por sus iniciales en inglés). Las medidas de mayor calidad son obtenidas con esta última metodología, pero tienen limitaciones debido a la poca cantidad de datos disponibles, especialmente de los primeros ciclos de exploración de la cuenca, mientras que las mediciones de temperaturas de fondo de pozo se hacen prácticamente en todos los pozos, tanto de exploración como de desarrollo, y por tanto su fortaleza radica en que puede construirse una gran base de datos que representan la temperatura de una profundidad en particular. Aunque la limitación de los datos de BHT es conocida y aceptada, se asume que la ausencia de los de perfiles continuos de temperatura de alta resolución o los de DST, puede ser compensada adecuadamente por la buena cobertura espacial de los datos de BHT y por

el rango de profundidad de medición. Diversos estudios concernientes con esta metodología han sido publicados en las últimas dos décadas (Brigaud *et al.*, 1990; Demongodin *et al.*, 1991). Lo que sí hay que tener presente, es que para la estimación del flujo de calor las temperaturas de fondo de pozo deben ser corregidas a temperaturas de equilibrio de formación, pero bajo ciertas circunstancias (investigaciones regionales como este trabajo) aun con datos no corregidos se pueden obtener conclusiones geológicas de interés.

Deming (1989) sintetiza los distintos métodos de corrección y llega a la conclusión de que no hay un procedimiento completamente satisfactorio debido a varios motivos (no están dadas las condiciones necesarias en la información para aplicar las correcciones, pobre calidad de los datos, y efectos físicos que no se han logrado aún cuantificar, entre otros), y que aun en aquellos casos en que se cuenta con la información proveniente de DST el desvío estándar puede ser elevado. La aplicación de factores de corrección



numéricos sobre datos de BHT de la Cuenca Neuquina tiende a mitigar fundamentalmente el efecto de las variaciones del tiempo de exposición desde el final de la circulación del lodo a la toma del dato de temperatura, aunque la falta de datos independientes no permite un juzgamiento definitivo, pese a que el coeficiente de correlación temperatura-profundidad ha aumentado significativamente (desde  $R^2 = 0,73$  en datos sin corregir, hasta  $R^2 = 0,91$  en datos corregidos). Las correcciones empíricas aplicadas, equivalentes por ejemplo a la corrección de la AAPG (Kehle, 1972), hacen que la dispersión original mejore, con un corrimiento de las temperaturas hacia valores mayores, pero el error verdadero en los datos de BHT disponibles es desconocido y serán necesarios estudios rigurosos y detallados que comparen las temperaturas de equilibrio de formación con los datos BHT de los cuales derivan. Datos aislados de BHT corregidos a la temperatura de formación no son suficientes para que la metodología sea robusta, ya que el error se minimiza con una base de datos lo mayor posible. En algunos estudios de detalle se ha determinado que aun con las correcciones aplicadas, queda un factor residual de subestimación en órdenes de 5 a 15°C a profundidades del orden de 3000 m. Considerando lo dicho anteriormente, el planteo del problema podría hacerse de la siguiente forma: ¿cuántos datos de temperatura de BHT son necesarios para la construcción de gráficos de temperatura-profundidad que ajusten mejor la correlación, y por tanto hagan confiables los valores de gradiente geotérmico? Dicho de otra forma: ¿qué tamaño tiene que tener el área de trabajo para obtener el muestreo suficiente de datos de temperatura para que el gradiente sea confiable? A continuación se sintetizan las correcciones aplicadas en los datos de la Cuenca Neuquina.

### Influencia de la circulación de lodo

Discutida por Bullard (1947), la temperatura del fluido del lodo, que baja desde la superficie, es cercana a la temperatura ambiental y menor que la temperatura de formación para una determinada profundidad. Esto significa: la parte más profunda de

una perforación tiende a ser enfriada, y simultáneamente el lodo incrementa la temperatura en las secciones superiores del pozo. Operativamente, el lapso de tiempo entre el final de la circulación de lodo y la medición de la temperatura de fondo de pozo no es suficiente para permitir que la temperatura del pozo retorne a la temperatura de formación (Cooper y Jones, 1959). Sin embargo, es posible estimar la influencia de la circulación de lodo en la temperatura del pozo y por tanto determinar un factor de corrección.

### Correcciones del efecto de circulación del lodo (reducción a condiciones estáticas)

#### Método de Horner

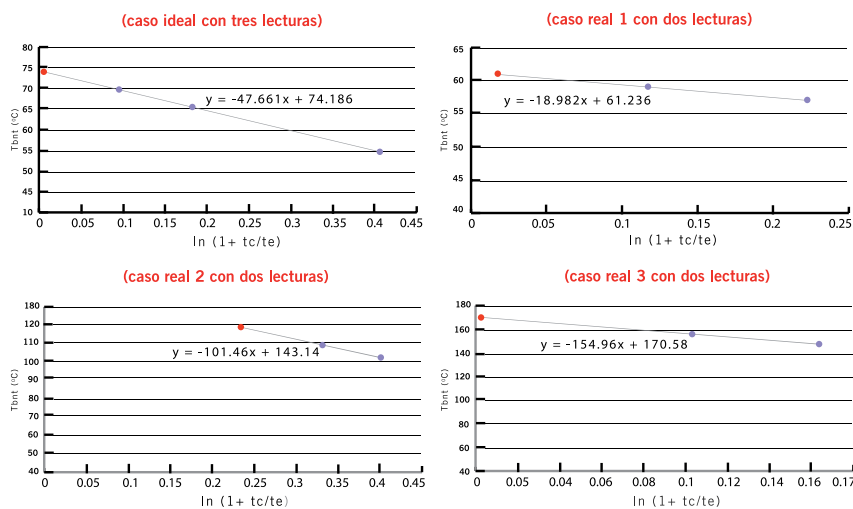
Brigaud (1989) revisó varios métodos para estimar la temperatura de

