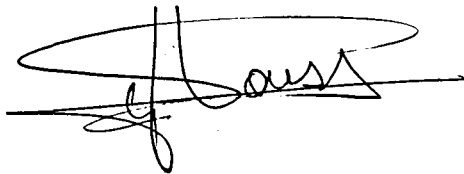


Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia.
Universitat de Barcelona

Aplicación del método magnetotelúrico
al estudio de la estructura litosférica
de los Pirineos

Tesis presentada por Juanjo Ledo Fernández para optar al
título de doctor en ciencias físicas.

Director:
Dr. Jaume Pous

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Jaume Pous', with a large, sweeping flourish above the name.

Tutor:
Dr. Josep A. Muñoz

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Josep A. Muñoz', with a large, sweeping flourish above the name.

Barcelona, 1996

Subducción de la corteza continental de Iberia

10.1 Introducción

El estudio magnetoteléurico de los Pirineos ha permitido obtener un modelo de resistividades eléctricas. El modelo propuesto aporta nuevos datos sobre las estructuras litosféricas, en particular, sobre la subducción de la corteza inferior de la placa ibérica. En este capítulo se presentan los modelos de la estructura cortical y litosférica obtenidos mediante otros métodos geofísicos y se realiza una comparación con el modelo de resistividades eléctricas. A nivel cortical se realiza una comparación con los métodos sísmicos de reflexión y refracción. A nivel litosférico se compara con la tomografía sísmica. Asimismo, se cuantifica la fusión parcial existente a partir de los datos de magnetoteléurica y de tomografía sísmica. Para finalizar se presenta un modelo litosférico de densidades obtenido a partir de la modelización conjunta de la anomalía de Bouguer y la anomalía de geoide, que presenta una corteza inferior subducida y una litosfera más delgada en Iberia que en Europa.

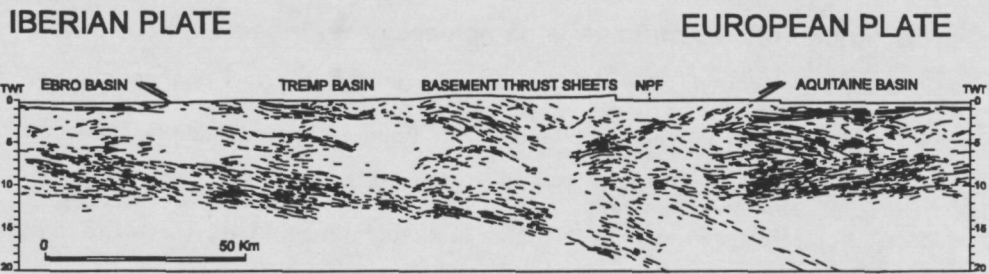
10.2 Métodos sísmicos

El conocimiento de la estructura cortical profunda a partir de métodos sísmicos procede principalmente de los perfiles sísmicos de refracción (Gallart et al., 1981; Daignieres et al. 1981), de los perfiles de sísmica de reflexión profunda

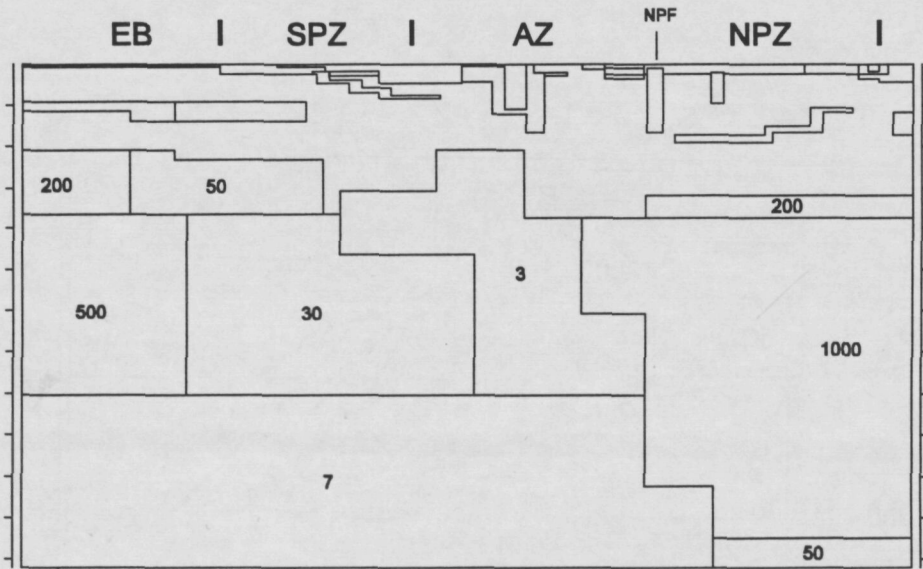
ECORS-Pyrennes (Ecors Pyrenees Team, 1988; Suriñach et al., 1993) y ECORS-Azacq-Pyrenees (Daignieres et al., 1994). A partir de datos de propagación de sismos lejanos registrados en los Pirineos se ha realizado un estudio de tomografía sísmica (Souriau y Granet, 1995) que presenta una zona anómala de bajas velocidades en el contacto entre placas a nivel litosférico .

10.2.1 Sísmica de reflexión y refracción

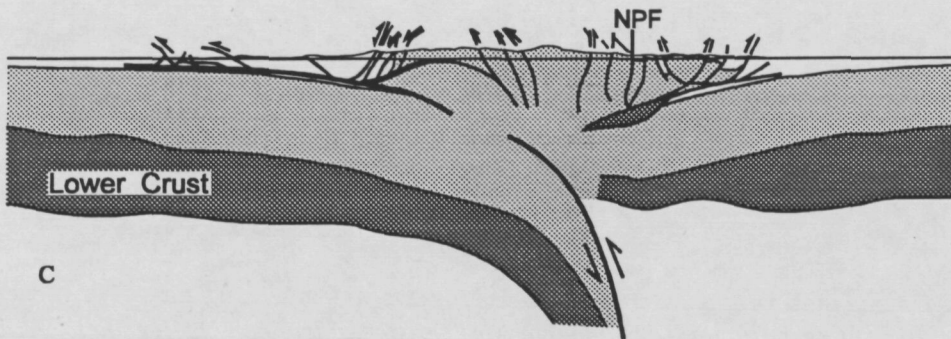
En los estudios de sísmica de reflexión los sedimentos de edad Mesozoica y Terciaria de la Cuenca del Ebro y de la Cuenca de Aquitania están asociados con reflectores de alta energía. Estos reflectores permiten definir con mucha precisión el contacto entre la cobertera y el basamento. La corteza inferior es altamente reflectora y presenta una ligera flexión hacia el norte en la placa ibérica y hacia el sur en la placa euroasiática. La corteza ibérica tiene unos 35 km de espesor en la Cuenca del Ebro. Este espesor aumenta hacia el norte, alcanzando una profundidad de más de 45 km en la zona axial. La geometría de los reflectores evidencia la subducción de la corteza ibérica bajo la placa europea (Choukroune y ECORS Team, 1989). Sin embargo, a mayor profundidad no se alcanzan reflexiones significativas, por la falta de marcados contrastes de impedancias sísmicas en los niveles superiores del manto. En la figura 10.1 se presenta el modelo de resistividades eléctricas y el perfil de sísmica de reflexión. La situación espacial del perfil de sísmica y el de magnetotelúrica es diferente, por lo que las estructuras eléctricas y sísmicas en los primeros kilómetros discrepan. De la comparación de ambos modelos hay que destacar una corteza inferior altamente reflectora y conductora en la placa ibérica. En la placa euroasiática la corteza inferior presenta un espesor menor en el modelo de resistividades y las reflexiones no son tan marcadas. Alrededor de la Falla Norpirenaica la geometría de las reflexiones no presenta continuidad en profundidad, mientras que en el modelo de resistividades aparece un cuerpo vertical de alta conductividad asociado a la Falla Norpirenaica. Asimismo en la Zona Axial observamos la presencia de cuerpos subverticales que no quedan determinados mediante la sísmica de reflexión.



A



B



C

Figura 10.1. (A) Line-Drawing del perfil de sísmica de reflexión ECORS-Pyrenees, según Muñoz (1992). La escala vertical está en segundos TWT. (B) Modelo de resistividades eléctricas para la estructura litosférica de los Pirineos propuesto en este trabajo, los números presentes en el interior del modelo indican la resistividad de las estructuras en Ohm.m. (C) Corte geológico simplificado de la estructura cortical de los Pirineos (Muñoz, 1992). EB: Cuenca del Ebro, SPZ: Zona Surpirenaica, AZ: Zona Axial, NPZ: Zona Norpirenaica, NPF: Falla Norpirenaica.

En la figura 10.2 se muestra la comparación del modelo de resistividades eléctricas con las geometrías obtenidas para la discontinuidad manto corteza en los Pirineos a partir de sismica de refracción (Gallart et al., 1981), sismica de reflexión (ECORS-Pyrenees Team, 1992) y sismica de reflexión de gran ángulo (Daignieres et al., 1989). Puede verse que la discontinuidad es bastante similar, aunque en los métodos sísmicos no se evidencia de forma clara la subducción de Iberia bajo Europa.

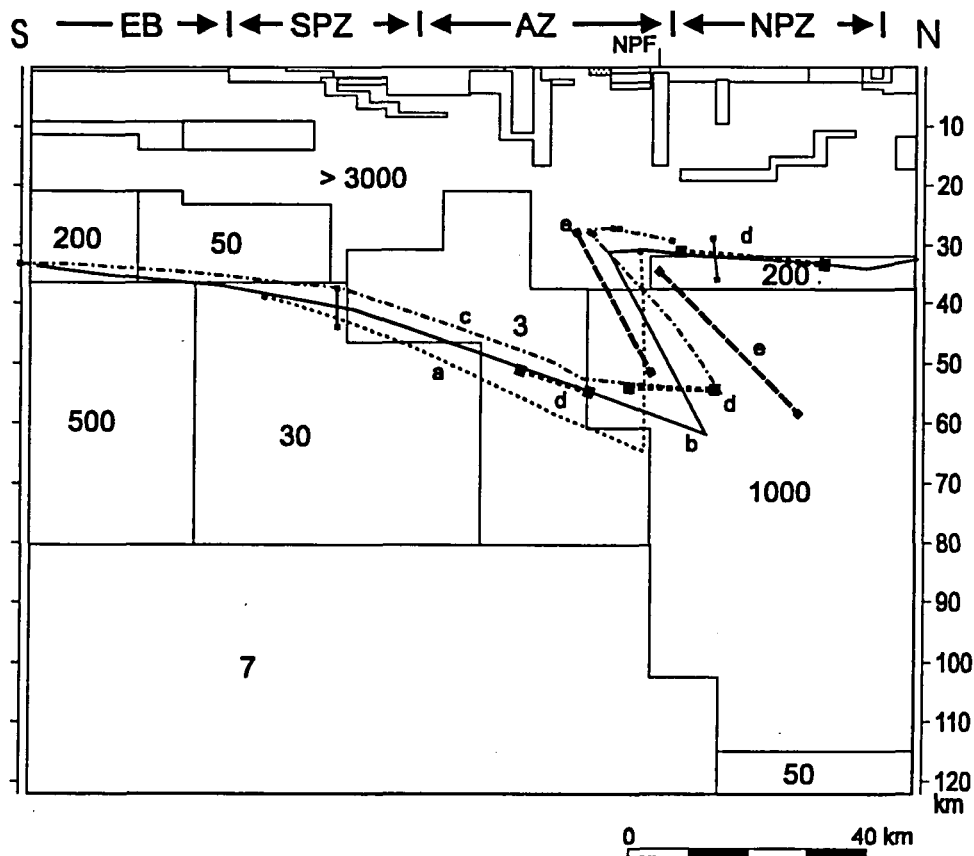


Figura 10.2. Comparación del modelo de resistividades con la geometría de la discontinuidad corteza manto obtenida a partir de métodos sísmicos (Suriñach et al. 1993). (a), (b) y (c) Posiciones extremas para la discontinuidad manto corteza compatibles con los datos gravimétricos. (d) Posición del Moho a partir de reflexiones de gran ángulo. (e) Posiciones extremas del reflector profundo. EB: Cuenca del Ebro, SPZ: Zona Surpirenaica, AZ: Zona Axial, NPZ: Zona Norpirenaica, NPF: Falla Norpirenaica. Los números en el interior del modelo indican la resistividad de las estructuras en Ohm.m.

