

Determinación del flujo de calor a partir de sondeos petroleros en la Cuenca Catalano-Balear

A. M. NEGREDO, M. FERNÁNDEZ y M. J. JURADO

Dpto. de Geofísica. Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" - CSIC.

Martí i Franqués s/n. E-08028 Barcelona.

RESUMEN

En el presente estudio se determina el flujo de calor a partir de datos procedentes de siete sondeos petroleros situados en la Cuenca Catalano-Balear. La información utilizada consiste en diagrafas de sondeo, numerosas muestras litológicas procedentes de ripios y testigos laterales, y datos de temperatura BHT y DST. La variación vertical de la conductividad térmica se ha calculado a partir de la porosidad y de la composición mineralógica de las formaciones.

El valor de conductividad térmica media de los sedimentos neógenos de la cuenca es de $2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. El fuerte contraste de conductividad entre basamento y sedimentos permite deducir que la evolución térmica de la cuenca está influenciada por el efecto de apantallamiento térmico en los sedimentos (blanketing), el cual puede haber reducido de manera importante el enfriamiento postextensional y la subsidencia producida en la Cuenca Catalano-Balear.

Los datos de temperatura disponibles han permitido determinar un gradiente geotérmico regional de $36 \pm 2 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$, valor ligeramente inferior al estimado en sondeos en la parte suroeste de la cuenca. El flujo de calor presenta valores bastante dispersos, obteniéndose el valor más elevado en el sondeo situado en el extremo suroccidental de la cuenca. Los resultados concuerdan, por tanto, con la tendencia de aumento del flujo de calor hacia el Suroeste observada, con anterioridad, en la Cuenca Catalano-Balear. El valor medio de flujo de calor obtenido es de $85\text{-}90 \text{ mW m}^{-2}$. Este valor es demasiado elevado para ser debido únicamente al proceso de rifting, puesto que los sondeos utilizados están en el borde septentrional de la cuenca. Esto indica la posible presencia de procesos de circulación subterránea de agua. Los datos de temperatura y de porosidad de algunos sondeos apoyan claramente esta tesis.

Palabras clave: Cuenca Catalano-Balear. Diagrafa. Flujo de calor. Gradiente térmico. Porosidad. Conductividad térmica.

ABSTRACT

Determination of heat-flow from oil wells in the Catalan-Balear basin

A method using information from oil wells has been applied to calculate heat flow at seven oil wells in the Valencia trough, a Neogene extensional basin located in the western Mediterranean. Most of these wells penetrate the Cenozoic sedimentary cover and the underlying Mesozoic sequences and the Paleozoic basement. The basic data set consists of well logs, rock samples including cuttings and cores, and bottom hole (BHT) and drill stem test (DST) temperature data. Thermal conductivity of the rock matrix is determined from the conductivities and volumetric fractions of its mineral components by using a geometrical mean model. The in-situ thermal conductivity profile is then obtained as a function of porosity, and it is corrected for in-situ temperature conditions. The sonic log has been used to estimate the porosity profile, which has been corrected depending on the clay content of the formation. Finally, vertical heat flow variation is calculated at every well by combining bulk thermal conductivity profile and geothermal gradients.

The bulk thermal conductivity has been shown to be very sensitive to lithologic and porosity changes, with values that vary from $1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for shales with over 40 percent porosity, to about $4.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for dolomites and consolidated quartz-rich sandstones that constitute the basement. The maximum thermal conductivity values are attained for the basement materials and are due to the low porosity (caused by compaction and burial) and to the high matrix conductivities of Mesozoic carbonates and sandstones. The mean bulk thermal conductivity of the sediments is found to be about $2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Therefore, a thermal blanketing effect is likely to occur due to the conductivity contrast between the sedimentary cover and the underlying basement. This effect, which has been neglected in previous models of the thermal evolution of the Valencia trough, probably has acted to slow down post-extensional lithospheric cooling and to reduce tectonic subsidence.

A regional thermal gradient of 36 ± 2 °C km⁻¹ is obtained from the available temperature data. This value is slightly lower than that estimated from a set of wells in the southwestern part of the basin. The calculated heat flow values are highly scattered, the maximum value being located in the southwestern part of the basin. As a consequence, the resulting heat flow agrees with the increase towards the SW previously observed in the Valencia trough. The mean heat flow value in the study area is determined to be 85-90 mW m⁻². Although thermal conductivity could be overestimated, this value is too high to be just a consequence of the rifting process in the Valencia trough, since most of the wells considered are located in the northernmost part of the basin. The thermal effect of groundwater circulation is proposed to be in part responsible for the positive and negative thermal gradient anomalies. Fracturing and karstification, which has been widely recognized in the Mesozoic carbonates in the basement, together with the temperature data and porosity results, support this hypothesis.

Keywords: Catalan-Balearic Basin. Well log. Heat flow. Thermal gradient. Porosity. Thermal conductivity.

INTRODUCCIÓN

La cuenca Catalano-Balear (Fig. 1) es el resultado de un proceso de rifting iniciado en el Oligoceno superior (Banda y Santanach, 1992a, Bartrina *et al.*, 1992), que dio lugar a un notable adelgazamiento cortical. En el margen catalán de la cuenca se han caracterizado dos episodios principales en la evolución estructural (Bartrina *et al.*, 1992), una primera etapa de rifting (Oligoceno superior-Burdigaliense inferior) en la que se crean las principales estructuras extensivas que configuran la cuenca, y una etapa de subsidencia térmica (Burdigaliense superior hasta el presente).

Los estudios que se han llevado a cabo recientemente (Fontboté *et al.*, 1989; Roca, 1992; Banda y Santanach, 1992b) han permitido mejorar el conocimiento sobre la estructura cortical y el relleno sedimentario de la cuenca. Se reconoce un fuerte adelgazamiento de la corteza en la zona axial (con su base a 12-13 km), un aumento gradual de su espesor hacia el margen catalán, y un aumento de espesor más abrupto hacia las Baleares (Fig. 1, modificada de Watts y Torné, 1992a).

El relleno de la cuenca corresponde esencialmente a sedimentos marinos que se disponen discordantes sobre materiales mesozoicos y localmente sobre Paleozoico.

En la figura 1 también se representan los resultados de flujo de calor superficial medidos en la zona de la cuenca Catalano-Balear. Las medidas de flujo de calor realizadas en tierra arrojan valores dispersos entre 70 y 90 mW m⁻² en Mallorca y Menorca (Fernández y Cabal,

1992). Los resultados obtenidos en el campaña VALSIS (Foucher *et al.*, 1992) a lo largo de cuatro perfiles perpendiculares al eje de la cuenca indican un aumento de flujo de calor desde el Nordeste hacia el Suroeste. Dicho aumento contrasta con la disminución de la profundidad del mar y del adelgazamiento cortical, y abre interrogantes acerca del mecanismo de *rifting* que origina la parte meridional de la cuenca.

Las medidas de flujo de calor en el fondo oceánico (Foucher *et al.*, 1992) no han sido corregidas por efectos superficiales y, por tanto, pueden estar afectadas por procesos de variación de temperatura del fondo oceánico, sedimentación reciente, movilización de sedimentos, circulación de agua, etc. Por otra parte, el perfil central (Barcelona-Mallorca) presenta una gran dispersión, con valores que oscilan entre 45 y 115 mW m⁻².

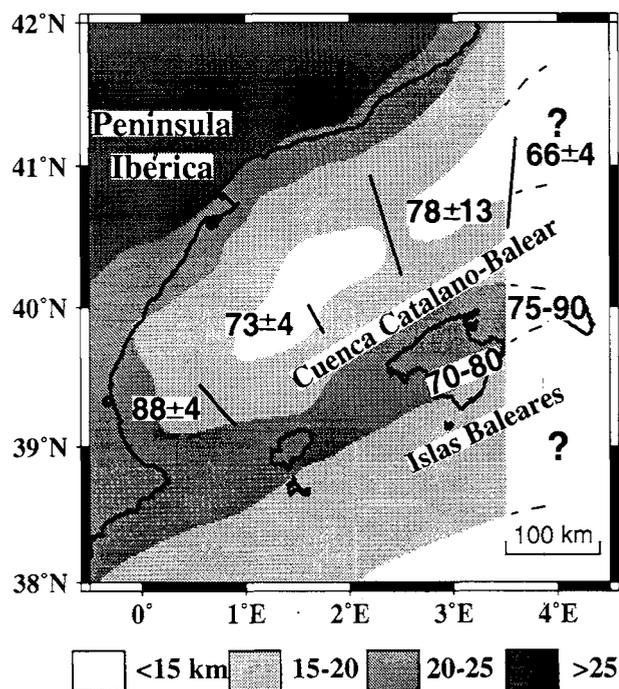


Fig. 1. Espesor cortical (km) en la zona de la Cuenca Catalano-Balear (de Watts y Torné, 1992a). Los interrogantes y las líneas discontinuas indican la falta de datos de espesor de la corteza. Los valores de flujo de calor (mW m⁻²) en mar son de Foucher *et al.*, (1992). El flujo de calor que se indica en Mallorca y Menorca ha sido tomado de Fernández y Cabal (1992).