equilibrio de formación a partir de datos de temperatura de fondo de pozo, el más común de los cuales es el "método de Horner", originalmente teorizado por Bullard (1947), y desarrollado posteriormente por Horner (1951), y Lachenbruch y Brewer (1959). El efecto de la perforación y de la circulación de lodo en la temperatura de la formación es equivalente a una fuente de calor lineal, independiente de la profundidad, asumiendo que la formación es un medio homogéneo y semiinfinito. Por tanto, la temperatura equivalente de formación ( $T_{EQ}$ ) puede ser expresada como una función de la temperatura de fondo de pozo ( $T_{BHT}$ ), del lapso de tiempo desde el final de la circulación ( $t$ ), y de la duración de la circulación ( $t_c$ ) de manera tal que:

$$T_{BHT} = T_{EQ} + S \ln(1 + t_c/t) = T_{EQ} + Q/4\pi K \ln(1 + t_c/t) \quad (4)$$

donde: Q es el flujo de calor por unidad de tiempo y de longitud de la pared (l) del pozo durante la per-

Cuenca Neuquina: aplicación de la corrección de Horner



Cuenca Neuquina: sensibilidad de factores en la corrección de Horner

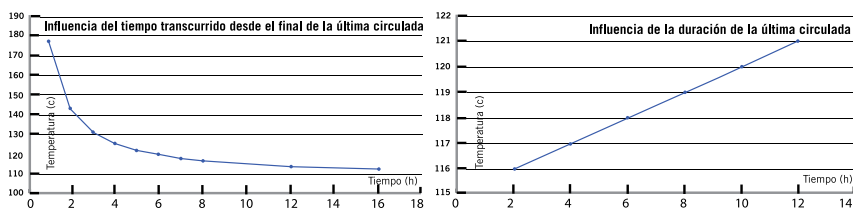


Figura 4. Corrección de Horner en condición ideal con tres datos de temperatura en la misma profundidad (izquierda superior) y ejemplos de aplicación a datos de pozos de Cuenca Neuquina (superior derecha e imágenes inferiores). La temperatura de equilibrio en cada perforación está representada por el punto de color rojo de las figuras. Abajo: el impacto de los factores de las ecuaciones 4 y 5 sobre la temperatura de equilibrio. Notar el cambio de escala vertical entre las figuras de la izquierda (rango de decenas de grados °C) y de la derecha (rango de unidades de grados °C).



foración y circulación, y K es la difusividad térmica de la formación.

Se trata de una ecuación difícil de aplicar debido a que la resistencia de la fuente ( $S = Q/4 \pi K$ ) depende de parámetros generalmente poco conocidos, incluyendo la temperatura del lodo a determinada profundidad, y la difusividad térmica tanto del lodo como de la formación. Sin embargo, si se mide la temperatura dos o más veces a la misma profundidad en intervalos de tiempo, en condiciones de estabilidad termal, se proveerán dos ecuaciones para dos incógnitas, por lo que si usamos la expresión anterior para dos temperaturas de fondo de pozo  $T_1$  y  $T_2$  medidas en los tiempos  $t_1$  y  $t_2$ , la temperatura de formación en estado de equilibrio termal puede ser escrita de la siguiente forma:

$$T_{EQ} = [T_1 \ln(1 + t_1/t_2) - T_2 \ln(1 + t_1/t_2)] / [\ln(1 + t_1/t_2) - \ln(1 + t_1/t_2)] \quad (5)$$

En condiciones normales de perforación, Lachenbruch y Brewer (1959) han mostrado que el error máximo relativo es menor del 4%, cuando se tienen valores típicos de  $t_c = 2$  h y  $t = 6$  h. Se muestran algunos ejemplos en los cuales se ha aplicado la corrección y su orden de magnitud en la figura 4.

De acuerdo con los datos que se visualizan en esta figura, es importante destacar que para que la corrección de Horner sea efectiva y robusta, debería contar con al menos tres datos de temperatura a una misma profundidad en intervalos de tiempo, situación que muy pocas veces ha sido verificada en los datos disponibles. Por otra parte, esta corrección en promedio arroja un valor del 6 al 8% para profundidades del orden de 3500 m. El otro comentario destacable es el hecho de que esta corrección es más sensible al factor relacionado con el tiempo transcurrido desde el final de la circulación y la toma de la temperatura, que con la duración en sí misma de la circulación, como se visualiza en la figura 4. La condición de equilibrio estático para la toma de la mejor temperatura se logra a partir de tiempos mayores a 12 horas desde el final de la circulación. El signo de la corrección es positivo porque el efecto del lodo de perforación siempre tenderá a enfriar la columna, y por tanto, subestimar la lectura de temperatura de fondo de pozo.