10.2.2 Tomografía sísmica

A partir de datos de propagación de sismos lejanos, registrados en los Pirineos (Souriau y Granet, 1995), se ha detectado en las partes central y oriental de la cadena la presencia de una zona anómala de bajas velocidades. Esta zona está situada al sur de la Falla Norpirenaica y alcanza una profundidad de 90-100 km. Existe una buena correlación entre la localización de esta zona de baja velocidad y la zona de elevada conductividad eléctrica. En la figura 10.3 se presenta la capa de 50-100 kilómetros de anomalías de velocidad de las ondas P (Souriau y Granet, 1995) y la zona de alta conductividad (recuadro negro) del modelo 3D de resistividades eléctricas a 50 km de profundidad.

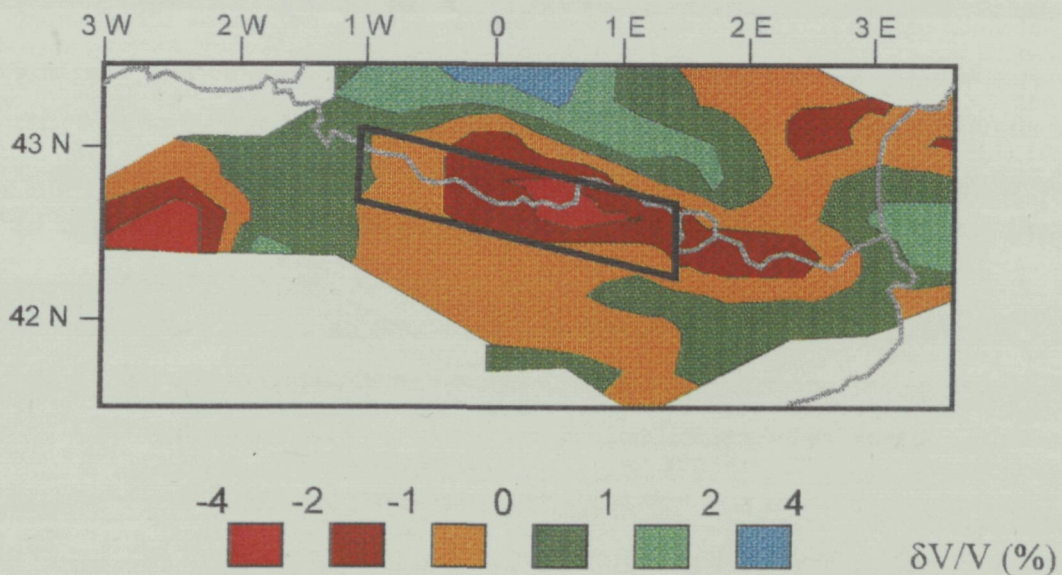


Figura 10.3. Anomalía de velocidad de las ondas P, capa de 50-100 km. (Souriau y Granet, 1995). Zona de alta conductividad recuadrada en negro. Se puede observar la coincidencia espacial de la zona anómala de bajas velocidades y elevada conductividad eléctrica.

Cuantificación de la fusión parcial

La coincidencia espacial de la anomalía de baja velocidad de las ondas P (50-100 km) y la zona de alta conductividad (40-80 km) en la Zona Axial sugiere mecanismos que expliquen a la vez ambos fenómenos. En el capítulo 7 se realizó una discusión acerca del mecanismo que podría explicar los valores de conductividad observados en el contacto entre placas. La conclusión a la que se llegó fue que la fusión parcial de la corteza inferior subducida es el mecanismo más probable. Por lo tanto, la fusión parcial de la corteza inferior tiene que explicar simultáneamente, con un porcentaje de fusión similar, la velocidad anómala de las ondas P y la conductividad elevada. El porcentaje no puede ser superior al 10% que es el límite superior deducido a partir de consideraciones petrológicas.

Para cuantificar la fusión parcial, presente en la corteza inferior subducida, supondremos que las propiedades físicas de la corteza inferior coinciden con las **propiedades efectivas** de un medio formado por dos fases. Es decir, un medio constituido por una **matriz** o material encajante que presenta unas **intrusiones** de otro material. En nuestro caso la matriz es la granulita de la corteza inferior y las intrusiones son los materiales fundidos. El efecto de la fusión parcial, en las propiedades efectivas, depende tanto de la **cantidad** de material como de la **distribución geométrica** y el **grado de interconexión** (Schmeling, 1986). La distribución geométrica y el grado de interconexión están relacionados con la energía libre mínima entre las superficies de contacto de los dos materiales que se consideran. Esta energía viene determinada por el ángulo dihédrico (fig. 10.4).

Energéticamente solo hay tres configuraciones posibles; si $\Phi = 0^\circ$ la fase fluida forma láminas que mojan completamente el material, (fig. 4); si $0^\circ < \Phi < 60^\circ$ la fase fluida se sitúa en los bordes de los granos formando un sistema de tubos interconectados; por último si $\Phi > 60^\circ$ la fase fluida se concentra en células aisladas. La distribución de las intrusiones en función del ángulo dihédrico se muestra en la figura 10.4.

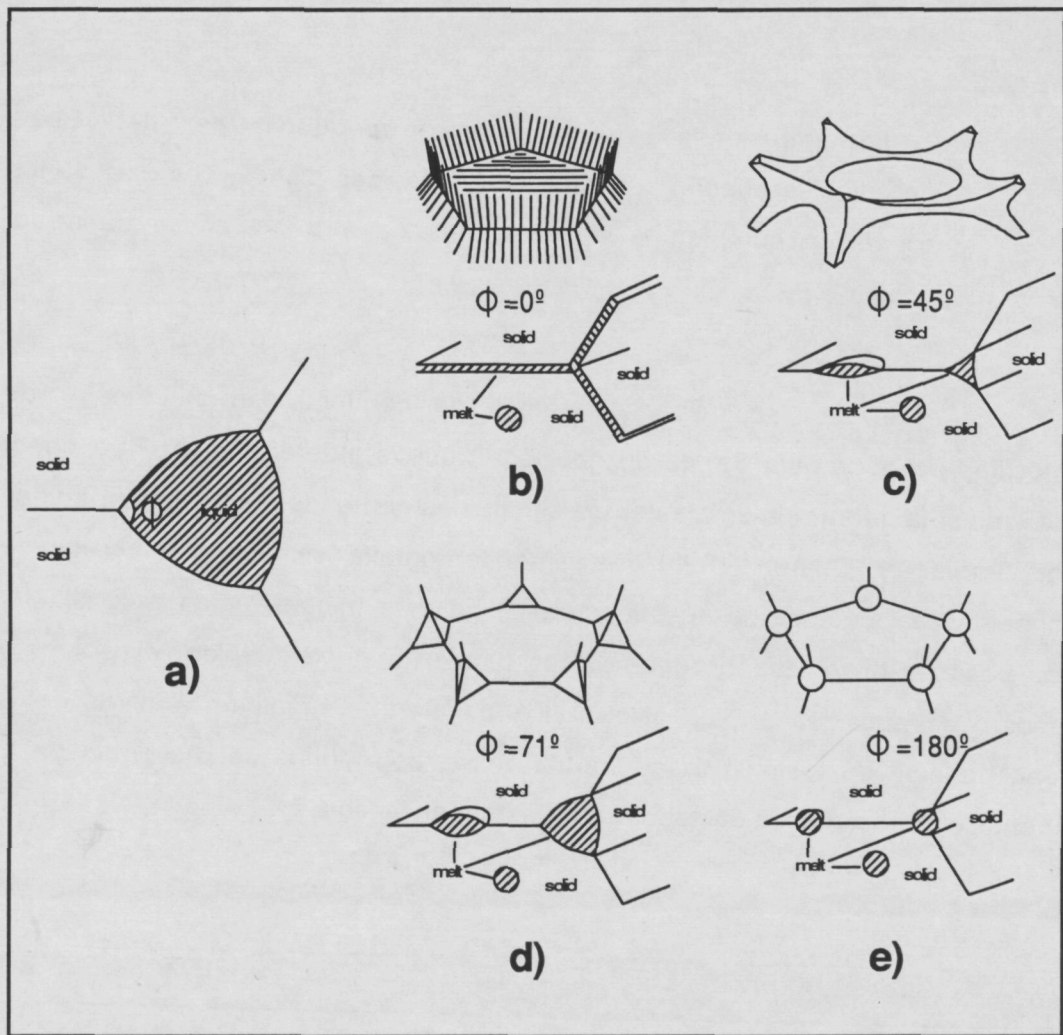


Figura 10.4. Configuraciones posibles del contacto entre la fase líquida y la sólida en función del ángulo dihédrico. (a) Ilustración de la definición de ángulo dihédrico Φ . (b-e) Geometrías posibles de la fase fundida en un roca parcialmente fundida: películas (b), tubos (c) y células aisladas (d y e). Las áreas sombreadas (parte inferior de cada figura) muestran las posibles geometrías de los fundidos en función de la localización de estos. (Schmeling, 1985).

La distribución geométrica de la fase menor es un factor muy importante a la hora de determinar las propiedades efectivas. Los casos extremos, es decir, cuando $\Phi = 0^\circ$ y $\Phi = 180^\circ$ se conocen como límites de Hashin-Shtrikman (Hashin y Shtrikman, 1960). Vamos a considerar dos posibles geometrías:

- 1) Las intrusiones de fusión parcial se distribuyen en tubos en los bordes de la matriz.

2) Las intrusiones se concentran en pequeñas películas. Estas películas se pueden aproximar por elipsoides planos. Los ejes de los elipsoides cumplen la siguiente relación $a=b \gg c$. Se define el cociente $\alpha=c/a$.

Si solamente se utilizan los datos de conductividad eléctrica o de velocidad, la geometría de las distribuciones queda indeterminada. Para poder determinar la geometría emplearemos simultáneamente los resultados obtenidos por Souriau y Granet (1995) mediante tomografía sísmica y el valor de conductividad eléctrica de nuestro modelo. En este trabajo vamos a considerar dos posibles distribuciones geométricas para el material fundido: elipsoides y tubos. Las ecuaciones para calcular los parámetros efectivos a partir de la concentración de fusión y la geometría de las conexiones se presentan en el Apéndice 1. Los valores utilizados se muestran en la tabla 1.

MATRIZ	FUSIÓN
$v_p = 8 \text{ km/s}$ (Souriau y Granet, 1995)	$v_p = 2.6 \text{ km/s}$ (Schmeling, 1985)
$\sigma = 0.02 \text{ S/m}$	$\sigma = 10 \text{ S/m}$

Tabla 1

La velocidad de las ondas P en la matriz coincide con el valor empleado por Souriau y Granet (1995) en su trabajo. El valor de la conductividad de la matriz se ha considerado de 0.02 S/m. Este valor coincide con el obtenido para la corteza inferior en el modelo de resistividades bajo la zona Surpirenaica lejos del contacto entre placas. La conductividad efectiva es poco sensible a la conductividad de la matriz y si consideramos valores de 0.01 S/m para la matriz el resultado obtenido es prácticamente el mismo. Para la conductividad del material fundido se ha considerado un valor de 10 S/m. Éste es un valor elevado pero está dentro de los valores propuestos por diversos autores (Schmeling, 1985). Con estos datos se trata de hallar la geometría de las intrusiones que explique al mismo tiempo la velocidad de las ondas P en la zona anómala (7.68 km/s) y la resistividad eléctrica (3 Ohm.m) para una concentración de fusión parcial similar.

Si consideramos que la fusión parcial está distribuida en forma de elipsoides (figs. 10.5a, 10.5b), podemos ver que para elipsoides con una relación $\alpha = 0.03$ se requiere una concentración del 2% para explicar la anomalía observada en las velocidades y un 4% para explicar la conductividad observada.

