

Departamento de Geología
Facultad de Geología

Trabajos de Geología

núm. 22 2000

Trabajos de Geología



UNIVERSIDAD DE OVIEDO

núm. 22 2000

ESTRUCTURA
CORTICAL DE LA CORDILLERA
Y
MARGEN CONTINENTAL CANTÁBRICOS:
PERFILES ESCI-N

ESTRUCTURA
CORTICAL DE LA CORDILLERA
Y
MARGEN CONTINENTAL CANTÁBRICOS:
PERFILES ESCI-N

Jorge Gallastegui Suárez

Editor:
Alberto Marcos Vallaure
Dpto. de Geología
Universidad de Oviedo

Coden TBGLA9. ISSN: 0474-9588

Composición e impresión: *Mercantil Asturias, S. A.* – D. L.: As.-2.788/02

TRABAJOS DE GEOLOGÍA

N.º 22 (Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N)

1. Introducción	9
1.1. Objetivos y estructura del trabajo	12
1.2. Metodología	13
1.3. Estudios geofísicos previos	24
1.4. El proyecto ESCIN	27
1.5. Aportaciones del proyecto ESCIN	28
2. Contexto geológico	30
2.1. La Orogenia Varisca	31
2.2. La evolución postpaleozoica de la Placa Ibérica: el ciclo alpino	36
3. La estructura del margen noribérico	41
3.1. Contexto geológico del margen noribérico	43
3.2. Interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión convencional en la plataforma	57
3.3. El perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-4	74
3.4. Interpretación de las líneas convencionales y del perfil ESCIN-4	89
3.5. Síntesis y discusión	100
4. Estructura profunda de la Cordillera Cantábrica: el perfil ESCIN-2	102
4.1. El perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2	103
4.2. Interpretación del perfil ESCIN-2	116
4.3. Modelización directa del perfil ESCIN-2	119
4.4. Discusión y conclusiones	126
5. La estructura del borde septentrional de la Cuenca del Duero	127
5.1. Contexto geológico de la Cuenca del Duero	127
5.2. Los sondeos	132
5.3. Los perfiles de sísmica de reflexión	136
5.4. Síntesis y discusión de la estructura de la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero	160

6. Gravimetría	165
6.1. El Mapa de anomalías gravimétricas: datos empleados	166
6.2. Modelización gravimétrica	171
6.3. Discusión y conclusiones	180
7. La estructura de la corteza	185
7.1. Síntesis de la estructura de la corteza entre la Cuenca del Duero y el margen Noribérico: la transecta N-S	186
7.2. La estructura tridimensional de la corteza en la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico: comparación de las cortezas varisca y alpina	194
7.3. La estructura de otras cordilleras alpinas	200
7.4. Consideraciones finales sobre la estructura de la Cordillera Cantábrica	206
8. Conclusiones	209
9. Bibliografía	212
Anexos	223

Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N.

Jorge Gal lastegui Suárez

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n 33005 - Oviedo

jorge@geol.uniovi.es

Resumen: Se ha estudiado la estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico a lo largo de una transecta N-S en torno al meridiano 5°O, empleando todos los datos geológicos y geofísicos disponibles, especialmente los perfiles de sismica de reflexión vertical ESCIN-2 (terrestre) y ESCIN-4 (marino). La estructura cortical es el resultado de la superposición de la deformación alpina, debido al cierre parcial del Golfo de Vizcaya durante el Terciario, sobre la estructura cortical consolidada tras la Orogénesis Varisca. El orógeno tiene una estructura, en dirección N-S, de cuña orogénica con doble vergencia en los extremos, donde se desarrollan sendas cuencas de antepaís, al S la Cuenca del Duero y al N la cuenca de la plataforma noribérica. Bajo la Cordillera Cantábrica la corteza está engrosada y se desarrolló una importante raíz cortical debido al deslizamiento hacia el S de la corteza inferior del margen noribérico. Una cuña de esta corteza se indentó entre la corteza superior y media ibérica, forzando la delaminación y subducción hacia el N de las cortezas media e inferior ibérica hasta una profundidad de más de 55 km. Al mismo tiempo la cordillera fue levantada por una serie de cabalgamientos corticales vergentes al S, enraizados a 14-15 km de profundidad. El acortamiento estimado del margen durante el Terciario es de 96 km.

Abstract: The aim of this study is the N-S crustal structure of the Cantabrian Mountains and the North Iberian margin along a transect close to the 5°W meridian. The geological transect is based on all geological and geophysical data available, especially the onshore and offshore deep seismic reflection profiles ESCIN-2 and ESCIN-4. The structure of the orogen results from the superposition of the Alpine deformation, related to the partial closure of the Bay of Biscay during the Tertiary, on the Variscan crust. The N-S structure is that of an orogenic prism, with opposite vergences at both ends where two foreland basins developed: the Duero Basin in the S and the North Iberian platform basin in the N. The lower crust from the North Iberian margin slid southwards along a detachment and indented between the upper and middle Iberian crust. This forced the delamination and northwards underthrusting of the middle and lower Iberian crust. As a result, the crust thickened under the Cantabrian Mountains and a 55 km thick crustal root developed. Simultaneously, the Cantabrian Mountains were uplifted by several north vergent crustal thrusts rooted at 14-15 km deep. Shortening of the margin during the Tertiary has been estimated in 96 km.

1. INTRODUCCIÓN

A lo largo del último siglo y medio, la Cordillera Cantábrica, más en concreto la zona de este estudio, ha sido el objetivo de numerosos y exhaustivos trabajos geológicos. Los primeros, que comienzan con la publicación del trabajo de Schulz (1858) sobre la geología de Asturias, tenían un objetivo eminentemente aplicado, debido al potencial

minero y económico de la zona. Los trabajos posteriores, especialmente los llevados a cabo a partir de la década de los 60, pusieron en evidencia que en la Cordillera Cantábrica aflora una excepcional sección completa de un orógeno varisco, a lo largo de más de 500 km, preservado desde las zonas más internas del mismo en el oeste, hasta las más externas en el este. Sin embargo, la magnitud del trabajo

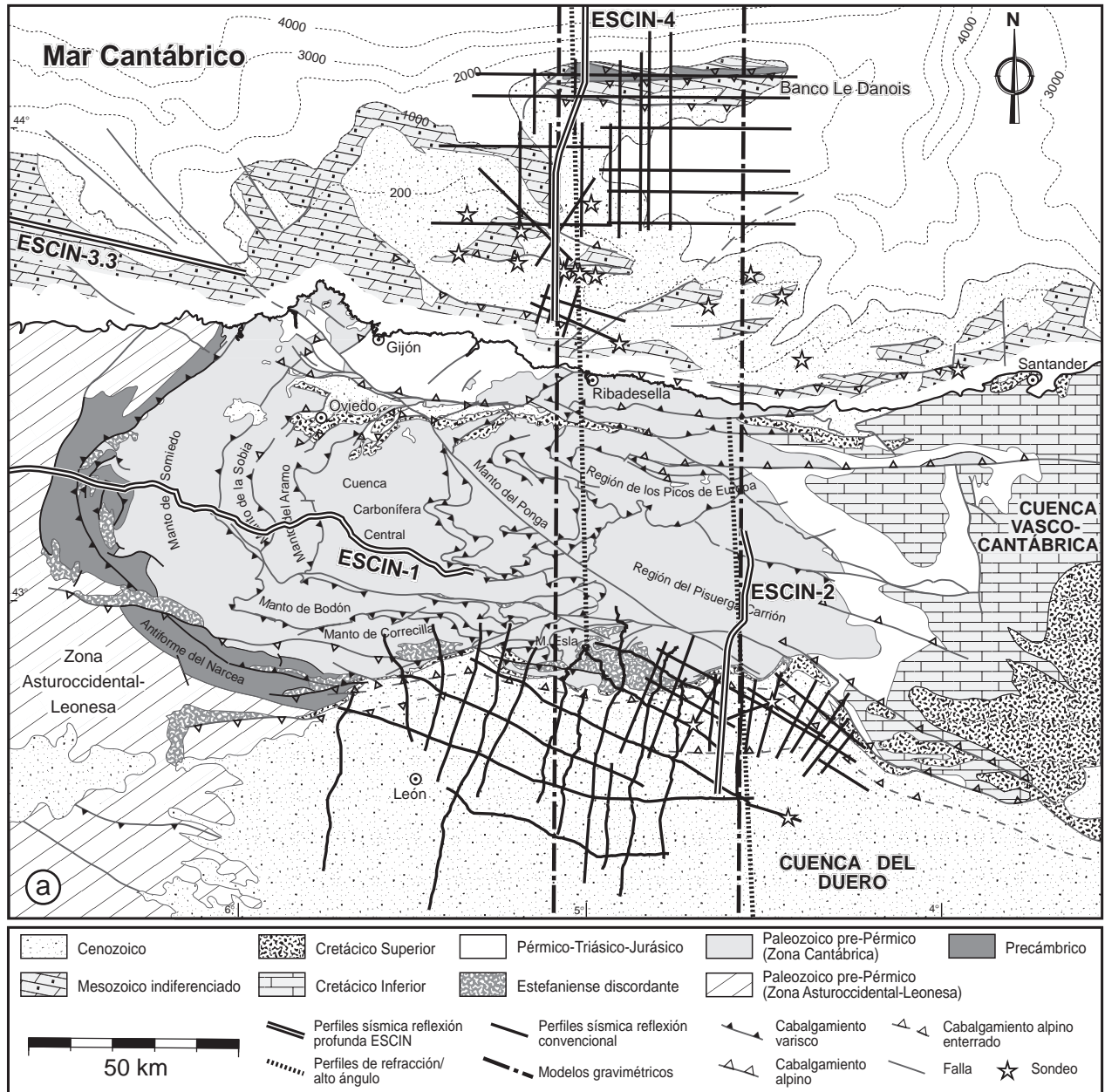
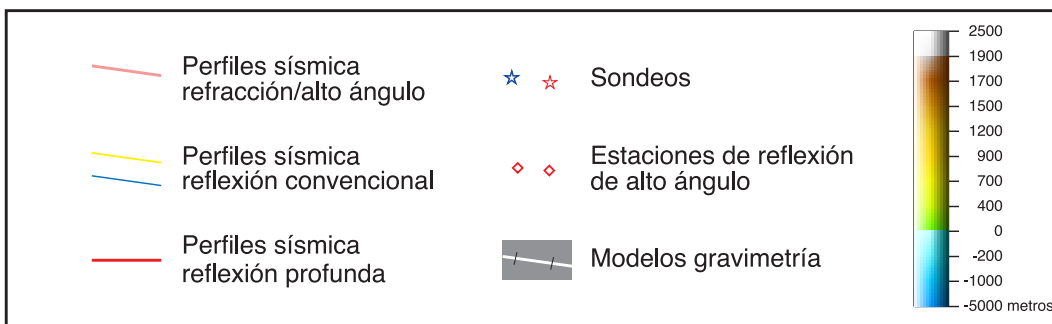
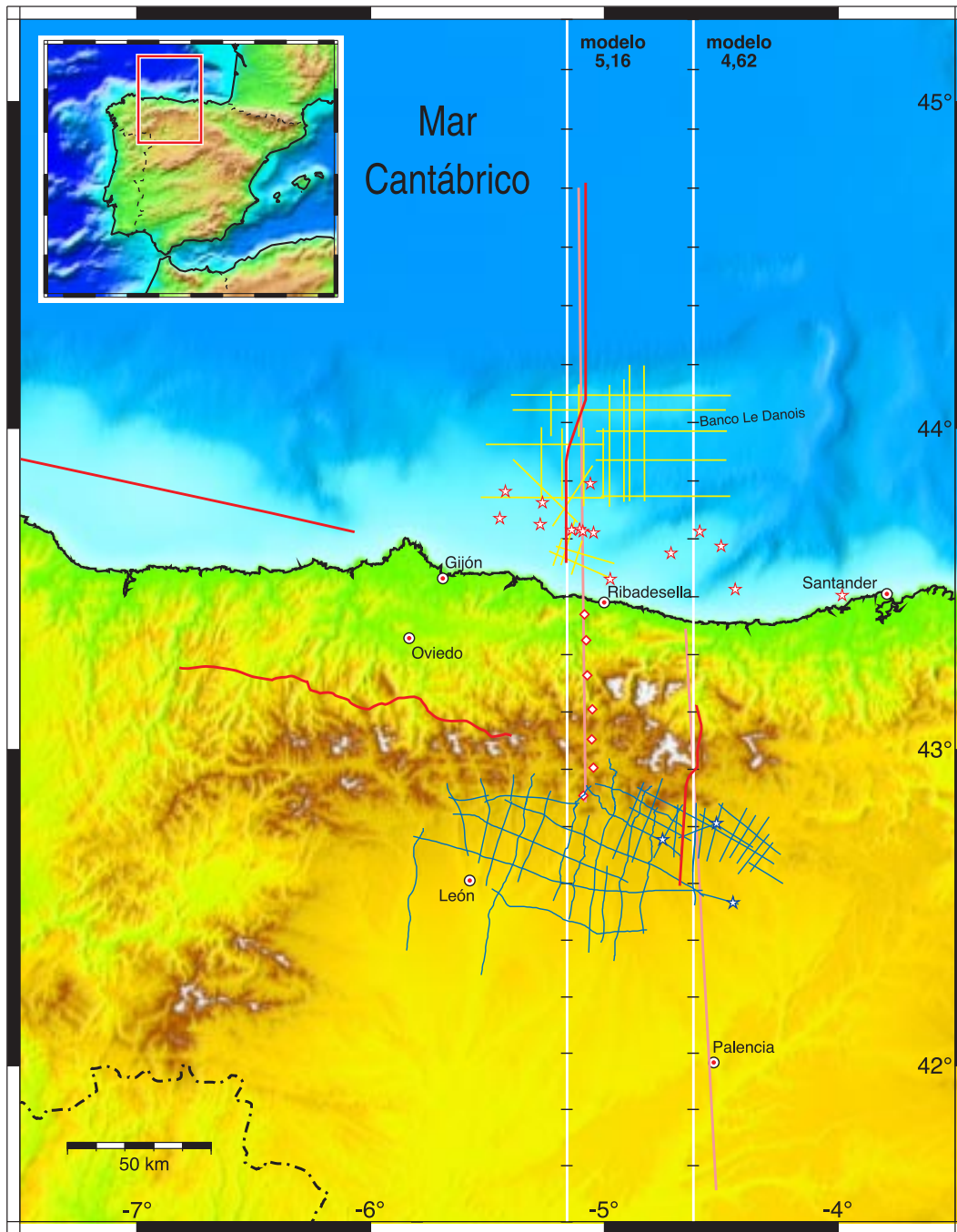


Figura 1. a) Mapa geológico y de situación de la zona estudiada. Tomado de Alonso y Pulgar (1995). b) Mapa topográfico y batimétrico de la zona estudiada, obtenido del modelo digital del terreno utilizado para el cálculo de la anomalía de Bouguer completa. Las mayores alturas, por encima de 2000 m, se localizan en la zona de los Picos de Europa. La llanura abisal tiene una profundidad máxima entre -4800 y -5000 m. El intervalo de contorno es 250 m. En ambos mapas se ha representado la posición de los perfiles de sísmica de reflexión y refracción estudiados y/o mencionados a lo largo de este trabajo, y la localización de los sondeos y perfiles gravimétricos modelizados.

desarrollado y el alto grado de conocimiento adquirido sobre la estructura varisca de la zona, contrasta con los pocos estudios dedicados a otros aspectos importantes como: la estructura alpina responsable en última instancia del relieve cantábrico, la estructura del margen continental noribérico o la estructura general a escala cortical. Así por ejem-

plo: la deformación alpina había sido tradicionalmente infravalorada hasta los trabajos recientes de Alonso y Pulgar (1995) y Alonso et al. (1996), los últimos estudios sobre el margen noribérico se remontaban a finales de la década de los 80 y la estructura cortical profunda estaba muy mal definida por la escasez de datos geofísicos. El proyecto ES-



CIN (Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte) (ver Apartado 1.4), junto con otros proyectos asociados, nació con el fin de paliar estas lagunas y ha permitido ahondar en el conocimiento de estos aspectos (ver Apartado 1.5).

El presente estudio se enmarca dentro de los trabajos realizados al amparo del proyecto ESCIN y sus objetivos primordiales son el estudio de la estructura cortical en una sección N-S integrando toda la información geológica con los datos geofísicos disponibles, especialmente los perfiles de sísmica de reflexión profunda (ESCIN-2 y ESCIN-4) y numerosos perfiles de sísmica de reflexión convencional. La zona de estudio se extiende a lo largo de una franja N-S que incluye zonas de la Meseta Castellana, La Cordillera Cantábrica, así como los fondos de la plataforma continental cantábrica y la llanura abisal del Mar Cantábrico (Fig. 1). Las coordenadas geográficas de los vértices del área estudiada son: 45°15'N, 41°30'N, 6°00'O y 4°00'O. Desde el punto de vista administrativo, la porción terrestre comprende partes de las provincias de Asturias, Cantabria, Palencia, León y Burgos, mientras que la marina incluye parte de las aguas frente a las costas de Asturias y Cantabria.

Mientras que la Cuenca del Duero en el sur es una zona relativamente plana entre 700 y 1000 m, en el resto del área el relieve es abrupto. La Cordillera Cantábrica forma una cadena montañosa paralela y próxima a la costa, con alturas máximas en la zona de los Picos de Europa superiores a 2600 m, cortada perpendicularmente por valles fluviales orientados en dirección N-S. La plataforma continental cantábrica (0-200 m de profundidad) es estrecha, apenas 30-40 km, pero hay que destacar la existencia de una plataforma más profunda (Banco Le Danois) a 70 km de la costa, con profundidades entre 500 y 700 m, separada de la anterior por una plataforma interior con una profundidad máxima cercana a 1000 m. El talud continental es especialmente escarpado y conduce a la llanura abisal cantábrica cuya profundidad oscila entre 4000 y 5000 m.

1.1. Objetivos y estructura del trabajo

Como ya se ha mencionado, los objetivos principales de este trabajo son el estudio de la estructura de la corteza del margen noribérico y la Cordillera

Cantábrica integrando los datos geológicos y geofísicos. Los objetivos más concretos son:

- El estudio de la estructura y evolución de la cuenca meso-terciaria del margen noribérico y de la Cuenca terciaria del Duero, a partir de los datos de: sondeos, sísmica de reflexión convencional y sísmica de reflexión profunda.
- El estudio de la estructura y evolución alpina de la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico a escala cortical y la elaboración de un modelo geológico N-S.
- La elaboración de un mapa de la anomalía gravimétrica de Bouguer con corrección topográfica en tierra y de aire libre en el mar, para realizar la modelización gravimétrica del modelo cortical y comprobar su validez.
- La restitución del corte geológico con el fin de evaluar el acortamiento terciario y obtener la estructura del margen antes del mismo.
- La comparación de la estructura del orógeno en dirección N-S (estructura alpina) y en dirección E-O (estructura varisca) y el estudio de la influencia de las estructuras variscas en el desarrollo de las estructuras alpinas.
- La comparación de la estructura de este orógeno con la de otros similares: Pirineos, Alpes, etc.

A continuación se presenta una breve descripción de la metodología, técnicas y datos empleados en cada uno de los apartados principales en que se ha estructurado esta memoria:

En el Apartado 2 se describe la geología de la zona estudiada en el contexto de la evolución de las placas tectónicas. Se toma como punto de partida la situación geotectónica tras la Orogenia Varisca y se describe la evolución de la Placa Ibérica, más en concreto de su margen septentrional, en relación con las placas Norteamericana, Euroasiática y Africana que la circundan. En cada uno de los apartados posteriores se describe con más detalle la geología de cada zona estudiada, para enmarcarlas dentro de su contexto geológico regional.

El estudio de la estructura del margen noribérico en el entorno de la latitud 5°, entre la llanura abisal y la costa se realiza en el Apartado 3. Para ello se

interpretaron una selección de 25 perfiles de sísmica de reflexión convencional, adquiridos para la investigación de hidrocarburos, y el perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-4. Al perfil ESCIN-4 obtenido con el procesado convencional se le aplicó un procesado adicional con el fin de mejorar la relación señal/ruido. Las secciones sísmicas interpretadas corresponden a perfiles migrados, habiendo sido varios de ellos transformados a profundidad mediante la técnica de inversión del trazado de rayos. La interpretación se apoyó en datos de sondeos realizados en la plataforma para la prospección de hidrocarburos.

En el Apartado 4 se presenta el estudio de la estructura y evolución del sector meridional de la Cordillera Cantábrica y del borde septentrional de la Cuenca del Duero a escala cortical, mediante la interpretación del perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2 al que se le aplicó un procesado adicional, similar al de ESCIN-4. Además se obtuvo la sección en profundidad de dicho perfil, equivalente a un corte geológico, mediante la modelización directa por trazado de rayos de los reflectores interpretados que permite dar validez a la interpretación del perfil.