### Métodos polinómicos

Como en la mayoría de los cabezales de los perfiles de pozo se dispone sólo de un dato de temperatura para cada profundidad (z), se

necesita de otra aproximación para determinar los valores de las temperaturas equivalentes de formación,  $T_{EQ}$ , desde las temperaturas de fondo de pozo,  $T_{BHT}$ . Las lecturas de temperatura de fondo de pozo  $T_{BHT}$  pueden ser convertidas a temperaturas equivalentes de formación,  $T_{EQ}$  por medio de funciones polinómicas que trabajan como una aproximación a la corrección de Horner, y entonces se puede escribir:

$$T_{EQ} = T_{BHT} + t_{corr}(z) \quad (6)$$

Siendo:

$$t_{corr}(z) = A * z + B \quad (7)$$

donde A y B son constantes a determinar en cada caso, y z es la profundidad (expresada en metros) del valor de la lectura de temperatura de fondo de pozo. En la Cuenca Neuquina, se ha obtenido el mejor ajuste con la siguiente ecuación como factor de corrección:

$$t_{corr-(CUENCA\ NEUQUINA)} = + (0,02105 * z) - 13,541 \quad (8)$$

La constante B (-13,541) ilustra el calentamiento de la sección superior de las perforaciones debido a la cir-

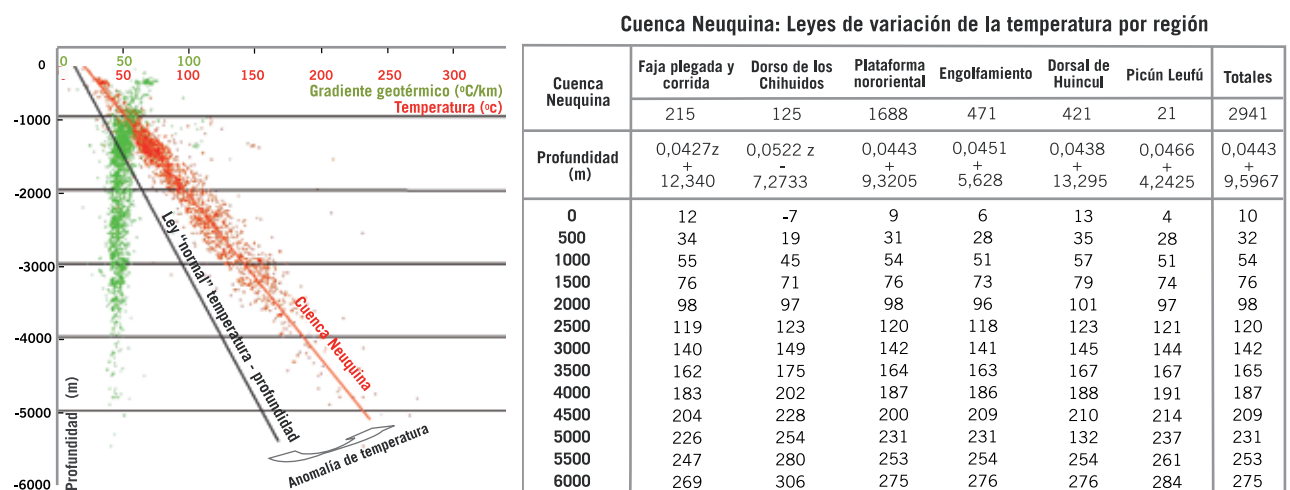


Figura 5. Izquierda: correlación temperatura-profundidad (puntos de color rojo) en 2941 pozos de la Cuenca Neuquina y su separación del gradiente "normal" (1°C/33m, línea color negra). Notar que el gradiente (puntos de color verde) disminuye con la profundidad (ver "influencia del relieve del basamento"). Derecha, la variación de la temperatura con la profundidad de acuerdo con cada región estructural de la Cuenca Neuquina, que avalan la hipótesis de un "levantamiento" termal relativamente mayor sobre el Dorso de los Chihuidos responsable del relieve estructural positivo con respecto a las regiones que lo rodean.

culación de perforación (Gable 1977, 1986). A continuación, se ilustran otros factores de corrección encontrados en investigaciones similares, para comparar con el obtenido en este trabajo:

$$t_{\text{corr}} = (10,6 \cdot z^2) + (6,7 \cdot 10^{-3} \cdot z) + (8,52) \text{ (Kehle)}$$

$$t_{\text{corr}} = +(0,012 \cdot z) - 3,68 \text{ (Förster y Merriam)}$$

$$t_{\text{corr}} = +(0,012 \cdot z) - 7,64 \text{ (Förster, Merriam y Davis)}$$

$$t_{\text{corr}} = +(0,021 \cdot z) - 13,54 \text{ (Förster y Merriam restringida)}$$

$$t_{\text{corr}} = +((-1,1 \cdot 10^{-3} \cdot z) - (4,6 \cdot 10^{-7} \cdot z^2) + (6,6 \cdot 10^{-10} \cdot z^3) + (-8,3 \cdot 10^{-13} \cdot z^4)) \text{ (AAPG; Texas oeste)}$$

$$t_{\text{corr}} = +((4,9 \cdot 10^{-3} \cdot z) + (2,1 \cdot 10^{-6} \cdot z^2) + (-7,6 \cdot 10^{-10} \cdot z^3) + (4,95 \cdot 10^{-14} \cdot z^4)) \text{ (AAPG; Louisiana)}$$

$$t_{\text{corr}} = +((1,8 \cdot 10^{-3} \cdot z) + (8,4 \cdot 10^{-7} \cdot z^2) + (-5,0 \cdot 10^{-11} \cdot z^3) + (-1,6 \cdot 10^{-15} \cdot z^4)) \text{ (AAPG; general)}$$

$$t_{\text{corr}} = +((-12,9) + (15,76 \cdot z) + (-1,8 \cdot z^2)) \text{ (Loucazeau y Ben Dhia, datos marinos)}$$