Fig. 1. Crustal thickness (km) in the area of the Valencia trough, from Watts and Torné (1992a). The question marks and dashed contour lines indicate the lack of Moho depth data. Heat flow data (mW m⁻²) offshore are from Foucher *et al.*, (1992). Heat flow values in Mallorca and Menorca are from Fernández and Cabal (1992).

El presente trabajo tiene por objetivo determinar el flujo de calor en sondeos petroleros (ver localización en Fig. 2) con el fin de comparar los resultados con los valores obtenidos en el fondo oceánico y, de esta manera, contribuir al mejor conocimiento de la estructura térmica de la cuenca Catalano-Balear.

METODOLOGÍA

El flujo de calor q es proporcional al gradiente de temperatura entre dos puntos, ∇T , y se orienta en sentido contrario a éste. Según la ley de Fourier, la conductividad térmica k es el factor de proporcionalidad entre ambos:

$$\vec{q} = -k \cdot \nabla T \quad (1)$$

Para determinar el flujo de calor que atraviesa una formación es necesario calcular la conductividad térmica, que depende fundamentalmente de la porosidad y de la composición mineralógica de la roca; y el gradiente de temperatura, que se obtiene a partir de datos de temperatura BHT (Bottom Hole Temperature) y DST (Drill Stem Test).

Determinación de la conductividad térmica.

Se han propuesto diferentes modelos para relacionar la conductividad térmica de una roca porosa, k_r , con la mineralogía y la porosidad. En el presente trabajo hemos asumido un modelo de media geométrica (Horai, 1971):

$$k_r = k_m^{(1-\phi)} k_w^\phi \quad (2)$$

donde ϕ es la porosidad in situ, k_m y k_w son las conductividades de la matriz de la roca y del fluido, respectivamente. El rango típico de variación de k_r es de 1 a 6 W m⁻¹ K⁻¹.

Determinación de la conductividad de la matriz y del fluido

Suponiendo que la matriz está constituida por un agregado de n componentes minerales, k_m se calcula como media geométrica ponderada de las conductividades de los minerales que la forman:

$$k_m = \prod_{i=1}^n k_i^{P_i} \quad (3)$$

donde P_i es la fracción volumétrica del componente mineral i , y k_i es la conductividad térmica característica de este mineral.

La caracterización mineralógica se ha realizado a partir de la difracción de rayos X de las muestras litológicas disponibles. Esta técnica permite encontrar las fracciones en peso de los principales minerales. Para calcular las fracciones volumétricas se utilizan las densidades de los minerales. Estos valores, junto con las conductividades térmicas k_i , han sido adoptados de Brigaud (1989). La sustitución directa en la ecuación (3) permite encontrar la conductividad de la matriz en todos los niveles donde se disponga de muestras rocosas.

Dado que el cálculo de la conductividad térmica de la matriz (ec. 3) está basado en calibraciones realizadas en condiciones de laboratorio ($T \approx 20$ °C) es necesario aplicar una corrección para dar cuenta de la temperatura "in situ" de la formación. En el presente estudio hemos aplicado la corrección propuesta por Chapman *et al.*, (1984)

$$k_{m,T} = k_{m,20} \left(\frac{293}{273 + T} \right) \quad (4)$$

donde $k_{m,T}$ y $k_{m,20}$ son la conductividad térmica de la matriz a temperatura T y a 20 °C, respectivamente. $k_{m,20}$ resulta de aplicar la ecuación (3) en cada intervalo litológico.

De manera análoga, la conductividad del fluido también se corrige por el efecto de la temperatura "in situ" (Brigaud, 1989)

$$k_{w,T} = 0.56 + 0.003 T^{0.0827} ; 0 \leq T \leq 50^\circ \text{C} \quad (5)$$

$$k_{w,T} = 0.442 + 0.0519 \ln T ; T > 50^\circ \text{C}$$

Determinación de la porosidad

La porosidad de la formación ha sido obtenida a partir del registro sónico ("Sonic Log"), que representa la velocidad de propagación de las ondas P a través de la formación rocosa. El registro sónico se expresa en unidades de tiempo de tránsito, Δt , normalmente en microsegundos por pie. Para el cálculo de la porosidad hemos utilizado la relación empírica de Wyllie *et al.*, (1956):

$$\phi = \frac{\Delta t_f - \Delta t_m}{\Delta t_f - \Delta t_m} \quad (6)$$

siendo Δt_f y Δt_m el tiempo de tránsito en el fluido del poro y en la matriz, respectivamente. Para el fluido de formación hemos adoptado un valor de Δt_f de 189 $\mu\text{s}/\text{ft}$. El

valor de Δt_m se puede aproximar como media aritmética de los tiempos de tránsito de los litotipos presentes en la matriz (Brigaud, 1989):

$$\Delta t_m = \sum_{i=1}^n PP_i \Delta t_i \quad (7)$$

donde n es el número de litotipos diferentes presentes en la formación en el nivel donde se calcula la porosidad. PP_i y Δt_i son la fracción y el tiempo de tránsito característico del i-ésimo litotipo (Tabla 1). El método utilizado para establecer las fracciones en que aparecen los diferentes litotipos, se basa en una interpretación conjunta de las diagráfias registradas, con información adicional precedente de la columna litológica y de las muestras rocosas disponibles.

La fórmula de Wyllie *et al.*, (1956) sobreestima la porosidad en formaciones poco compactadas y/o con presencia de arcillas (Serra, 1979). La porosidad corregida viene dada según Brigaud (1989) por:

$$\phi_c = \phi / C_p \quad (8)$$

donde C_p es un factor de corrección obtenido empíricamente por Brigaud (1989). C_p depende de la porosidad

calculada con la ecuación (6) y varía su expresión según el contenido de arcilla:

$$C_p = 1.5 + 0.5 \cdot e^{-\left(\frac{\phi}{0.46}\right)^2} ; \quad V_a < 20 \% \quad (9)$$

$$C_p = 1.9 + 0.9 \cdot e^{-\left(\frac{\phi}{0.2}\right)^2} ; \quad V_a \geq 20 \%$$

donde ϕ se expresa en tanto por uno, y V_a es el contenido de arcilla que se deduce a partir del registro de radioactividad natural ("Gamma Ray").

Una vez se ha calculado la porosidad corregida ϕ_c , se sustituye ésta, junto con los valores de conductividad de la matriz y del fluido, en la ecuación (2). De esta manera se obtiene la variación vertical de la conductividad de la roca a lo largo de cada sondeo (Figs. 3c-6c).

Determinación del gradiente geotérmico y flujo de calor

En la realización del presente estudio se han utilizado medidas de temperatura BHT y DST. Las primeras han sido extrapoladas según el método de corrección de Horner (1951) para obtener la temperatura de equilibrio de la formación. Las medidas DST de temperatura, en las que se mide la temperatura del fluido de formación durante las pruebas de producción, son más fiables que los datos BHT aunque tienen el inconveniente de estar restringidas a formaciones de interés petrolero.

Los datos BHT y DST permiten definir tramos térmicos entre medidas consecutivas de temperatura. Dentro de cada tramo térmico se supone que el gradiente de temperatura es constante. La conductividad térmica en el tramo t , k_t , viene dada por la media armónica (Brigaud, 1989) de los valores discretos de conductividad de la roca calculados con la ecuación (2):

$$\frac{1}{k_t} \sum_{i=1}^{\ell} dz_i = \sum_{i=1}^{\ell} \frac{dz_i}{k_i} \quad (10)$$

donde k_t es la conductividad del intervalo de discretización, teniendo este un espesor dz_t .