El Apartado 5 se dedica al estudio de la estructura y evolución del borde septentrional de la Cuenca del Duero, para lo que se interpretaron 38 perfiles de sísmica de reflexión procedentes de la exploración de hidrocarburos. Su interpretación se apoyó en los datos de 3 sondeos perforados con el mismo fin, especialmente el sondeo El Campillo, del que se obtuvo un sismograma sintético que permitió reconocer y datar los reflectores en las líneas sísmicas. Como complemento a la interpretación de los perfiles se elaboraron mapas de isocronas de diversos horizontes que fueron convertidos a profundidad (mapas de isobatas) mediante la técnica de inversión del trazado de rayos en tres dimensiones o migración de mapas.

La modelización gravimétrica bidimensional de dos secciones corticales desde la Cuenca del Duero hasta la llanura abisal del Golfo de Vizcaya se aborda en el Apartado 6. Como paso previo se realizó una campaña de campo de recogida de datos gravimétricos, que se combinaron con datos cedidos por el BGI (*Bureau Gravimétrique International*, París), para obtener un mapa de anomalías gra-

vimétricas de Bouguer con corrección topográfica en tierra y de la anomalía de aire libre en mar.

Por último, en el Apartado 7 se presenta un modelo cortical N-S de la zona estudiada, entre la Cuenca del Duero y el centro del Golfo de Vizcaya, en el que se sintetizan los datos obtenidos en los apartados anteriores. El corte geológico se restituyó con el fin de evaluar el acortamiento terciario del mismo y la morfología del borde continental antes del mismo. También se realizó un estudio comparativo de la estructura de la Cordillera Cantábrica en las direcciones N-S y E-O, posteriormente se comparó la estructura cortical de la transecta estudiada con la de otros orógenos de colisión similares, como los Pirineos y los Alpes, analizando la estrecha relación entre la cadena Pirenaica y la Cordillera Cantábrica. Por último se construyó un mapa de profundidades de la base de la corteza en el NO de la Península Ibérica y su margen continental sintetizando la información de todos los datos geofísicos disponibles.

1.2. Metodología

En este apartado haremos una descripción de las técnicas y métodos de estudio empleados para la consecución de los objetivos fijados. En algunos casos se han introducido apartados teóricos dada la necesidad de la utilización de determinadas técnicas.

Interpretación de los perfiles de sísmica de reflexión

Se han empleado perfiles de sísmica de reflexión profunda para el estudio a escala cortical de la zona y perfiles de sísmica de reflexión convencional para el estudio detallado de la plataforma continental cantábrica y del borde septentrional de la Cuenca del Duero. Aunque ambos tipos de perfiles se obtienen mediante el mismo método y su estudio se basa en ambos casos en la identificación e interpretación de los reflectores a lo largo del perfil, las características de ambos tipos de perfiles hacen que su interpretación sea ligeramente diferente. En los perfiles convencionales se interpretan reflectores individuales, que se correlacionan de un perfil a otro en los puntos de intersección y que en ocasiones afloran en superficie, facilitando su atribución a un nivel geológico conocido. En los perfiles profundos, únicamente se encuentran este tipo

de reflectores en niveles someros. En las zonas profundas se interpretan, más bien, bandas de reflectores alineados y las variaciones de la facies sísmica originadas por sectores de la corteza con características diferentes.

Los perfiles sísmicos de reflexión no muestran la verdadera geometría de las estructuras geológicas ya que su escala vertical es tiempo. Por ello es necesario convertir las secciones tiempo a secciones con la escala vertical en profundidad. Para la elaboración de dichas secciones se emplearon diferentes técnicas de modelización de los datos sísmicos, todas ellas basadas en el trazado de rayos sísmicos (*raytracing*). En apartados posteriores se discutirán brevemente los aspectos teóricos de los diferentes tipos de modelizaciones empleados en cada caso.

El método de estudio de los perfiles convencionales comienza por la identificación de las reflexiones y su correlación con la geología de superficie y los sondeos. En la Cuenca del Duero, la correlación se realizó mediante la obtención de un sísmograma sintético del sondeo El Campillo, que permitió reconocer y datar los reflectores del perfil N10 que lo atraviesa. En los perfiles marinos no se dispuso del registro sónico de velocidades, por lo que los reflectores se correlacionaron con los niveles geológicos identificados en los sondeos en función de su posición en la columna estratigráfica y de las relaciones geométricas de los reflectores entre sí, que permitían diferenciar secuencias separadas por discordancias. En ambos casos, se interpretaron los reflectores a lo largo de todos los perfiles, correlacionándolos en los puntos de intersección, hasta obtener su distribución tridimensional en toda la zona estudiada. En este tipo de estudios se ha de prestar especial atención a los puntos de intersección entre líneas, dado que una correlación errónea de los reflectores produce errores que se arrastran a lo largo de todo el estudio. Para evitarlo, se han interpretado las intersecciones de los perfiles en bucles, de manera que los reflectores coincidan sobre ellos mismos en el nudo final de cada bucle. En caso de no cerrar el bucle se procedió a revisar la interpretación para localizar y corregir el error. Hay que mencionar que en ambas zonas, los perfiles pertenecen a distintas campañas de recogida de datos, que tienen diferentes procesados, por lo que los reflectores

se encuentran en ocasiones desplazados unas centésimas de segundo en las intersecciones.

Durante el estudio de los perfiles convencionales de la Cuenca del Duero se digitalizaron las reflexiones de diferentes horizontes seleccionados (base de los depósitos continentales del Terciario, base de las Calizas cretácicas y base del Mesozoico) para obtener mapas de isocronas de cada horizonte, que proporcionan una imagen tridimensional del área, en escala vertical de tiempo doble. Los tiempos dobles digitalizados están interpolados a su valor en los nodos de una malla cuadrada de 80 x 80 km con un espaciado entre los nodos de 1 km. Esta separación se comprobó que era la idónea para muestrear correctamente las estructuras geológicas interpretadas, sin introducir artefactos como falsas estructuras, aunque conlleva la imposibilidad de resolver estructuras de dimensiones menores al espaciado. Antes de efectuar la interpolación es fundamental correlacionar sobre el mapa las fallas interpretadas en cada línea y digitalizar su posición, para que la interpolación de los datos sea independiente a ambos lados de la falla. Estos mapas fueron convertidos a profundidad por inversión del trazado de rayos o migración de mapas en tres dimensiones (3D). En el caso de los perfiles convencionales marinos, al no disponer de una malla de perfiles suficientemente densa, se optó por convertir a profundidad aquellos perfiles especialmente interesantes y representativos. La conversión se realizó también por inversión del trazado de rayos en dos dimensiones (2D) sobre el perfil previamente digitalizado. Como se explicará en un apartado posterior, los tipos de rayos empleados son diferentes al caso anterior, al tratarse de líneas que previamente habían sido migradas. Esta misma técnica se empleó para convertir a profundidad el perfil profundo migrado ESCIN-4. En el caso del perfil profundo ESCIN-2, la interpretación se realizó sobre la sección sin migrar y la técnica empleada para su conversión a profundidad fue la modelización directa en 2D por trazado de rayos. En todos los casos es necesario construir previamente un modelo de velocidades del subsuelo, obtenido de los datos de sondeos y/o de perfiles de refracción, que permita la conversión de tiempo a profundidad.

Los perfiles de reflexión profunda fueron interpretados en su parte somera basándose en: los datos

de geología superficial, los sondeos disponibles en la zona y los perfiles convencionales interpretados previamente. En cuanto a las partes profundas, la interpretación se apoyó en los perfiles de sísmica de refracción o de reflexión de gran ángulo paralelos a ESCIN-2 y ESCIN-4 mencionados en el Apartado 1.5. En el apartado siguiente se hace una breve discusión sobre los orígenes de las reflexiones en los perfiles profundos que permita entender mejor la interpretación de los mismos.

Las técnicas de procesamiento adicional, interpretación, modelización y migración de mapas y perfiles de las líneas de sísmica, así como el tratamiento de las diagráfias de sondeos, se realizaron en una estación de trabajo digital con los programas: *2DI*, *QUIKDIG*, *MIMIC+*, *QUIKRAY+*, *SLIPR*, *RAYMAP*, *QUIKLOG*, *ISX* y *SierraSEIS* del paquete informático *SIERRA* para interpretación, modelización y procesamiento de datos sísmicos de la compañía *WESTERN ATLAS*.

A continuación se expondrán la base teórica y el método para la obtención del sismograma sintético empleado en la interpretación de los perfiles de la Cuenca del Duero, así como las diferentes técnicas de modelización de los perfiles de sísmica de reflexión en 2D y 3D, basados en el trazado de rayos, empleadas para la conversión en profundidad de las secciones tiempo.

El origen de la reflectividad cortical: ¿qué produce una reflexión? Durante los últimos años han sido muchos los trabajos dirigidos al estudio de las fábricas sísmicas que se suelen encontrar más comúnmente en los perfiles de sísmica de reflexión profunda y sobre todo al origen de los reflectores, es decir: ¿qué origina una reflexión?

El origen de las reflexiones en los perfiles convencionales es bastante conocido. La mayoría se atribuyen a reflexiones en las interfases que separan dos medios con contraste de impedancia acústica, lo cual suele corresponder a cuerpos rocosos de litologías diferentes. Las fallas no siempre producen reflexiones y cuando lo hacen se suele deber a que ponen en contacto dos litologías diferentes. Por supuesto, el origen de los reflectores someros en los perfiles de sísmica de reflexión profunda es el mismo y los reflectores muchas veces se pueden correlacionar con niveles geológicos o estructuras que afloran en superficie.

Sin embargo, no es tan evidente el origen de otras reflexiones muy comunes en los perfiles de sísmica de reflexión profunda que incluso se pueden encontrar por debajo de 4-5 segundos y que por lo tanto proceden de la corteza inferior. Entre éstas podemos citar: bandas horizontales o inclinadas de reflectores subparalelos alineados o el incremento de reflectividad a nivel de la corteza inferior. Incluso se discute el origen de los reflectores originados en la discontinuidad de Mohorovicic en la interfase corteza-manto. El principal problema radica en la dificultad o imposibilidad de acceder a los materiales que producen dichas reflexiones, excepto cuando éstos afloran.

Rudnick y Fountain (1995), ampliando la discusión de Mooney y Meissner (1992), revisaron los posibles orígenes de dichas reflexiones. En el caso de las procedentes de la corteza inferior suelen mostrarse como numerosas reflexiones subhorizontales con aspecto lamelar, situadas por debajo de 4-5 segundos y que desaparecen bajo la Moho. La primera mención acerca de una corteza inferior con una reflectividad de ese tipo fue realizada por Meissner en 1967. En ocasiones la alta reflectividad se mantiene a lo largo de toda la corteza inferior mientras que en otras se limita a sus extremos inferior y superior. Dichos autores plantean y discuten los siguientes orígenes: i) contraste de impedancia acústica causada por intrusiones ígneas solidificadas dentro de rocas con otras propiedades físicas; ii) bandeado litológico a pequeña escala de rocas metamórficas donde las reflexiones se pueden producir por: variaciones litológicas, anisotropías sísmicas, interferencias constructivas o una combinación de estos factores; iii) fallas que yuxtaponen diferentes tipos rocosos; iv) zonas de cizalla dúctil en las que se originan reflexiones debido a: anisotropías sísmicas dentro de la cizalla, recristalización metamórfica dentro de la zona de cizalla, interferencia constructiva resultante del incremento del bandeado litológico debido a la alta deformación, o una combinación de estos factores; v) zonas con presencia de fluidos sometidos a alta presión de poro; vi) flujo dúctil generalizado en la corteza profunda que incrementa el bandeado, la anisotropía y las interferencias constructivas, y vii) fundidos intracorticales o cuerpos parcialmente fundidos.

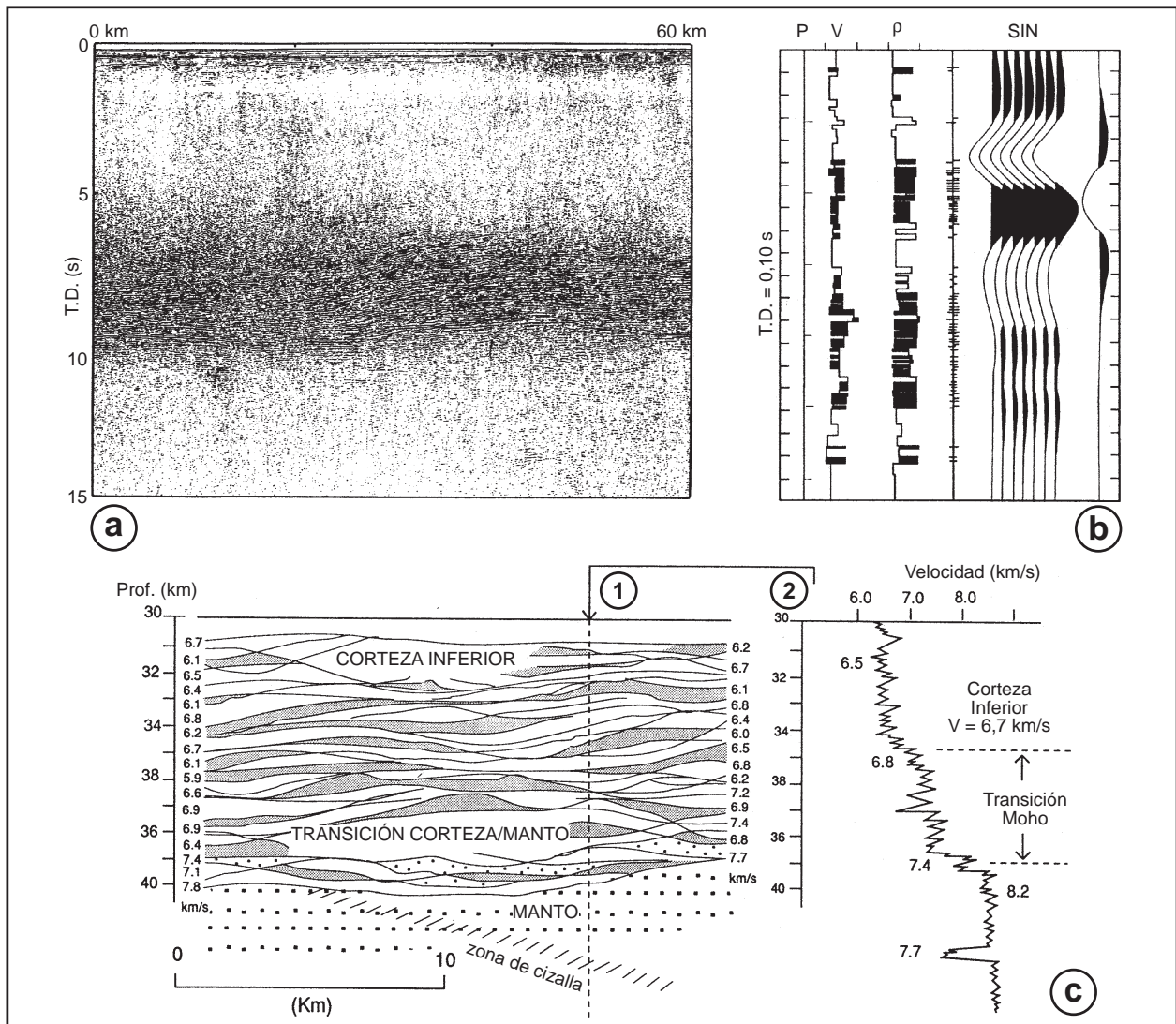


Figura 2. a) Perfil de sísmica de reflexión marino frente a Inglaterra. La corteza inferior es altamente reflectiva y la corteza superior y manto son relativamente transparentes. b) Reflexiones sintéticas originadas por una columna de rocas con alternancia de altas y bajas velocidades de transmisión de las ondas sísmicas. Demuestra que muchas capas finas pueden producir reflexiones significativas (P-profundidad (intervalo 50m), V-velocidad, r-densidad, SIN-sintético). c) 1-Modelo de la corteza inferior y la Moho, consistente en láminas anastomosadas de alta y baja velocidad distribuidas al azar. 2-Perfil velocidad-profundidad a lo largo del modelo. (respectivamente: Warner, 1990; Christensen, 1989 y Sandmeier et al., 1987. Todas en Mooney y Meissner, 1992).

Varias de las causas de la reflectividad en la corteza han sido confirmadas directamente por evidencias en sondeos o afloramientos. Por ejemplo, Juhlin (1990) correlacionó reflexiones en perfiles de reflexión con intrusiones ígneas de doleritas. En la zona de falla de Brevard, Christensen y Szymanski (1988) mostraron que las reflexiones del interior de la zona de falla se originaban por una interacción de variaciones composicionales y anisotropías inducidas por la deformación. Más recientemente, estudios realizados en el sondeo profundo KTB

(*Kontinentale Tiefbohr*, Alemania) han mostrado que las reflexiones más energéticas en la corteza superior provienen de fallas rellenas de fluidos y zonas de cataclisis antes que de contactos litológicos o anisotropías inducidas por la textura y/o foliación (Harjes et al., 1997). Hay otras evidencias indirectas de que el bandeo composicional y la intrusión de diques máficos horizontales contribuyen a la reflectividad de la corteza inferior (Fig. 2) y de que la alta reflectividad de la corteza inferior se debe al flujo dúctil, que incrementa la reflectivi-

dad al alinear minerales y estirar cuerpos geológicos a una geometría subhorizontal. Estos mecanismos se han relacionado con procesos de extensión cortical que obliteran la reflectividad previa. Holliger y Levander (1994) han demostrado mediante sismogramas sintéticos que las reflexiones se pueden originar por diques intruidos en partes debilitadas por la extensión de la litosfera. Otros autores han demostrado mediante modelos construidos a partir de datos geológicos, junto con velocidades y densidades obtenidas de sondeos, que el bandeo composicional es también una causa importante de la reflectividad de la corteza inferior (Hale y Thompson, 1982; Fountain et al., 1984; Sandmeier et al., 1987; Christensen, 1989 en Mooney y Meissner, 1992).

Para Mooney y Meissner (1992) la Moho representa la transición corteza-manto, de 3 a 5 km de potencia, consistente en una alternancia al azar de finas capas anastomosadas de materiales con alta y baja velocidad sísmica (Fig. 2c). A pesar del significativo incremento de velocidad que se produce entre la corteza y el manto (0,5 a 1,5 km/s) en muchos perfiles la Moho no es la reflexión más energética, ya que la disposición de las capas es más importante que la variación de velocidad. Hammer y Clowes (1997) encuentran importantes variaciones en la reflectividad de la Moho en distintos ambientes tectónicos que puede estar condicionada por la historia tectónica y magmática de la litosfera. La reflectividad de la Moho se asocia a procesos de deformación (compresión, extensión y transpresión) y esto indica que la cizalla dúctil y la reología de los materiales juegan un papel importante en su reflectividad.

La diagráfia sónica del sondeo El Campillo y el sismograma sintético

Se ha dispuesto de los datos de las testificaciones geológicas y geofísicas realizadas en el sondeo El Campillo (Cuenca del Duero, Palencia) para *REP-SOL EXPLORACIÓN*. De todas las diagráfias, la que resultó más útil para este trabajo fue la sónica, que es una de las testificaciones habituales que se realizan en un sondeo. Esta diagráfia se utiliza para determinar las velocidades sísmicas instantáneas de las formaciones atravesadas. La sonda empleada para esta testificación tiene dos receptores separa-

dos unos 30 mm y una fuente acústica separada entre 900 y 1500 mm del receptor más cercano. La fuente genera pulsos ultrasónicos con una frecuencia de 20-40 kHz que activan un temporizador y se mide la diferencia de tiempo de paso de las ondas entre ambos receptores. Las sondas de este tipo alcanzan penetraciones en la roca de pocos centímetros y permiten discriminar capas de pocos decímetros de espesor. En ocasiones se usan sondas con espaciados mayores (entre 2,1 y 3,7 m) que consiguieren mayor penetración en la roca. La escala vertical en una diagráfia sónica convencional es en profundidad, aunque si se dispone de una testificación sísmica de velocidades se puede obtener una diagráfia sónica calibrada en la que la escala vertical es tiempo real. Estas diagráfias se pueden superponer directamente sobre la sección sísmica y permiten correlacionar las reflexiones con los horizontes geológicos que las han producido.

La obtención de un sismograma sintético de la diagráfia sónica (ver ejemplo en la Fig. 80, más adelante) facilita la identificación de las reflexiones, ya que representa la respuesta sísmica teórica obtenida de la columna de roca del sondeo. Este método de relacionar los datos del sondeo con los de la línea sísmica mediante un sismograma sintético es el más fiable y el que proporciona mejores resultados (Tearpock y Bischke, 1991). El proceso para obtener el sismograma sintético comienza con el cálculo de la curva de impedancia acústica a partir de la diagráfia sónica calibrada, multiplicando la velocidad sísmica por la densidad. En el caso del sondeo El Campillo, utilizado en el Apartado 5, ante la ausencia de una testificación directa de densidades, se aplicó la Ley de Gardner que relaciona la velocidad acústica (ft s^{-1}) con la densidad (g cm^{-3}) según la relación:

$$\text{densidad} = 0,23 \times (\text{velocidad})^{0,25}$$

Una reflexión se produce en aquellas interfases que separan dos medios con contraste de impedancia o, lo que es lo mismo, con distintas densidades y velocidades sónicas. Cuanto mayor es el contraste, mayores son el coeficiente de reflexión y la cantidad de energía que es reflejada. De la curva de impedancia acústica se obtiene la serie de coeficientes de reflexión que indica aquellos niveles que pueden producir una reflexión de amplitud directa-

mente proporcional al coeficiente de reflexión. El último paso para obtener el sismograma sintético es la convolución de una onda con la serie de coeficientes de reflexión. En este estudio se probaron varios tipos de ondas y al final se utilizó una onda Ricker de fase cero, con una longitud de 120 milisegundos y una frecuencia central de 30 Hz.