En todos los casos, el factor de corrección ( $t_{\text{corr}}$ ) se debe sumar a la temperatura  $T_{\text{BHT}}$  que haya sido reportada en los cabezales de los perfiles de pozo, para hacerlas representativas de las temperaturas de equivalentes de formación,  $T_{\text{EQ}}$ . Una vez realizado esto, la comparación entre los valores obtenidos por la corrección de Horner y los métodos polinómicos, sugieren que estos últimos sobreestiman la corrección en un orden creciente con la profundidad. Por tanto, para obtener una "ley empírica de variación lineal de la temperatura equivalente de formación en función de la profundidad para la Cuenca Neuquina", aprovechando la bondad de la gran cantidad de

datos recopilada, se ha procedido a aplicar el método polinómico y al resultado restarle un factor del orden de 27°C.

### Ley de variación de la temperatura con la profundidad en Cuenca Neuquina

En la siguiente expresión queda resumida una ley de variación de la temperatura con la profundidad para

el caso de estudio:

$$T_{\text{EQ-(CUENCA NEUQUINA)}} = + 0,0443 \cdot z + 9,5967 \text{ (9)}$$

Siendo  $z$  la profundidad en metros (m),  $T_{\text{EQ}}$  la temperatura corregida de fondo de pozo expresada en grados centígrados (°C), y la constante + 9,594 representa la temperatura media de superficie ( $T_{\text{SUPERFICIE-NEUQUINA}}$ ). Esta ley es la que consigue la mejor correlación lineal de los

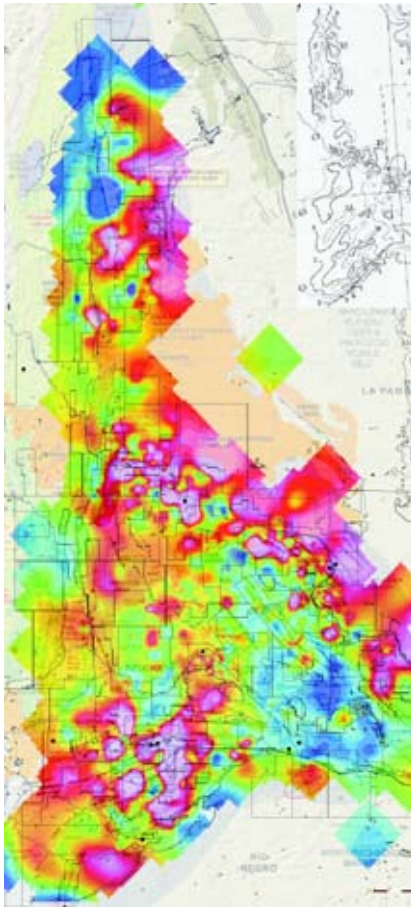


Figura 6. Mapa de gradiente geotérmico de la Cuenca Neuquina. Los colores cálidos indican anomalía positiva y los colores fríos anomalías negativas, con un rango de variación desde 17°C/km a 133°C/km. En el extremo superior aparece el resultado original de Robles (1988). La imagen de fondo ha sido tomada de Phoenix Oil & Gas (2001).

2941 pares de datos temperatura-profundidad ( $R^2 = 0,9143$ ) esparcidos sobre la cuenca. Sin embargo, es muy importante señalar que ninguna aproximación de esta naturaleza alcanza a explicar las diferencias que puedan existir entre pozos con distintos tiempos de circulación, y distintos tiempos desde el final de la circulación hasta la toma de la temperatura de fondo, sino que asumen implícitamente que las condiciones de perforación, el tiempo de las operaciones, el lodo de circulación, y la difusividad térmica de las formaciones alrededor de las perforaciones son comparables para todos los pozos de la cuenca. Estas condiciones son difíciles de determinar, pero se-

rían esperables en pozos perforados con las mismas técnicas. Por otro lado, esta ley es un promedio para toda la cuenca, pero en cada región estructural definida por Mosquera y Ramos (2005) aparecen contrastes interesantes que servirán de clave en la interpretación geológica. Las leyes de cada región se visualizan en figura 5. Estas ecuaciones permiten modelar la temperatura a una profundidad constante, por ejemplo, 4000 m: la región del Dorso de los Chihuidos es la más alta (202°C) y la región de la Faja Plegada la más baja (183°C).

### Datos de temperatura de superficie

Para el cálculo del gradiente geotérmico, se necesitan dos valores de temperaturas en un intervalo de profundidad, ellos son: la temperatura de fondo de pozo corregida ( $T_2 = T_{EQ}$ ), y temperatura de superficie del suelo ( $T_1 = T_{Gd}$ ). La temperatura del suelo ("Ground") no es la temperatura ambiente, pero se asume que es de 3 a 5°C mayor que la del aire, y se ha obtenido a partir de un modelo para la región de estudio que toma en cuenta la influencia de factores como latitud, altitud y topografía elaborado por el Potsdam Institute for Climate Impact Research, Alemania. Si bien esta temperatura del suelo ha sido modelada y corregida para minimizar el impacto de diferentes factores sobre la temperatura  $T_1$ , también es necesario descartar su influencia en las temperaturas inferiores,  $T_2$ . A continuación se pone énfasis en el efecto que tendrían dos factores sobre las temperaturas inferiores.