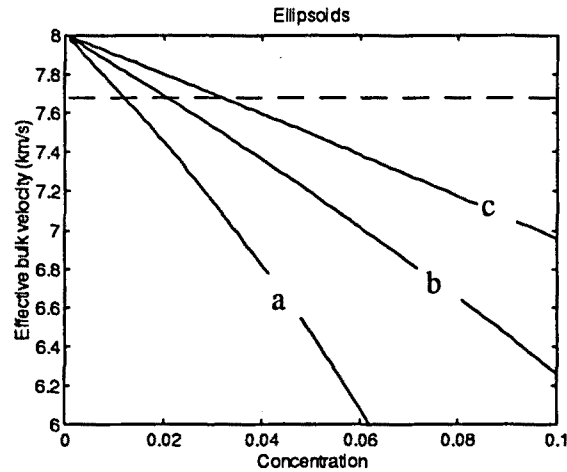


Figura 10.5a. Variación de la velocidad de las ondas P en función de la cantidad de fusión para una distribución de los materiales fundidos en forma de elipsoides. (a) elipsoides con un cociente $\alpha = 0.01$, (b) $\alpha = 0.03$ y (c) $\alpha = 0.1$

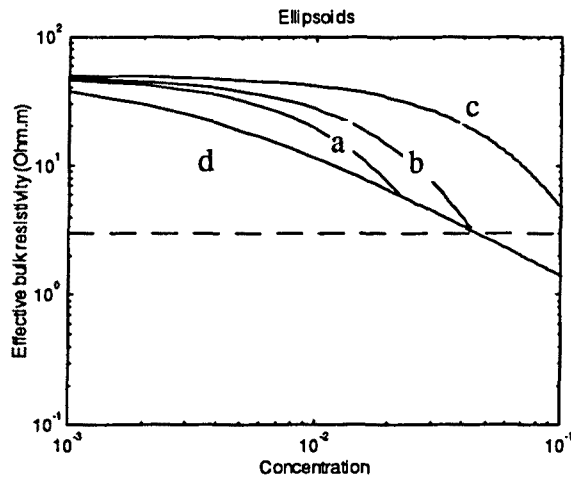


Figura 10.5b. Variación de la resistividad eléctrica en función de la concentración de material fundido, para una distribución geométrica en forma de elipsoides. (a) elipsoides con un cociente $\alpha = 0.01$, (b) $\alpha = 0.03$ y (c) $\alpha = 0.1$, (d) límite superior de Hashin-Shtrikman.

En el caso de que la geometría de las intrusiones fuese en forma de tubos (figs. 10.6a, 10.6b) se necesitaría un 10% de fusión parcial para explicar la conductividad eléctrica y un 5% para la velocidad.

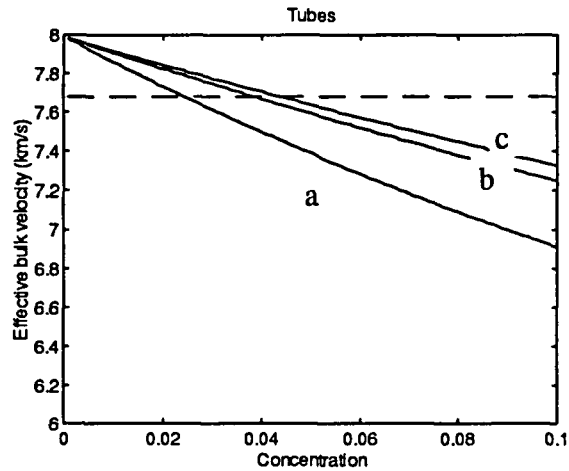


Figura 10.6a. Variación de la velocidad de las ondas P en función de la cantidad de fusión para una distribución del material fundido en forma de tubos. (a) sección de los tubos $\epsilon = 0$ (b) $\epsilon = 1$, (c) $\epsilon = \text{inf.}$ (Ver apéndice A)

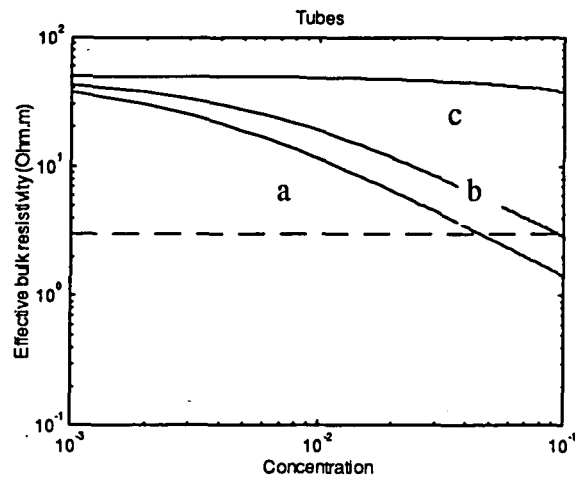


Figura 10.6b. Variación de la resistividad eléctrica en función de la concentración de material fundido, para una distribución geométrica en forma de tubos (b) y los límites superior (a) e inferior (b) de Hashin-Shtrikman.

La distribución en forma de elipsoides permite explicar las anomalías electromagnéticas y sísmicas con una concentración de fusión parcial muy similar. Por otra parte las intrusiones de fusión que se han hallado experimentalmente pueden aproximarse por geometrías en forma de elipsoides (Faul et al, 1994), según este trabajo el valor más probable de α es 0.05. A partir de lo expuesto anteriormente podemos considerar que una fusión parcial de la corteza inferior distribuida en forma de elipsoides y con una concentración aproximada del 4% explica simultáneamente las observaciones sísmicas y electromagnéticas.

10.3 Comparación con datos de gravimetría y geoide

Las modelizaciones gravimétricas bidimensionales realizadas a lo largo del perfil de sísmica de reflexión Ecors-Pyrenees (Torné, 1988; Torné et al., 1989, Daignieres et al., 1989) muestran, como rasgos más destacados, un engrosamiento de la corteza en Iberia, que alcanza un espesor máximo de unos 60 km en el contacto entre placas y que el límite norte de la corteza ibérica está determinado en profundidad entre dos modelos extremos, uno que presenta un contacto vertical y otro con una superficie buzante 70 grados hacia el norte. Sin embargo, la anomalía del geoide no ha sido modelizada hasta el momento. En esta tesis se presenta una modelización bidimensional conjunta de la anomalía de Bouguer y del geoide a nivel litosférico. Tanto la gravimetría como el geoide son métodos potenciales, pero, mientras que la gravimetría varía como $1/r^2$, el geoide varía como $1/r$ y por tanto es más sensible a las anomalías de densidad intra-litosféricas y del manto profundo y a las variaciones topográficas de longitud de onda larga. Así, la modelización conjunta de anomalías gravimétricas y de geoide permite reducir la ambigüedad en la interpretación que tienen cada uno de estos métodos por separado.

10.3.1 Anomalía de Bouguer

La modelización gravimétrica se ha realizado a partir de los datos de la anomalía de Bouguer que provienen del Defense Mapping Agency (DMA). El comportamiento de la anomalía de Bouguer se puede analizar siguiendo dos de

sus formas: los gradientes regionales y las anomalías locales. A nivel regional, el mapa de anomalías de Bouguer (fig. 10.7) muestra una anomalía negativa en la parte central y oriental de los Pirineos, que llega a alcanzar los -140 mGal, y en la parte occidental presenta un máximo de 20 mGal. Esta morfología ha sido observada en otras cadenas montañosas: la anomalía negativa, de gran longitud de onda, se explica por el engrosamiento cortical y la positiva por cabalgamientos y mantos de corrimiento, la carga de los cuales incluye topografía y, a veces, material intracortical denso (Karner y Watts, 1983). La orientación de las anomalías es este-oeste, siguiendo la estructura de la cadena. El fuerte gradiente positivo hacia el este indica un adelgazamiento de la corteza hacia el Mediterráneo. Las anomalías locales se deben principalmente a cuerpos sedimentarios superficiales.

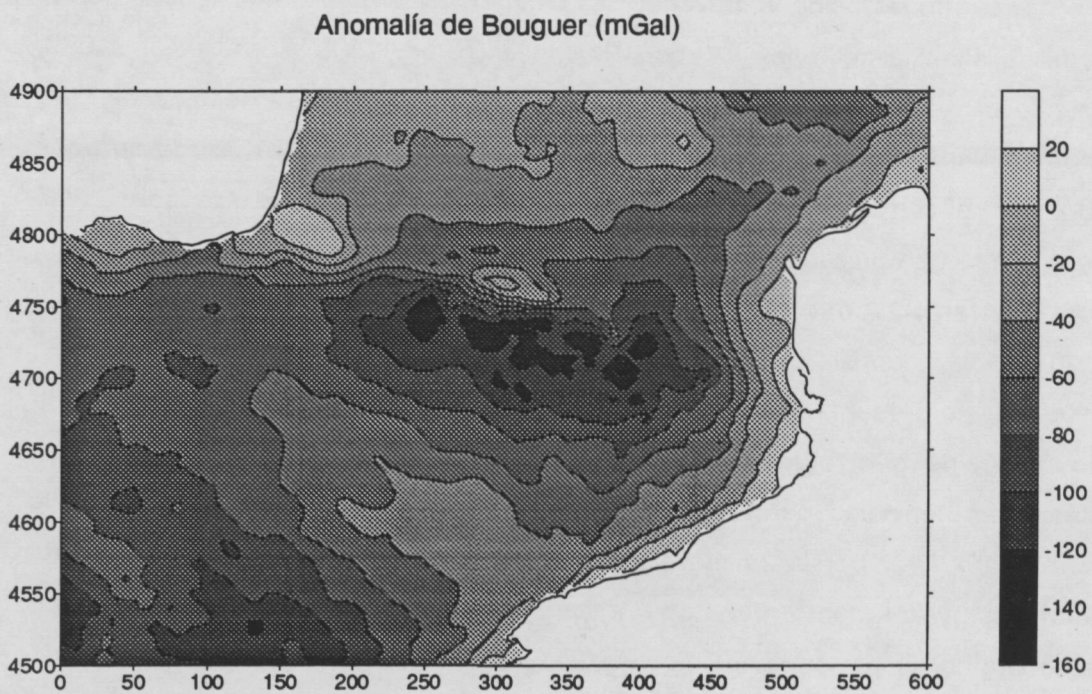


Figura 10.7. Anomalía de Bouguer en los Pirineos. Coordenadas UTM (huso 31) en kilómetros.

10.3.2 Anomalía del geoide

El geoide se define como la superficie equipotencial que coincide con el nivel del mar y se prolonga a través de los continentes. La ondulación del geoide o anomalía del geoide, N , se define como la altura del geoide por encima (positiva) o por debajo (negativa) del elipsoide de referencia.

El geoide se determina a partir de medidas gravimétricas mediante la fórmula de Bruns:

$$N = \frac{T}{\gamma}$$

donde T es el potencial perturbador (el potencial perturbador es la diferencia entre el potencial gravitatorio de la Tierra y el potencial gravitatorio del elipsoide de referencia) y γ es la gravedad normal. T se calcula mediante la fórmula de Stokes:

$$T = \frac{R}{4\pi} \iint_{\sigma} \Delta g S(\Psi) d\sigma$$

y sustituyendo T en la fórmula de Bruns se obtiene:

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} \Delta g S(\Psi) d\sigma \quad (1)$$

donde R es el radio medio de la Tierra, γ es la gravedad normal, Δg son las anomalías gravimétricas, σ denota la superficie de la Tierra, $S(\Psi)$ es la función de Stokes (Heiskanen y Moritz, 1967) y Ψ es la distancia en coordenadas esféricas entre el punto donde se calcula el geoide y un punto sobre la superficie σ .