La modelización de perfiles de sísmica de reflexión

El avance de las técnicas de procesado de datos sísmicos ha mejorado de tal manera la calidad de las secciones sísmicas que, en cierto modo y con limitaciones, pueden considerarse “imágenes fotográficas” del subsuelo. Sin embargo, hay una serie de limitaciones inherentes al método que hacen que las secciones se alejen de tal concepto. Así, las estructuras con altos buzamientos, fallas y pliegues muy cercanos entre sí, unidades contiguas con fuertes contrastes de velocidad o estructuras que no tienen direcciones estructurales bien definidas, presentan dificultades para ser visualizadas por este método.

La modelización sísmica supone un paso adelante en la interpretación de los datos sísmicos, por cuanto permite obtener modelos geológicos de la estructura del subsuelo a partir de los mismos. Existen dos modos diferentes de abordar la modelización sísmica (Fig. 3): i) Migración o inversión del trazado de rayos, en la que se define la estructura de las reflexiones en escala de tiempo y de ella se deriva la estructura del subsuelo en profundidad, mediante la aplicación de un modelo de velocidades. Es el método utilizado en el Apartado 5 para la conversión a profundidad en 3D de los mapas de isocronas de la Cuenca del Duero y en el Apartado 3 para la conversión a profundidad en 2D de los perfiles de sísmica de reflexión del margen noribérico. ii) Modelización directa, en la que se parte de una estimación de la estructura y distribución de velocidades del subsuelo (modelo de profundidades) y se obtiene su respuesta sísmica o sismograma sintético para compararlos con los datos reales. Esta modelización se utilizó para el estudio de la línea de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2 (Apartado 4).

La escala vertical de los modelos estructurales iniciales en los dos métodos es respectivamente tiempo y profundidad, y ambos se basan en el trazado de rayos (*raytracing*) en los modelos de velocidad

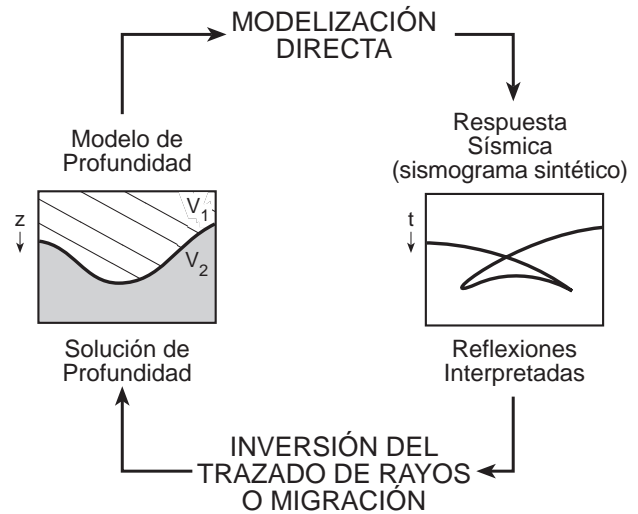


Figura 3. Datos de partida y resultado de la modelización sísmica directa y de la inversión del trazado rayos.

des y el cálculo de los tiempos de llegada de las reflexiones en los mismos. Por ello, parece interesante introducir un apartado explicativo sobre los principios que rigen el trazado de rayos y cómo se comportan los rayos u ondas sísmicas en el subsuelo.

Fundamentos del trazado de rayos (raytracing). Existen dos maneras de visualizar el modo de propagación de las ondas en un medio cualquiera: como frentes de ondas o como rayos normales a los frentes. El Principio de Huygens afirma que cada punto de un frente de onda actúa como fuente de una onda completamente nueva. En la Figura 4a se representa el frente de una onda a los 2 segundos de propagarse en un medio homogéneo desde un foco emisor. Para predecir la posición del frente al segundo siguiente, cada punto del frente de onda de 2 s es considerado como una nueva fuente. La envolvente tangencial de los círculos que corresponden a 1 s, cuyo centro es el frente de 2 s, representa la posición del frente a los 3 s. Otra representación alternativa de la propagación de las ondas sísmicas es representarlas como rayos normales a los frentes de onda (Fig. 4b). Estas normales son líneas que conectan los frentes de onda sucesivos desde el foco de energía y son conocidas como trayectorias de rayos (*raypaths*). Las trayectorias de rayos permiten describir y visualizar de un modo más intuitivo la propagación de las ondas en cualquier medio y siguen tres normas fundamentales en las que se basa el trazado de rayos: i) los rayos si-

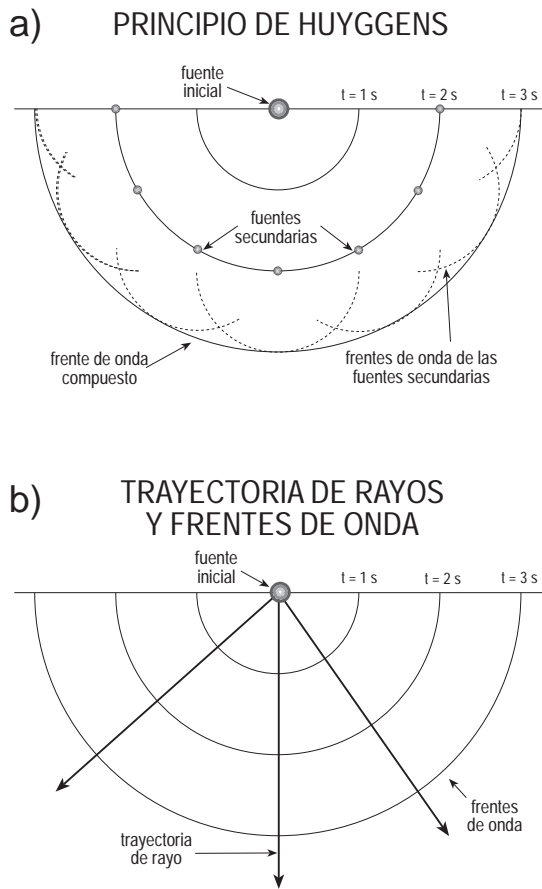


Figura 4. a) Representación gráfica de un frente de ondas y del principio de Huygens que predice su comportamiento. b) Trayectoria de rayos y frentes de onda de un pulso sísmico.

guen una trayectoria rectilínea en los medios que tienen una velocidad constante; ii) los rayos se refractan de acuerdo con la Ley de Snell al atravesar interfaces que separan medios con distinta impedancia acústica. La impedancia acústica es el producto de la densidad de un medio por la velocidad de propagación de las ondas en el mismo; y iii) los rayos se reflejan en interfaces que separan medios con distinta impedancia acústica. Los ángulos de incidencia y de reflexión son iguales.

Modelización directa. La modelización directa por trazado de rayos permite determinar si un modelo de profundidad y velocidades es compatible con los datos sísmicos reales. Para ello se comparan los datos reales y el sismograma sintético, que son las reflexiones que se obtienen del cálculo de la trayectoria de los rayos sísmicos en el modelo de velocidades (*raytracing*). La modelización directa requiere el cálculo del tiempo de paso (*traveltime*) y las amplitudes de las ondas sísmicas que se propagan a través de un modelo de profundidad y velocidades (Yilmaz, 1987). El método es iterativo y comienza con la construcción de un modelo de velocidades y profundidad que se va modificando en sucesivas etapas hasta que se obtiene un ajuste satisfactorio entre los datos reales y sintéticos (Fig. 5). Otras aplicaciones descritas para la modelización directa son las de ayudar en el diseño de cam-

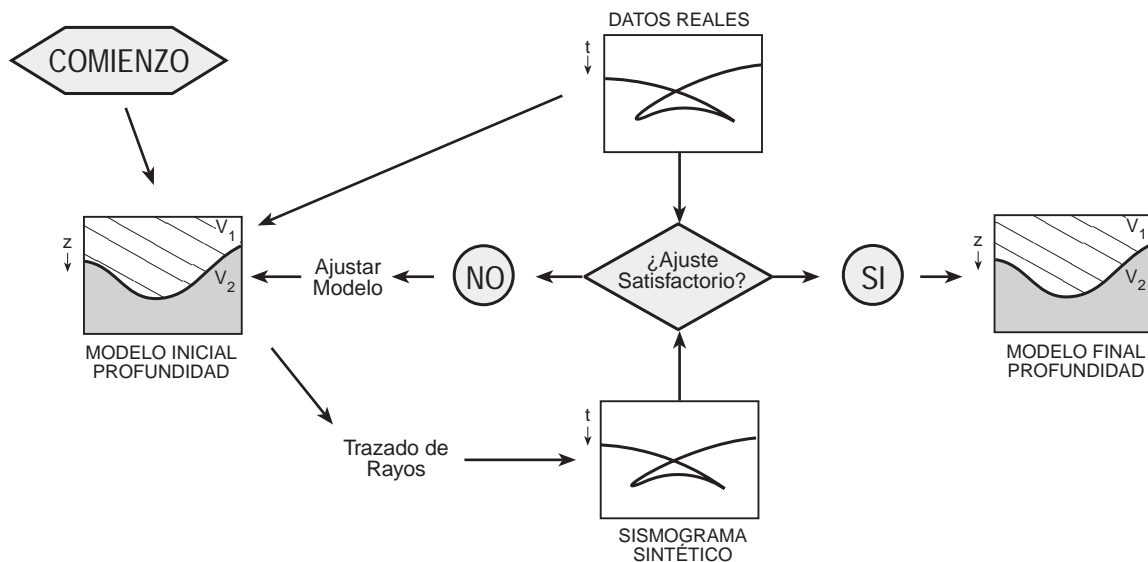
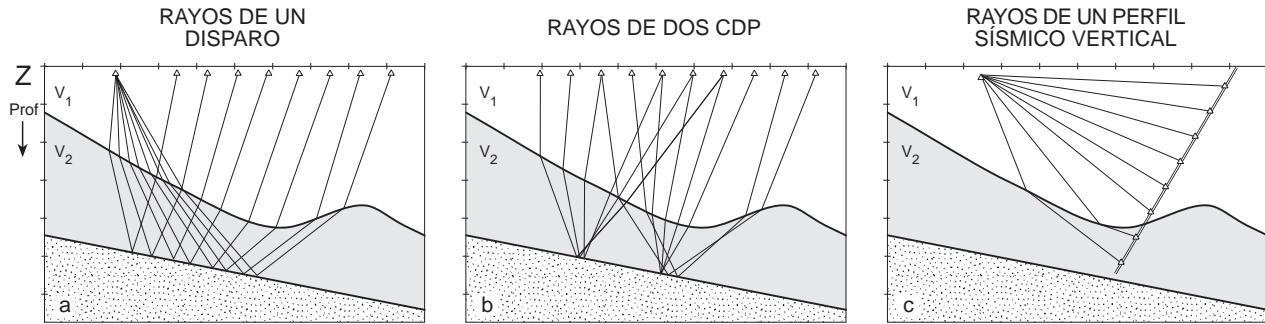


Figura 5. Esquema del proceso iterativo de modelización directa de datos sísmicos. El ajuste entre el sismograma sintético y los datos reales determina la validez del modelo. Si el ajuste no es bueno se ha de modificar el modelo e iniciar el proceso.

EMISOR Y RECEPTOR SEPARADOS (offset raytracing)



EMISOR Y RECEPTOR COINCIDENTES (zero-offset raytracing)

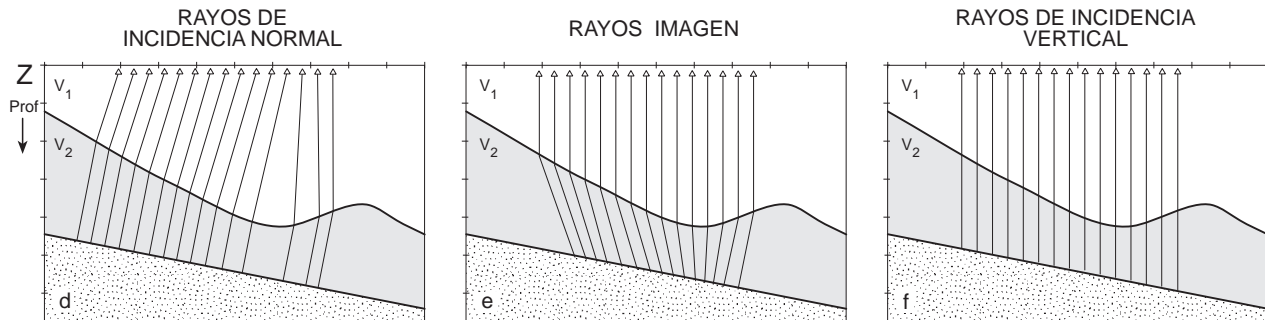


Figura 6. Diferentes tipos de trazados de rayos que se pueden realizar sobre un modelo. a) Trazado de rayos de ensamblajes de disparos (*shot-gathers*). b) Trazado de rayos de CMP (punto espejo o punto medio común). c) Trazado de rayos de perfiles sísmicos verticales realizados en sondeos. d) Trazado de rayos de incidencia normal (*normal incidence rays*). Se trata de rayos que se reflejan perpendicularmente en los horizontes del modelo y se refractan en las interfaces restantes de acuerdo con la Ley de Snell. Simulan secciones sísmicas no migradas y fueron empleados para la modelización del perfil ESCIN-2 y la conversión a profundidad en 3D de los mapas de isocronas de la Cuenca del Duero. e) Trazado de rayos imagen (*image rays*). Los rayos son perpendiculares a la superficie del terreno y se refractan al atravesar los horizontes del modelo. Simulan las secciones sísmicas migradas en tiempo. f) Trazado de rayos de incidencia vertical (*vertical incidence rays*). Son rayos que se extienden desde la superficie del terreno hasta los horizontes del modelo sin refractarse en los horizontes intermedios. Simulan secciones sísmicas migradas en profundidad y fueron empleados para la conversión a tiempo en 2D de las secciones sísmicas migradas del margen noribérico.

pañías de adquisición de datos sísmicos, para comprobar *a priori* si se van a obtener reflexiones de las estructuras objetivo y también como método de apoyo del procesado de datos sísmicos en zonas estructuralmente complejas.

Dependiendo de los datos de partida que se quieran modelizar, hay diferentes tipos de trazados de rayos que se pueden realizar sobre los modelos de profundidades:

- 1) Trazado de rayos en los que la fuente de emisión de rayos y los receptores se encuentran separados (*offset raytracing*) (ver Fig. 6a, b y c).
- 2) Trazado de rayos en los que el emisor y receptor de los rayos se encuentran en la misma posición y los rayos tienen trayectorias descendentes y ascendentes coincidentes (*zero-offset raytracing*) (ver Fig. 6d, e y f). Para la modelización de ESCIN-2

(Apartado 4) y la conversión a profundidad en 3D de los mapas de isocronas de la Cuenca del Duero (Apartado 5) se utilizó el trazado de rayos de incidencia normal (Fig. 6d), mientras que para la conversión a tiempo en 2D de las secciones sísmicas migradas del margen noribérico (Apartado 3) se empleó el trazado de rayos de incidencia vertical (Fig. 6f).

Inversión del trazado de rayos o migración. La inversión del trazado de rayos o migración consiste en definir la geometría de una reflexión sin migrar en escala de tiempo, en 2 o 3 dimensiones, y a partir de ella derivar la estructura de la interfase que la ha producido (Fagin, 1991). El objetivo del proceso es derivar un modelo de profundidad a partir de las observaciones sísmicas. La inversión del trazado de rayos muchas veces se llama migración, ya

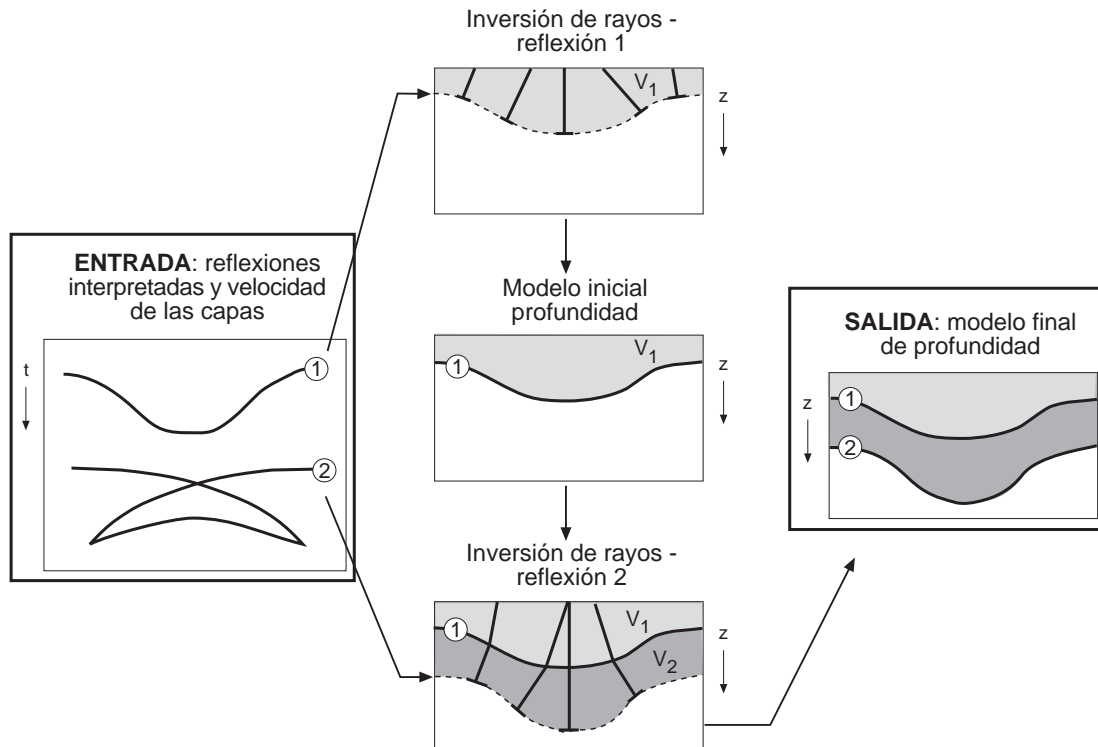


Figura 7. Diagrama de flujo del proceso de inversión del trazado de rayos. Como entrada al proceso se utilizan los datos reales y un modelo de velocidades y en sucesivas etapas se va reconstruyendo la estructura del subsuelo hasta obtener un modelo final.

que su solución final debería ser equivalente a una migración por ecuación de onda.

Los datos de entrada al proceso son la estructura de la reflexión sin migrar en 2D o 3D y la velocidad de los materiales por encima de dicha reflexión (Fig. 7). El proceso es secuencial y no iterativo como ocurre en la modelización directa. El “modelo solución” se va construyendo capa a capa, desde la más superficial hacia abajo, ya que la estructura del subsuelo sobre el reflector que se modeliza condiciona la trayectoria de los rayos hasta ese reflector.

Tanto en la modelización directa como en la inversión del trazado de rayos sobre reflexiones no migradas se utilizan rayos de incidencia normal (Fig. 6d). En el momento de hacer el trazado de rayos, en la modelización directa se parte de un rayo con origen en un reflector y con una trayectoria normal al mismo. En el método inverso, sin embargo, se desconoce la estructura en profundidad, por lo que los rayos se inician en la superficie con un ángulo derivado de la inclinación temporal local (*local time dip*) y de la velocidad del subsuelo (Fig. 8). La inclinación temporal local en el punto A es la incli-

nación de la tangente a la curva en el punto A. Para reconstruir la trayectoria del rayo se calcula el ángulo de emergencia y la longitud del rayo, que es la equivalente al tiempo de llegada medido en el punto de partida. El producto de la inclinación temporal por la mitad de la velocidad, define el seno del ángulo de emergencia del rayo en superficie. El rayo así definido proporciona las coordenadas de su extremo y la superficie del reflector se define como perpendicular al rayo. El conjunto de rayos calculados permite definir la “estructura solución” en profundidad. Como se ha dicho, primero se define el reflector más superficial y para definir la segunda capa se sigue el mismo procedimiento, pero en este caso los rayos se refractan de acuerdo con la Ley de Snell en la primera superficie obtenida.

En el caso de las secciones sísmicas migradas, se han utilizado rayos de incidencia vertical (Fig. 6f) ya que los reflectores están localizados en su posición correcta espacial y únicamente se realiza una transformación directa de tiempo a profundidad, en la escala vertical, mediante la aplicación de un modelo de velocidades.