Según la ley de Fourier, el flujo térmico en cada tramo resulta de la multiplicación de k_t por el gradiente de temperatura.

Roca matriz	Tiempo de tránsito ($\mu\text{s}/\text{ft}$)
Marga	65.0
Lutitas	73.3-83.5
Arenisca	54.0
Conglomerado	60.0
Caliza	47.6
Dolomía	42.0
Yeso	52.0

Tabla 1. Tiempo de tránsito para diferentes componentes de la matriz. Los valores adoptados para las lutitas dependen del mineral arcilloso predominante: 73.3 $\mu\text{s}/\text{ft}$ para la caolinita, 79 $\mu\text{s}/\text{ft}$ para la clorita y 83.5 $\mu\text{s}/\text{ft}$ para la illita. Los valores han sido tomados principalmente de Brigaud (1989).

Table 1. Travel time for rock matrix components, mainly from Brigaud (1989). Values for shales depend on the main clay mineral: 73.3 $\mu\text{s}/\text{ft}$ for kaolinite, 79 $\mu\text{s}/\text{ft}$ for chlorite and 83.5 $\mu\text{s}/\text{ft}$ for illite.

APLICACIÓN A LA CUENCA CATALANO-BALEAR

Con motivo de completar la información de flujo de calor existente en la zona de la cuenca Catalano-Balear, se seleccionaron siete sondeos petroleros (Fig. 2) situados, en su mayoría, en la parte central (en sentido longitudinal) de la cuenca, zona en que el flujo de calor medido anteriormente (Foucher *et al.*, 1992) presenta valores muy dispersos. La colección de datos de que se dispone para la realización del presente trabajo proviene de los siguientes sondeos: Calella Marino C-1 (CHEVRON, 1988), Barcelona Marino G-1 (ENIEMSA, 1985), Tarragona D-2 (CHEVRON, 1985), Tarragona C-2 (REPSOL, 1988), Delta E-3 (HISPANOIL, 1986), Cabriel B2-A (ENIEMSA, 1979) y Garraf-2 (TOTAL HISPANIA, 1985). Además de por su situación geográfica, estos sondeos fueron seleccionados por la disponibilidad de medidas de temperatura y porque en todos ellos, excepto en el sondeo Calella Marino C-1, se atraviesa la cobertera neógena hasta penetrar en el sustrato mesozoico.

Las columnas litológicas simplificadas de los sondeos (Figs. 3a-6a) dan cuenta de las principales litologías que integran diversas unidades sedimentarias. Algunas de estas unidades serían asimilables a las definidas por Soler

et al., (1983): el Grupo Alcanar, constituido por lutitas marinas y carbonatos de Mioceno inferior; el Grupo Castellón, formado por sedimentos clásticos marinos depositados entre el Serravallense y el Messiniense inferior; y el Grupo del Ebro, constituido por sedimentos marinos pliocenos y cuaternarios, relacionados con la progradación de sistemas deltaicos desde el margen catalán hacia la cuenca Catalano-Balear.

Los registros sísmico y de radioactividad natural ("Gamma Ray") de cada sondeo han sido utilizados para el cálculo de la porosidad según las ecuaciones (3-9). El conjunto de diagráfias disponibles ha sido interpretado para establecer la composición de cada uno de los intervalos litológicos que aparecen en la tabla 2.

En la realización del presente trabajo se han utilizado un total de 151 muestras rocosas: 32 de ellas provienen de testigos laterales y el resto de ripios de sondeo ("cuttings"). La muestras se seleccionaron de modo que fuesen representativas de las diferentes litologías presentes en cada sondeo.

La conductividad térmica media de la matriz de cada tramo litológico (Tabla 2) ha sido evaluada a partir de la caracterización mineralógica de las muestras rocosas pertenecientes a dicho intervalo. El error asociado a la determinación de k_m es la desviación máxima respecto a la media en el intervalo. Por tanto, los errores asociados a k_m son más importantes en intervalos con alternancia de litologías de conductividades muy diferentes.

RESULTADOS

Las conductividades térmicas de matriz (Tabla 2) más elevadas se han obtenido en muestras de areniscas con gran contenido en cuarzo ($k_{\text{cuarzo}}=7.8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) y en muestras pertenecientes a formaciones dolomíticas ($k_{\text{dolomía}}=5.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Los intervalos con formaciones arcillosas presentan valores de k_m muy dispersos dependiendo del tipo de mineral predominante.

Los perfiles de porosidad, conductividad térmica, gradiente de temperatura y flujo de calor obtenidos para cada uno de los sondeos se ilustran en las figuras 3 a 6.

La porosidad se muestra muy susceptible a los cambios litológicos. Así, en tramos con alternancia de arcillas y areniscas se producen incrementos importantes asociados a la porosidad intergranular de las areniscas. Este hecho se observa en los sondeos Barcelona Marino

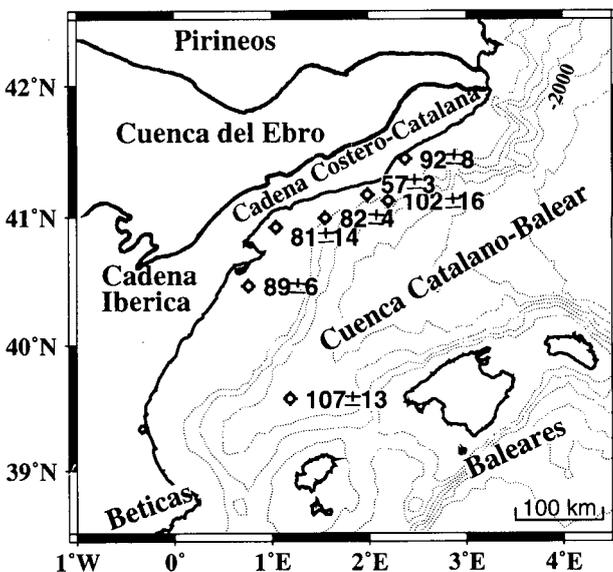


Fig. 2. Mapa de localización de los sondeos petroleros utilizados para la determinación de flujo de calor. Las líneas punteadas representan la batimetría, con un intervalo de 400 m entre curvas.

Fig. 2. Location map of the wells used in this study for the heat flow calculations. Dotted lines correspond to bathymetry contours, with an interval of 400 m.