El uso de la ecuación (1) requiere el conocimiento de las anomalías gravimétricas sobre toda la Tierra para calcular la altura del geoide en un punto. En

la práctica, la ecuación (1) sólo se aplica en una región limitada, obteniéndose el geoide gravimétrico, N_g ; por tanto, la contribución al geoide de las anomalías gravimétricas de onda larga no estará presente en los resultados y debe calcularse a partir del desarrollo en armónicos esféricos de los coeficientes del potencial perturbador T ; es lo que se conoce como geoide global, N_{GM} . T se expresa mediante una serie en términos de armónicos esféricos:

$$T(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\theta, \lambda)$$

donde

r es la distancia geocéntrica.

θ es la colatitud.

λ es la longitud.

a es el radio ecuatorial del elipsoide.

$n_{max} = 360$ (Rapp y Paulis, 1990)

Conocido T , N_{GM} se calcula mediante la fórmula de Bruns:

$$N_{GM} = T/\gamma$$

Debido a que la densidad de datos gravimétricos no suele ser mayor que $5' \times 5'$, con la aplicación de la ecuación (1) tampoco se tienen longitudes de onda corta; éstas se calculan a partir del potencial creado por la topografía. Las alturas topográficas se obtienen del Modelo Digital del Terreno con mallas de $1\text{km} \times 1\text{km}$.

Así, el geoide para una región determinada (geoide regional) se obtiene sumando la contribución del geoide global, el geoide obtenido a partir de las anomalías gravimétricas locales y el obtenido mediante datos topográficos de alta precisión:

$$N = N_{GM} + N_g + N_h$$

donde N es el geoide regional, N_{GM} es el geoide global, N_g es el geoide gravimétrico y N_h es el geoide obtenido a partir de los datos topográficos.

Geoide residual

Para modelizar las anomalías del geoide originadas por estructuras litosféricas es necesario eliminar la contribución de las estructuras sublitosféricas. El resultado de esta operación es lo que se denomina geoide residual. Éste es sensible a las variaciones laterales de densidad a nivel litosférico. Para obtener el geoide residual se ha restado del geoide regional calculado por GEOMED (Arabelos et al., 1991), un geoide global basado en el modelo geopotencial OSU91A (Rapp y Paulis, 1990) desarrollado hasta grado y orden 12. A grandes rasgos, el mapa de anomalías del geoide residual (fig. 10.8) tiene un forma similar al de las anomalías de Bouguer.

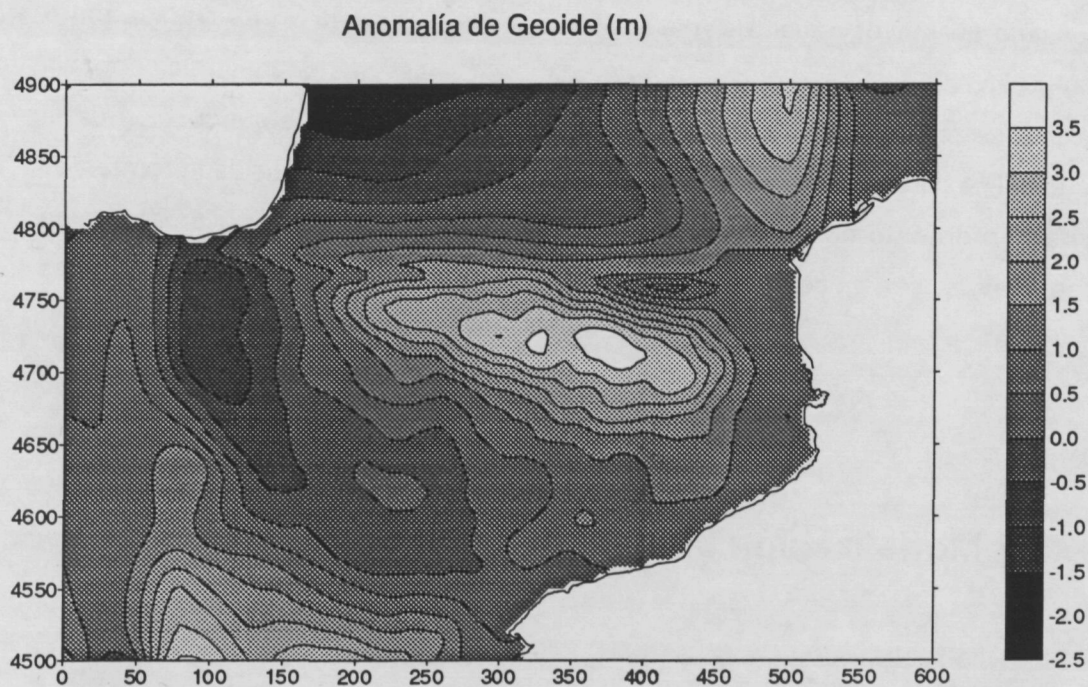


Figura 10.8. Geoide residual de los Pirineos. Coordenadas UTM (huso 31) en kilómetros.

El geoide residual presenta una forma alargada en dirección este-oeste, con el máximo alrededor de 3 m centrado en la zona Axial y un gradiente negativo importante hacia las zonas donde la topografía disminuye.

Interpretación del geoide residual

Es difícil realizar una interpretación cualitativa del geoide residual debido a que la topografía presente enmascara las estructuras profundas. En los Pirineos, la influencia del relieve que alcanza alturas superiores a 2500 m puede provocar anomalías superiores a 20 m. El hecho de que el geoide residual presente una anomalía máxima de tan sólo 3 m indica que existe un importante déficit de masa bajo la cordillera, probablemente asociado a la subducción de la corteza ibérica. Una evaluación de la contribución de los modelos propuestos hasta el momento, que apuntan a una subducción truncada hasta una profundidad máxima de 60 km, no explica satisfactoriamente el geoide residual. En efecto, se ha realizado una modelización del geoide con modelos simples a partir de la estructura cortical propuesta en los modelos de gravimetría y sísmica. La anomalía máxima del geoide obtenida ha sido de 10 m frente a los 3 m observados, indicando que es necesario un mayor déficit de masa. Se ha añadido una estructura situada entre 60 y 80 km de profundidad con un contraste de densidades negativo, la anomalía máxima se reduce hasta unos 3 m. Este cuerpo se asocia a la subducción de la corteza. Por consiguiente, es de esperar que los modelos de densidad propuestos hasta el momento no puedan explicar satisfactoriamente la anomalía del geoide observada, y sea necesario incrementar el déficit de masa de las estructuras profundas.

10.3.3 Modelización bidimensional

A la luz de los nuevos resultados aportados por la magnetotelúrica, se ha realizado una modelización simultánea del perfil gravimétrico y del perfil de la anomalía del geoide a lo largo del perfil de sísmica ECORS-Pyrenees. Las anomalías observadas se han ajustado mediante dos modelos que presentan una subducción de la corteza inferior de la placa ibérica, coincidiendo con los resultados obtenidos en magnetotelúrica. En las figuras 10.9B y 10.9C se muestran los dos modelos considerados. La estructura de la corteza superior e

inferior de ambos modelos es idéntica; la principal diferencia se halla en profundidad, se debe a que el modelo 9C presenta no sólo subducción de la corteza inferior sino también del manto litosférico.

Las anomalías gravimétricas se han calculado utilizando el algoritmo de Talwani et al. (1959). Para el geoide, los cálculos se han realizado con el algoritmo de Chapman (1979) modificado por Ayala et al. (1996) para tener en cuenta los efectos de la topografía. Los modelos de densidades se han extendido lo suficiente para evitar los efectos de borde. Las densidades utilizadas en la modelización son las mismas que las de Torné (1988): una densidad promedio de 2500 kg/m^3 para los sedimentos de la Cuenca de Aquitania, 2600 kg/m^3 para las series de conglomerados y 2450 kg/m^3 para los sedimentos de la Cuenca del Ebro. La densidad de las formaciones cretácicas de los cabalgamientos de la zona Norpirenáica es de 2650 kg/m^3 y la de los sedimentos Jurásicos en la misma zona es de 2600 kg/m^3 . En la zona Surpirenáica se ha considerado una densidad de 2450 kg/m^3 para los sedimentos Terciarios. Asimismo, se ha considerado una densidad de 2750 kg/m^3 para la corteza superior, 2930 kg/m^3 para la corteza inferior y 3280 kg/m^3 para el manto litosférico. Para la astenosfera, se ha escogido una densidad de 3245 kg/m^3 según el modelo de Zeyen y Fernández (1994).

Para ajustar la anomalía del geoide observada ha sido necesario incrementar el déficit de masa presente en el modelo de Torné (1988) (Fig. 10.9A), por lo que se ha prolongado la subducción de la corteza inferior en el contacto entre placas hasta 80 km (Figs. 10.9B, 10.9C). De esta manera se consigue reducir la anomalía del geoide hasta unos 3 m. Sin embargo, el efecto de esta estructura en la anomalía de Bouguer consiste en una disminución generalizada de la anomalía de Bouguer, esta disminución es máxima en la Zona Axial, donde llega a disminuir 20 mGal, y por lo tanto no ajusta los datos. El modelo de magnetotélurica sugiere la presencia de la astenosfera a 80 km en Iberia y a 115 en Europa.

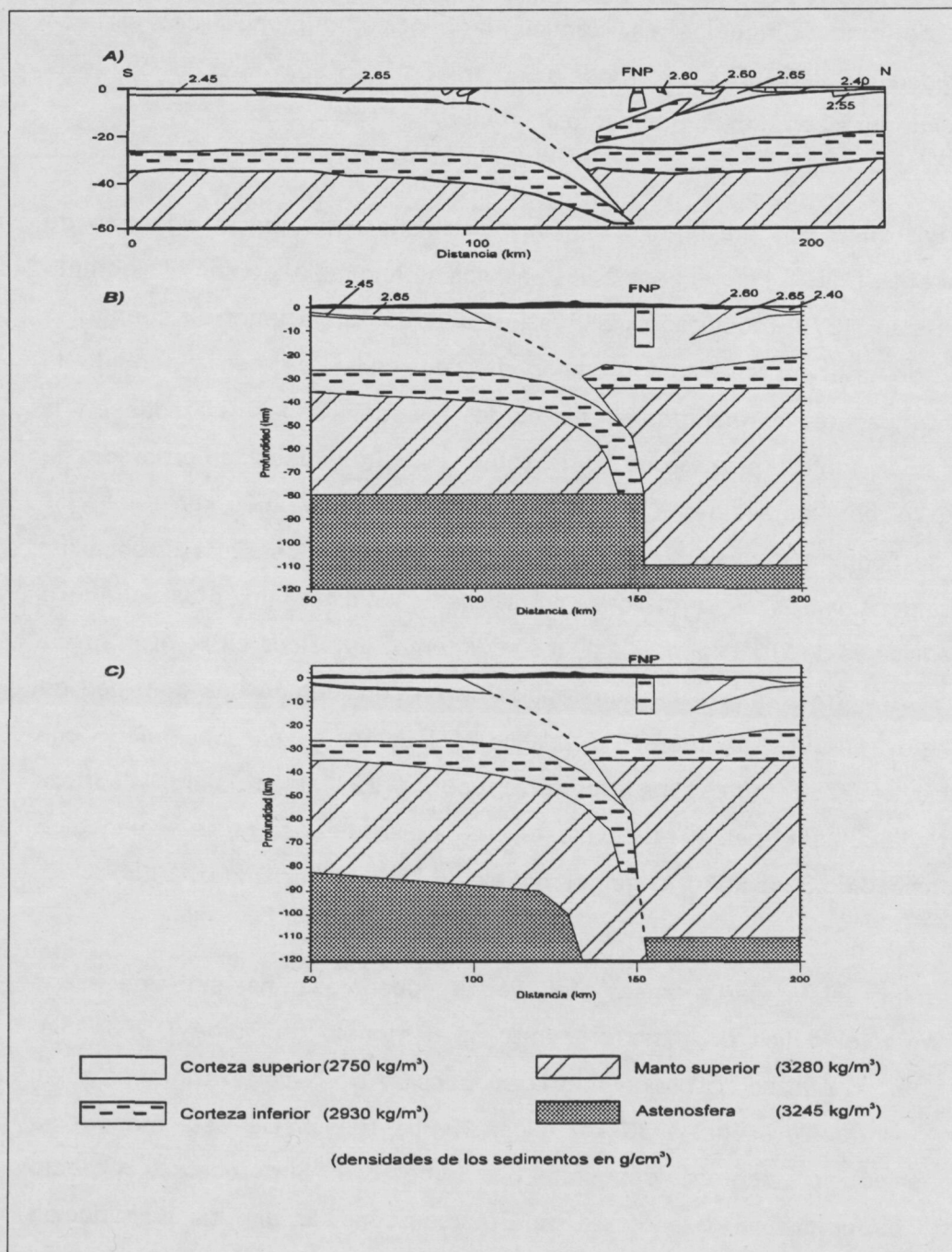


Figura 10.9. (A) Modelo obtenido por Torné (1988). (B) y (C), Modelos propuestos en este trabajo.