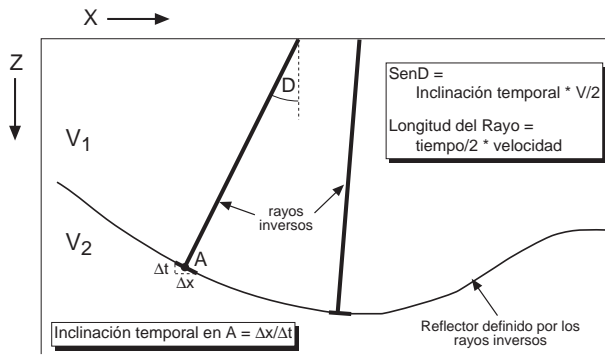


Figura 8. Definición de la superficie migrada a partir de un reflector por inversión del trazado de rayos.

El estudio de las anomalías gravimétricas

Los estudios de gravimetría se basan en la Ley de la Gravedad de Newton según la cual la fuerza de atracción F entre dos masas m_1 y m_2 de pequeñas dimensiones respecto a la distancia r que las separa es:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

donde G es la Constante de Gravedad ($6,67 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$).

La atracción de la Tierra, de masa M y radio R , sobre una masa m situada sobre su superficie, queda definida por la fórmula:

$$F = \frac{GM}{R^2} m = gm$$

La fuerza se relaciona con la masa por una aceleración y el término $g = GM/R^2$ es conocido como la aceleración de la gravedad o simplemente gravedad. Su valor medio en superficie es $9,80 \text{ m s}^{-2}$ y su unidad en el sistema c.g.s. es llamada gal (1 cm s^{-2}) en honor de Galileo Galilei. En los estudios de gravimetría a escala cortical se estudian variaciones de milésimas de gal y la unidad utilizada es el miligal ($1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal}$).

Si la tierra fuera una masa homogénea, perfectamente esférica y sin rotación, la gravedad sería constante, sin embargo, su forma elipsoidal, movimiento de rotación, relieve superficial y heterogeneidad en la distribución de densidades, producen pequeñas variaciones de la gravedad en superficie. Precisamente, el interés de los estudios gravimétricos aplicados a la geología radica en que del estu-

dio de estas variaciones se puede inferir la distribución, forma y densidad de los cuerpos geológicos del subsuelo responsables de dichas variaciones.

Medición de la gravedad y obtención del mapa de anomalías. Como ya hemos visto, la forma de la tierra no es esférica, sino que es casi esferoidal. El esferoide de referencia es un elipsoide oblongo que se aproxima a la superficie media del mar o geoide una vez eliminada la tierra por encima de dicho nivel. En 1930 la IUGG (*International Union of Geodesy and Geophysics*) adoptó una fórmula para el cálculo de la gravedad normal, en base al elipsoide de referencia más apropiado en ese momento. Considerando nuevos datos obtenidos de satélites, la fórmula para el cálculo del elipsoide de referencia fue revisada por la IUGG en 1967 y se obtuvo la llamada *1967 geodetic reference system formula (GRS67 formula)* que permite calcular el valor de la gravedad normal g_N , o gravedad teórica en la superficie del elipsoide de referencia:

$$g_N = 978,031846 (1 + 0,0053024 \sin^2 \Phi + 0,0000059 \sin^2 \Phi)$$

donde Φ es la latitud.

Las variaciones en el campo gravitatorio producidas por las variaciones de densidad de los cuerpos geológicos son como máximo de pocos cientos de miligales; pequeñas si se comparan con las originadas por los cambios de latitud y elevación pero mayores que las producida por el efecto mareal y la topografía. Es por ello que al valor de la gravedad observada en un punto determinado, hay que aplicarle una serie de correcciones o reducciones gravimétricas compensatorias de esos efectos y reducir así el valor de la gravedad al que tendría en una superficie equipotencial o *datum*, como puede ser el geoide. Entonces podremos analizar las anomalías como debidas únicamente a la distribución de cuerpos de distinta densidad en el subsuelo. Las reducciones que se deben aplicar a las observaciones son:

1) Corrección de deriva. Corrige las variaciones en el tiempo de las medidas del gravímetro debidas a alteraciones mecánicas del aparato. Se corrige haciendo medidas en un mismo lugar a distintas horas y comparando la evolución temporal de las mismas. En nuestro caso la corrección de deriva se realizó en base a las medidas de inicio y fin de itinerario diario de recogida de datos.

2) Corrección mareal. Los gravímetros son suficientemente sensibles como para registrar los cambios de la gravedad cíclicos debidos a la atracción gravitatoria del Sol y la Luna, cambios que dependen de la latitud y del tiempo. Las variaciones mareales tienen un valor máximo de 0,3 mgal y periodos de 12 horas. Normalmente estas correcciones van incluidas en la corrección de deriva.

3) Corrección de latitud. La gravedad varía con la latitud debido a la forma elipsoidal de la Tierra y su velocidad angular. Por un lado, la aceleración centrífuga debida a la rotación es máxima en el Ecuador, oponiéndose a la gravedad, y cero en los Polos. Por otro lado, la gravedad se incrementa en la región polar, mientras que disminuye en el Ecuador debido a la mayor distancia al centro de la Tierra, aunque este efecto se ve contrarrestado por el incremento de masa en la zona ecuatorial. La corrección es máxima en la latitud 45° y va incluida en la fórmula para el cálculo de la gravedad normal g_N . Para cada punto de observación el valor de la gravedad normal se sustrae al de la gravedad observada g_{obs} , obtenida tras aplicar las correcciones mareales y de deriva, y se obtiene la anomalía gravimétrica observada Δg_{obs} :

$$\Delta g_{obs} = g_{obs} - g_N$$

de la que se han eliminado los efectos del aplastamiento y rotación de la Tierra.

4) Corrección de elevación. La corrección de elevación se aplica en dos partes: la corrección de aire libre y la corrección de Bouguer:

a) Corrección de aire libre. Corrige la disminución de la gravedad en el aire libre con la altura como resultado del aumento de la distancia al centro de la Tierra (Fig. 9a). Una vez aplicada esta corrección todas las medidas quedan reducidas al *datum*. Esta corrección es positiva para puntos por encima del geoide y tiene un valor de aproximadamente 0,3086 mgal por cada metro de separación del geoide de referencia. La fórmula para obtener la anomalía de aire libre Δg_{FA} en una estación a una altura h en metros es:

$$\Delta g_{FA} = g_{obs} - g_N + 0,308557h$$

b) Corrección de Bouguer. Tiene en cuenta el efecto gravitacional de la roca presente, el punto de ob-

servación y el *datum*, que en la corrección anterior no se consideraba. Para ello se aproxima la capa de roca de densidad ρ bajo la estación a una lámina horizontal infinita, tangente al elipsoide de referencia, de espesor h (Fig. 9b) cuya atracción gravitacional viene dada por el producto:

$$\text{gravedad de la lámina} = 2\pi G\rho h = 0,04193\rho h$$

Esta corrección debe restarse para alturas sobre el *datum*. Una vez aplicada, junto con las anteriores, se obtiene la anomalía de Bouguer Δg_B :

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_N + 0,3086h - 0,04193\rho h$$

5) Corrección del terreno. Tiene en cuenta el relieve de los alrededores de la estación y corrige el error introducido en el cálculo de la anomalía de Bouguer al asumir que el relieve es plano. Siempre es positiva, ya que como se puede ver en la Figura 9c, el sector 1 forma parte de la lámina de roca calculada para la corrección de Bouguer, aunque no es real y por lo tanto hemos de sumar su efecto gravitatorio que en la corrección de Bouguer se ha restado. El sector 2 ejerce una atracción hacia arriba reduciendo la gravedad y su efecto no se tiene en cuenta en la corrección previa, por lo que su atracción se debe corregir sumándole la corrección del terreno.

El valor de esta corrección se calcula para cada estación utilizando una plantilla circular transparente dividida en sectores concéntricos llamada círculo de Hammer. Este sistema es tedioso para estudios donde se maneja un número elevado de estaciones, por lo que actualmente se emplean programas informáticos que la calculan mediante la aplicación de modelos digitales del terreno suficientemente detallados.

La anomalía de Bouguer con corrección topográfica o anomalía de Bouguer completa será entonces igual a:

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_N + 0,3086h - 0,04193\rho h + CT$$

donde Δg_B , g_{obs} y g_N están en mgal, h en metros, ρ en $g\text{ cm}^{-3}$ y CT es la corrección topográfica en mgal.

Para el cálculo de las diferentes correcciones se emplearon diversos programas cedidos por el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera

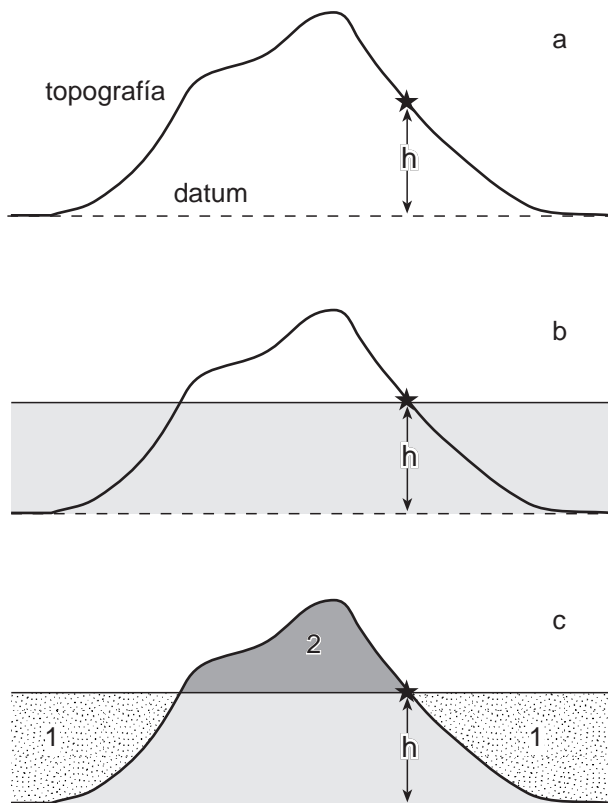


Figura 9. a) Corrección de aire libre para un punto de observación a una altura h . b) Lámina de dimensión horizontal infinita para calcular la corrección de Bouguer simple. c) Corrección de terreno.

(CSIC-Barcelona) realizados por A. Casas y E. Klingelé, modificados por M. Torné.

La modelización gravimétrica. El método utilizado para la interpretación de las anomalías gravimétricas fue la modelización directa. La técnica consiste en construir un modelo de densidades, integrando todos los datos geológicos y geofísicos disponibles y calcular la anomalía que este modelo origina. En etapas sucesivas se modifica el modelo hasta obtener un ajuste satisfactorio entre la anomalía medida y la calculada para el modelo. De este modo se obtiene un modelo o corte geológico a escala cortical compatible con los datos gravimétricos. Sin embargo, la interpretación y modelización de anomalías de campos potenciales como el gravimétrico, el magnético o el eléctrico son inherentemente ambiguas, ya que un cuerpo de una determinada densidad sólo puede producir una anomalía, pero una anomalía puede estar causada por infinitos cuerpos de distinta forma y densidad. Por ello, en el momento de abordar la modelización es fundamental

reducir los grados de libertad, integrando en el modelo toda la información geológica y geofísica disponible. Para la elaboración de los modelos de este estudio se han utilizado todas las fuentes de información disponibles como: perfiles de sísmica de reflexión convencional y profunda, datos de sondeos de la Cuenca del Duero y del margen noribérico, modelos de sísmica de refracción e información geológica superficial.

El tratamiento de los datos y una primera modelización preliminar se realizó con programas informáticos cedidos por el Instituto Jaume Almera (CSIC-Barcelona). Para la modelización definitiva se empleó el programa *GM-SYS* de modelización interactiva en 2,75D de datos gravimétricos y magnéticos de *Northwest Geophysics Associates*.

1.3. Estudios geofísicos previos

Los estudios sísmicos corticales del NO de la Península Ibérica, anteriores al proyecto ESCIN, se reducían a un extenso experimento de 5 perfiles de refracción llevado a cabo en 1982 en Galicia (Córdoba 1987; Córdoba et al., 1987, 1988) (Fig. 10). Entre éstos y los perfiles de refracción de los Pirineos (Gallart et al., 1981; Daignières et al., 1982), existía una amplia zona de más de 600 km en el N peninsular sin explorar por estos métodos. La corteza deducida en el sector gallego se estructura en tres horizontes con velocidades de 6,0-6,1 km/s, 6,2-6,3 km/s y 6,7-6,9 km/s y espesores de 13, 8 y 18 km respectivamente. La discontinuidad de Mohorovicic aparece como un límite neto de primer orden con un manto de velocidad cercana a 8,3 km/s. El espesor cortical máximo es de 30-32 km en la parte central de Galicia, disminuyendo progresivamente hasta 23-27 km en los márgenes continentales occidental y septentrional, como consecuencia del adelgazamiento cortical relacionado con la apertura del Atlántico y del Golfo de Vizcaya. El adelgazamiento se produce a expensas de la corteza inferior cuya velocidad disminuye también hacia el océano.

Córdoba (1987) puso en evidencia la existencia de dos zonas con una velocidad anómalamente alta. Una de ellas está próxima a la superficie y coincide con los complejos de rocas máficas y ultramáficas de Órdenes y Cabo Ortegual, donde los datos apun-

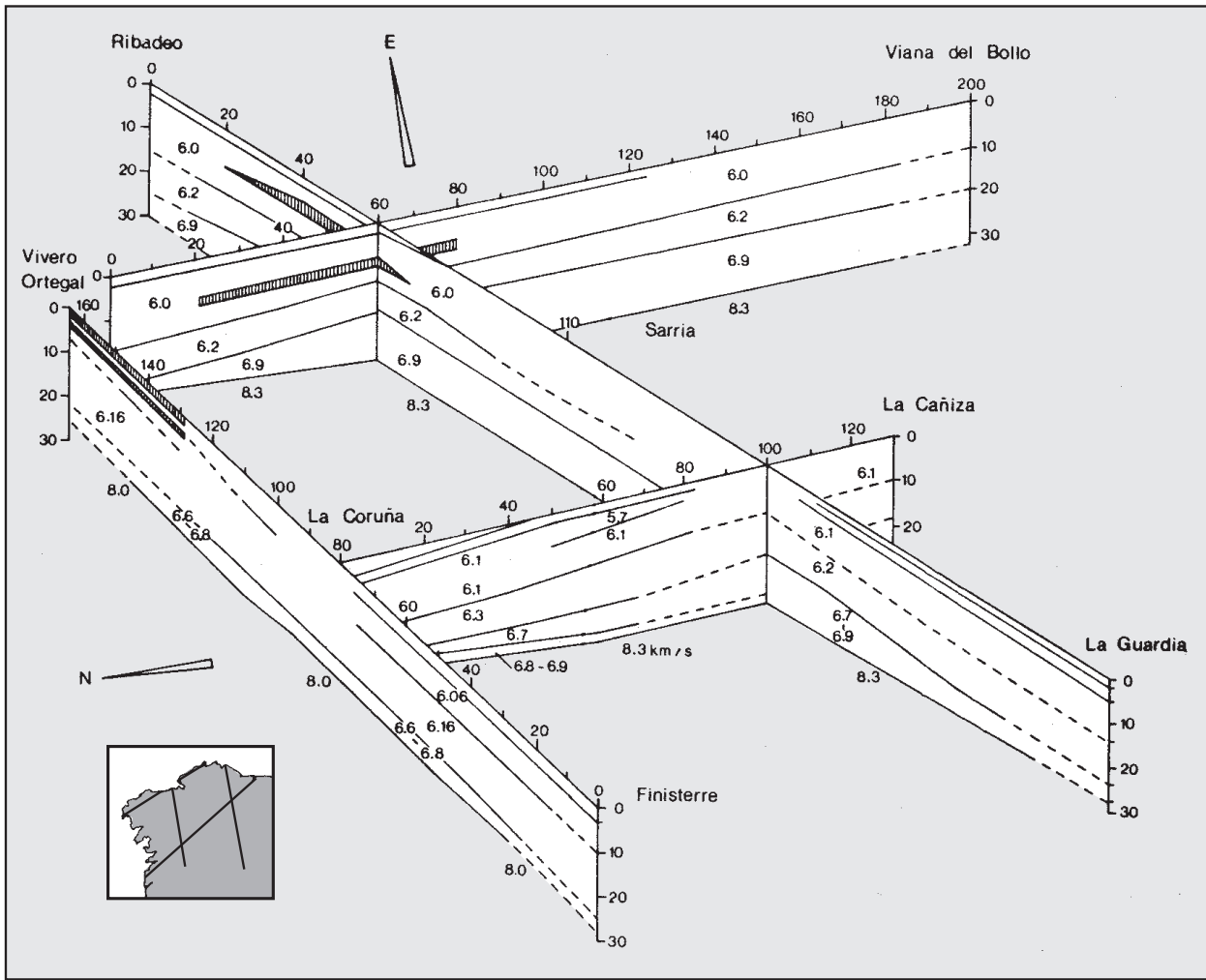


Figura 10. Modelos de los experimentos de sismica de refracción de Córdoba et al. (1988) en Galicia.

tan a su no enraizamiento. La otra corresponde a una banda convexa con velocidad de 6,6 km/s y extensión de 6 a 8 km, situada a 8 km de profundidad bajo el Manto de Mondoñedo (Domo de Lugo) y la interpretó como un pliegue subparalelo a las direcciones hercínicas o una intrusión de materiales de alta velocidad. Vegas y Córdoba (1988) la consideraron como una lámina de corteza inferior emplazada en la corteza superior. Téllez (1993) re-trabajó los mismos datos, incluyendo el estudio de las ondas P, S y convertidas. La Moho se confirmó como una discontinuidad de primer orden, estableció un espesor medio de la corteza de 30 km e interpretó la lámina de alta velocidad bajo el Manto de Mondoñedo como una lámina de corteza inferior emplazada en niveles superiores. Por último, propuso una composición petrológica, en base a los

datos sísmicos, atribuyendo una composición granítica y gneísica a las cortezas superior y media y una composición granulítica a la corteza inferior.

La sismica de reflexión convencional o somera ha sido utilizada intensivamente en el Golfo de Vizcaya desde los años 60, llegando a adquirirse un número considerable de perfiles que proporcionaron una imagen de su estructura más superficial. La revisión de la geología de esta zona se abordará en el Apartado 3, por lo que nos limitaremos a citar los primeros trabajos realizados en la zona, así como aquellos de especial relevancia. Boillot et al. (1971) presentaron el primer mapa de la plataforma continental cantábrica, realizado a partir del estudio de más de 30 perfiles de reflexión y de numerosos dragados y sondeos, que sería posteriormente

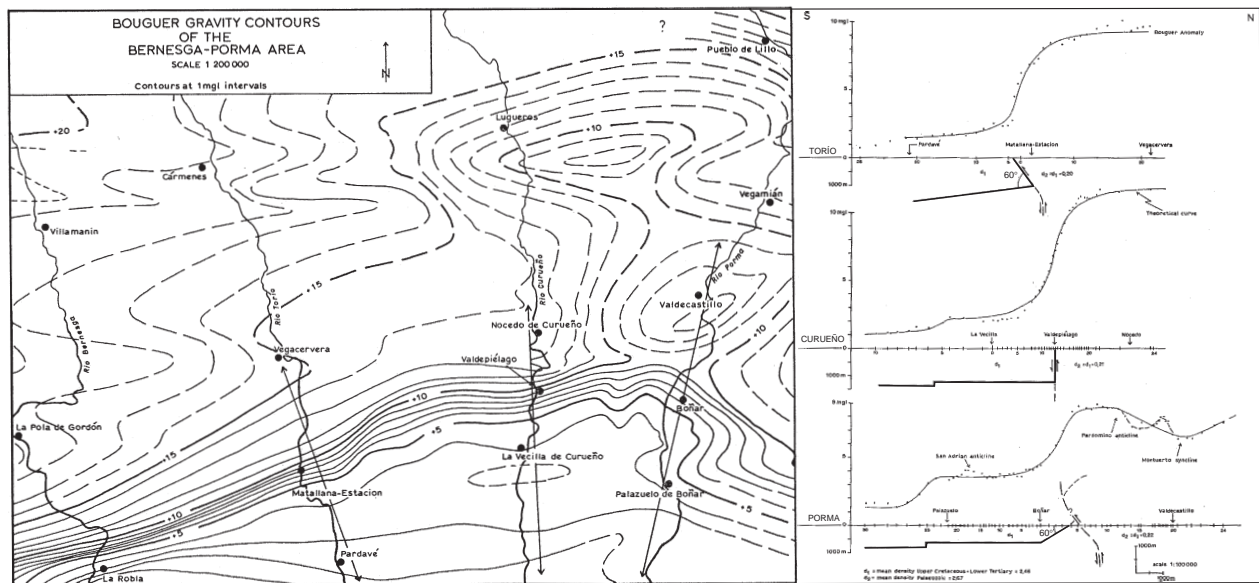


Figura 11. Perfiles gravimétricos del borde norte de la Cuenca del Duero realizados por Evers (1967).

actualizado por Boillot et al. (1973a), Lamboy y Dupeuble (1975) y Boillot et al. (1979) (ver Fig. 30, más adelante). Los primeros trabajos sobre la estructura de la llanura abisal del Golfo de Vizcaya son los de Damotte et al. (1969) y Sibuet et al., (1971) que se apoya en los sondeos profundos 118 y 119 del DSDP (*Deep Sea Drilling Project*). En estos trabajos se menciona la presencia de corteza oceánica en el centro del Golfo y se hacen las primeras referencias a los sedimentos deformados al pie del talud continental del margen noribérico. Sibuet y Le Pichon (1971) estudiaron el mapa de anomalías gravimétricas del Golfo y asociaron el mínimo gravimétrico que bordea todo el margen noribérico con la existencia de una fosa marginal que relacionaron con una zona de subducción terciaria fosilizada. Por último, Montadert et al. (1974), Derégnaucourt y Boillot (1982) y Boillot y Malod (1988) realizaron trabajos de síntesis de los datos geológicos y geofísicos del Golfo de Vizcaya y sus márgenes continentales.