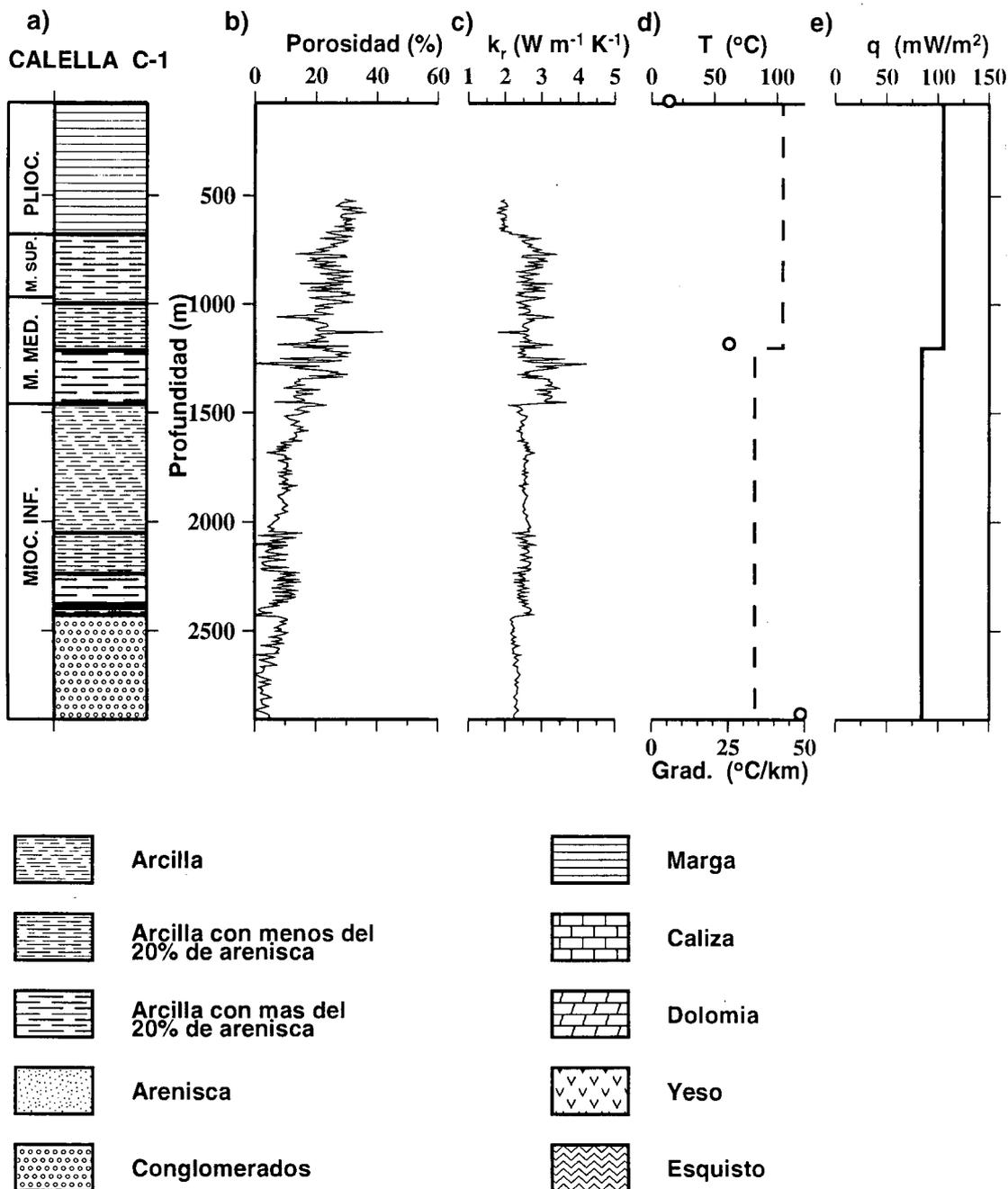
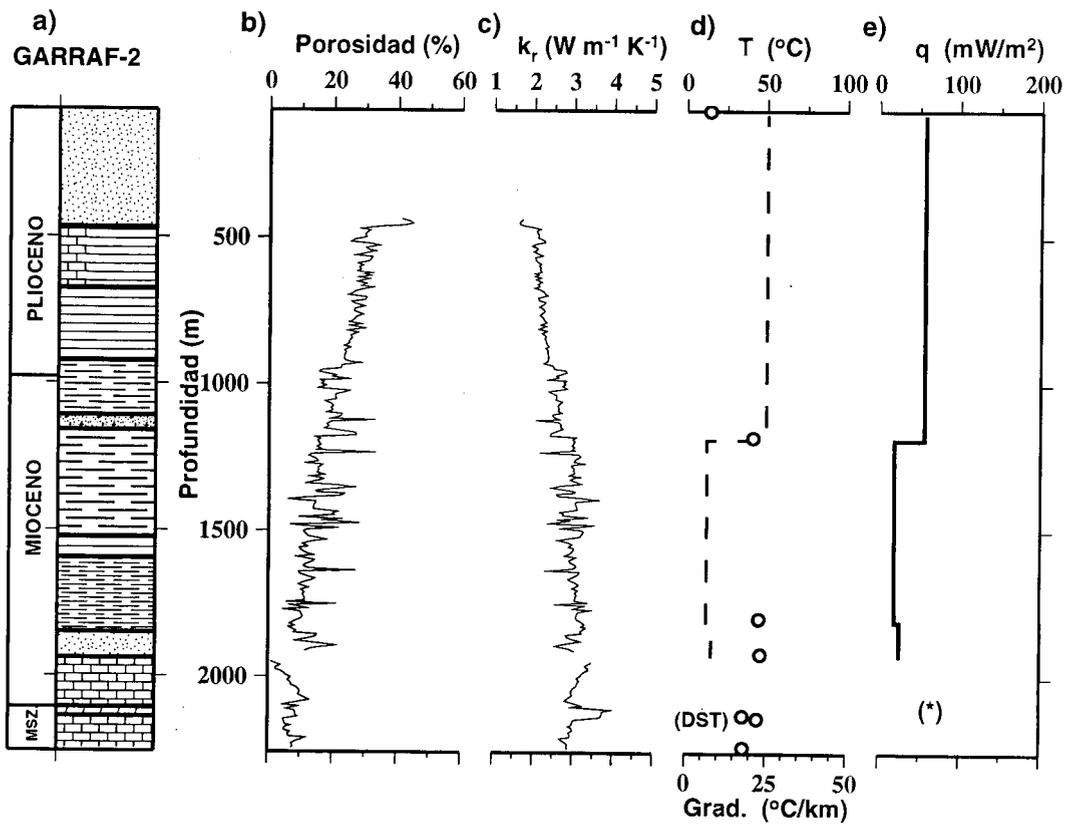
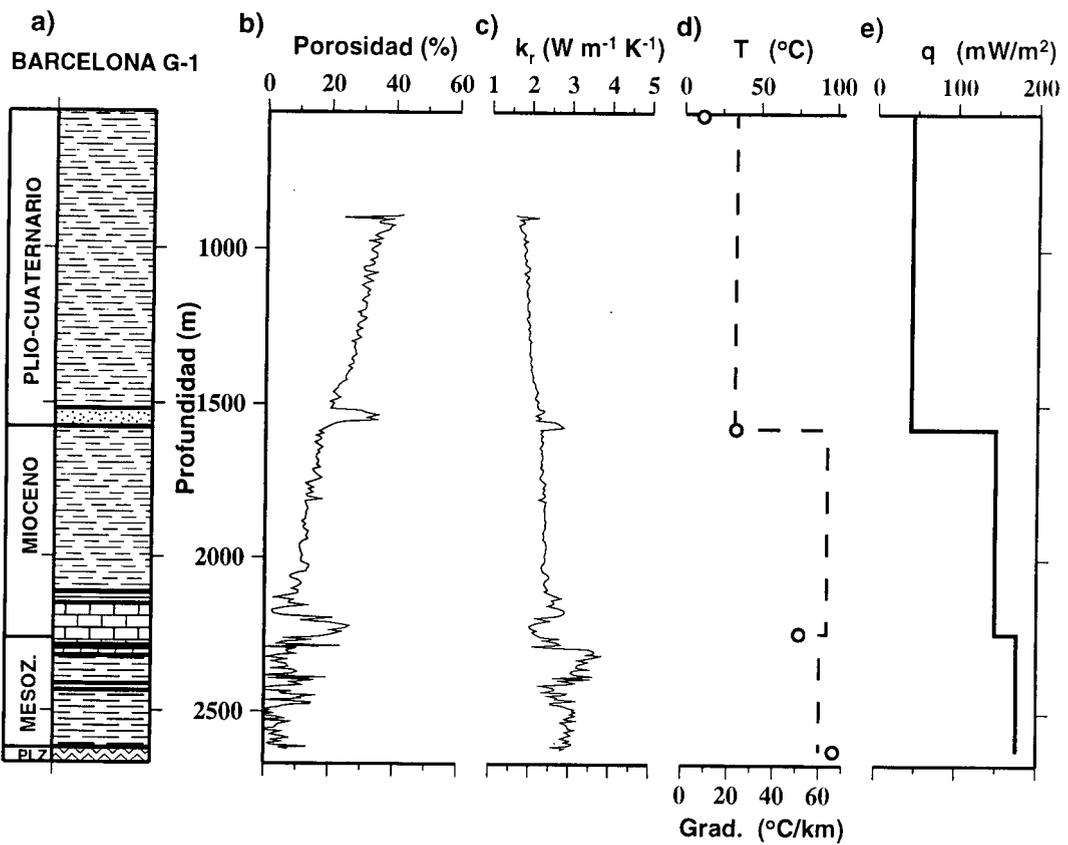


Fig. 3. Síntesis de los datos y resultados obtenidos para el sondeo Calella Marino C-1. a) columna litológica simplificada. b) perfil de porosidad. c) perfil de conductividad térmica "in situ". d) datos de temperatura disponibles y gradiente térmico (línea discontinua). e) variación vertical del flujo de calor.

Fig. 3. Compilation of data and results obtained for the Calella Marino C-1 well. a) chronostratigraphic and lithologic section. b) porosity profile. c) bulk thermal conductivity profile. d) available temperature data and thermal gradient (dashed line). e) vertical variaton of heat flow.