### Influencia de las variaciones cíclicas

La temperatura de superficie varía en función de diferentes factores como latitud, altitud, topografía y las variaciones cíclicas (diarias o estacionales). El pasaje diario del sol tiene un efecto obvio en la temperatura del aire en la superficie terrestre: se eleva durante el día y cae en la noche en un ciclo casi regular. Más aún, los cambios de temperatura entre verano e invierno son periódicos y regulares. Por lo tanto, las temperaturas en las

capas superiores de la Tierra (son las que realmente interesan) están afectadas por estos fenómenos perturbadores (diurno y estacional). Carslaw y Jaeger (1959) consideraron el efecto de calentamiento cíclico y periódico en un semiespacio y derivaron la siguiente solución:

$$T_{zz_t} = T_0 \times \exp(-\varepsilon) \sin(\omega t - \varepsilon) \quad (10)$$

Esta ecuación describe el alejamiento ( $T_z$ ) de la temperatura a una determinada profundidad ( $z$ ) y tiempo ( $t$ ) de un ciclo de calentamiento en superficie con una amplitud ( $T_0$ ) y frecuencia  $\omega$  ( $\omega = 2\pi/P$ ;  $P$  es el período), siendo  $\varepsilon = (\pi / P_k)^{1/2}$  ( $k$  = difusividad). Las rocas basálticas tienen una alta difusividad térmica ( $k = 7,9 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) y, como esta propiedad es directamente proporcional a la capacidad de penetración en el suelo de los factores cíclicos, se ejemplifica en el caso del Auca Mahuida y sus alrededores. Por tanto, la longitud de onda efectiva de la perturbación de temperatura causada por el ciclo diurno será:  $z = 2\pi / \varepsilon = (\pi / P_k)^{1/2} = (4\pi \times 8,64 \times 10^4 \times 7,9 \times 10^{-7})^{1/2} = 0,93 \text{ m}$ , y 17,7 m para el ciclo anual. La interpretación que podemos hacer de estas cifras es que tanto las fluctuaciones anuales como las diarias, influyen en las temperaturas hasta profundidades del orden de 20 m y 1 m respectivamente, y por tanto, el uso de datos de las temperaturas de fondo de pozo nos independiza de las variaciones cíclicas. Una comparación interesante con otros casos de estudio, está dada por la construcción de los gradientes geotérmicos desde datos provenientes de pozos someros, como por ejemplo, en la provincia de Tierra del Fuego (Zielinski y Bruchhausen, 1983), y por tanto esta corrección sería de sumo cuidado. Un factor restrictivo para el cálculo es el hecho de que no se dispone de datos de difusividad térmica de las rocas cercanas a la superficie en la Cuenca Neuquina, y se han usado valores de referencia de litologías análogas.

### Influencia de la topografía

Aunque el gradiente geotérmico y el flujo de calor tienden a ser homogéneos con la profundidad, variarán con la elevación del terreno y, más



aún, con la topografía de la zona de trabajo, y por tanto es un factor a tener en cuenta en estudios regionales. En la Cuenca Neuquina, las elevaciones tienden a ser mayores en sentido este – oeste, pero más influencia aún está dada por elevaciones aisladas, por ejemplo en el caso de vulcanismo reciente, como es la zona del Auca Mahuida.

Lees (1910) investigó el problema, y su corrección topográfica permanece vigente, con las modificaciones de Blackwell *et al.* (1980) con ecuaciones para modelar la distorsión del campo geotérmico debajo de un modelo ideal de montaña (altura sobre la planicie de fondo, H, contrastes de conductividad de las rocas,  $\lambda$ , por debajo y por encima de la planicie, producción de calor radiogénica, A, gradiente termal de fondo,  $\alpha$ , ancho de la montaña, h, temperatura en superficie, T<sub>0</sub>, elevación de la planicie donde se toma el dato alrededor de la montaña, h<sub>p</sub>). Para conocer la sensibilidad de este factor, se modeló el área del Auca Mahuida, con los siguientes parámetros: H = 2258 m;  $\lambda = 3,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ; A =  $3 \text{ mWm}^{-3}$ ;  $\alpha = 45^\circ\text{C/km}$ ; h = 10 km; T<sub>0</sub> = 16°C; h<sub>p</sub> = 300 m, y el efecto sobre el gradiente en el punto de lectura seleccionado sería pasar de 45°C/km a 46,03°C/km, que se considera despreciable.