Teniendo en cuenta este resultado, se ha añadido la astenosfera en el modelo de densidades con una geometría similar a la del modelo de magnetotelúrica. De esta manera se consigue ajustar la anomalía del geode y la de Bouguer simultáneamente.

Los modelos presentados coinciden con el modelo de Torné (1988) (fig 10.9A) en la estructura superficial ($z < 10\text{km}$). En cuanto a la estructura profunda, las principales diferencias entre el modelo de Torné (1988) y los modelos presentados en este trabajo (fig. 10.9B y 10.9C) son:

1.- En la corteza superior, la Falla Norpirenaica de los modelos 9B y 9C penetra hasta una profundidad de unos 16 kilómetros de acuerdo con el modelo de resistividades eléctricas mientras que en el modelo de Torné (1988) alcanza una profundidad de unos 12 kilómetros. Al prolongar la Falla Norpirenaica en profundidad no es necesario poner el fragmento de corteza inferior presente en el modelo de Torné para explicar el máximo relativo de la zona de St. Gaudens.

2.- La diferencia más significativa es la subducción de la corteza inferior de Iberia, que de acuerdo con lo propuesto por MT alcanza una profundidad de al menos 80 kilómetros.

En las figuras 10.10 y 10.11 se presentan los ajustes de las anomalías de Bouguer y del geoide para los dos modelos propuestos en este trabajo. En ambos casos, las diferencias entre la anomalía de Bouguer observada y calculada son menores de 15 mGal y el r.m.s. es inferior a 3 mGal. El ajuste de los datos gravimétricos de ambos modelos es del mismo orden que el de Torné (1988). Las diferencias entre el geoide residual observado y calculado con ambos modelos son menores a 20 cm y el r.m.s. es de 10 cm.

Para comprobar la resolución en la geometría de la subducción de la corteza inferior y la del contacto litosfera-astenosfera se ha realizado un test de sensibilidad. Para ello se ha variado la profundidad de la subducción y la base de

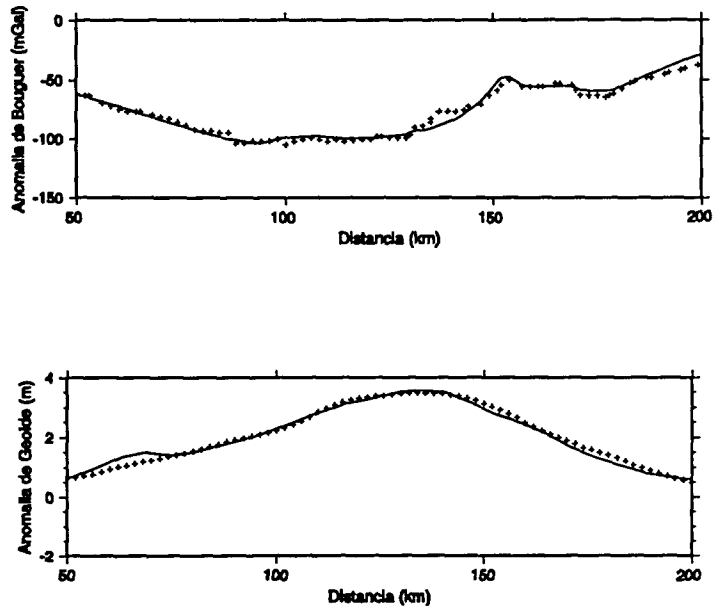


Figura 10.10 a) Anomalia gravimétrica observada (cruces) y calculada a partir del modelo B (fig.10.9) (línea continua). b) Anomalia del geoides observada (cruces) y calculada a partir del modelo B (fig.10.9) (línea continua).

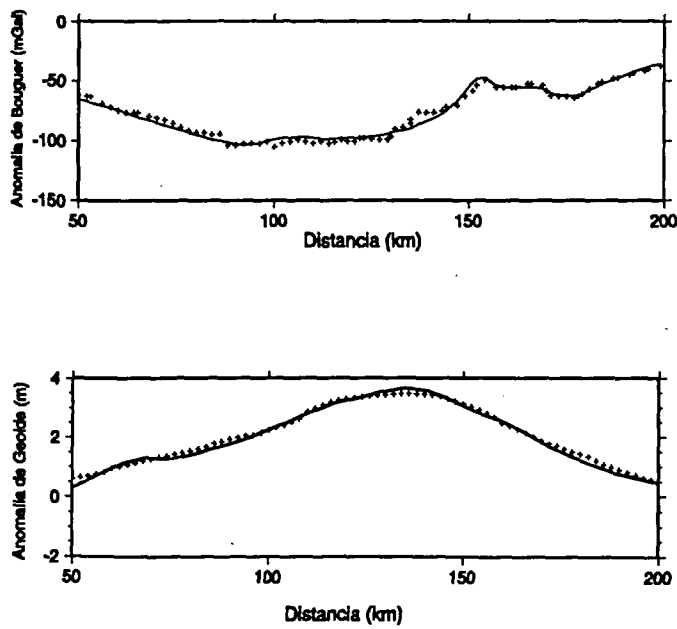


Figura 10.11. a) Anomalia gravimétrica observada (cruces) y calculada a partir del modelo C (fig.10.9) (línea continua). b) Anomalia del geoides observada (cruces) y calculada a partir del modelo C (fig.10.9) (línea continua).

la litosfera de los modelos 9B y 9C, de manera que el r.m.s se mantenga inferior a 3 mGal en el perfil gravimétrico y 10 cm en el perfil de la anomalía del geoide. Teniendo en cuenta que tanto la geometría de los sedimentos como la de la parte superior de la corteza y los valores de densidad están acotados por datos de sísmica, la geometría del contacto litosfera-astenosfera está acotada por el modelo de resistividades, y su densidad por el modelo de flujo de calor (Zeyen y Fernández, 1994), la máxima variación en la profundidad de la subducción que ajusta tanto los datos de geoide como de gravimetría en ambos modelos es de ± 2 km.

En cuanto al límite litosfera-astenosfera, para el modelo 9B, los resultados del test muestran que la profundidad de la litosfera está comprendida entre 80 y 85 km bajo la placa ibérica, mientras que en la placa europea la profundidad de la litosfera está entre 105 y 115 km. Para el modelo 9C la base de la litosfera en Iberia se encuentra entre 80 y 85 km bajo la Cuenca del Ebro y entre 85 y 90 km en la zona Axial. La base de la litosfera en Europa se encuentra entre 90 y 110 km. Con los datos disponibles no existe suficiente resolución para decidir a nivel litosférico entre los modelos 9B y 9C.

CAPÍTULO 11

Conclusiones

En la memoria de esta tesis se han presentado las diversas etapas del estudio magnetotelúrico realizado en los Pirineos. La aportación principal de este trabajo al conocimiento de la estructura litosférica de la cadena montañosa ha consistido en la elaboración de un modelo de conductividades eléctricas a escala litosférica. Este modelo representa un paso importante para la comprensión del estado actual de los Pirineos y permite acotar las interpretaciones de su evolución geodinámica.

A continuación se resumen las aportaciones originales de esta tesis:

1) A lo largo del desarrollo de este trabajo se han abordado distintas problemáticas metodológicas del procesado e interpretación de los datos magnetotelúricos. Como resultado de este estudio se ha propuesto un nuevo método para la corrección de las distorsiones galvánicas que afectan al tensor de impedancias regional. Este método generaliza los ya existentes y permite aplicarlo a estructuras regionales más complejas.

2) El análisis de los datos magnetotelúricos a partir de los tensores de impedancias, la morfología de las curvas de resistividad aparente, las pseudosecciones de fases y las funciones de transferencia geomagnéticas permiten concluir que:

La estructura regional eléctrica de los Pirineos es bidimensional, siendo la dirección de las estructuras este-oeste.

Un estudio previo de la morfología de las curvas de resistividad aparente y fases ha permitido realizar una clasificación por zonas. Existen tres zonas que presentan unas características geoeléctricas diferenciadas. Estas zonas son: a) La Cuenca del Ebro, b) Zona Surpirenaica y Zona Axial y c) Zona Norpirenaica. Los rasgos característicos de cada una de estas zonas son los siguientes:

a) Cuenca del Ebro. En primer lugar, un rasgo diferenciador de los sondeos que responden a la estructura regional en esta zona, es la similitud en todo el rango de periodos de las curvas de resistividad aparente y fases de ambas polarizaciones. Por otra parte, las curvas de resistividad aparente presentan un mínimo (0,1 s) que se desplaza a periodos superiores (1 s) a medida que los sondeos se sitúan más al norte. Finalmente, todos los sondeos presentan un cambio en la pendiente de las curvas de resistividad aparente para periodos superiores a 80 s.

b) Zona Surpirenaica y Zona Axial. En los sondeos considerados como regionales destaca, en las curvas de resistividad aparente de la polarización B, la presencia de un mínimo alrededor de 1 s, en los sondeos próximos al perfil ECORS-Pyrenees, y cercano a los 10 s en los sondeos realizados más al oeste. Para periodos inferiores a la ocurrencia del mínimo en la polarización B, las curvas de resistividad aparente de ambas polarizaciones son muy similares. Sin embargo, tras este mínimo las curvas de resistividad aparente se separan. La polarización E decrece de manera continuada, mientras que la polarización B presenta un máximo alrededor de 100 s.

c) Zona Norpirenaica. Las curvas de resistividad aparente de la polarización B presentan un comportamiento muy similar al observado en las zonas Surpirenaica y Axial. Por el contrario, la polarización E no decrece de manera continuada, sino que alrededor de los 80 s presenta un incremento en la resistividad aparente.

3) De la interpretación de los sondeos próximos al perfil ECORS-Pyrenees se ha obtenido un modelo bidimensional a escala litosférica de conductividades eléctricas. A nivel superficial ($z < 15$ km) el modelo reproduce las principales estructuras geológicas. En particular, las zonas de fracturación (cabalgamientos y fallas) están caracterizadas por estructuras de elevada conductividad. La aportación más destacada de este modelo, al conocimiento de la estructura litosférica de los Pirineos, es el incremento de la conductividad eléctrica de la corteza inferior en la placa ibérica a medida que se aproxima al contacto entre placas. Este incremento culmina con la presencia de una estructura de 3 Ohm.m que penetra hasta una profundidad mínima de 80 km. La conductividad de esta estructura se asocia a la fusión parcial de la corteza inferior de la placa ibérica subducida bajo la placa europea. La continuidad de esta estructura en profundidad no se puede resolver mediante la magnetotelúrica, ya que ésta se confunde con la estructura de 7 Ohm.m de la base del modelo en Iberia que se asocia a la astenosfera.

4) Para comprobar la continuidad del conductor profundo (3 Ohm.m), situado en el contacto entre placas, hacia el oeste se ha realizado la interpretación del perfil de Belagua. El modelo bidimensional obtenido permite asegurar la continuidad de la subducción al menos hasta la vertical de este perfil. Si bien, para determinar el límite norte de esta estructura, en este perfil, es necesario la realización de más sondeos magnetotelúricos.