En cuanto a la estructura del margen armónico, conjugado del noribérico, estudios combinados de sísmica de reflexión y refracción definieron una corteza continental de unos 33 km de espesor que se adelgaza progresivamente hasta su límite con la corteza oceánica, cuya Moho está a 12 km de profundidad (Roberts y Montadert, 1980; Avedik et

al., 1982). La estructura profunda de la zona oriental del Golfo se conoce por el perfil de sísmica de reflexión profunda ECORS-Golfo de Vizcaya que discurre a lo largo de la plataforma de Aquitania. Se registra un adelgazamiento cortical en la zona central (Cuenca de Parentis) y un engrosamiento hacia el norte (macizo varisco francés) y sur (frente de cabalgamiento Pirenaico), pasando el espesor de 22 a 35 km (Pinet et al., 1987).

En lo que atañe a otro tipo de estudios geofísicos, cabe destacar la modelización gravimétrica del borde N de la Cuenca del Duero en el área del Bernesga-Porma (León) realizada por Evers (1967) e incluida dentro de un extenso estudio geológico de la zona. La Universidad de Leiden (Holanda) llevó a cabo una extensa campaña de recogida de datos para obtener el mapa de anomalías de Bouguer de la zona y se determinó la densidad de las rocas aflorantes. Los tres perfiles gravimétricos realizados permiten cuantificar la inclinación del borde N de la cuenca así como la potencia del relleno meso-terciario (Fig. 11).

Los datos de magnetismo han sido estudiados en los últimos años y han aportado interesantes datos sobre la estructura profunda de diferentes áreas a lo largo de todo el NO peninsular. A partir de datos recogidos por el IGN (Instituto Geográfico Nacional), Aller (1984) modelizó la anomalía magné-

tica situada al norte del Manto de Mondoñedo, mediante la presencia de un cuerpo anómalo entre 5 y 13 km de profundidad interpretado como un grupo de rocas intrusivas. Esta interpretación es coincidente con la sugerida a partir de los datos sísmicos por Córdoba (1987), que relaciona este cuerpo con una anomalía de alta velocidad.

La publicación del mapa aeromagnético de Ardizzone et al. (1989) incrementó el número de estudios sobre el magnetismo realizados en el noroeste de la Península Ibérica. Para Aller et al. (1994), la anomalía de Galicia oriental es producida por un cuerpo de rocas máficas o ultramáficas de la corteza inferior, emplazado en niveles de la corteza media superior por un cabalgamiento con unos 50 km de desplazamiento horizontal. Aller (1994) estudió la anomalía magnética de la Zona Cantábrica que sigue la curvatura del arco descrito por las unidades paleozoicas. El modelo propuesto (Fig. 12a) muestra la presencia de una cuña de material de la corteza inferior, de unos 2 km de espesor, emplazado en la corteza superior-media, enraizado a unos 20 km en la corteza inferior y desplazado unos 40-50 km hacia el centro del arco por un cabalgamiento varisco. En la parte meridional de la Zona Cantábrica, la base del cabalgamiento está desplazada hacia el sur unos 14 a 17 km por un cabalgamiento alpino (Fig. 12b). Aller y Zeyen (1994) explicaron la anomalía magnética del País Vasco mediante una cuña de rocas máficas del Cretácico superior con alguna participación de rocas máficas de la corteza inferior, emplazada a una profundidad entre 5 y 12 km por un cabalgamiento con un desplazamiento mínimo de 10 km hacia el NE.

Cabal (1993) realizó el estudio del flujo de calor y la modelización de la estructura térmica de la litosfera en un perfil E-O de 800 km, paralelo a la costa cantábrica. Este trabajo supuso el primero de la especialidad realizado en esta zona y presenta datos regionales de flujo de calor superficial y producción radiogénica de calor, integrados junto con otros datos geofísicos y geológicos en un modelo térmico litosférico. En el trabajo se incluye un mapa de flujo de calor que da un valor medio de $50 \pm 8 \text{ mW m}^{-2}$, normal para una zona estable, y un modelo gravimétrico que proporciona profundidades y densidades que constriñen el modelo térmico litosférico. Concluye que el espesor litosférico oscila entre 90

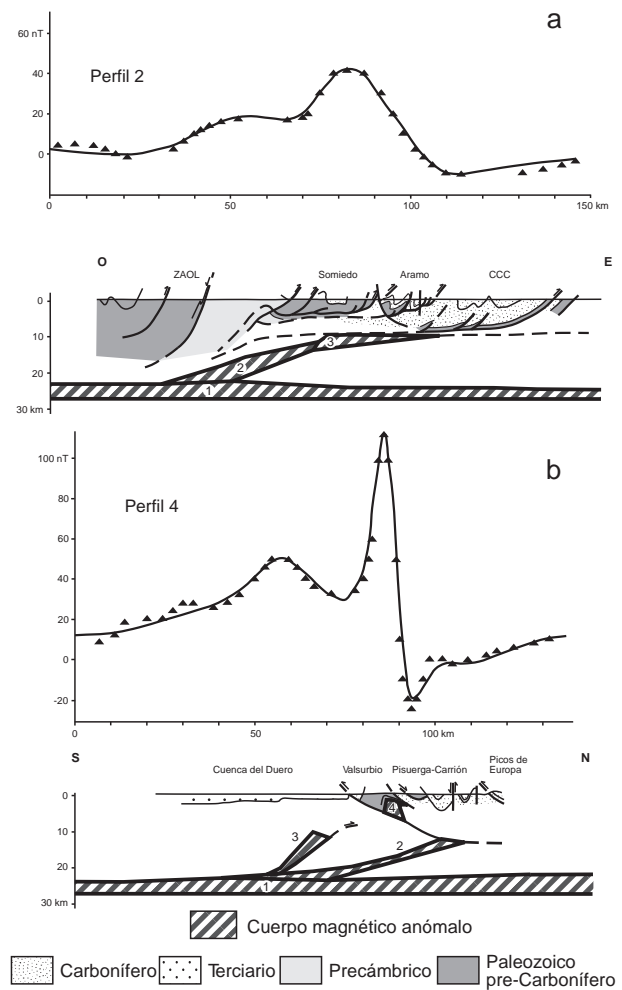


Figura 12. Modelos corticales de las anomalías magnéticas de la zona cantábrica en dos perfiles E-O y N-S, respectivamente, modelizados por Aller (1994).

km en la zona continental y 130 km en el margen, donde el flujo de calor superficial es de 45-55 y 35-45 mW m^{-2} respectivamente. La temperatura en la base de la corteza oscila entre 150 °C en el margen continental y 650 °C en el continente.

1.4. El proyecto ESCIN

El proyecto ESCIN (Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte) fue financiado por la CYCIT (cofinanciado por el Principado de Asturias -FYCIT- y por la Unión Europea) bajo la clave GEO90-0660 y el título: "Perfiles de sismica de reflexión profunda en el NO de la Península Ibérica y sus márgenes atlánticos. Estructura de la litosfera de la

Cordillera Variscica y sus márgenes gallego y Noribérico Norte". Se enmarcó dentro de un proyecto global para el estudio de la corteza Ibérica por métodos sísmicos que incluía también proyectos en el Surco de Valencia (ESCI-Surco de Valencia), la Cordillera Bética (ESCI-Béticas) y en el Mar de Alborán (ESCI-Alborán). Su desarrollo significó un gran impulso para los estudios geofísicos y geológicos, así como para el conocimiento de la estructura cortical y la geología superficial del NO peninsular, además de colocar a la comunidad científica de investigadores de Ciencias de la Tierra en España al nivel de otros países que tenían proyectos similares en marcha: *COCORP* y *CALCRUST* (Estados Unidos), *BIRPS* (Gran Bretaña), *LITHOPROBE* (Canadá), *ACORP* (Australia), *ECORS* (Francia), *DEKORP* (Alemania), *WIRE* (República de Irlanda), etc.

Los objetivos geológicos del proyecto ESCIN eran: i) el estudio de la corteza y manto superior del NO de la Península Ibérica y el margen continental cantábrico; ii) estudiar la estructura de este sector de la cadena Varisca europea así como la impronta dejada por la deformación alpina superpuesta; iii) controlar la estructura del margen noribérico, un margen extendido que posteriormente sufrió un acortamiento de edad alpina, y iv) estudiar la relación entre las estructuras alpinas de esta zona y las del extremo occidental de los Pirineos.

Para cumplir dichos objetivos se realizaron 205 km de sísmica de reflexión profunda en tierra y 525 km en mar, repartidos en 4 perfiles (situación en Figs. 1b, 115 y 116): a) Dos perfiles con orientación E-O que atraviesan perpendicularmente las estructuras variscas. El perfil terrestre ESCIN-1 en el extremo oriental y el perfil marino ESCIN-3 que constituye su prolongación occidental. Este último discurre entre la llanura abisal Atlántica al NO de la Coruña y las inmediaciones del Cabo Peñas en Asturias y fue diseñado para estudiar la evolución del margen continental atlántico. Simultáneamente a la adquisición en mar, se registraron las reflexiones de gran ángulo y refracciones con estaciones en tierra. b) Dos perfiles con orientación N-S perpendiculares a las estructuras alpinas. El perfil terrestre ESCIN-2 muestra el borde sur de la Cordillera Cantábrica y el borde norte de la Cuenca del Duero. El perfil marino ESCIN-4 atraviesa perpendicularmente el mar-

gen continental noribérico. También se registraron las llegadas de ondas reflejadas de gran ángulo y refractadas de este último experimento.

Dentro de proyectos CYCIT complementarios (GEO91-1086), se realizaron tres perfiles N-S de reflexión de gran ángulo mediante el registro simultáneo en tierra de los disparos de aire comprimido de los perfiles marinos ESCIN-3, ESCIN-4 e IAM-12 y cinco perfiles de sísmica de refracción, que permitieron deducir la estructura de la corteza en todo el NO de la Península Ibérica, así como la distribución cortical de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas (situación en Figs. 1b, 115 y 116).

1.5. Aportaciones del proyecto ESCIN

Las aportaciones de los estudios realizados bajo el proyecto ESCIN al conocimiento de la geología del subsuelo han sido muy importantes y han abierto la posibilidad de reinterpretar aspectos ya conocidos de la geología superficial.

Los perfiles terrestre ESCIN-1 y marino ESCIN-3 se enfocaron al estudio de las estructuras variscas para obtener una imagen del orógeno desde sus zonas más externas en el oriente hasta las internas en Galicia. De acuerdo con los datos del extremo occidental del perfil ESCIN-1, en la transición entre las zonas externas e internas, bajo el Antiforme del Narcea destaca la presencia de bandas de reflectores inclinados al oeste, que atraviesan desde la corteza inferior hasta niveles de la corteza superior (B y C en la Fig. 112, más adelante). Pérez-Estaún et al. (1994) interpretaron estos reflectores como zonas de cizalla profundas, que conectan con el despegue basal subhorizontal de la Zona Cantábrica sobre el basamento precámbrico indeformado (A en la Fig. 112, más adelante). Gutiérrez-Alonso (1997) explicó esos mismos reflectores como estructuras pre-variscas, probablemente diques de rocas máficas intruidas durante procesos de rift, que posteriormente rejugaron como planos de cabalgamiento con poco desplazamiento. La estructura más profunda, en la transición a las zonas internas del orógeno, parece mostrar una indentación del basamento de la Zona Cantábrica en la corteza de las zonas internas (Pérez-Estaún et al., 1997). La presencia de un despegue basal indeformado hacia el este, confirma el

carácter de tectónica epitelial propuesto previamente para la Zona Cantábrica en base a la geología superficial. El despegue está ligeramente inclinado hacia el oeste desde 12 km en su extremo oriental hasta 15,5 km en la zona donde se junta con las cizallas corticales (ver Fig. 112, más adelante) (Gallastegui et al., 1997). Éstas alcanzan profundidades de 25 km y tienen un buzamiento de unos 40° hacia el oeste (discusión en el Apartado 7).

El perfil ESCIN-3.1 incluye un pequeño prisma de acreción al pie del talud continental, en la transición océano-continente en el margen gallego, donde los sedimentos mesozoico-terciarios están deformados como consecuencia de la convergencia entre Europa e Iberia durante el Terciario (Álvarez-Marrón et al., 1996). Las únicas reflexiones atribuidas a estructuras variscas en los perfiles ESCIN-3.1 y ESCIN-3.2 se encuentran en la corteza media del último, donde hay unas reflexiones correlacionables con estructuras de esta edad en tierra que tienen una orientación N-S (Álvarez-Marrón et al., 1997b). El resto de estructuras parecen ser post-variscas y están relacionadas con los episodios de extensión mesozoicos o de compresión cenozoicos. La corteza inferior es reflectiva en ambos perfiles hasta el límite con el océano. Puede ser la imagen de zonas de cizalla relacionadas con el estiramiento dúctil de la corteza, que produjo su adelgazamiento en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya, o el relicto de una corteza inferior originariamente más gruesa. El perfil ESCIN-3.3, reprocesado por Ayarza (1995), tiene un mejor registro de los episodios variscos aunque la parte superior está ocupada por dos importantes cuencas meso-cenozoicas (ver Fig. 113, más adelante). En la parte superior del basamento hay reflexiones inclinadas al E que son el registro de los cabalgamientos y pliegues acostados de los dominios del Navia y Alto Sil (Martínez Catalán et al., 1997), los cuales confluyen en profundidad en unas reflexiones horizontales consideradas como el despegue basal de la Zona Asturoccidental-Leonesa. En la parte inferior del perfil hay dos bandas reflectivas que inicialmente fueron interpretadas como una duplicación varisca de corteza inferior, separadas por una zona con velocidades propias del manto (Ayarza, 1995). Estudios posteriores (Ayarza et al., 1998) le atribuyen tres posibles orígenes:

varisco, post-varisco o alpino (discusión en el Apartado 7). Por último, bajo 12 s hay unas conspicuas reflexiones, observables también en el perfil ESCIN-3.2, inicialmente interpretadas como la imagen de láminas subducidas, aunque de dudosa validez a la luz de los últimos datos.

Los perfiles terrestre ESCIN-2 y marino ESCIN-4 tenían como objetivo el estudio de las estructuras alpinas y su superposición sobre las estructuras variscas previas. El perfil ESCIN-2 muestra la imagen cortical de la transición entre la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero. Su característica más destacable es la presencia de una serie de reflexiones discontinuas, inclinadas al N, consideradas como cabalgamientos alpinos que atraviesan la corteza superior y se unen a un despegue en la corteza media. El desplazamiento a lo largo de estos cabalgamientos originó el levantamiento de la Cordillera Cantábrica (Pulgar et al., 1997). La corteza inferior es reflectiva y pasa de disponerse subhorizontalmente bajo la Cuenca del Duero a inclinarse hacia el N bajo la Cordillera por una flexión que produce un engrosamiento de la denominada "corteza continental" o "ibérica" (Pulgar et al., 1996). El perfil ESCIN-4, que constituye la continuación en el mar de ESCIN-2, ofrece una imagen del margen continental noribérico. En la plataforma asturiana y el Banco Le Danois se observan cuencas sedimentarias mesozoicas, invertidas durante el Terciario. Al norte del talud continental hay una potente sucesión sedimentaria depositada sobre un basamento posiblemente oceánico, cuya base se inclina al sur. Inmediatamente al pie del talud se observa un conjunto de reflectores en forma de cuña, normalmente inclinados al sur, que se han interpretado como un prisma de acreción alpino enterrado bajo sedimentos más jóvenes (Álvarez-Marrón et al., 1996 y 1997b; Gallart et al., 1997).

Los datos de refracción en diversos perfiles N-S y E-O (Fernández Viejo, 1997) muestran que la estructura de la corteza en la zona oriental de ESCIN-1 es la de una corteza típicamente varisca, estructurada en tres niveles y con un espesor de 30-32 km, aunque hacia el este se produce el importante engrosamiento cortical antes descrito. En un perfil N-S paralelo a ESCIN-2 y ESCIN-4 (Fig. 13) se observa la flexión de la "corteza ibérica" mostrada en ESCIN-2 y el engrosamiento cortical

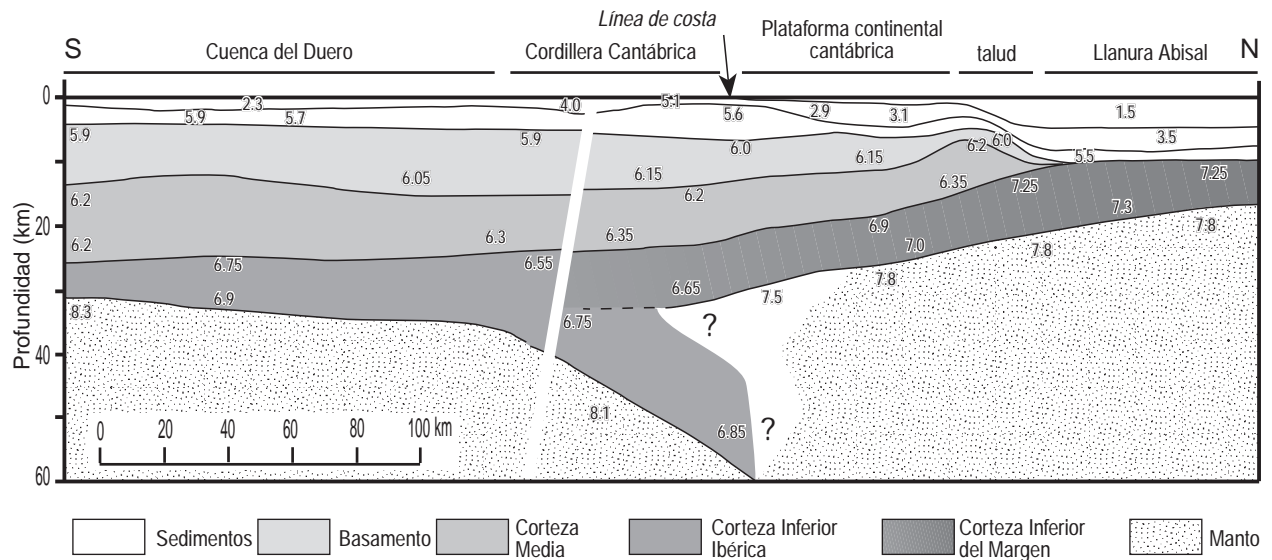


Figura 13. Modelo cortical en una sección N-S paralela a ESCIN-2 y ESCIN-4 compuesto en base a dos perfiles de sísmica de refracción/gran ángulo cuya situación se muestra en la Figura 1. Nótese el fuerte engrosamiento cortical bajo la Cordillera Cantábrica. Tomada de Pulgar et al. (1996).

llega a alcanzar 50-60 km de espesor bajo la línea de costa cantábrica (Pulgar et al., 1996; Fernández Viejo, 1997; Fernández Viejo et al., 1998; Fernández Viejo et al., 2000). En la parte marina la corteza tiene velocidades de corteza oceánica y en el extremo más septentrional la Moho del margen se sitúa a 18 km de profundidad. Hacia el S, la Moho profundiza hasta alcanzar 32 km bajo la línea de costa. La flexión de la corteza ibérica y el consiguiente engrosamiento cortical se producen por la indentación hacia el S de una cuña de corteza inferior del “margen cantábrico” produciendo la delaminación de la corteza inferior “Iberica”. Fernández Viejo (1997) también realizó dos modelos gravimétricos a escala cortical con una orientación N-S: uno frente a la costa de Galicia y otro desde la llanura abisal cantábrica hasta la Cuenca del Duero a lo largo del meridiano $4,85^{\circ}\text{O}$. Ambos están constreñidos por los datos de refracción y el que sigue el meridiano $4,85^{\circ}\text{O}$ refleja el engrosamiento cortical bajo la Cordillera, así como el adelgazamiento progresivo de la corteza del margen cantábrico hacia el centro del Golfo de Vizcaya.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La estructura actual de la zona estudiada es el resultado de una historia geológica compleja, desarrollada a lo largo de dos ciclos orogénicos com-

pletos: el varisco y el alpino, que por lo tanto incluye varias etapas de compresión y distensión. Se trata de una historia que comienza en el Fanerozoico con los primeros eventos compresivos variscos desarrollados durante el Carbonífero sobre una extensa plataforma estable desde el Precámbrico, y que concluye hace pocos millones de años con los últimos eventos compresionales alpinos en el Terciario, que levantaron la Cordillera Cantábrica a la vez que se desarrollaban las cuencas terciarias de Oviedo y del Duero.