Cuenca Neuquina: relación litología - conductividad térmica

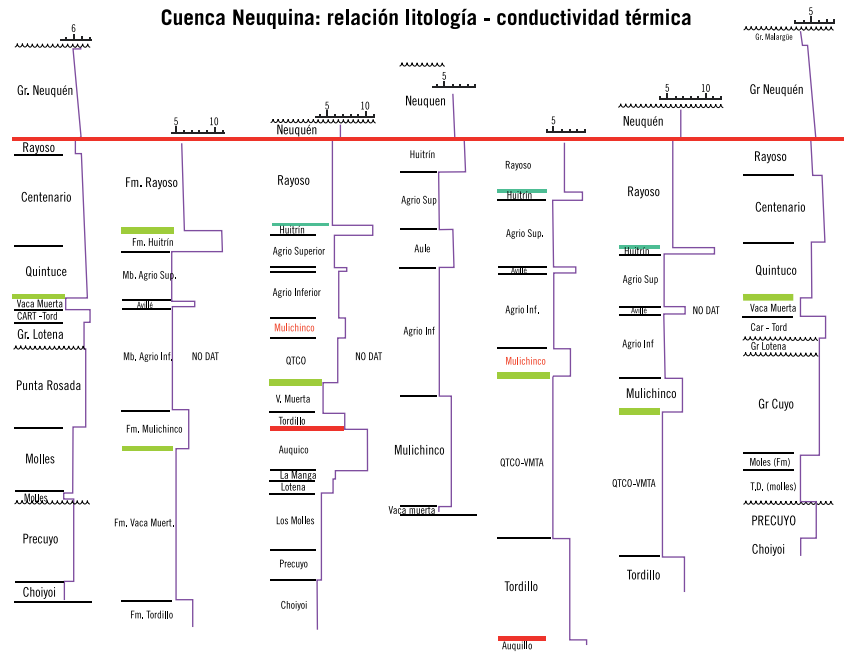


Figura 7. Columnas geológicas y su relación con la conductividad termal. Se resaltan los valores anómalos por encima del promedio para Fm. Auquillo y Fm. Huitrín (modificado de Rodríguez, 2007). Los rangos de variación de la conductividad van desde 1 W/m<sup>2</sup>K a 10 W/m<sup>2</sup>K. Las conductividades han sido modeladas para la Cuenca Neuquina con valores de referencia promedio de cada litología.

### Confección del mapa de gradiente geotérmico

Con la construcción de las grillas de temperaturas de fondo de pozo corregidas, temperaturas de superficie, y del intervalo de profundidades de

lectura (T<sub>2</sub>, T<sub>1</sub>, y z respectivamente de la ecuación 1), la obtención del mapa de gradiente geotérmico de la Cuenca Neuquina (figura 6) se consiguió por medio de operaciones de grilla que respetan la siguiente secuencia:

1. Obtención de la grilla de temperaturas corregidas de fondo de pozo.
2. Obtención de la grilla de temperaturas de superficie.
3. Obtención de la grilla de diferencia de temperatura: grilla (1) - grilla (2).
4. Obtención de la grilla de profundidad lectura temperatura.
5. Obtención de la grilla cociente: grilla (3) / grilla (4).
6. Obtención de la grilla gradiente geotérmico (°C/km): grilla (5) x 1000.

El mapa de gradiente muestra una concentración de calor anormalmente elevado (colores cálidos de la figura 6) en la zona de borde de Cuenca Noroeste, debido al efecto combinado de vulcanismo reciente y geometría del basamento. Es interesante comparar este resultado con el trabajo original de Robles (1988), el cual muestra un resultado similar. También se distingue en la zona norte de la cuenca un lado "frío" y un lado "cálido", en los márgenes occidental y oriental respectivamente. Este fenómeno está explicado a partir del vulcanismo en la región, si bien también es verdad que la zona del complejo del volcán Tromen (oeste) no ha sido mapeada.

### Utilidad del conocimiento del gradiente geotérmico

El conocimiento del gradiente geotérmico de una región en particular tiene un impacto directo en el conocimiento de la temperatura a distintas profundidades. Un caso de aplicación específica en la industria petrolera está dado porque a partir del gradiente, y la profundidad objetivo, es posible conocer con bastante aproximación la temperatura actual de un reservorio, aplicando la siguiente expresión:

$$T_{\text{RESERVORIO}(z)} = T_{\text{SUPERFICIE}} + (\text{gradiente} * \text{profundidad}) = T_{\text{Gd}} + ((\partial T / \partial z)_z * k) * \Delta z \quad (11)$$

### Segundo paso: Obtención de la conductividad térmica

#### Definición

La conductividad térmica ( $\lambda$ ) es una propiedad física inherente de la

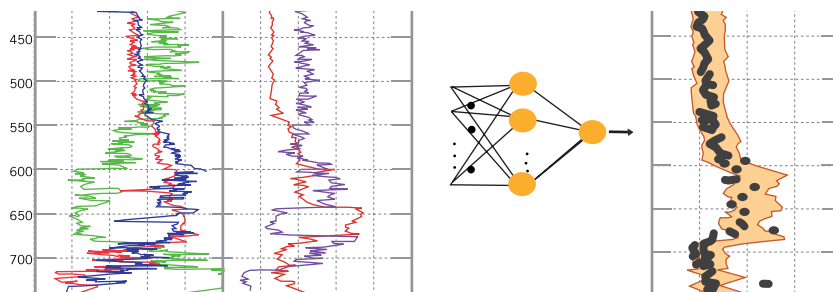


Figura 8. Grupo de datos de perfiles necesarios para obtener por inversión de redes neuronales la conductividad térmica (modificado de Goutorbe, 2007).

materia que expresa la facilidad con la cual el calor es transmitido a través de un cuerpo. Matemáticamente, la conductividad es un tensor que relaciona el vector flujo de calor y el vector gradiente termal:

$$Q_z = \lambda z * \nabla T = \lambda z * (\partial T / \partial z) z * k \quad (12)$$

siendo,  $Q_z$ : flujo de calor a una determinada profundidad ( $z$ ),  $\lambda_z$ : conductividad térmica a una determinada profundidad ( $z$ ),  $\nabla T = (\partial T / \partial z) z * k$ : gradiente térmico vertical a una profundidad ( $z$ ).