5) A partir del conjunto de datos magnetotelúricos, se ha elaborado un modelo tridimensional de conductividades eléctricas. El modelo confirma los resultados previos de las modelizaciones bidimensionales. El conductor profundo se prolonga hasta al menos el perfil de Belagua. Teniendo en cuenta la imagen del perfil de sísmica de reflexión profunda ECORS-Azacq, los pocos datos magnetotelúricos existentes al oeste del perfil de Belagua parecen indicar que el conductor no se prolonga hacia el oeste. Sin embargo, serían necesarias nuevas estaciones de magnetotelúrica situadas más al oeste para poder concluir de forma definitiva sobre la prolongación occidental de este conductor. La ausencia del mismo se interpreta como el resultado de la existencia de una corteza inferior más delgada antes de la colisión y una menor contracción orogénica en la parte occidental de la cadena.

6) Se ha realizado una interpretación conjunta de la conductividad de la corteza inferior subducida y la anomalía de velocidades de las ondas P, determinada por Souriau y Granet (1995), a partir del registro de sismos locales y telesismos. Este análisis ha permitido determinar la distribución geométrica más probable del material fundido y un límite superior de la cantidad de material fundido. Así, una distribución del material fundido en elipsoides inferior al 4% explica simultáneamente los valores de conductividad y velocidad de las ondas P observados.

7) Se ha realizado una interpretación conjunta de la anomalía de Bouguer y del geoide residual a lo largo del perfil ECORS-Pyrenees. El resultado de esta interpretación ha sido la obtención un modelo litosférico de distribución de densidades. La modelización presenta como rasgo más destacado la subducción de la corteza inferior de Iberia hasta una profundidad de 80 km. La interpretación conjunta de la anomalía de Bouguer y del geoide residual no permite determinar con precisión, en las proximidades del contacto entre placas, el límite entre la litosfera y la astenosfera. Sin embargo, el ajuste de los datos requiere que el contacto litosfera-astenosfera se encuentre a mayor profundidad en la placa europea que en la ibérica.

8) La magnitud de la subducción de la corteza inferior de Iberia determinada a partir de magnetotelúrica, es compatible con: a) La acomodación en profundidad del acortamiento cortical determinado a partir de medidas de superficie (Muñoz, 1992). b) Un modelo numérico de colisión con delaminación de la corteza ibérica (Beaumont y Quinlan, 1995). c) La anomalía negativa de la velocidad de las ondas P determinada a partir de tomografía sísmica (Souriau y Granet, 1995). d) El modelo de distribución de densidades calculado a partir del ajuste simultáneo de la anomalía de Bouguer y del geoide residual.

Este estudio electromagnético ha aportado nuevas restricciones para interpretar la estructura litosférica de los Pirineos y al mismo tiempo, ha abierto nuevos interrogantes y futuras líneas de investigación. Entre las cuestiones que quedan planteadas, está el estudio de la correlación entre la elevada reflectividad y conductividad que caracteriza a la corteza inferior en comparación con una corteza superior más transparente y menos conductora. Desde la óptica metodológica queda abierto el estudio y corrección de las distorsiones galvánicas en medios tridimensionales. La estructura profunda del límite septentrional de Iberia está

caracterizada por un engrosamiento generalizado de la corteza como evidencian los perfiles sísmicos de reflexión profunda ECORS (Choukroune et al., 1992 y Daignieres et al., 1995) y ESCIN (Pulgar et al., 1995). La caracterización de este engrosamiento mediante una estructura de elevada conductividad en los Pirineos, asociada a una subducción de gran magnitud, sugiere la realización de un nuevo estudio de magnetotelúrica en la prolongación occidental de los Pirineos (Cordillera Cantábrica). Este estudio aportaría nuevos datos sobre la prolongación hacia el oeste del conductor profundo del modelo tridimensional y sobre la caracterización del límite septentrional de Iberia, en particular sobre la magnitud de la subducción.

Referencias.

- Arabelos, D., Barzaghi R., Brovelli M., Forsberg R., Furst W., Gil A. J., Knudsen P., Otero J., Putanen M., Remmer O., Rodriguez G., Sanso F., Schuh D., Sevilla M. J., Sguerso D., Sunkel H., Tscherning C. C., Tziavos I. and Vermer M., The GEOMED Project, XXth IUGG General Assembly, Vienna, 11-24 August.
- Ayala, C. A., M. Fernández, M. Torné and J. Pous. 1996. 2D Geoid Modelling: some remarks in Chapman's algorithm. *Geophys. J. Int.*, 127, 2, 542-544.
- Bahr, K. 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys.*, 62, 119-127.
- Bahr, K. 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 66, 24-38.
- Bailey, R. C. 1990. Trapping of aqueous fluids in the deep crust. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1129-1132.
- Baumgartner, L. P. and Ferry, J. M. 1991. A model for coupled fluid-flow and mixed-volatile mineral reactions with applications to regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 273-285.
- Brasse, H., Echternacht, M. Eisel, M. and Tauber, S. 1996. EM Models of the magmatic arc in Northern Chile. 13th. Workshop on electromagnetic induction in the Earth. Onuma, Japan.
- Beaumont, C. and Quinlan, G. 1994. A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic reflectivity patterns in compressional orogens. *Geophys. J. Int.* 116, 754-783.
- Bendat, J.S. and Piersol, A.G. 1971. Random data: Analysis and measurement procedures. John Wiley & Sons. Nueva York. 407 pp.
- Berdichevski, M.N and Dmitriev, V.I. 1976. Basic Principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves. In: A. Adam (Editor), *Geoelectric and*

- Geothermal studies. KAPG Geophys. Monogr., Akademiai Kiado, Budapest, 165-221.
- Boillot, G. and Capdevila, R. 1977. The Pyrenees: Subduction and collision?. Earth and Planetary Science Letters. 35, 251-260.
- Brace, W. F. 1971. Resistivity of saturated crustal rocks to 40 km based on laboratory measurements. In: J. G. Heacock (Editor), Structure and Physical Properties of the Earth's Crust. AGU Geophys. Monogr. Ser., 14, 206-210.
- Brewitt-Taylor, C. R. and Weaver, J. T. 1976. On the finite difference solution of two-dimensional induction problems. Geophys. J. R. astr. Soc., 47, 375-396.
- Bromek, A. 1982. Modelling of electromagnetic induction for two-dimensional structures by the finite element method. Comparison of the results obtained using the finite element and finite difference methods for a model of the Carpathians. Acta Geophysica Polonica, 30, 153-165.
- Cagniard, L. 1953. Principe de la méthode magnéto-tellurique, nouvelle méthode de prospection géophysique. Ann. Geophys., 9, 95-125.
- Canerot, J. 1989. Rifting eocretace et halocinèse sur la marge iberique des Pyrennes occidentales (France), consequences structurales. Bull. Centre Rech. Expl. Elf Aquitaine, 13(1), 87-89.
- Cantwell, T. 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Tesis doctoral M.I.T.
- Cantwell, T. and Madden, T.R. 1960. Preliminary report of crustal magnetotelluric measurements. J. Geophys. Res., 65, 4202-4205.
- Campfield, P. A. and Gough, D. I., 1977. A Possible Proterozoic plate boundary in North America. Can. J. Earth Sci., 14, 1229-1238.
- Chakridi, R., Chouteau, M. and Marechal, M. 1992. A simple technique for analysing and partly removing galvanic distortion from the magnetotelluric impedance tensor: Application to Abitibi and Kapuskasing data (Canada). Geophys. J. Int., 108, 917-929.

- Chapman, M. E., Techniques for Interpretation of Geoid Anomalies, *J. Geophys. Res.*, 84, 3793-3801, 1979.
- Chave, A. D., Thomson, D. J. and Ander, M. E. 1987. On the Robust Estimation of Power Spectra, Coherences, and Transfer Functions. *J. of Geoph. Res.* 92, B1,633-648.
- Chave, A. D. and Smith, J. T. 1994. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions. *J. Geophys. Res.*, 99, B3, 4669-4682.
- Choukroune, P. and ECORS-Pyrenees Team. 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8(1), 23-39.
- Choukroune, P. and Mattauer, M. 1978. tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne. Comparaison avec des modèles actuels. *Bull. Soc. Geol. France.* 20, 689-700.
- Constable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G. 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- Coward, M.P. and Dietrich, D. 1989. Alpine Tectonics -an overview. in: *Alpine Tectonics* (Coward, M.P. and Dietrich, D. Eds.) *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 1-29.
- Daignières, M., Gallart, J. and Banda, E. 1981. Lateral variations of the crust in the North Pyrenean Zone. *Ann. Geophys.* 37, 435-456.
- Daignières, M., De Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Suriñach, E, Torné, M., and ECORS Pyrénées Team. 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrénées line. *Tectonics*, 8, 1051-1058.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M. and ECORS Team. 1994. The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile. *Publ. Eur. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 4, 199-208.

- D'Erceville, I. and Kunetz, G. 1962. The effect of a fault on the earth's natural electromagnetic field. *Geophysics*, 27, 651-665.
- deGroot-Hedlin, C. and Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- ECORS Pyrenees Team. 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, 508-510.
- ECORS Pyrenees Team. 1992. Proyecto Hispano-Francés ECORS-Pirineos. Madrid, 1992, 137pp.
- Egbert, G. D and Booker, J. R. 1986. Robust estimation of geomagnetic transfer functions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 173-194.
- Etheridge, M. A., Wall, V. J., Cox, S. F. and Vernon, R. H. 1984. High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: implications for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.*, 89, 4344-4358
- Fischer and Le Quang, 1981. Topography and minimization of the standard deviation in one-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophys. phys. J. Roy. Astr. Soc.*, 67, 279-292.
- Fischer, G. 1984. The North Pyrenean magnetic anomaly re-examined. *Ann. Geophys.*, 2, 2, 181-186.
- Fischer, G. 1989. A strong topographic valley effect in AMT and VLF-R measurements. *Geophys. J.*, 96, 469-475.
- Frost, B. R., Fyfe, W. S., Tazaki, K. and Chan, T. 1989. Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust. *Nature*, 340, 134-136.
- Frost, B. R. and Bucher, K. 1994. Is water responsible for geophysical anomalies in deep continental crust? A petrological perspective. *Tectonophysics*, 231, 239-309

- Galdeano, A., Menvielle, M., Merino del Río, J., Rossignol, J.C. et Tessier, C. 1980. Sur l'existence d'accidents transversaux à la chaîne pyrénéenne: apport des sondages géomagnétiques profonds dans le Pays Basque. *Compte Rend. Acad. Sci., Paris*, 290, B227-B230.
- Gallart, J., Banda, E. and Daignières, M. 1981. Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone. *Ann. Géophys.*, 37, 457-480.
- Gallart, J., Olivera, C., Daignières, M. and Hirn, A. 1982. Quelques données récentes sur la relation entre fractures crustales et séismes dans les Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24, 293-298.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M. and Clarke, J. 1979. Magnetotellurics with a remote reference. *Geophysics*, 44, 53-68.
- García, X., Chave, A., and Jones, A. 1996. Robust processing of Magnetotelluric data from the Auroral Zone. 13th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. July 12-18.
- Geyer, R. 1972. The effect of a dipping contact on the behavior of the electromagnetic field. *Geophysics*, 37, 337-350.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C. 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.*, 94, 1913-1925.
- Groom, R. W. and Bailey, R. C. 1991. Analytical investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decomposition. *Geophysics*, 56, 496-518.
- Haak, V. and Hutton, V. R. S. 1986. Electrical resistivity in continental lower crust. In: J.B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall and K. H. Wedepohl (Editors), *The Nature of the Lower Continental Crust*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 24, 35-49.
- Hashin, Z. and Shtrikman, S. 1963. A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *J. Mech. Phys. Solids*, 11, 127-140.