Desde el punto de vista geológico, la zona estudiada se puede dividir en varios dominios caracterizados por las rocas que los constituyen y la deformación que muestran. Por un lado, está el dominio ocupado por las rocas paleozoicas que conforman el Macizo Varisco, que incluye rocas del Precámbrico al Carbonífero superior. La estructura de esta zona se adquirió esencialmente durante la Orogenia Varisca, aunque la deformación alpina retoca algunas estructuras y produce el levantamiento de la Cordillera Cantábrica durante el Terciario a la vez que se rejuvenece el relieve. Por otro lado, los materiales paleozoicos constituyen el basamento sobre el que se depositan las cuencas mesozoico-terciarias, en las que se incluyen materiales del Pérmico. Se pueden diferenciar: la cuenca marina meso-terciaria desarrollada en el margen continental cantábrico y al pie del talud continental, y las cuencas terrestres de Oviedo

y del Duero además de la Cuenca Vasco-Cantábrica que limita por el este la zona estudiada.

La geología detallada de cada una de estas zonas será tratada en los apartados correspondientes. En éste se hará una descripción geológica dentro de un marco geotectónico más amplio que incluye el resto de la Placa Ibérica y las placas limítrofes. Se pretende describir la evolución de la zona en términos de dinámica de placas.

2.1. La Orogenia Varisca

Contexto geotectónico

El cinturón orogénico varisco de Europa occidental forma parte de un larga cadena paleozoica (1000 km de anchura por 8000 km de longitud) que se extiende desde el Macizo de Bohemia en Polonia, Eslovaquia y la República Checa por el norte, hasta los Apalaches del Sur y las Ouachitas en Norteamérica y las Mauritánides de África oriental por el sur (Fig. 14a). La construcción de este edificio orogénico se produjo entre 500 y 250 Ma por la colisión de varias placas como Laurentia y Báltica contra Gondwana, que se situaba al SO. A todos los procesos que acompañan la colisión, se les conoce con el nombre de Orogenia Varisca y durante su desarrollo se produjo el cierre de al menos tres océanos (Iapetus, Rheico y Galicia-Macizo Central Francés), cuyos restos están preservados en retazos de suturas (Matte, 1991). El resultado final es la concentración de la mayor parte de los terrenos subaéreos en un único supercontinente denominado Pangea (Fig. 14b).

Los terrenos proterozoicos y paleozoicos que fueron deformados y en parte metamorfizados e intruidos por granitoides, durante la Orogenia Varisca, constituyen la mayor parte del basamento premesozoico en Europa occidental. Este basamento aflora en varios macizos (Ibérico, Armoricano, Macizo Central Francés, Ardenas-Renohercínico y Bohémico) que sufrieron poca deformación ulterior, excepto en las zonas afectadas por la Orogenia Alpina como: Alpes, Pirineos y la Cordillera Bética (Matte, 1991). Como veremos a lo largo de este trabajo, también hay que incluir dentro de este grupo a la Cordillera Cantábrica en el norte del Macizo Varisco que aflora en el NO de la Península Ibérica.

El cinturón varisco fue sometido a una fuerte erosión antes del Pérmico y se desmembró definitivamente

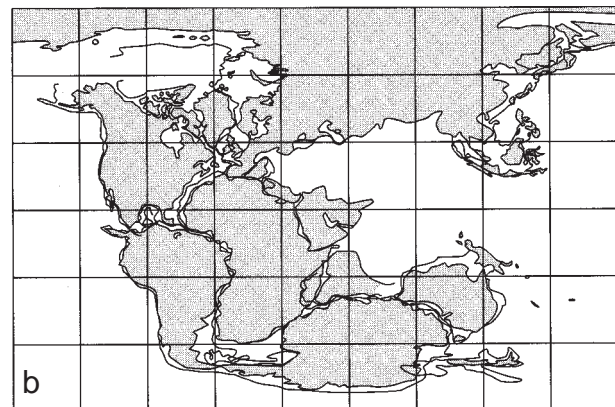
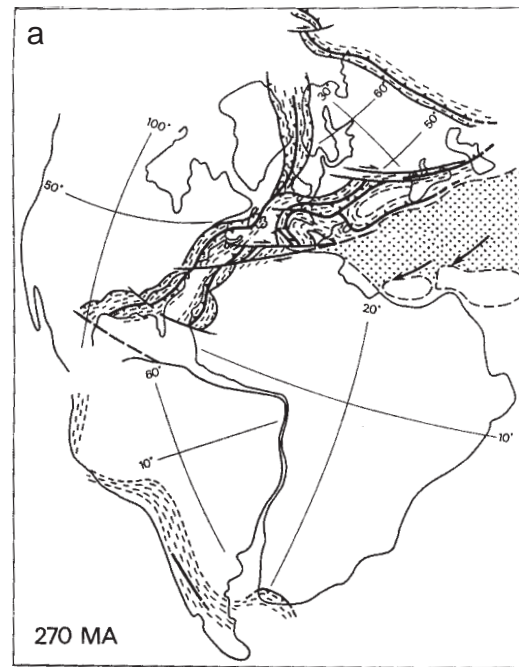


Figura 14. a) Orogénos peri-Atlánticos del Paleozoico en una reconstrucción pémica según Matte (1991). b) Configuración de supercontinente Pangea entre el Pérmico superior y el Triásico inferior (220-240 Ma), según Moores y Twiss (1995).

durante el Mesozoico en varias placas durante la apertura del Océano Atlántico. Tras la ruptura de Pangea, uno de los segmentos de la cadena varisca se encuentra en América, al otro lado del océano, y otra parte se extiende desde la costa occidental de África hasta el Macizo de Bohemia, pasando por el oeste de la Península Ibérica.

El Macizo Ibero-Armoricano

El aspecto de la Cadena Varisca Europea, antes de la fragmentación de Pangea, sería el de una cadena continua desde el sur de Iberia hasta el norte de

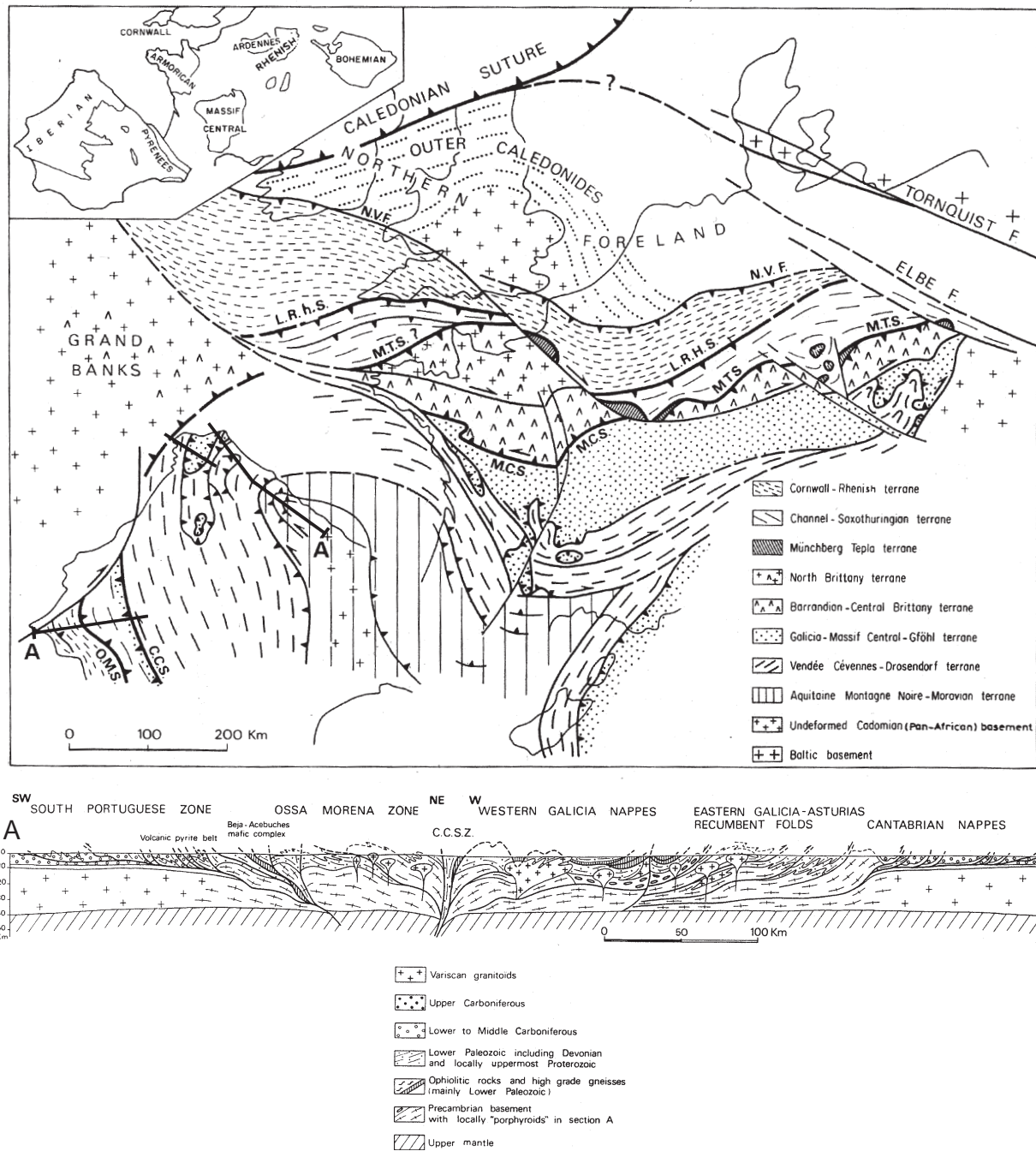


Figura 15. Esquema estructural del Orógeno Varisco Europeo. N.V.F.: frente varisco norte; L.R.H.S.: sutura de Lizard-Renana; M.T.S.: Sutura del Macizo Central; C.C.S.: sutura de Coimbra-Córdoba; O.M.S.: sutura de Ossa-Morena. Los bloques de Iberia y de Córcega-Cerdeña se representan en su posible posición pémica con respecto a Europa. Corte geológico a través del Macizo Ibérico. Situación del corte en la Figura a. Tomadas de Matte (1991).

Bohemia, como la que se observa en la Figura 15, uniendo los diferentes macizos y trasladando Iberia, Córcega y Cerdeña a sus posiciones priesozoicas. Esta banda deformada tiene una longitud de 3000 km y una anchura entre 700 y 800 km y se

caracteriza por su forma curvada; el llamado Arco Ibero-Armoricano. El Macizo Varisco Ibérico, que constituye la rama sur del Arco Ibero-Armoricano, es el que presenta actualmente la mejor sección geológica de todos los macizos variscos en Europa

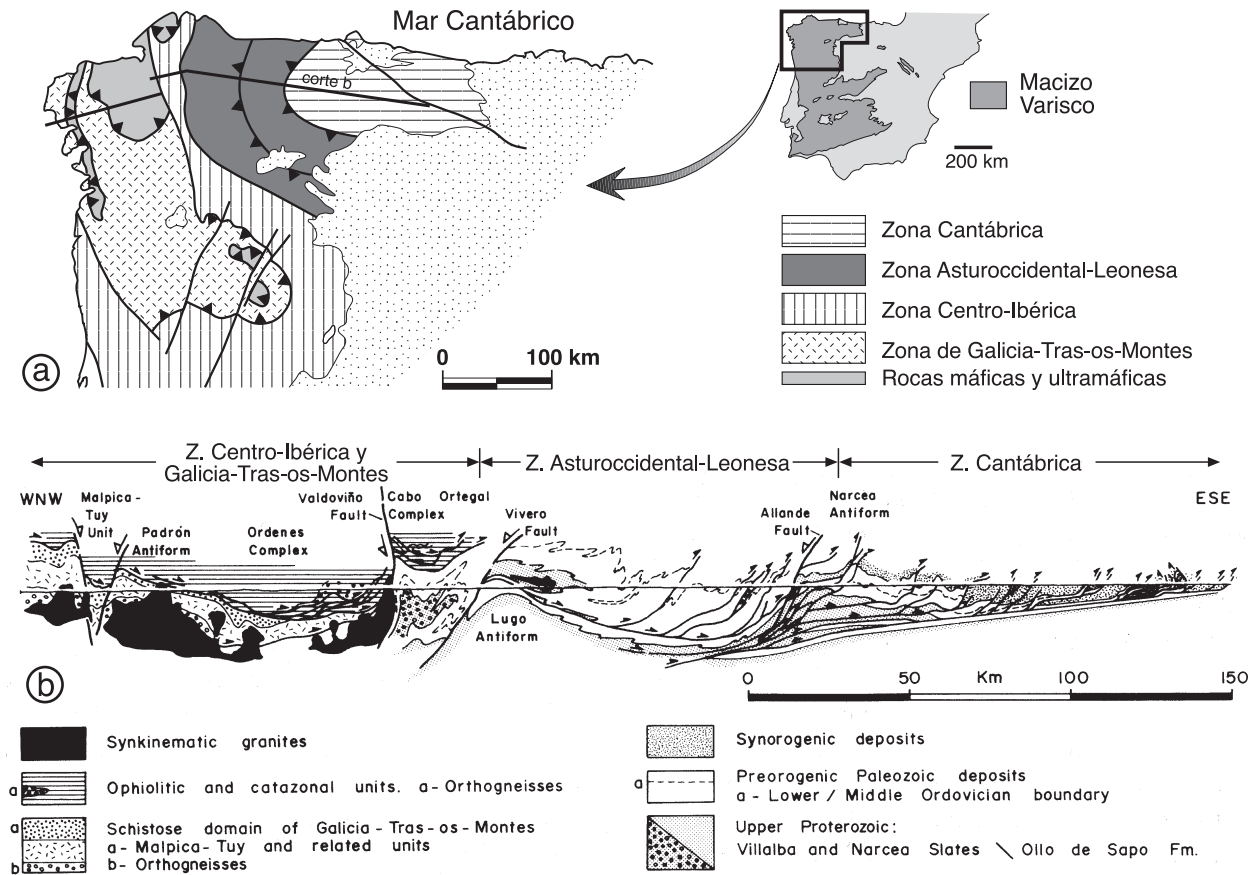


Figura 16. a) Esquema simplificado de la división en zonas del Macizo Hercínico en el NO peninsular. Basado en Lotze (1945), Julivert et al. (1972) y Farias et al. (1987). b) Corte geológico del sector N del Macizo Ibérico según Pérez-Estaún et al. (1991). Situación del corte en la Figura a.

Occidental. En él se puede observar la doble vergencia opuesta, hacia el E en la parte norte y hacia el SO en la parte sur, característica de los orógenos de colisión (Fig. 15).

Toda esta sección ha sido ampliamente estudiada desde finales del siglo pasado y Lotze (1945) estableció la primera división en seis zonas del orógeno en base a criterios estructurales, estratigráficos y/o metamórficos. Julivert et al. (1972) redujeron a cinco las zonas y más recientemente se han modificado ligeramente los límites entre ellas (Arenas et al., 1986; Farias et al., 1987), quedando definitivamente dividido de norte a sur en: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centro-Ibérica, Zona de Galicia-Trás-os-Montes, Zona de Ossa-Morena y Zona Sur Portuguesa (Fig. 16a).

La parte noroeste del Macizo Ibérico constituye una espectacular sección continua de 400 km. De E a O el nivel de erosión es progresivamente más ba-

jo y afloran desde las zonas más externas del orógeno (Zona Cantábrica) hasta las más internas (Zona Centro-Ibérica y Galicia-Trás-os-Montes). Gracias a ello se pueden observar todas las estructuras que caracterizan los orógenos colisionales: las zonas internas profusamente afectadas por metamorfismo e intruidas por granitos y las zonas externas donde la deformación es del tipo epitelial (*thin-skinned*) y las principales estructuras son cabalgamientos y pliegues asociados, y el metamorfismo es muy escaso o nulo (Pérez-Estaún et al., 1991) (Fig. 16b).

En la Figura 17 se representan los distintos estadios de la evolución del sector NO del margen noribérico durante el Paleozoico según Matte (1991). La historia comienza con una etapa distensiva en el Paleozoico inferior formándose en este margen una amplia plataforma continental con surcos colmatados de sedimentos cambro-ordovícicos (Fig. 17A).

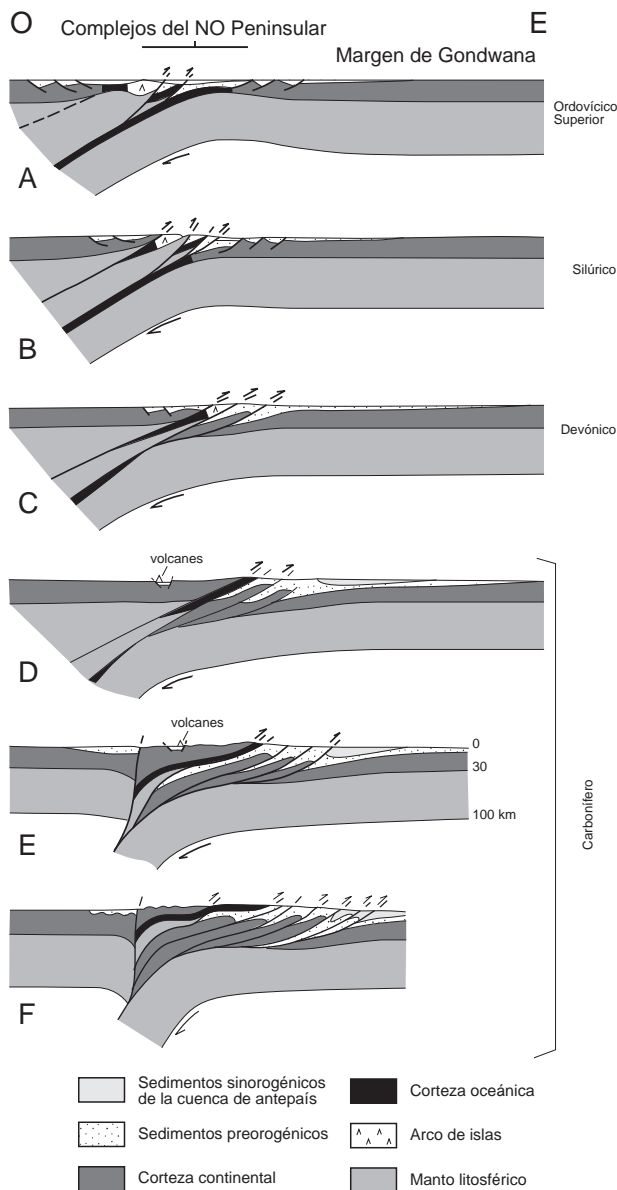


Figura 17. Interpretación esquemática de la evolución geodinámica del NO de la Península Ibérica durante el Paleozoico según Matte (1991).

La plataforma pasó por una etapa estable hasta el Devónico superior (Fig. 17B y C). Ya durante el Paleozoico inferior (Fig. 17A) debía existir frente a Gondwana (placa donde se sitúa la zona de estudio) un margen activo de subducción que evolucionó hasta la colisión de los continentes. En este proceso se produjo la obducción de rocas básicas, ultrabásicas y neises en torno al Silúrico. Posteriormente a la colisión, durante el resto del Carbonífero, todo el margen sufre un importante acortamiento

con la formación de cabalgamientos y la génesis de la cadena montañosa.

La Zona Cantábrica

El sector oriental de la Zona Cantábrica es la parte del orógeno Varisco que se encuentra dentro de la zona objetivo del estudio. Debido al método sísmico empleado, los materiales paleozoicos responden, y han sido tratados esencialmente, como el basamento sobre el que se desarrollan las cuencas meso-terciarias, que proporcionan más información, aunque también se han podido obtener datos sobre las estructuras de los materiales paleozoicos.

Julivert (1967) dividió la Zona Cantábrica en varias regiones con características geológicas diferentes (Fig. 18a): Región de Pliegues y Mantos (unidades del Aramo, Sobia-Bodón y Somiedo-Correcillas), Región de Mantos o del Manto del Ponga, Cuenca Carbonífera Central, Región de los Picos de Europa y Región del Pisuerga-Carrión. La franja estudiada abarca terrenos de prácticamente todas las regiones y más que las características particulares de cada una de ellas es necesario mencionar las características generales de la Zona Cantábrica en conjunto.

La Zona Cantábrica constituye el núcleo interno del Arco Ibero-Armoricano, que en esta zona ha sido denominado como Arco Astúrico o Rodilla Astúrica. Como se ha mencionado, exhibe las características típicas de una zona externa de cordillera, con una tectónica de tipo epidérmica (*thin-skinned*) y la deformación se produce en condiciones superficiales con ausencia de metamorfismo y escaso desarrollo del clivaje, siendo las estructuras más características los pliegues y cabalgamientos vergentes al este (Julivert, 1971; Pérez-Estaún et al., 1988).