La conductividad depende de la dirección del gradiente, pero se va a considerar que el problema involucra

la componente vertical, tal como se simplificó en la ecuación 3. La conductividad térmica de las rocas depende de la temperatura (Birch y Clark, 1940), y de ahí la dificultad en medirla *in situ*, pues se necesita un estado de equilibrio térmico, que se puede conseguir sólo en laboratorio, y a partir recién de lapsos de tiempo prolongados. La conductividad de las rocas varía generalmente en un orden de magnitud importante, y su rango va desde 1,1 W/m°K a 3,2 W/m°K.

#### Metodología

La conductividad térmica es la variable más difícil de obtener para

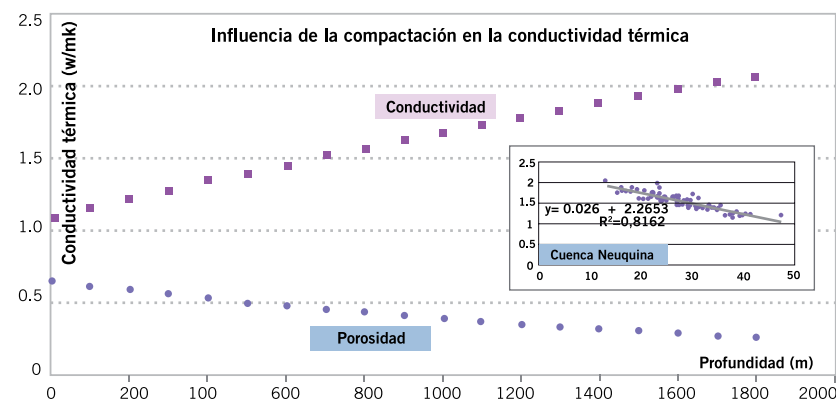


Figura 9. Influencia de la compactación en conductividad térmica y la porosidad, siguiendo el modelo de Sclater y Christie (1980) y en un perfil real de la Cuenca Neuquina. A medida que aumenta el soterramiento, aumenta el valor absoluto de conductividad térmica.



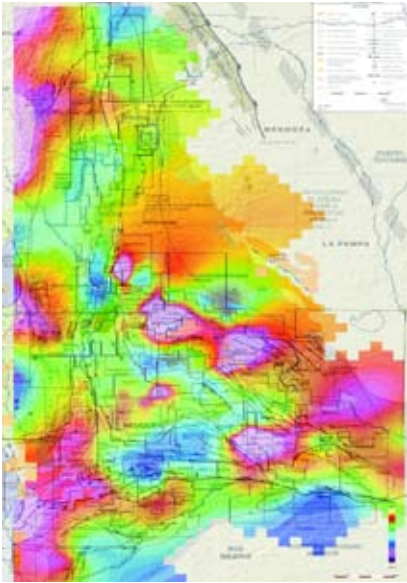


Figura 10.

determinar el flujo de calor, aún más que el propio gradiente geotérmico. La conductividad termal de las rocas está estrechamente relacionada con la litología, y como una aproximación, ésta podría ser usada para estimar la conductividad termal, tal como se ve en la figura de abajo, donde se ha modelado en 1D a partir del conocimiento de la litología la respuesta de conductividad.

En principio, como la temperatura está definida de manera discreta en dos puntos, se puede asumir un valor promedio de conductividad para ese mismo intervalo. Si se tiene un perfil de temperatura de alta resolución, se debería contar su equivalente: un perfil continuo de conductividad termal. Es muy importante tener en cuenta que como el flujo de calor será obtenido por el producto del gradiente por la conductividad térmica, aquél permanecerá sin definirse en una sección donde haya un vacío de datos de conductividad/gradiente. Una alternativa utilizada frecuentemente es asumir un valor constante de conductividad térmica de las rocas, generalmente entre 1,9 W/m<sup>2</sup>K a 2,1 W/m<sup>2</sup>K. Si se usa este criterio, entonces el conocimiento del flujo de calor pasa a depender exclusivamente del gradiente, es decir: es el gradiente multiplicado por una constante, y por tanto, las conclusiones podrían quedar enmascaradas. Por lo dicho, será de gran interés el

conocimiento y la determinación de la conductividad térmica, ya sea por métodos directos o indirectos. En condiciones ideales, sería posible obtener lecturas directas de la conductividad a partir de muestras de *cuttings* de perforación y testigos corona, y por supuesto, aflojamientos. Ya que no se dispone de información de conductividad por métodos directos, se ha recurrido a métodos indirectos: datos de perfiles de pozos. En particular, la utilidad para determinar la conductividad a partir de perfiles de pozos está dada por el hecho de que existe gran cantidad de datos disponibles en la cuenca, como ha sido demostrado también en otros estudios análogos (Woodside and Messmer, 1961; Anand *et al.*, 1973; Goss *et al.*, 1975; Villinger, 1983; Hagedorn, 1985; Vacquier *et al.*, 1988; Dove y Williams, 1989; Brigaud *et al.*, 1990; Demongodin *et al.*, 1991; Bonneville *et al.*, 2005).