Fig. 4. Síntesis de los datos y resultados obtenidos para los sondeos Barcelona Marino G-1 y Garraf-2. Ver explicación y leyenda litológica en la figura 3. (*) intervalos con valores negativos de gradiente térmico y flujo de calor.

Fig. 4. Compilation of data and results for the Barcelona Marino G-1 and Garraf-2 wells. See details and lithologic legend in figure 3. Asterisc corresponds to intervals with negative thermal gradient and heat flow values.



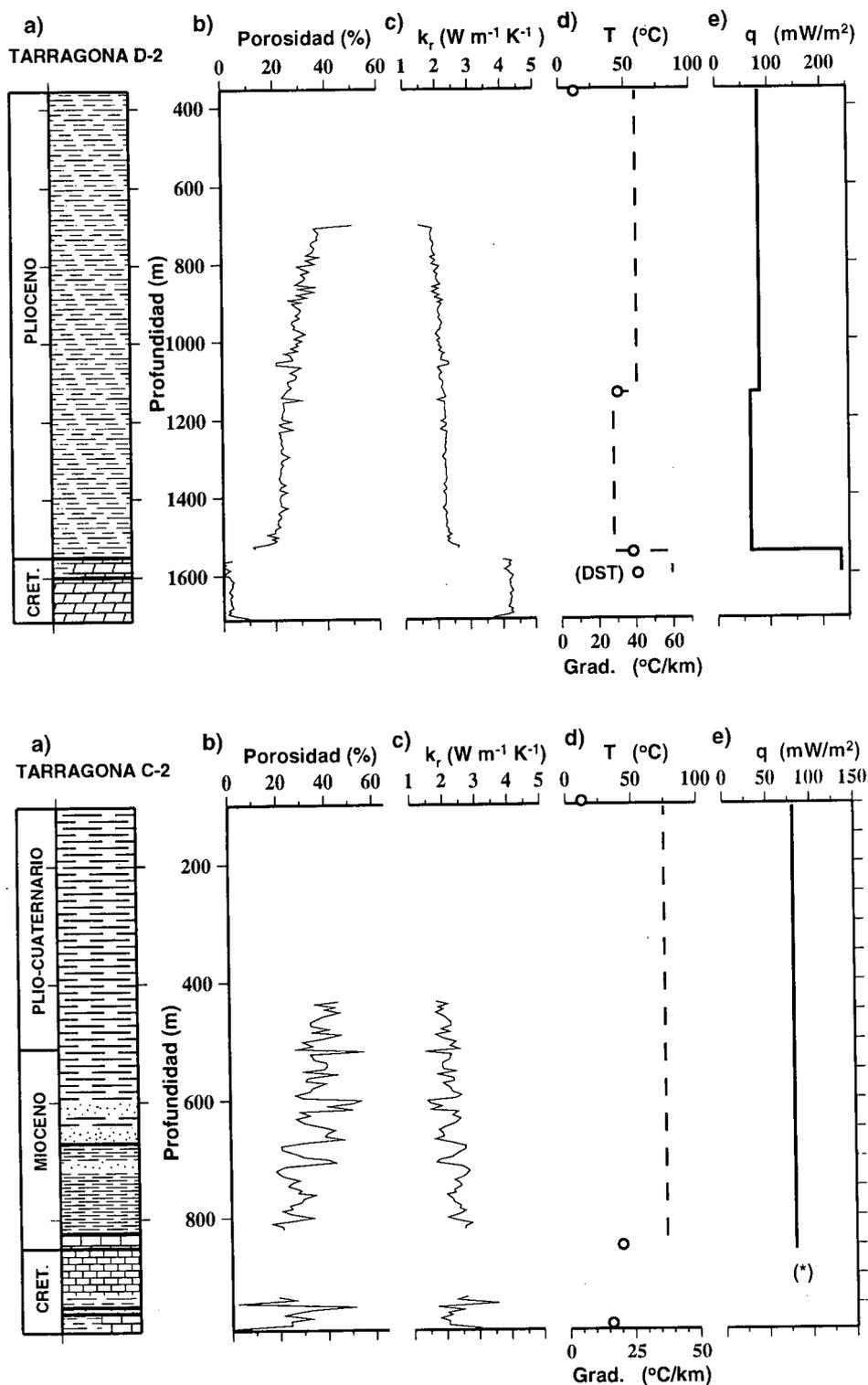


Fig. 5. Síntesis de los datos y resultados obtenidos para el sondeos Tarragona D-2 y Tarragona C-2. Ver explicación y leyenda litológica en la figura → 3. (*) intervalos con valores negativos de gradiente térmico y flujo de calor.

Fig. 5. Compilation of data and results for the Tarragona D-2 and Tarragona C-2 wells. See details and lithologic legend in figure 3. Asterisc corresponds to intervals with negative thermal gradient and heat flow values.

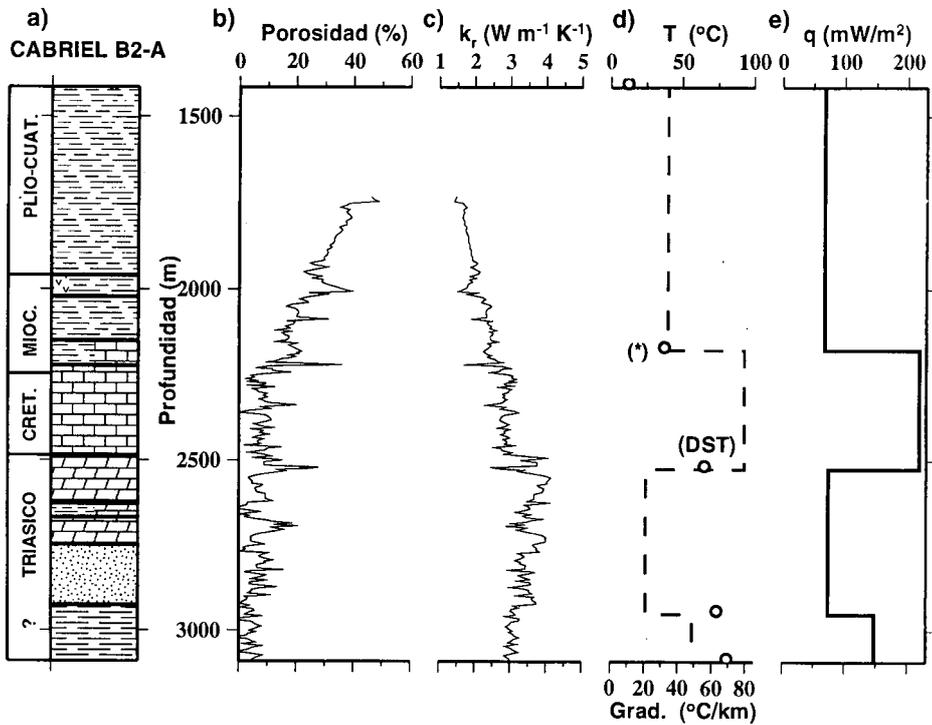
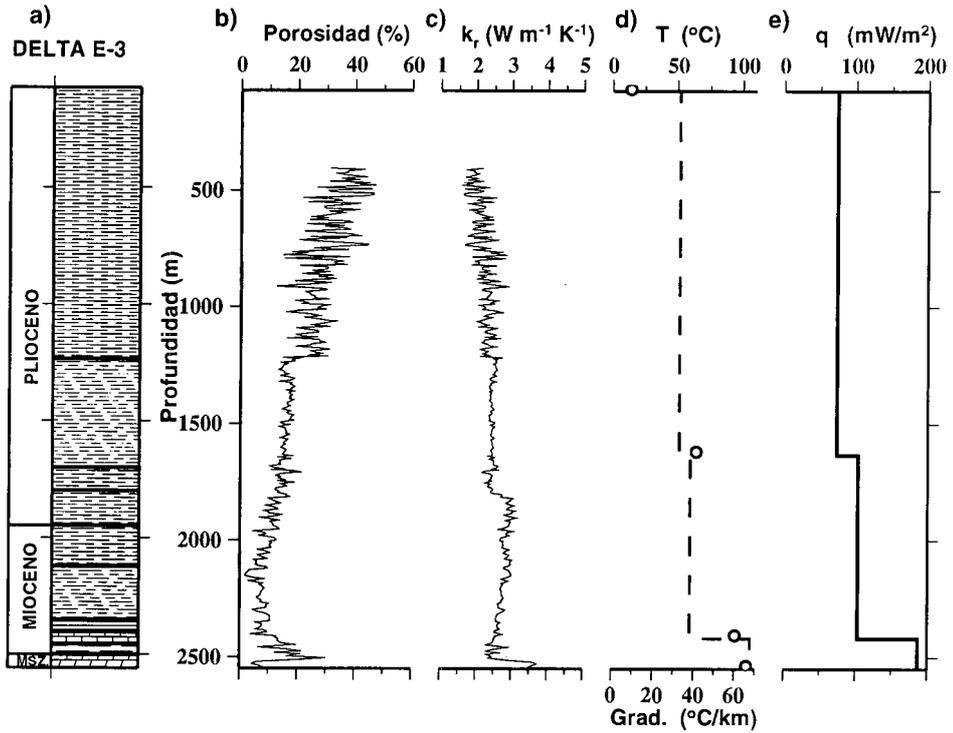


Fig. 6. Síntesis de los datos y resultados obtenidos para los sondeos Delta E-3 y Cabriel B-2A. Ver explicación y leyenda litológica en la figura 3. (*) Valor de temperatura sin aplicar la corrección de Horner (1951).