Tectonoestratigráficamente se distinguen dos unidades: preorogénica y sinorogénica (Marcos y Pulgar, 1982). La primera tiene forma de cuña adelgazada hacia el E. Está formada por rocas de edad Cámbrico a Carbonífero inferior, que forman unidades alóctonas, emplazadas entre el Westfaliense B y el Estefaniense hacia el centro del arco, de modo similar a las hojas del diafragma de un objetivo fotográfico (Pérez-Estaún et al. 1988). El emplazamiento se produjo según una secuencia progradante desde las unidades más occidentales hacia las más orientales (Fig. 18b). Las rocas son predominantemente detríticas, la presencia de rocas ígneas es casi testi-

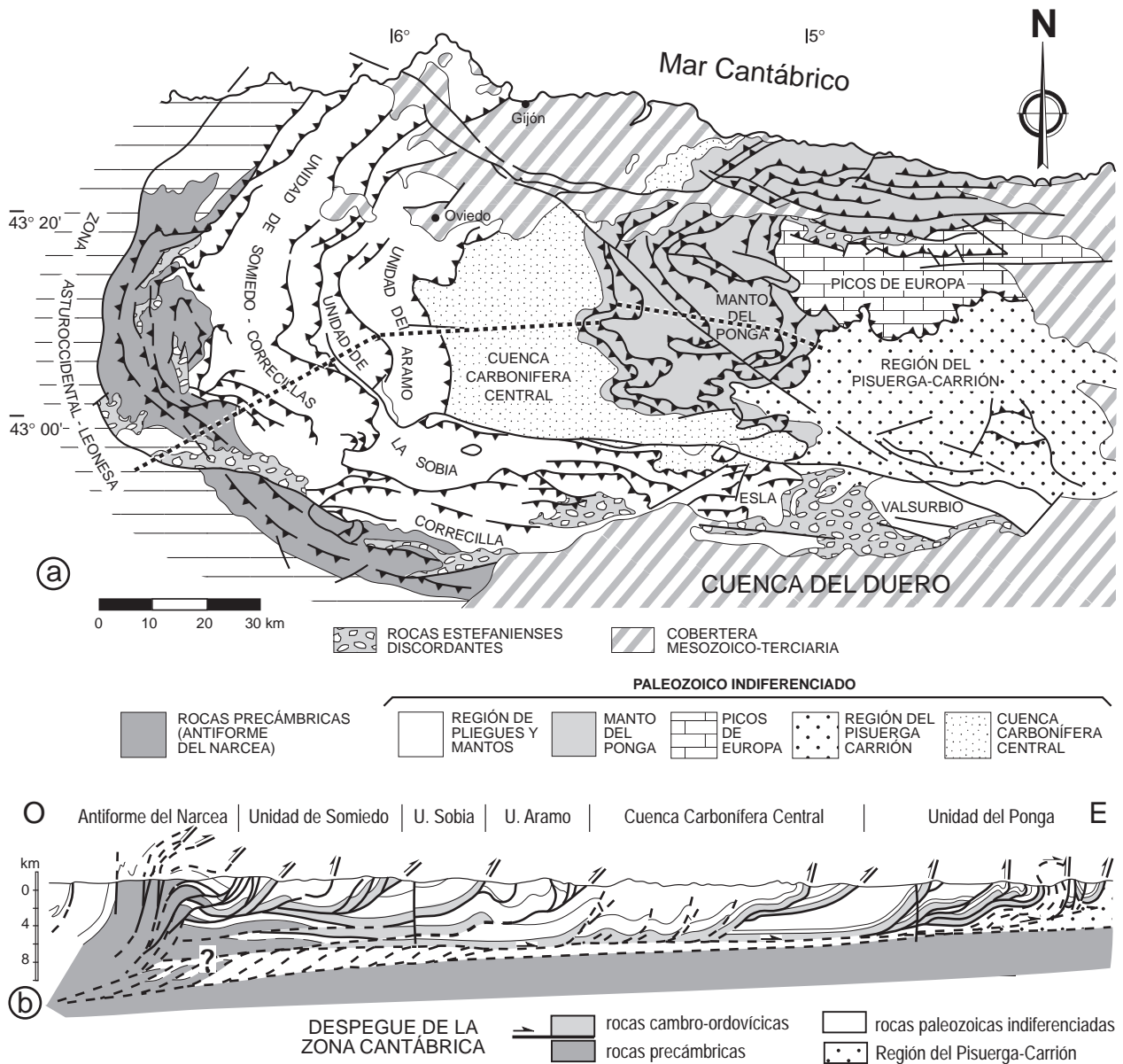


Figura 18. a) Esquema de la división en regiones de la Zona Cantábrica según Julivert (1967), modificado por Pérez-Estaún et al. (1988). **b)** Corte geológico de la Zona Cantábrica según Pérez-Estaún et al. (1988). Situación del corte, línea de puntos en la Figura a.

monial, y se observa un incremento del porcentaje de rocas carbonatadas hacia el este, aunque las areniscas, pizarras, lutitas y carbonatos en general son los tipos rocosos más frecuentes. La unidad sinorogénica incluye varias cuñas, adelgazadas hacia el este, de materiales del Carbonífero superior que constituyen el relleno de depresiones formadas por delante de los cabalgamientos (Marcos y Pulgar, 1982). Los materiales son esencialmente areniscas, pizarras y conglomerados con abundantes niveles de carbón, ocasionalmente explotables.

Los cabalgamientos tienen trayectoria en escalera con rampas y rellanos y existe un despegue generalizado en las dolomías cámbricas de la Formación Láncara. Los cabalgamientos forman estructuras más complejas, como imbricados y duplexes, que en conjunto acumulan una gran cantidad de acortamiento en toda la Zona Cantábrica. La zona está afectada por dos sistemas casi ortogonales de pliegues, longitudinales y transversales respectivamente a la curvatura del arco, que localmente forman estructuras de interferencia (Julivert y Marcos,

1973; Aller, 1986; Aller y Gallastegui, 1995). Los pliegues longitudinales han sido interpretados como pliegues de propagación y flexión de falla, mientras que los pliegues transversales han sido relacionados con estructuras laterales de los cabalgamientos. Ambos conjuntos han sufrido una ampliación posterior, sobre todo en la zona del Manto del Ponga. En los Picos de Europa los pliegues son escasos (Pérez-Estaún et al., 1988; Pérez-Estaún y Bastida, 1990).

2.2. La evolución postpaleozoica de la Placa Ibérica: el ciclo alpino

En este apartado se aborda la descripción de la evolución de la Placa Ibérica con posterioridad al Paleozoico, haciendo especial hincapié en el desarrollo del margen cantábrico y los procesos tectónicos que dieron lugar a su actual estructura y morfología.

Como ya hemos visto, la situación tectónica global al final de la Orogenia Varisca (Pérmico) era la de un único supercontinente denominado la Pangea. La aparente estabilidad tectónica alcanzada con la unificación de los continentes, fue sin embargo efímera, y Pangea se vio afectado por un régimen distensivo que reactivó los rifts periféricos y posteriormente los internos. La ruptura de los cinturones de los Apalaches-Marruecos y Varisco europeo empezó tan sólo 50-60 Ma después de su consolidación (Fig. 19). La corteza de estas zonas aún debía estar considerablemente engrosada y todavía no habría alcanzado su equilibrio isostático ni térmico. Estos rifts fueron el preludio de la desintegración del supercontinente durante el Jurásico y Cretácico que culminó, en esta zona, con la oceanización del rift Atlántico y la generación de corteza oceánica.

La evolución postvarisca de la Península Ibérica, con todos los procesos que llevaron a su individualización como una subplaca y sus posteriores movimientos, estuvieron condicionados por su peculiar posición entre dos macropalacas, Eurasia al norte y África al sur (Fig. 19). En la evolución alpina de la placa se pueden distinguir dos etapas: a) Etapa extensional que abarca desde el Pérmico superior (230 Ma) hasta el Cretácico superior (80 Ma) durante la cual se produce la extensión y des-

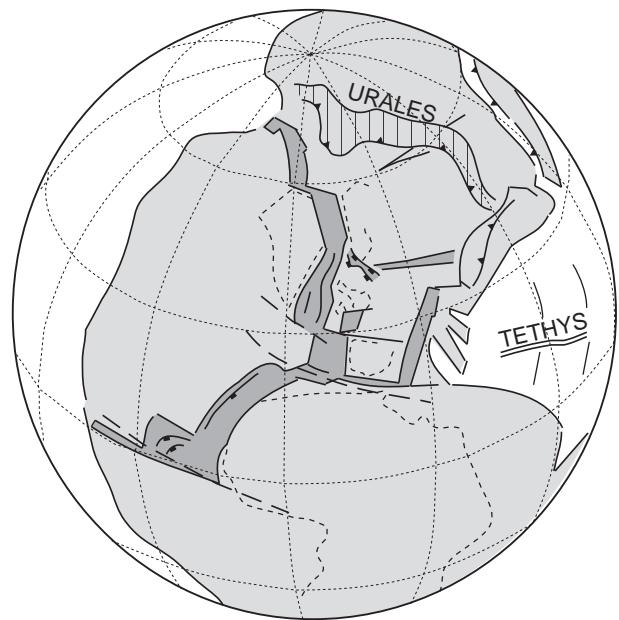


Figura 19. Reconstrucción simplificada de las placas en el Triásico mostrando los sistemas de apertura del Atlántico Norte según Coward (1995).

membramiento de Pangea culminando con la formación del Océano Atlántico, la apertura del Golfo de Vizcaya y la generación de corteza oceánica en ambos fondos. b) Etapa compresional alpina, que abarca desde el Cretácico superior al Mioceno medio (15 Ma) cuando la colisión entre África y Europa produce el levantamiento de los edificios alpinos (Pirineos, Béticas), estructuras compresivas intraplaca (levantamiento del Sistema Central) y el cierre parcial del Golfo de Vizcaya, acompañado del levantamiento de la Cordillera Cantábrica.

Etapa de rift: Pérmico a Jurásico medio

La primera etapa distensiva posthercínica abarca desde el Pérmico superior al Jurásico medio, cuando se desarrolla un nuevo margen divergente-transformante entre Gondwana (África) y Laurasia (América y Eurasia) (Figs. 20 y 21). Las fuerzas que produjeron las tensiones que fracturaron Pangea estaban relacionadas con la propagación hacia el S del rift del mar Noruego-Groenlandés y hacia el O del rift del Tethys, océano que bordeaba Pangea por el este (Ziegler, 1989). Como ya se ha dicho, las primeras fracturas que afectaron a Pangea en el cintu-

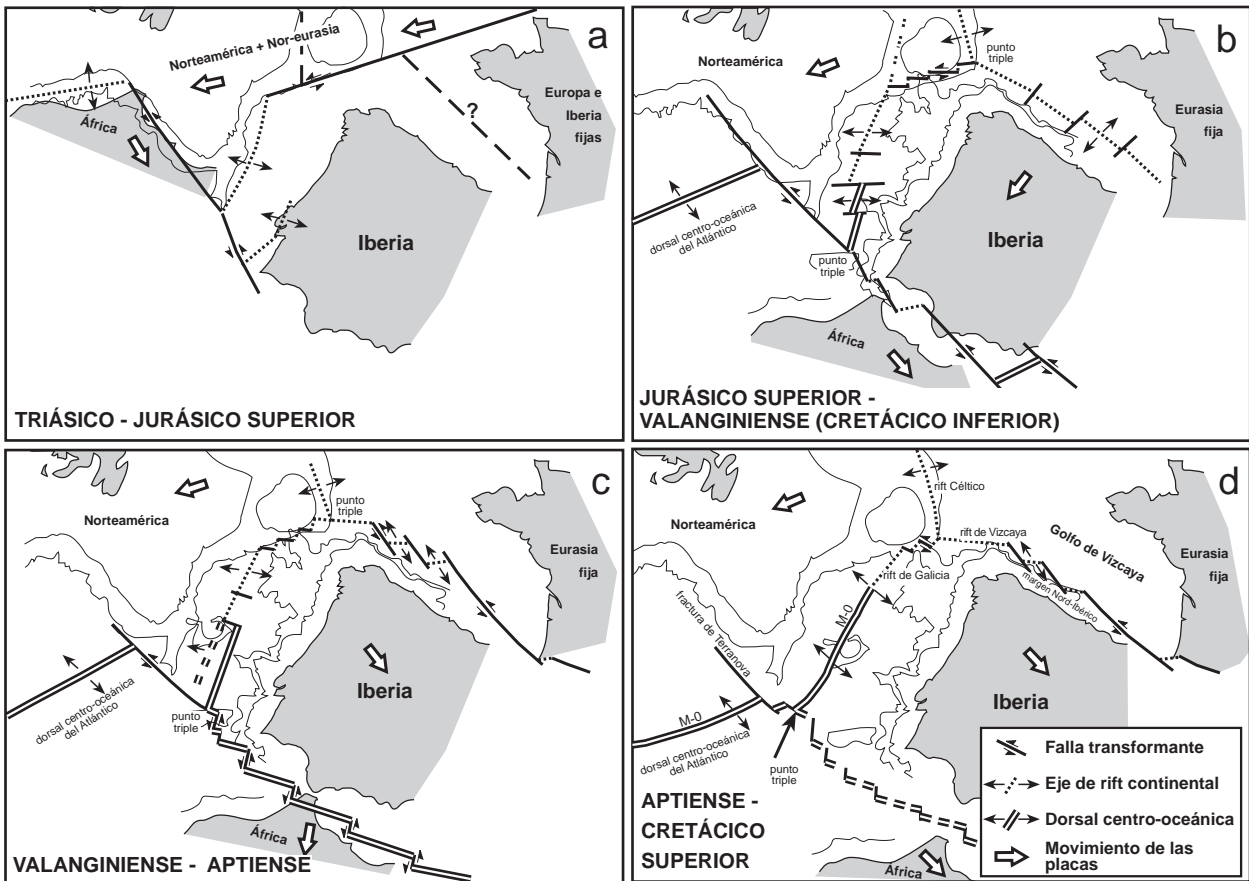


Figura 20. Evolución cinemática de la Placa Ibérica. La primera edad indica la de reconstrucción del estado de las placas, entre paréntesis la edad del final del periodo para el que es válido el modelo cinemático. Tomada de Malod y Mauffret (1990).

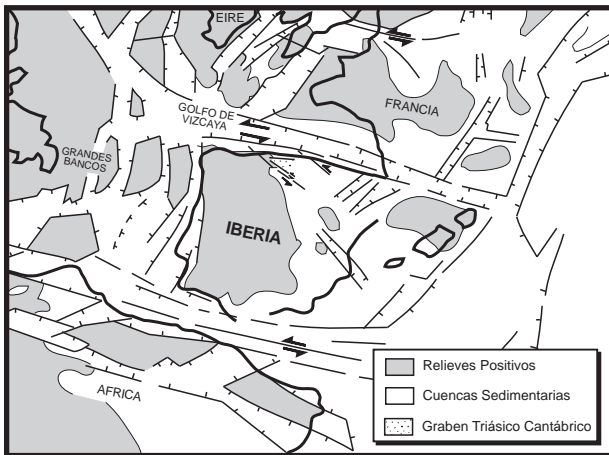


Figura 21. Situación del graben transtensional Triásico y otros sistemas de rift europeos según García-Mondéjar (1989).

rón Varisco, se forman unos 50 o 60 Ma después de su unificación, y el rift pérmico muchas veces se forma sobre estructuras variscas previas, en las que se formaban cuencas intraplaca epicontinen-

tales que se iban rellenando de sedimentos. En muchas zonas, como en el área cantábrica y los Pirineos, los sedimentos pérmicos están íntimamente relacionados con los triásicos, por lo que en general se habla de materiales permotriásicos. En el Triásico se formaron los sistemas de rift que darían lugar a los futuros bordes de la Placa Ibérica, como los paleomárgenes de los dominios bético y pirenaico o los márgenes portugués y cantábrico, que pasaban por un situación general de subsidencia (Vegas y Banda, 1982).

Durante el Jurásico inferior se produjo la subsidencia de los rifts bajo el nivel del mar, acompañada de una transgresión marina generalizada de las cuencas ibéricas sobre las que se instalaron extensas plataformas carbonatadas como la cuenca jurásica pirenaica o la Cuenca Vasco-Cantábrica, sometidas a regímenes distensivos. Se estima que durante la etapa de rift Iberia se movió 150 km al SO respecto de Eurasia (Boillot 1984 a y b).

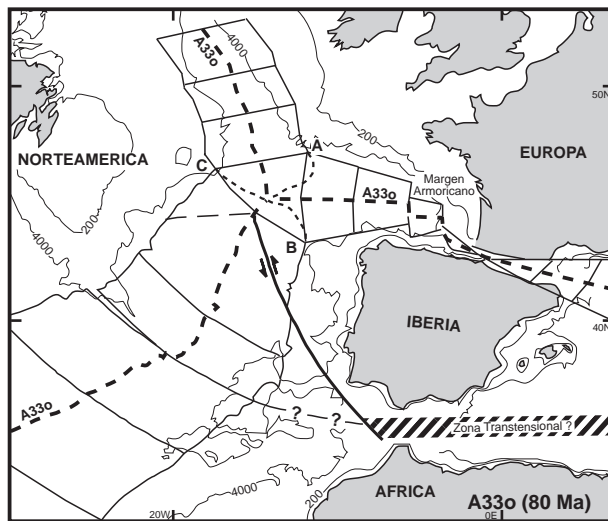


Figura 22. Reconstrucción de las placas en el momento de formación de la anomalía A33o con Europa fija. A, B y C son puntos conjugados del punto triple del Atlántico. Obsérvese la zona de los Pirineos antes de la compresión alpina. (Tomada de Sibuet y Colette, 1991).

La individualización de Iberia como placa: Jurásico medio a Cretácico superior

Hace aproximadamente 180 Ma el rift de Pangea comenzó su oceanización con el inicio de la apertura del Atlántico Central y la formación de corteza oceánica en sus fondos. Esto significó el inicio de una nueva etapa en la disgregación del supercontinente, regida por la propagación hacia el norte de la dorsal centro-Atlántica. En este momento Iberia se sitúa entre dos grandes zonas transformantes al N y S que provocan su movimiento antihorario (Fig. 20b y c).

No existe consenso entre los diferentes autores sobre el momento en el que Iberia se individualizó como placa. Roest y Srivastava (1991) sitúan ese momento en el Cretácico medio, cuando comenzó la separación de Iberia y América marcada por la anomalía M0 de 118 Ma (Fig. 20d), proceso que culminó con la separación de Galicia y el Flemish Cap hace 114 Ma (Uchupi, 1988; Ziegler, 1989). Sin embargo, la individualización total no se alcanzó hasta el Aptiense-Albiense que es cuando el rift culmina y el margen noribérico se separa de Eurasia (Derégnaucourt y Boillot, 1982). Desde ese momento, la Placa Ibérica se movió independientemente del resto de Europa con un sentido antihorario hacia el sudeste, arrastrada por África en su movimiento hacia el este (Malod y Mauffret,

1990). Este movimiento antihorario produjo la apertura del Golfo de Vizcaya y la generación de corteza oceánica en su fondo, con la separación de los márgenes continentales cantábrico (Iberia) y armóricano (Eurasia). Ambos se comportan como márgenes pasivos, mientras que las regiones Vasca y Pirenaica están sometidas a un régimen de desgaste a lo largo de la zona transformante noribérica (Boillot y Malod, 1988) y los Pirineos orientales a compresión (Fig. 22). La apertura del Golfo es diacrónica y se produce de O a E. En su parte occidental es poco posterior a la anomalía M0 (Aptiense inferior), en la parte central la apertura es Aptiense superior (Montadert et al., 1979; Derégnaucourt y Boillot, 1982; Malod et al., 1982) y en el sector oriental es Albiense inferior (Malod y Mauffret, 1990). Tampoco hay consenso entre los autores sobre el ángulo de rotación total de Iberia respecto a Europa. Lallemand y Sibuet (1986) calcularon un ángulo de 23° y posteriormente Sibuet y Collette (1991) aumentaron el valor de la rotación desde la anomalía M0 hasta 34° , lo cual está de acuerdo con los datos paleomagnéticos que dan una rotación de 35° - 40° desde el Pérmico (Van der Voo y Zijdeveld, 1971).

La expansión oceánica en el Golfo de Vizcaya terminó al comienzo del Campaniense a medida que la dorsal centro-Atlántica progresaba hacia el N provocando la separación de Groenlandia y la Península de Labrador (Ziegler, 1989). El cese de la apertura se produjo hace casi 80 Ma (Fig. 22), entre la anomalía 31 (Roest y Srivastava, 1991) o la anomalía 33 (Sibuet y Collette, 1991, 1993), y parece estar relacionado con la anexión de África e Iberia, en algún momento antes de la anomalía 34 (84 Ma), y el movimiento de África hacia el N que da fin al régimen distensivo Mesozoico en Iberia.