En el caso de la Cuenca Neuquina, para obtener los valores de conductividad termal se ha usado una técnica basada en el desarrollo de redes neuronales (Goutorbe, Lucazeau y Bonneville, 2005), que relaciona directamente un grupo de perfiles de pozo con la conductividad. El método ha sido calibrado en miles de datos del programa ODP (Ocean Drilling Project) directamente en muestras de rocas y correlacionado con cinco perfiles de pozo: Sónico, Densidad, Neutrón Porosidad, Resistividad y Gamma Ray (figura 8). La metodología consiste en "entrenar" estos perfiles con datos de conductividad conocidos, de forma tal de encontrar una relación empírica entre los perfiles (entrada) y la conductividad termal (salida). Los resultados de la salida son corregidos por efectos de porosidad, soterramiento, contenido de agua y arcillosidad; la técnica de MLP (*multi-layer perceptrons*) puede dar una eficiente función de aproximación en la medida en que exista una base de datos lo suficientemente grande, con un error del orden de +- 10 a 15%. La obtención final de los datos de conductividades fue ejecutada por el Laboratorio de Geociencias Marinas del IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris) y sus resultados agregados al programa GATOR (Global Analysis of Temperature from Oil Exploration), que está orientado a caracterizar el régimen termal de los márgenes continentales a

escala mundial; éste es el primer estudio llevado a cabo exclusivamente con datos terrestres y en un margen activo.

## Limitaciones y correcciones de los datos de conductividad termal

### Influencia de la porosidad de las rocas

La porosidad es el factor que más controla la conductividad térmica de las rocas sedimentarias; su conocimiento es muy importante para construir un modelo de conductividad termal. La porosidad varía a su vez de manera significativa con la compactación, y por tanto, es conveniente el uso de modelos que describen la compactación de los sedimentos con el aumento del soterramiento (figura 9), como los de Sclater y Christie (1980), que relacionan la porosidad,  $\phi$ , decayendo exponencialmente con la profundidad de enterramiento,  $z$ :

$$\phi = \phi_0 \times \exp(-Az) \text{ o su equivalente: } \ln(\phi) = \ln(\phi_0) - Az \quad (13)$$

siendo  $\phi_0$  la porosidad de los sedimentos al tiempo de su depositación,  $A$  el coeficiente de compactación y  $z$  la profundidad en metros. Por ejemplo, una arenisca que tenga un  $\phi_0 = 0,49$  y  $A = 2,7 \times 10^{-4}$ , a 2500 m de profundidad, la porosidad sería la mitad:  $\phi = 0,2495$ . La disminución de la porosidad primaria se debe a la compactación y al crecimiento secundario de cuarzo, y el modelo no considera procesos de disolución y fracturación, que podrían dar como resultado un aumento de la porosidad secundaria.

Con respecto a los fluidos, el agua tiene baja conductividad, de tal manera que el efecto combinado de la pérdida de porosidad y la pérdida de agua hace que la conductividad en promedio aumente con la profundidad para las rocas sedimentarias. En los modelos de compactación, se asume que los poros están rellenos de agua, de tal manera que las conductividades modeladas de reservorios con petróleo y gas (ambos tienen conductividad menor que el agua)

son mayores que las verdaderas. Esto dará un pico aparente en las estimaciones del flujo de calor. En el caso de las rocas basálticas y graníticas, la porosidad varía poco con la profundidad porque la compactación es insignificante, pero la presencia de material radiogénico es más abundante, y por tanto, la generación de calor también.

### Confección del mapa de conductividad térmica

Se procesaron alrededor de 5500 perfiles LAS provenientes de 875 pozos en los cuales se contaba en principio con la información necesaria de perfiles para el proceso de inversión por redes neuronales; luego, entraron a la inversión propiamente dicha 487 pozos, y salieron para la confección de las grillas 359 pozos con valores confiables

para grillar, y por medio de las técnicas convencionales se obtuvo el mapa de conductividad termal de la Cuenca Neuquina (figura 10).

### Producción de calor radigénico de fondo

Debido a la falta de información con respecto a la producción de calor del basamento (por desintegración radiactiva de los isótopos de  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ), su influencia sobre el flujo total en superficie no ha sido considerada. En principio, se podría especular en que no debería haber cambios extremos en las tasas de producción de calor en las rocas del basamento por debajo de la columna sedimentaria que impacten en cambios laterales en la densidad del

flujo de calor. Sin embargo, no habría que descartar que el sector al sur de la Dorsal de Huincul (HS) presentara patrones o valores diferentes, pues un rasgo distintivo de todo el borde sur de la Cuenca Neuquina encontrado en esta investigación es la ausencia del fenómeno de refracción térmica del basamento, aunque el modelado de éste predice su existencia. Este comportamiento anómalo también coincide con cambios notables observados desde métodos potenciales (espesor elástico efectivo, discontinuidades de intraplaca, fábricas de basamento desde gravimetría) que avalan la hipótesis de acreción de terrenos propuesta por trabajos anteriores (Ramos y Aleman, 2000). ■

Este trabajo técnico continúa en la próxima edición de *Petrotecnica*.