- Heiskanen W. A. and Moritz, H., 1967. *Physical Geodesy*, W. H. Freeman & Co, San Francisco, USA.
- Hermance, J. F. 1982. Refined finite-difference simulations using local integral forms: Application to telluric fields in two dimensions. *Geophysics*, 47, 825-837.
- Hyndman, R. D. and Shearer, P. M. 1989. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophys. J. Int.*, 98, 343-365.
- Hyndman, R. D., Vanyan, L. L., Marquis, G. and Law, L. K. 1993. The origin of electrically conductive lower continental crust: saline water or graphite?. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 81, 325-344.
- Hjelt, S. E. 1988. Regional EM studies in the 80s. *Surv. Geophys.*, 9, 349-387.
- Hjelt, S. E., Korja, T. 1993. Lithospheric and upper-mantle structures, results of electromagnetic soundings in Europe. *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 79, 137-177.
- Jiracek, G. 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11, 163-203.
- Jones, A. G. 1983. The problem of "current channeling": a critical review. *Geophys. Surv.*, 6, 79-122.
- Jones, A. G. 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53, 967-978.
- Jones, A. G., Chave, A. D., Egbert, G., Auld, D. and Bahr, K. 1989. A comparison of techniques for magnetotelluric response function estimation. *J. Geophys. Res.*, 94, 14,201-14,213.
- Jones, A. G. and Craven, J. A., 1990. The North American Central Plains conductivity anomaly and its correlation with gravity, magnetics, seismic and heat flow data in the Province of Saskatchewan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 60, 169-196.

- Jones, A. G. 1992. Electrical properties of the lower continental crust. In: D. M. Fountain, R. Arculus and R. W. Kay (Editors), *Continental Lower Crust*. (Developments in Geotectonics, 23). Elsevier, Amsterdam, pp. 81-143.
- Jones, F. W. and Pascoe, L. J. 1971. A general computer program to determine the perturbation of alternating electric currents in a two-dimensional model. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 23, 3-30.
- Junge, A., 1992. Zur Schätzung der effektiven Anzahl der Freiheitsgrade bei der Bestimmung magnetotellurischer Übertragungsfunktionen, in 14 Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, pp. 139-148, eds Haak, V. & Rodemann, H., Brokheide.
- Kaikkonen, P. 1977. A finite element program package for electromagnetic modeling. *J. Geophys.*, 43, 179-192.
- Karner, G. D. and Watts, A. B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 88, 12, 10449-10477.
- Kato, Y. and Kikuchi, T. 1950. On the phase difference of the earth current induced by changes of the earth's magnetic field, 1 and 2. *Sci. Rept. Tokyo Univ.*, 5th Ser., 139-141-1429-145.
- Kaufman, A. A. and Keller, G. V. 1981. *The Magnetotelluric Sounding Method*. Elsevier. Amsterdam. 596pp.
- Kaufman, A. A. 1985. Distribution of alternating electrical charges in a conducting medium. *Geophys. Prospect.*, 33, 171-184.
- Kaufman, A. A. 1988. Reduction of the Geological Noise in Magnetotelluric Soundings. *Geophys. Prospect.*, 25, 145-161.
- Katsube, T. J. and Mareschal, M. 1993. Petrophysical Model of Deep Electrical Conductors: Graphite Lining as a Source and Its Disconnection Due to Uplift. *Journal of Geophys. Res.*, 98, B5, 8019-8030.

- Kurtz, R. D., DeLaurier, J. M., and Gupta, J. C. 1990. The electrical conductivity distribution beneath Vancouver Island: a region of active plate subduction. *J. Geophys. Res.*, in press.
- Le Breton, N. and Thomson, B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral Petrol.* 99, 226-237.
- Le Pichon, X. and Barbier, F. 1987. Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust, the Northern Bay of Biscay margin. *Tectonics.* 6, 133-150.
- Livelybrooks, D., Banks, R.J., Parr, R.S. and Hutton, V.R.S. 1993. Inversion of electromagnetic induction data for the Iapetus Suture Zone in the U.K. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 81, 67-84.
- Losantos, M., Berastegui, X., Muñoz, J.A. and Puigdefabregas, C. 1989. Corte geológico cortical del Pirineo central (perfil ECORS): Evolución geodinámica de la cordillera pirenaica. II Congreso Geológico de España, Granada. Simposios, 7-16.
- Mackie, R. L., Smith, J. T. and Madden, T. R., 1994. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: The magnetotelluric example. *Radio Science*, 29, 4, 923-935.
- Marillier, F., Tomassino, A., Patriat, Ph. and Pinet, B. 1988. Deep structure of the Aquitaine Shelf: constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscay transect. *Marine and Petroleum Geology.* 5, 65-74.
- Mattauer, M. 1990. Une autre interpretation du Profile ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. France* VI, 2, 307-311
- Marcuello, A. 1989. Inversión bidimensional en Magnetotelúrica. Tesis, 203 pp.
- Marcuello, A., Kaikkonen, P. and Pous, J. 1991. 2-D inversion of MT data with a variable model geometry. *Geophys. J. Int.*, 110, 297-304.

- Mareschal, M., Fyfe, W. F., Percival, J. and Chan, T. 1992. Grain-boundary graphite in Kapuskasing gneisses and implications for lower crustal conductivity. *Nature*, 357, 674-676.
- Mavko, G.M. 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks. *J. Geophys. Res.* 85, 5173-5189.
- Menvielle, M. 1988. Effects of crustal conductivities heterogeneities on the electromagnetic field. *Surveys in Geophysics*, 9, 319-348.
- Millán, J. 1996. Estructura and cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las sierras exteriores Aragonesas. Tesis doctoral. Zaragoza. 330 pp.
- Muñoz, J.A. 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: K.R. McClay (Editor), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London. 235-246.
- Muñoz, J. A., Martínez, A. and Vergés, J. 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrénées. *J. Struc. Geology*, 8, 399-405.
- O'Connell, R.J. and Budiansky, B. 1977. Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.* 82, 5719-5739.
- Oldenburg, D. W. 1992. Inversion of electromagnetic data: an overview of new techniques. *Geophys. Surv.*
- Orellana, E. 1974. *Prospección Geoeléctrica por campos variables*. Paraninfo. Madrid. 571pp.
- Parker, R. L. 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data. *J. Geophys. Res.*, 85, 4421-4425.
- Parker, R. L., and Whaler, K. A. 1981. Numerical methods for establishing solutions to the inverse problem of electromagnetic induction. *J. Geophys. Res.* 86, 9574-9584.

- Parkinson, W.D. 1962. The influence of the continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 80, 177-194.
- Pellerin, L. and Hohmann, G.W. 1990. Transient electromagnetic inversion: a remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, 55, 1242-1250.
- Pinet, B., Montardet, L. and ECORS Scientific Party. 1987. Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine Shelf (Bay of Biscay). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 305-312.
- Pous, J. Ledo, J., Marcuello, A. and Daignières, M. 1995a. Electrical resistivity model of the crust and upper mantle from a magnetotelluric survey through the central Pyrenees. *Geophys. J. Int.* 121, 750-762.
- Pous, J., Muñoz, J.A. Ledo, J., Liesa, M. 1995b. Partial melting of subducted lower crust in the Pyrenees. *J. Geological Society.* 152, 217-220
- Pous, J. Ayala, C. , Ledo, J., Marcuello, A. and Sabat, F. 1995c. 3D modelling of magnetotelluric data and gravity data of Mallorca island (Western mediterranean). *Geophysical Research Letters.* 22, 735-738
- Pous, J. Ledo, J., Marcuello, A. and Queralt, P. 1996. On the resolution of the Darai limestomes by two dimensional MT forward modelling. *J. Geomagnetism. and Geoelec.* In press.
- Pous, J. Ledo, J., Marcuello, A. and Queralt, P. 1996. Two forward modelling of the NACP anomaly (COPROD2R data). *J. Geomagnetism. and Geoelec.* In press.
- Price, A. T. 1973. The theory of geomagnetic induction. *Phys. Earth Planet. Int.*, 7, 227-233.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. and ESCIN Group. 1995. Seismic image of the Cantabrian mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics.* In press.
- Qian, W. and Pedersen, L. B. 1991. Industrial interference magnetotellurics: An example from the Tansghan area, China. *Geophys.*, 56, 267-273.

- Ramussen, T. M. 1988. Magnetotellurics in southwestern Sweden: evidence for electrical anisotropy in the lower crust?. *J. Geophys. Res.*, 93, 7897-7907.
- Rankin, D. 1962. The Magneto Telluric effect on a dike. *Geophysics*, 27, 651-665.
- Rapp, R. H. and Paulis N. K. 1990. The Development and Analysis of Geopotential Coefficient Models to Spherical Harmonic Degree 360. *J. Geophys. Res.*, 95, 21885-21911.
- Reddy, I. K. and Rankin, D. 1973. Magnetotelluric response of a two-dimensional sloping contact by the finite element method. *Pure and Appl. Geophys.*, 105, 847-857.
- Rikitake, T. 1950. Electromagnetic induction within the earth and its relations to the electrical state of the earth's interior. *Bull. Earthquake Res. Ins., Tokio Univ.*, 28, 45-100.
- Rikitake, T. 1951. Electromagnetic induction within the earth and its relations to the electrical state of the earth's interior. *Bull. Earthquake Res. Ins., Tokio Univ.*, 29, 61-69.
- Rokityanski, I. I. 1961. On the application of the magnetotelluric method to anisotropic and inhomogeneous masses. *Izvestia*, 11, 1607-1613.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Cámara, P and Déramond, J. 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.
- Schnegg, P.-A., Fischer, G., Le Quang, B.V. and Ranieri, G. 1987. A magnetotelluric study in the Campidano Graben of Sardinia. *J. Geophys.*, 61, 30-38.
- Schmucker, U. 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. *J. Geomagn. Oceanogr., Univ. Calif. Press*, 13.

- Schmucker, U. 1986. 2D Modellrechnungen - neue Fassung älterer Programme. Protokoll Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung (Hg. V. Haak und H. Homilius), Lerbach.
- Schmeling, H. 1985. Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electric properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity. *Phys. Earth and Planet. Int.*, 41, 34-57.
- Schmeling, H. 1985. Partial melt below Iceland: a combined interpretation of seismic and conductivity data. *Journal of Geophysical Research*. 90, 10105-10116.
- Schnegg, P. A. 1993. An automatic Scheme for 2-D modelling, based on low-order polynomial fitting. *J. Geomag. and Geoelec.* 45. 1039-1043.
- Séguret, M. and Daignières, M. 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees: discussion. *Tectonophysics*. 129, 303-318.
- Silvester P. and Haslam, C. R. S. 1972. Magnetotelluric modeling by the finite element method. *Geophys. Prospect.*, 20, 872-891.
- Sims, W., Bostick, F. and Smith, H. 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36, 5, 938-942.
- Smith, J. T. and Booker, J. R. 1991. Rapid inversion of two and three-dimensional magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.*, 96, 3905-3922.
- Souriau, A. and Granet, M. 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.*, 100, B9, 18117-18134.
- Sternberg, B.K., Washburne, J.C. and Pellerin, L. 1988. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53, 1459-1468.
- Suriñach, E., Daignieres, M., Gallart, J., Hirn, A. and Torne, M. 1992. Acciones geofísicas complementarias al perfil ECORS-Pirineos (Programa B) en Proyecto Hispano-Frances ECORS-Pirineos. Memoria final de Proyecto.

- Suriñach, E., Marthelot, J. M., Gallart, J., Daignières, M. and Hirn, A. 1993. Seismic images and evolution of the Iberian crust in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 221, 67-80.
- Talwani, M., Worzel J. and Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Teixell, A. 1992. Estructura alpina en la transversal de la terminació occidental de la Zona Axial pirinenca. PhD Thesis. Univ. de Barcelona. 252 pp.
- Teixell, A. 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc. London*, 153, 301-310.
- Tihonov, A. N. 1950. On determination of electric characteristics of deep layers of the Earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 151, 501-504.
- Thomson, A. B. 1988. Dehydration melting of crustal rocks. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, 43, 41-60.
- Thomson, D. J. and Chave, A. D. 1991. Jackknifed error estimates for spectra, coherences, and transfer functions. In Haykin, S., editor, *Advances in Spectrum Analysis and Array Processing*, Vol. 1, chapter 2. Prentice Hall.
- Thompson, A.B. 1992 en *Understanding the Earth*. Eds. Brown, G.C., Hawkesworth, C.J. and Wilson, R.C.L. Cambridge University press, 551 pp.
- Torné, M. 1988. Cartografia i interpretació gravimètrica de Catalunya. Tesis. 176 pp.
- Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M. and Rivero, A. 1989. Gravity constraints in the deep structure of the Pyrenean Belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165, 105-116.
- Tsong, I. S. T., Knipping, U., Loxton, C. M., Magee, C. W. and Arnold, G. W. 1985. Carbon on surfaces magnesium oxide and olivine single crystals. Diffusion from the bulk or surface contamination?. *Phys. Chem. Minerals*, 12, 261-272.