Fig. 6. Compilation of data and results for the Delta E-3 and Cabriel B-2A wells. See details and lithologic legend in figure 3. Asterisc corresponds to a non-extrapolated temperature value.

G-1 (Fig. 4b) y Tarragona C-2 (Fig. 5b). Asimismo, la función de porosidad es bastante monótona dentro de tramos litológicos homogéneos; mientras que en tramos heterogéneos presenta una forma mucho más irregular. Un ejemplo muy ilustrativo de este efecto aparece en el sondeo Delta E-3 (Fig. 6b), donde un cambio brusco de la forma del perfil de porosidad (a 1236 m) refleja claramente el contacto entre las areniscas y las arcillas del Grupo del Ebro.

Las porosidades mínimas se obtienen normalmente en el Mesozoico. Esto es debido por una parte a la presencia de litologías como calizas y dolomías, y por otra al grado de compactación conseguido con la edad y el enterramiento. Sin embargo, en el basamento también pueden encontrarse porosidades relativamente elevadas debido a la presencia de fracturas y karstificación. Por ejemplo, en el sondeo Cabriel B2-A (Fig. 6b) se obtiene en el Triásico una porosidad de hasta el 35 % ($z = 2517$ m) asociada a posibles fracturas o karstificación.

El perfil de conductividad térmica refleja los cambios litológicos, de manera directa por el cambio de conductividad de la matriz y de manera indirecta por el cambio de porosidad. Dentro de un mismo tramo litológico la conductividad aumenta con la disminución de la porosidad. Los valores de k_r obtenidos varían entre $1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ en tramos con abundancia de minerales arcillosos y porosidades de un 40 %, hasta valores alrededor de $4.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ en niveles de dolomías. Véase, por ejemplo, las variaciones de conductividad obtenidas a lo largo del sondeo Tarragona D-2 (Fig. 5c). El valor medio de conductividad térmica en la cobertera neógena se puede establecer en torno a los $2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Los datos de temperatura disponibles aparecen en las figuras 3d-6d. Las temperaturas DST son escasas y sólo se han tomado en el basamento. Sin embargo, han servido para ratificar la existencia de anomalías térmicas en los sondeos Garraf-2 (Fig. 4d) y Tarragona D-2 (Fig. 5d). En el caso del sondeo Garraf-2, el test de producción que se realizó en el Mesozoico, entre 2112.5 y 2135 m permitió establecer un valor de temperatura para la formación de 37°C . Las temperaturas BHT también toman va-

lores anómalamente bajos en este sondeo. Las medidas de temperatura, junto con la presencia de fracturación y karstificación en las calizas, demuestran la existencia de acuíferos con circulación de agua.

Con el objetivo de facilitar una visión regional de la distribución de temperatura en las sedimentos, se han representado de manera conjunta todos los datos de temperatura disponibles en los sondeos (Fig. 7). Estos datos están referidos a la temperatura y profundidad del fondo del mar. La recta de regresión obtenida a partir de las medidas indica un valor de gradiente medio de $36 \pm 2^\circ\text{C km}^{-1}$. Las temperaturas del sondeo Garraf-2 no han sido tenidas en cuenta en el cálculo del gradiente térmico regional aunque han sido incluidas en la figura 7 para ilustrar su carácter anómalo.

Respecto a la variación vertical de flujo térmico (Figs. 3e-6e), los valores más elevados se obtienen en niveles profundos. Esto es debido a la alta conductividad térmica que tienen las dolomías y areniscas en el Mesozoico, y a los gradientes localmente elevados. Así, en el sondeo Tarragona D-2 (Fig. 5e) se alcanza un valor de flujo de calor de 234 mW m^{-2} en el Cretácico, constituido mayoritariamente por dolomías de conductividad térmica superior a $4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

La tabla 3 sintetiza los resultados de flujo de calor medio y gradiente geotérmico medio obtenidos en los sondeos utilizados. Estos resultados han sido calculados tomando la media ponderada a lo largo de cada sondeo. La distribución geográfica de los resultados de flujo de calor se ilustra en la figura 8. El error asociado a cada valor de flujo térmico resulta de la propagación del error asociado a la determinación de la conductividad térmica.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La metodología utilizada en el presente estudio ha sido desarrollada durante los últimos años a fin de calcular el flujo de calor en sondeos petroleros y ha sido aplicada a diferentes cuencas sedimentarias para conocer su régimen térmico y su evolución geodinámica (p. e. Brigaud

Tabla 2. Intervalos de profundidad definidos en cada sondeo, composición litológica y conductividad térmica media de la matriz. Los valores de conductividad sin error asociado (*) corresponden a intervalos con una o ninguna muestra rocosa disponible. Mar: margas, Arc: arcilla, Are: arenisca, Cgl: conglomerado, Cal: caliza, Dol: dolomía, and Ys: yeso.

Table 2. Depth intervals, lithologic composition and averaged matrix thermal conductivities for the wells used in this study. (*) corresponds to intervals with no rock sample or a single sample. Mar: marls, Arc: shales, Are: sandstones, Cgl: conglomerates, Cal: limestones, Dol: dolomites, and Ys: gypsum.