- Vergés, J. Estudi tectònic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. 1993. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 203 pp.
- Vielzeuf, D. 1984. Relations de phases dans les faciès granulite et implications géodynamiques. L'exemple des granulites des Pyrénées. Thèse Doctorat d'État, Clermont-Ferrand, 288 pp.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J. R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral Petrol*, 98, 257-276.
- Vozoff, K. 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 19, 281-289.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W. and Ward, S. H. 1984. Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 49, 1517-1533.
- Wannamaker, P. E., Stodt, J. A. and Rijo, L. 1986. Two-dimensional topographic response in magnetotellurics modeled using finite elements. *Geophysics*, 51, 2131-2144.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J. A. and Rijo, L. 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88, 277-296.
- Watson, E. B., 1986. Immobility of reduced carbon along grain boundaries in dunite. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 529-532.
- Watson, E.B. and Brenan, J.M. 1987. Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties and fluid inclusion formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 497-515.
- Weidelt, P. 1975. Electromagnetic induction i three-dimensional structures. *J. Geophys.*, 41, 85-109.
- Wiese, H. 1962. Geomagnetische Tiefentellurik. *Geophys. Pura Appl.*, 52, 83-103.

- Williams, G.D. and Fischer, M.W. 1984. A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3(7), 773-780.
- Wilmart, E., Clocchiatti, R., Duchesne, J. and Touret, J. L. R. 1991. Fluid inclusions in charnokites from the Bjerkreim-Sokndal massif (Rogaland, southwestern Norway): fluid origin and in situ evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 453-462.
- Yardley, B. W. D. 1981. Effect of cooling on the water content and mechanical behaviour of metamorphosed rocks. *Geology*, 9, 405-408.
- Zeyen, H. and Fernández, M. 1994 Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostatic analysis: Application to the NE Spanish Geotranssect, *J. Geophys. Res.*, 99, 18089-18102.
- Zeyen, H, Pous, J. 3-D joint inversion of magnetic and gravimetric data with a priori information. *Geophysical Journal International*. 112, 244-256.
- Zhang, P., Pedersen, L. B., Mareschal, M., and Chouteau, M. 1993. Channelling contribution to tipper vectors: a magnetic equivalent to electrical distortion. *Geophys. J. Int.*, 113, 693-700.
- Zhdanov, M. S., Golubev, N. G., Spichac, V. V. and Varentsow, I. M. 1982. The construction of effective methods for electromagnetic modelling. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68, 589-607.

APÉNDICE

A-1 Parámetros elásticos efectivos

La velocidad de propagación de las ondas P y S se relaciona con el módulo de incompresibilidad (k) y el módulo de cizalla (μ) a partir de:

$$v_p = \sqrt{\frac{k + 4\frac{\mu}{3}}{\rho}}$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

En un medio formado por dos fases, una matriz encajante y unas intrusiones, los parámetros elásticos efectivos dependen de la cantidad de intrusiones presentes y de su distribución geométrica. Vamos a considerar dos casos, que las intrusiones se distribuyen en elipsoides y que las intrusiones forman un sistema interconectado de tubos.

A-1.1 Elipsoides

O'Connell y Budiansky (1977) estudiaron los parámetros elásticos de un material en el cual existían pequeñas películas de fluidos. En su trabajo aproximaron estas películas por elipsoides planos en los cuales los ejes de los elipsoides cumplían la siguiente relación $a=b \gg c$ y definieron el cociente $\alpha=c/a$. Con estas definiciones los parámetros elásticos efectivos se expresan como:

$$\frac{1}{k^*} = \frac{1}{k_m} + \left(\frac{1}{k_p} - \frac{1}{k_m} \right) \frac{c}{1 + \frac{k_m \alpha^2}{H(\alpha + Hc)} \left(\frac{1}{k_p} - \frac{1}{k_m} \right)}$$

donde

$$H = \frac{4(1 - \nu^2)}{3\pi(1 - 2\nu)}$$

$$\mu^* = \mu \left[1 - \frac{32}{45}(1 - \nu) \left(D + \frac{3}{2 - \nu} \right) c \right]$$

donde

$$D = 1 + \frac{4(1 - \nu^2)k_p}{3\pi\alpha(1 - 2\nu)k^*}$$

Donde k^* y m^* son los parámetros elásticos efectivos del medio; el subíndice m se refiere a la fase encajante, mientras que el subíndice p corresponde a la fase menor y el término c representa la fracción o concentración de la fase menor.

A-1.2 Tubos

Mavko (1980) determinó los parámetros elásticos cuando el fluido estaba distribuido en forma de tubos a lo largo del borde de los granos. Para ello consideró una matriz isotrópica que contenía una distribución homogénea de tubos, la sección de los cuales viene determinada por un parámetro ϵ que permitía variar la sección de los tubos (ver fig. 1). En este caso las expresiones de los parámetros elásticos efectivos.

$$\frac{1}{k^*} = \frac{1}{k_m} + \frac{c}{k_m - k_p} \left\{ \frac{k_p}{k_m - k_p} + \frac{3(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu) \left(\frac{2(1 - \nu)[(2 + \epsilon)^2 + 2]}{(2 + \epsilon)^2} + \frac{(1 - 2\nu)^2[(2 + \epsilon)^2 - 2]}{2(1 + \nu)(2 + \epsilon)^2} \right)} \right\}^{-1}$$

$$\frac{1}{\mu'} = \frac{1}{\mu_m} + \frac{c}{\mu_m} \left\{ \frac{4}{5} + \frac{1}{15} \left[\frac{2(1-\nu)[(2+\varepsilon)^2 + 2]}{(2+\varepsilon)^2} - \frac{2(1+\nu)[(2+\varepsilon)^2 - 2]}{(2+\varepsilon)^2} \right] + \frac{8}{5}(1-\nu) \right\}$$

$$\frac{1}{\mu^*} = \frac{1}{\mu'} + \frac{c}{15\mu_m} \left\{ \frac{2(1-\nu)[(2+\varepsilon)^2 + 2] - (1-2\nu)[(2+\varepsilon)^2 - 2]}{-2(1-\nu)[(2+\varepsilon)^2 + 2] + \mu_s[(2+\varepsilon)^2 - 2] \left[\frac{1}{k_m} - \frac{1}{k_p} - \frac{(1-2\nu)^2}{2\mu_m(1+\nu)} \right]} \right\} \cdot \left\{ \frac{2(1-\nu)[(2+\varepsilon)^2 + 2] - (1-2\nu)[(2+\varepsilon)^2 - 2]}{(2+\varepsilon)^2} \right\}$$

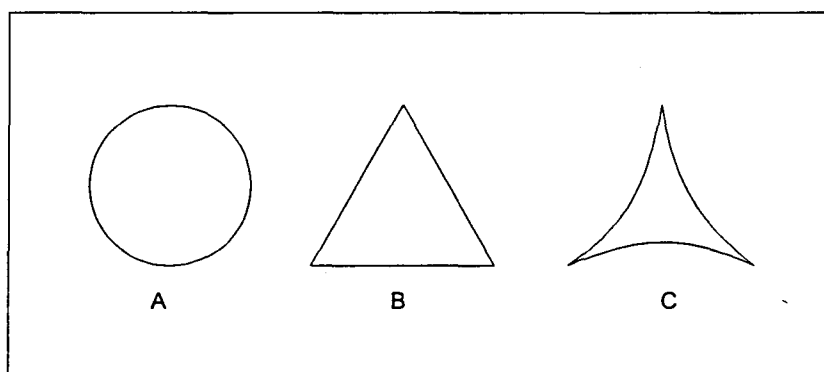


Figura 1. Sección de los tubos en el modelo de Mavko (1980), A: $e = \text{Infinito}$; B: $e = 1$; C: $e = 0$. Modificado de Mavko (1980).

A-2 Conductividad eléctrica efectiva

La geometría de las intrusiones y particularmente el grado de interconexión de estas, tiene una importancia crítica al calcular la conductividad efectiva, debido a que

las conductividades de la matriz sólida y del fluido pueden diferir en más de seis órdenes de magnitud, en contraste con los modelos sísmicos donde las diferencias en las propiedades de la matriz y el fluido solo son de un factor 2-4.

A-2.1 Límites de Hashin-Shtrikman

Si no se conoce nada acerca de la geometría de las intrusiones el valor de la conductividad efectiva se halla comprendido entre un límite inferior y otro superior (Waff, 1974). Los valores de la conductividad eléctrica para estos casos se conocen como límites de Hashin-Shtrikman. El límite superior de Hashin-Shtrikman es:

$$\sigma_{HS^+} = \sigma_p + (1-c) \left(\frac{1}{\sigma_m - \sigma_p} + \frac{c}{3\sigma_p} \right)^{-1}$$

mientras que el límite inferior es:

$$\sigma_{HS^-} = \sigma_m + c \left(\frac{1}{\sigma_p - \sigma_m} + \frac{1-c}{3\sigma_m} \right)^{-1}$$

El subíndice m se refiere a la fase encajante, mientras que el subíndice p corresponde a la fase menor y el término c representa la fracción o concentración de la fase menor.

A-2.2 Elipsoides

Si las intrusiones están distribuidas en forma de elipsoides aislados entre sí la conductividad efectiva (Schmelting, 1986) se puede obtener a partir de

$$\sigma_{iso} = \frac{1}{3} (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$$

donde

$$\sigma_i = \sigma_m \frac{(1-c)(n_i-1)\sigma_m + (n_i - (n_i-1)(1-c))\sigma_p}{(n_i-1+c)\sigma_m + (1-c)\sigma_p}$$

$i=1,2,3$

donde

$$n_1 = n_2 = \frac{-2h^3}{h - (1+h^2)\operatorname{arctg} h}$$

$$n_3 = \frac{-h^3}{(1+h^2)(\operatorname{arctg} h - h)}$$

y

$$h = \sqrt{\alpha^{-2} - 1}$$

$$\alpha \leq 1$$

a es el aspecto de las intrusiones

Schmeling (1986) propuso una nueva fórmula en el caso de que existiera cierta conexión entre los elipsoides. En su artículo propone una expresión estadística para hallar el grado de interconexión de los elipsoides. El grado de interconexión depende de la concentración (c) de las intrusiones así como de su aspecto (a). El número n de elipsoides al cual está conectada un elipsoide viene dado por:

$$n = (5.65 + 1.72/a)c$$

El valor máximo de n según Schmeling (1986) es de 4, la probabilidad de que una de las intrusiones este conectada con otras vendrá dada por

$$p(\alpha, c) = \begin{cases} n(\alpha, c) / n_{\max} & n \leq n_{\max} \\ 1 & n \geq n_{\max} \end{cases}$$

Si los elipsoides están aislados entre sí tendremos que $p=0$ y la conductividad efectiva será σ_{iso} . Si $p=1$, es decir, las intrusiones están totalmente conectadas entre sí, la conductividad vendrá dada por el límite superior de Hashin-Shtrikman. Para valores intermedios, una buena aproximación de la conductividad efectiva es considerar la media geométrica (Schmeling, 1983).

$$\sigma_{\text{gm}} = \sigma_{\text{HS}^+}^p \cdot \sigma_{\text{iso}}^{(1-p)}$$

A-2.3 Tubos

La conductividad de un sistema que contiene intrusiones que se distribuyen formando tubos a lo largo de los bordes de los granos que componen la matriz puede aproximarse por una red cúbica en la que los tubos tienen la misma sección (Grant y West, 1965), La conductividad eléctrica para este sistema es:

$$\sigma_t = \frac{1}{3}c\sigma_p + (1-c)\sigma_m$$