Intervalo (m)	Litotipo (%)							k _m (W ^m ·K ⁻¹)
	Mar.	Arc.	Are.	Cgl.	Cal.	Dol.	Ys.	
Calella C1								
515-681	100	-	-	-	-	-	-	3.35 (*)
681-1000	30	-	70	-	-	-	-	4.71±0.58
1000-1215	70	-	30	-	-	-	-	4.19±0.49
1215-1463	-	80	20	-	-	-	-	4.78±0.86
1463-2052	-	100	-	-	-	-	-	3.53±0.17
2052-2240	-	65	35	-	-	-	-	4.49 (*)
2240-2381	-	35	65	-	-	-	-	3.59 (*)
2381-2397	-	-	-	100	-	-	-	3.17 (*)
2397-2428	-	75	25	-	-	-	-	3.53±0.16
2428-2910	-	-	-	100	-	-	-	3.17±0.18
Barcelona G1								
885-1520	-	95	5	-	-	-	-	3.32±0.16
1520-1580	-	-	100	-	-	-	-	4.5 (*)
1580-2115	-	100	-	-	-	-	-	3.32 (*)
2115-2153	100	-	-	-	-	-	-	3.51±0.08
2153-2289	-	-	-	-	100	-	-	3.60±0.47
2289-2296	-	100	-	-	-	-	-	3.3 (*)
2296-2323	-	-	-	-	-	100	-	5.0 (*)
2323-2414	-	25	75	-	-	-	-	4.46±1.8
2414-2435	-	100	-	-	-	-	-	3.3 (*)
2435-2625	-	35	65	-	-	-	-	4.29±1.56
Tarragona D2								
685-1550	-	100	-	-	-	-	-	3.56±0.17
1550-1600	-	20	-	-	-	80	-	4.77 (*)
1600-1715	-	-	-	-	-	100	-	5.08±0.01
Tarragona C2								
425-670	-	35	65	-	-	-	-	4.33±1.55
670-824	-	70	30	-	-	-	-	3.97±0.6
824-850	-	-	-	-	100	-	-	3.64 (*)
850-952	-	10	-	-	90	-	-	3.89±0.15
952-963	-	-	100	-	-	-	-	5.35 (*)
963-995	-	50	-	-	50	-	-	3.20±0.29
Delta E-3								
400-1236	-	60	40	-	-	-	-	3.93±0.36
1236-1700	-	100	-	-	-	-	-	3.63±0.25
1700-1800	-	90	10	-	-	-	-	3.53±0.14
1800-1950	-	70	30	-	-	-	-	4.31 (*)
1950-2123	-	75	25	-	-	-	-	4.0±0.3
2123-2353	-	100	-	-	-	-	-	3.81±0.33
2353-2404	100	-	-	-	-	-	-	3.7 (*)
2404-2456	-	-	-	-	100	-	-	3.91±0.18
2456-2503	-	-	60	-	40	-	-	4.10±0.5
2503-2550	-	-	-	-	-	100	-	5.17±0.05
Gabriel B-2A								
1725-1960	-	100	-	-	-	-	-	3.24±0.5
1960-2022	-	85	-	-	-	-	15	3.23 (*)
2022-2148	-	100	-	-	-	-	-	3.47±0.02
2148-2222	-	50	-	-	50	-	-	3.54 (*)
2222-2486	-	30	-	-	70	-	-	3.6 (*)
2486-2629	-	-	-	-	-	100	-	5.0 (*)
2629-2669	-	50	-	-	-	50	-	4.1 (*)
2669-2750	-	-	-	-	-	100	-	5.0 (*)
2750-2925	-	15	85	-	-	-	-	4.5 (*)
2925-3090	-	55	45	-	-	-	-	3.9 (*)
Garraf-2								
425-469	10	-	90	-	-	-	-	3.55 (*)
469-667	80	-	-	-	20	-	-	3.54±0.23
667-926	100	-	-	-	-	-	-	3.61±0.22
926-1110	35	-	65	-	-	-	-	3.80±0.32
1110-1161	25	-	-	75	-	-	-	3.80 (*)
1161-1524	50	-	50	-	-	-	-	4.11±0.22
1524-1595	100	-	-	-	-	-	-	3.69 (*)
1595-1850	80	-	20	-	-	-	-	3.87±0.20
1850-1939	-	-	100	-	-	-	-	3.88 (*)
1939-2109	-	-	-	-	100	-	-	3.69±0.23
2109-2140	-	-	-	-	-	100	-	4.64±0.42
2140-2250	-	-	-	-	100	-	-	3.44±0.01

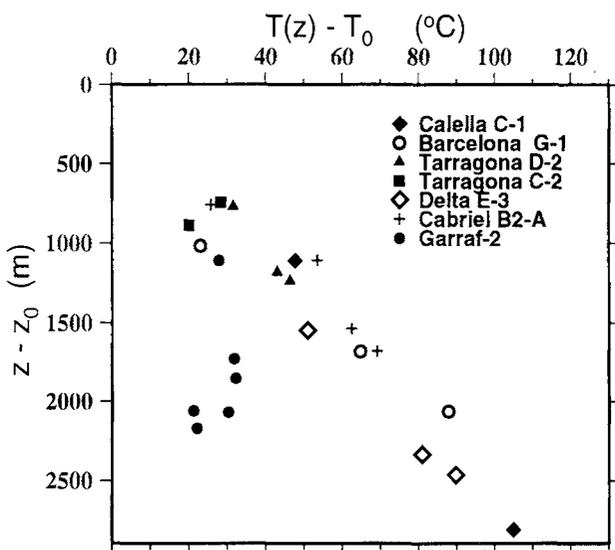


Fig. 7. Representación conjunta de todos los datos de temperatura disponibles en los sondeos. T_0 y z_0 son la temperatura y profundidad del fondo del mar, respectivamente. La recta de regresión de los puntos permite hallar un gradiente térmico regional de 36 ± 2 °C km^{-1} , sin tener en cuenta los datos del sondeo Garraf-2.

Fig. 7. Temperature-depth available data from the oil wells used in this study. T_0 and z_0 are temperature and depth of the sea bottom, respectively. A regression analysis yields a regional thermal gradient of 36 ± 2 °C km^{-1} , without taking into account data from Garraf-2 well.

et al., 1990; Demongodin *et al.*, 1991; Brigaud et al., 1992, etc). En el caso de la Cuenca Catalano-Balear, el gradiente geotérmico medio deducido de los sondeos es de 36 ± 2 °C km^{-1} . Dicho valor resulta ser ligeramente inferior al gradiente de 42 ± 6 °C km^{-1} calculado por Fernández *et al.*, (1995) para un conjunto de sondeos petroleros situados en la parte suroeste de la cuenca. La tendencia observada en el gradiente geotérmico concuerda con el aumento de flujo de calor en dirección NE-SW observado por Foucher *et al.*, (1992).

Por otra parte, aunque los resultados de flujo de calor no presentan una correlación espacial clara (Fig. 8), el valor máximo (107 ± 13 mW m^{-2}) corresponde al sondeo Cabriel B2-A, situado en el extremo suroccidental de la cuenca. Dicho valor es muy similar al obtenido en el sondeo Ibiza Marino (105 ± 5 mW m^{-2}), situado a pocos kilómetros hacia el Suroeste (Fernández *et al.*, 1995). El máximo de flujo térmico en el sondeo Cabriel B2-A es debido al hecho de que se ha tenido en cuenta las anomalías térmicas positivas en el Cretácico, mientras que el resto de sondeos (excepto el sondeo Barcelona G-1) dan cuenta principalmente del flujo térmico a través de la cobertera neógena.

Sondeo	Coordenadas	Grad. medio (°C/km)	Flujo medio (mW/m²)
Calella C-1	02°22'25"E 41°26'34"N	37.2	91±6
Barcelona G-1	02°11'56"E 41°07'10"N	42.6	103±16
Tarragona D-2	01°32'50"E 40°59'31"N	37.4	82±4
Tarragona C-2	01°02'33"E 40°55'06"N	37.5	77±13
Delta E-3	00°45'54"E 40°27'54"N	36.4	88±6
Cabriel B2-A	01°11'08"E 39°34'21"N	41.3	107±13
Garraf-2	01°59'04"E 41°10'00"N	17.7	56±3

Tabla 3. Síntesis de los resultados de gradiente térmico y flujo de calor obtenidos en los sondeos utilizados.

Table 3. Summary of the thermal gradient and heat flow results for the oil wells used in this study.

Teniendo en cuenta que la mayoría de los sondeos analizados están situados en el borde noroccidental de la cuenca, los valores de flujo de calor obtenidos en el presente estudio (85-90 mW m^{-2}) son, en general, demasiado elevados si se comparan con los medidos a lo largo del eje de la cuenca. No obstante, dado que la difracción de rayos-X sólo detecta minerales que presentan fases cristalinas (más conductoras que la amorfas) los valores de conductividad estarán, en general, sobreestimados en un 10% (Fernández *et al.*, 1994). Otro hecho que induce a pensar que la conductividad térmica ha sido sobreestimada es que al lavar las muestras se puede haber eliminado minerales arcillosos de conductividad baja. Teniendo en cuenta estas fuentes de error, resulta un valor de flujo medio de 75-80 mW m^{-2} . Dicho valor concuerda con el propuesto por Zeyen y Fernández (1994) a partir de un modelo litosférico que combina datos térmicos, gravimétricos y de elevación topográfica, donde se deduce un espesor litosférico de 80-90 km y un flujo de calor superficial de 70-75 mW m^{-2} en el margen de la cuenca.

Un hecho adicional a tener en cuenta es la posibilidad de que el régimen térmico esté influenciado por procesos de circulación subterránea de agua. En algunos sondeos,

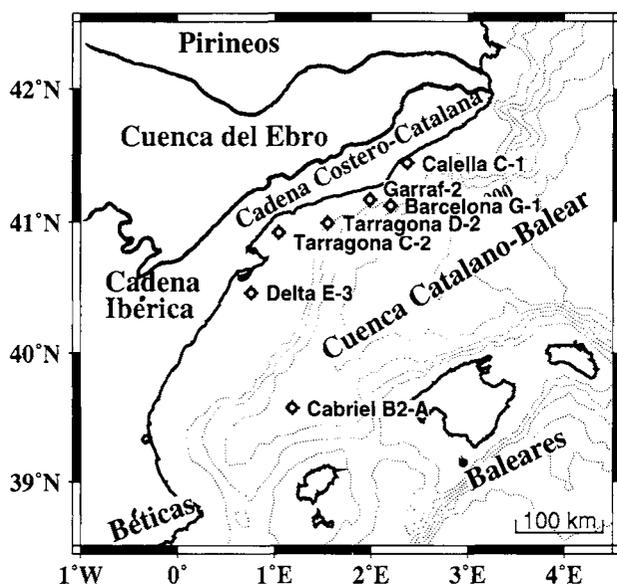


Fig. 8. Representación geográfica de los resultados de flujo de calor medio obtenidos en el presente estudio.

especialmente el Garraf-2 (Fig. 4), los datos termométricos y de porosidad indican de forma inequívoca la presencia de tales procesos. Fernández *et al.*, (1990) proponen, en un estudio realizado en la plataforma del Ebro, que la circulación de agua se produce a través de las sucesiones mesozoicas, con la zona de recarga situada en la Cadena Costero-Catalana y la zona de descarga en la propia plataforma. El modelo propuesto por estos autores permite explicar el acoplamiento térmico de anomalías positivas y negativas observado a lo largo del litoral catalán (Banda *et al.*, 1991).

Finalmente, el cálculo detallado del perfil de conductividad térmica ha permitido establecer un valor medio de aproximadamente $2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ para la cobertura neógena de la cuenca. El hecho de que los sedimentos tengan una conductividad mucho menor que la corteza subyacente ($k=3.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) hace que se produzca un efecto de apantallamiento térmico en los sedimentos (blanketing). Este efecto disminuye el enfriamiento conductivo post-extensional de la litosfera y reduce de manera significativa la subsidencia producida (Zhang, 1993). El factor de adelgazamiento propuesto para la zona axial Cuenca Catalano-Baleares en base a la relación de espesores corticales inicial y final y las curvas de subsidencia es de 2.8 (Watts y Torné, 1992b). Teniendo en cuenta el efecto de "blanketing" mencionado, y que el espesor inicial de la corteza podría haber sido superior a 32 km, el factor de adelgazamiento de la cuenca habría sido subestimado por Watts y Torné (1992b). De hecho, Morgan y Fernández (1992) proponen, considerando diferentes es-

pesores corticales iniciales, paleobatimetría y comportamiento reológico de la litosfera, un rango de valores para el factor de adelgazamiento entre 3 y 4, con un valor probable de 3.5.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Repsol Exploración la cesión de las muestras rocosas de los sondeos, y al Dr. Lluís Cabrera el acceso a las muestras almacenadas en la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona. Agradecemos a los revisores sus críticas y comentarios, los cuales contribuyeron a mejorar sustancialmente este trabajo.

El estudio presentado fue financiado íntegramente con una Ayuda a Proyectos de Iniciación a la Investigación, otorgada en la convocatoria de 1991 por la CIRIT.

BIBLIOGRAFÍA

- BANDA, E., ALBERT-BELTRAN, J., TORNÉ, M. y FERNÁNDEZ, M., 1991: Regional geothermal gradients and lithospheric structure in Spain. In: V. Cermák and L. Rybach. *Exploration of the deep continental crust*. pp. 176-186. Springer-Verlag.
- BANDA, E. y SANTANACH, P., eds, 1992b: *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean*. *Tectonophysics*, 203, spec. iss., 361 p.
- BANDA, E. y SANTANACH, P., 1992a: The Valencia Trough (Western Mediterranean): an overview. In: P. A. Ziegler. *Geodynamics of Rifting. Volume I. Case History Studies: Europe and Asia*. *Tectonophysics*, 208:183-202.
- BARTRINA, M. T., CABRERA, L., JURADO, M. J. y GUIMERÀ, J., ROCA, E., 1992: Evolution of the central Catalan Margin of the Valencia trough (western Mediterranean). In: E. Banda and P. Santanach. *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean*. *Tectonophysics*, 203:219-247.
- BRIGAUD, F., 1989: *Conductivité thermique et champ de température dans les bassins sédimentaires à partir des données de puits*. Tesis doctoral. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 414 p.
- BRIGAUD, F., CHAPMAN, D. S. y LE DOUARAN, S., 1990: Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs. *AAPG Bull.*, 74:1459-1477.
- BRIGAUD, F., VASSEUR, G. y CAILLET, G., 1992: Thermal state of the north Viking Graben (North Sea) determined from oil exploration well data. *Geophysics*, 57:69-88.
- CHAPMAN, D. S., KEHO, T. H., BAUER, M. S. y PICARD, M. D., 1984: Heat flow in the Uinta Basin determined from bottom hole temperature (BHT) data. *Geophysics*, 49:453-466.
- DEMONGODIN, L., PINOTEAU, B., VASSEUR, G. y GABLE, R., 1991: Thermal conductivity and well logs: a case study in the Paris basin. *Geophys. J. Int.*, 105(3):675-691.
- FERNÁNDEZ, M., y CABAL, J., 1992: Heat-flow data and shallow thermal regime on Mallorca and Menorca (western Mediterranean). In: E. Banda and P. Santanach. *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean*. *Tectonophysics*, 203:133-143.

- FERNÁNDEZ, M., FOUCHER, J. P. y JURADO, M. J., 1994: Evidences for a multi-stage formation of the Southwestern Valencia Trough from oil well data. *Mar. Pet. Geol.*, 12:101-109.
- FERNÁNDEZ, M., TORNÉ, M. y ZEYEN, H., 1990: Modelling of thermal anomalies in the NW border of the Valencia Trough by ground-water convection. *Geophys. Res. Lett.*, 17(1):105-108.
- FONTBOTÉ, J. M., GUIMERA, J., ROCA, E., SÀBAT, F. y SANTANACH, P., 1989: Para una interpretación cinemática de la génesis de la cuenca catalano-balear: datos estructurales de sus márgenes emergidos. In: *Libro Homenaje a Rafael Soler*. pp. 37-51. A.E.G.G.P.
- FOUCHER, J. P., MAUFFRET, A., STECKLER, M., BRUNET, M. F., MAILLARD, A., REHAULT, J. P., ALONSO, B., DESEGAULX, P., MURILLAS, J. y OUILLON, G., 1992: Heat flow in the Valencia Trough: geodynamic implications. In: E. Banda and P. Santanach. *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean*. *Tectonophysics*, 203:77-97.
- HORAI, K., 1971: Thermal conductivity of rock-forming minerals. *J. Geophys. Res.*, 76:1278-1308.
- HORNER, D. R., 1951: Pressure build-up in wells. *Proc. Third World Petroleum Congress*, La Haya, p. 503.
- MORGAN, P., y FERNÁNDEZ, M., 1992: Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula and the Valencia Trough, Western Mediterranean. In: E. Banda and P. Santanach. *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean*. *Tectonophysics*, 203:185-201.
- ROCA, E., 1992: *L'estructura de la conca Catalano-Balear: Paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona, 330 p.
- SERRA, O., 1979: Diagraphies différées, Bases de l'interprétation, Acquisition des données diagraphiques. *Bull. Cent. Rech. Exp. Prod., Mem. 1, Elf Aquitaine*.
- SOLER, J. R., MARTÍNEZ DEL OLMO, W., MEGÍAS, A. G. y ABELLER, J. A., 1983: Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Mediterránea*, 1:71-82.
- WATTS, A. B., y TORNÉ, M., 1992a: Crustal structure and the mechanical properties of extended continental lithosphere in the Valencia trough (western Mediterranean). *J. Geol. Soc. London*, 149:813-927.
- WATTS, A. B., y TORNÉ, M., 1992b: Subsidence history, and thermal evolution of the Valencia trough: a young extensional basin in the western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 97(B13):20021-20041.
- WYLLIE, M. R. J., GREGORY, A.R. y GARDNER, G. H. F., 1956: Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21:41-70.
- ZEYEN, H. y FERNÁNDEZ, M., 1994: Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity and local isostasy analysis. Application to the NW Spanish Geotranssect. *J. Geophys. Res.*, 99, B9: 18089-18102.
- ZHANG, Y. K., 1993: The thermal blanketing effect of sediments on the rate and amount of subsidence in sedimentary basins formed by extension. *Tectonophysics*, 218:297-308.