Síntesis de la cinemática de la apertura del Golfo de Vizcaya

Como hemos visto, la evolución meso-terciaria de la Península Ibérica es compleja, pasando por etapas de compresión y distensión y sufriendo diferentes movimientos debido a su posición entre África y Eurasia. Uno de los eventos más importantes y que ha suscitado mayor discusión es el de la apertura del Golfo de Vizcaya, por cuanto condicionaría toda la evolución posterior de la placa

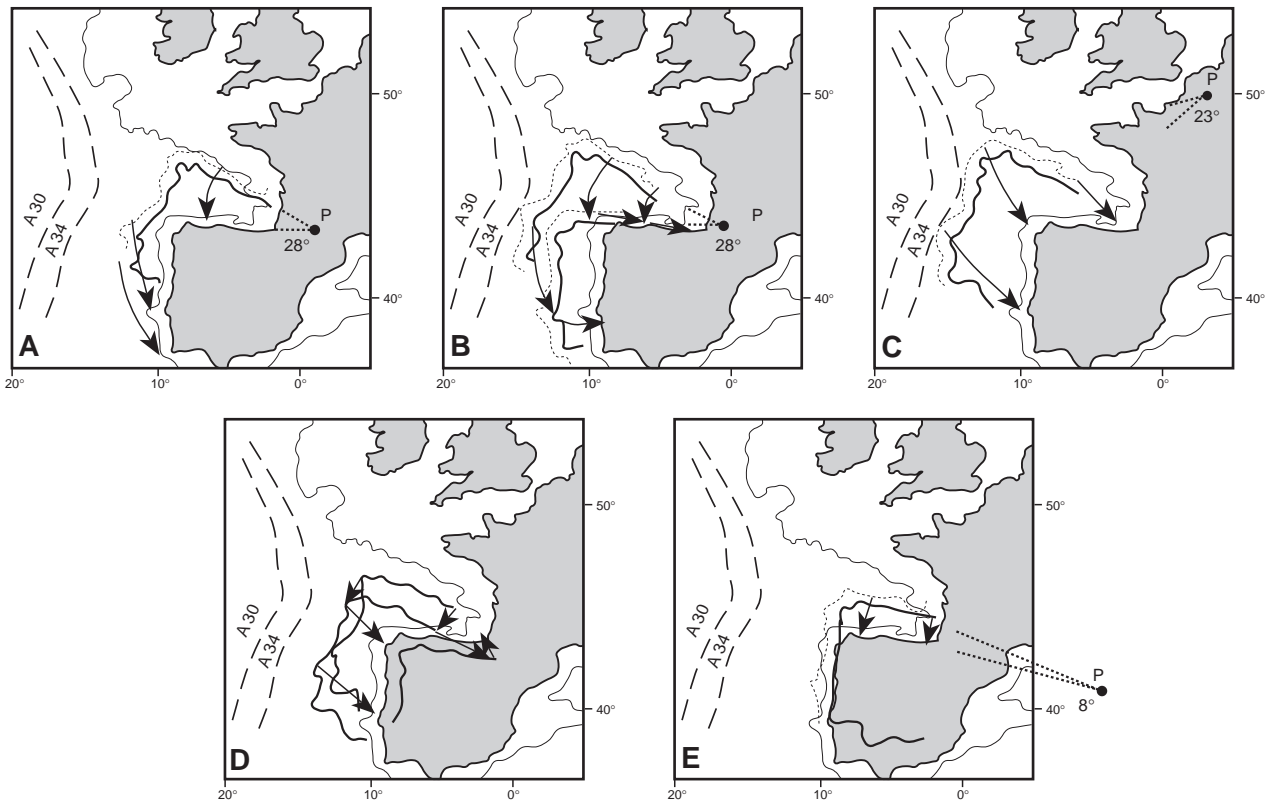


Figura 23. Diagramas correspondientes a distintas propuestas para el desplazamiento relativo de la Península Ibérica con respecto a Europa durante el Mesozoico y Terciario. Los diagramas a, c y d proponen la existencia de un único polo de rotación, mientras que los diagramas b y e proponen una apertura en dos fases. A30 y A34 corresponden a anomalías magnéticas del océano Atlántico. Tomada de Pérez-Estaún (1995).

y es el proceso que dio lugar a la formación del margen noribérico y precedió a la formación de los Pirineos.

La forma en V del Golfo llevó a proponer unas hipótesis iniciales de apertura en tijera, con un polo de rotación entre Iberia y Eurasia localizado en el centro de la cadena pirenaica (Carey, 1958), que explicaba la apertura del Golfo y la compresión en los Pirineos. Posteriormente, Bullard et al. (1965) y Schoeffler (1965) basándose en el paleomagnetismo de rocas triásicas propusieron un polo de rotación en el centro de la cadena. Desde los años setenta surgieron varias tendencias para explicar las rotaciones (Fig. 23): i) Polos de rotación cercanos, localizados al este (Montadert y Winnock, 1971) o al oeste de los Pirineos (Souquet et al., 1977; Sibuet y Collette, 1991), y ii) Polos de rotación lejanos que implican una componente de traslación de E a O de Iberia con la presencia de fallas transformantes senestras. Estos modelos encontraban objeciones como los desplazamientos

del orden de cientos de kilómetros y la cronología del movimiento (Choukroune, 1976 en Grandjean, 1994).

Los modelos más desarrollados incluyen varios polos de rotación que se suceden en el tiempo. Galdeano et al. (1989) estudiando las anomalías magnéticas localizan un polo de rotación cercano a París que luego migra hacia el sur. Malod y Mauffret (1990), proponen una apertura en varias direcciones y con varios polos de rotación con una apertura inicial NE-SO entre el Triásico y Jurásico seguida de una traslación cretácica por el movimiento de Iberia hacia el este (Fig. 24). Por último, un desplazamiento al NO durante el Cenozoico (Boillot y Capdevila, 1977; Olivet, 1978; Grimaud et al., 1982) provocó la compresión que construyó los Pirineos y afectó a toda la Placa Ibérica en general. Este modelo permite explicar que la distensión en el ámbito pirenaico sea más importante de oeste a este y el régimen compresivo sea más reciente de este a oeste.

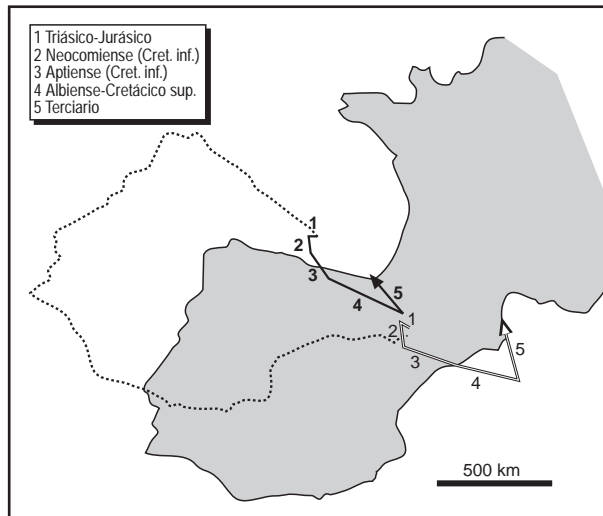


Figura 24. Modelo cinemático del movimiento de la Placa Ibérica en relación con la Placa Europea entre el Triásico y el Terciario. En la parte occidental de los Pirineos el desplazamiento relativo es de 30 km en el Triásico-Jurásico (1), 50 km en el Neocomiense (2), 150 km en el Aptiense, 340 km en el Albiense-Cretácico superior (4) y 200 km en el Cenozoico (5). Tomada de Grandjean (1994).

La evolución terciaria de la Placa Ibérica

El movimiento hacia el NO y la rotación horaria de Iberia por el empuje de África en el Terciario inferior, produjeron la convergencia entre Eurasia e Iberia y una variación espectacular del contexto geodinámico. El resultado fue: el inicio de la orogénia en los Pirineos dentro del ciclo Alpino, el cese de la generación de corteza oceánica en el centro del Golfo de Vizcaya y una subducción limitada a lo largo del margen cantábrico de Iberia que continuaba unos 1000 km hacia el oeste a lo largo de la línea Azores-Biscay Rise y King's Trough (Fig. 25). Esta línea, junto con la Falla Norpirenaica en los Pirineos constituía el límite de placa entre África y Eurasia ya que Iberia había pasado a formar parte de la placa africana. La subducción en el margen tuvo lugar entre el Paleoceno-Eoceno (Le Pichon et al., 1971; Boillot et al., 1979; Grimaud et al., 1982), aunque la actividad en el borde occidental del límite de la placa y en otras zonas llega hasta el Mioceno, como marca la anomalía magnética 6c de 24 Ma (Ziegler, 1989; Roest y Srivastava, 1991). A lo largo de todo este lapso de tiempo el Atlántico continuaría su expansión hasta la actualidad (Fig. 26).

No existe consenso entre los autores sobre los movimientos terciarios de la Placa Ibérica ni sobre el

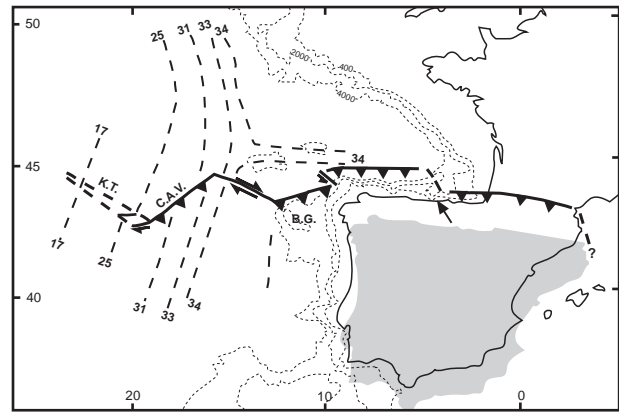


Figura 25. Borde septentrional de la Placa Ibérica durante el Eoceno a lo largo de un borde convergente-transformante y anomalías en el Atlántico noreste. La posición de Iberia en el momento de la isocrona 33 se muestra sombreada y la flecha indica su movimiento del Paleoceno al Eoceno. B.G.: Banco de Galicia; K.T.: King's Trough; C.A.V.: Cresta de Azores-Vizcaya. Isobatas en metros. Tomada de Boillot y Malod (1988).

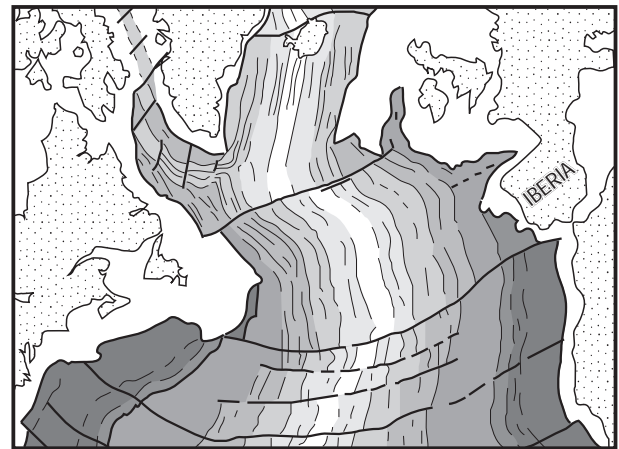


Figura 26. Edad de la corteza oceánica en el Atlántico Norte según Ziegler (1989). La corteza oceánica es tanto más oscura cuanto más antigua.

momento exacto en que se producen. Vegas y Banda (1982) y Roest y Srivastava (1991) coinciden en fijar una primera etapa con poca compresión y traslación a lo largo de la Falla Norpirenaica, entre 80 y 50 ó 42 Ma respectivamente (Campaniense a Paleoceno), debido al movimiento de África hacia el O respecto de Europa. Desde ese momento hasta el Mioceno (aproximadamente 15 Ma) se produce un cambio en la dirección del desplazamiento de África que pasa a tomar una dirección NO-SE (Olivet, 1978; Vegas y Banda, 1982) provocando la convergencia entre Europa e Iberia (Boillot et al., 1979; Boillot y Malod, 1988). El desplazamiento estima-

do en esa dirección es de unos 120 km entre el Cretácico superior y el Eoceno. Debido a ello se produce una fuerte compresión que genera deformaciones a lo largo de todo el dominio cántabro-pirenaico. Su efecto es el nacimiento y desarrollo de la cadena de colisión de los Pirineos y la subducción limitada en el margen cantábrico con el levantamiento asociado de la Cordillera Cantábrica y la formación de dos cuencas sinorogénicas: la parte septentrional de la Cuenca del Duero y la Cuenca de Oviedo (Alonso et al., 1996). La deformación no se construye al margen septentrional de Iberia, sino que la placa se ve afectada por fuertes tensiones en otros bordes y en su interior que provocan: la deformación en las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental (Béticas y el Rif) y deformación intraplaca con el levantamiento de Sierra Morena y el Sistema Central respectivamente (Ziegler, 1989). Según Roest y Srivastava (1991) entre las anomalías 18 (42 Ma) y 6c (24 Ma) Iberia vuelve a moverse como una placa independiente hasta que la sutura del N de Iberia cesa completamente su actividad y es fosilizada por los sedimentos posteriores.

El límite sur de la Placa Ibérica, desde la separación de Iberia y África en el Eoceno superior, ha sido la zona de fractura Azores-Gibraltar y la falla de Gloria que debido a su movimiento a tenido simultáneamente zonas sometidas a compresión, distensión y desgarre desde la anomalía 18 (42 Ma) hasta el presente (Roest y Srivastava, 1991).

3. LA ESTRUCTURA DEL MARGEN NORIBÉRICO

En este apartado se aborda el estudio de la estructura somera y cortical del margen noribérico frente a la costa asturiana en la zona del Banco Le Danois, en un área situada entre los meridianos 4°50'O y 5°20'O y entre la línea de costa y el paralelo 45°N (Fig. 27). El objetivo es estudiar el desarrollo de un margen continental que evolucionó en tres estadios tectónicos diferentes, pasando sucesivamente por etapas de distensión, estabilidad y finalmente compresión y acortamiento. Para ello se analizaron e interpretaron una serie de perfiles de sismica de reflexión convencional, cedidos por la empresa *REPSOL EXPLORACIÓN*, procedentes de diversas campañas de prospección petrolífera,

apoyándose en los datos de sondeos realizados en la zona con el mismo fin. Estos datos permitieron elaborar un corte geológico detallado de la cuenca sedimentaria que cubre la plataforma noribérica y proporcionan información sobre la estructura y evolución de la serie sedimentaria entre la línea de costa y el Banco Le Danois. El estudio se completó con la interpretación del perfil norte-sur de sismica de reflexión profunda ESCIN-4 que aporta datos sobre la estructura profunda bajo la plataforma hasta el manto, así como del talud y la fosa marginal a su pie.

Geográficamente la zona estudiada se localiza en el margen meridional del Golfo de Vizcaya, que constituye el brazo de mar que separa las costas atlánticas de Francia y España. Estas costas constituyen dos márgenes conjugados que se encontraban unidos antes del periodo de extensión mesozoica que confirió al Golfo de Vizcaya su actual morfología en V abierta hacia el Atlántico. A pesar de su origen común, ambos márgenes tienen grandes diferencias morfológicas como resultado de su diferente evolución geológica tras su separación. El margen armoricano se caracteriza por una ancha plataforma continental de hasta 170 km de longitud y un suave talud (3,5°) de dirección NO-SE, cortado perpendicularmente por cañones. Por el contrario, el margen noribérico es estrecho, con una reducida plataforma continental que no supera los 30-40 km y un talud de fuerte pendiente (15°-20°) orientado E-O y atravesado por cañones oblicuos. La llanura abisal entre ambos márgenes es plana y ligeramente inclinada al oeste, con profundidades entre -4000 y -5000 m. Tan sólo cabe destacar la presencia de varias montañas y escarpes submarinos, generalmente elongados en dirección E-O, que tienen una elevación máxima de unos 2000 m sobre el fondo del mar: la Montaña de Vizcaya, el Escarpe de Trevelyan, el Domo de Gasuña, la Montaña de Cantabria y la Montaña 3270 (Fig. 27). En el vértice oriental, la transición de la plataforma a la llanura es progresiva a través de la plataforma de las Landas que está limitada por la depresión de Cap Ferret y los cañones de Capbreton y Santander.

El segmento estudiado es el más complejo del margen noribérico, desde el punto de vista morfológico. La plataforma continental por encima de -200

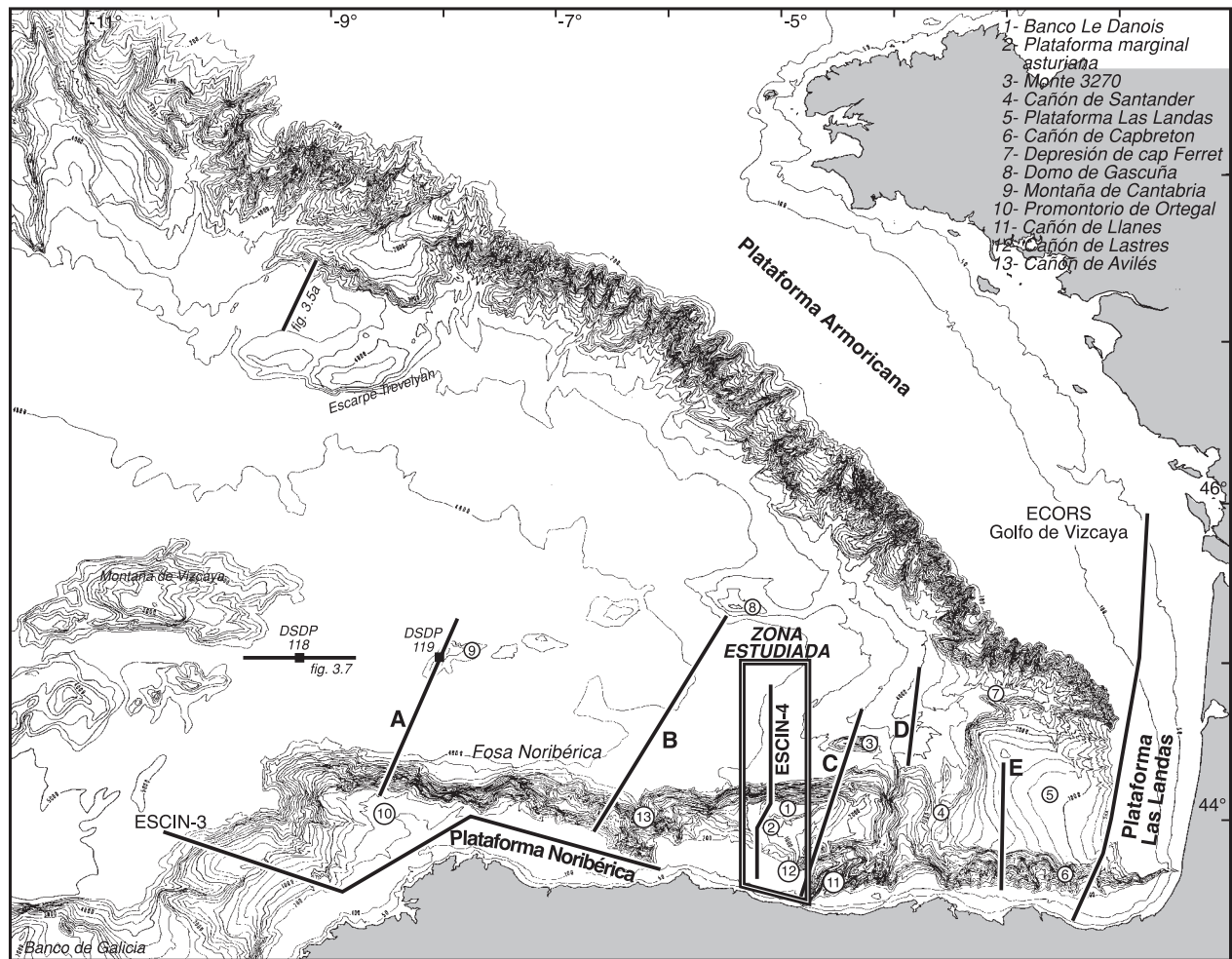


Figura 27. Batimetría y principales elementos fisiográficos del Golfo de Vizcaya. Se muestra la posición de la zona estudiada, de los perfiles de sismica de reflexión convencional mostrados a lo largo del capítulo (A, B, C, D, E - perfiles de la Figura 37) y los perfiles de sismica de reflexión profunda descritos a lo largo del trabajo.

m es estrecha, como en el resto del margen, apenas de unos 30 km de longitud, pero a 70 km de la costa se localiza otra plataforma más profunda (-500 a -700 m) llamada Banco Le Danois. El espacio entre ambas lo ocupa una zona deprimida de profundidad cercana a -1000 m, llamada plataforma interna o plataforma marginal asturiana. El talud continental es muy abrupto (entre 15-17 grados) y está seccionado por los cañones oblicuos de Avilés, Llanes y Lastres, que conducen a la llanura abisal que en esta sección tiene profundidades entre -4400 y -4600 m (Fig. 27).

Las diferencias entre ambos márgenes no son sólo morfológicas, sino también estructurales, como consecuencia de su evolución geológica. La separación de los márgenes se inició por adelgazamiento

cortical durante la fase de rift continental del Jurásico superior al Cretácico inferior, posterior a la etapa de distensión permo-triásica. La etapa de adelgazamiento cortical terminó en el límite Aptiense-Albiense con la oceanización del Golfo y la formación de corteza oceánica en su centro durante el Cretácico superior. La posición de Iberia y Eurasia antes del rift, así como la dirección de su separación son discutidas. Derégnaucourt y Boillot (1982) y Boillot y Malod (1988) proponen la separación de Iberia hacia el SO, por ser esta dirección perpendicular a las fallas normales contemporáneas con el rift descritas en el margen armónico. Sin embargo, Sibuet (1989) deduce la dirección SE en base a estudios cinemáticos, dirección que coincide con la de apertura del golfo. En la Figura 28

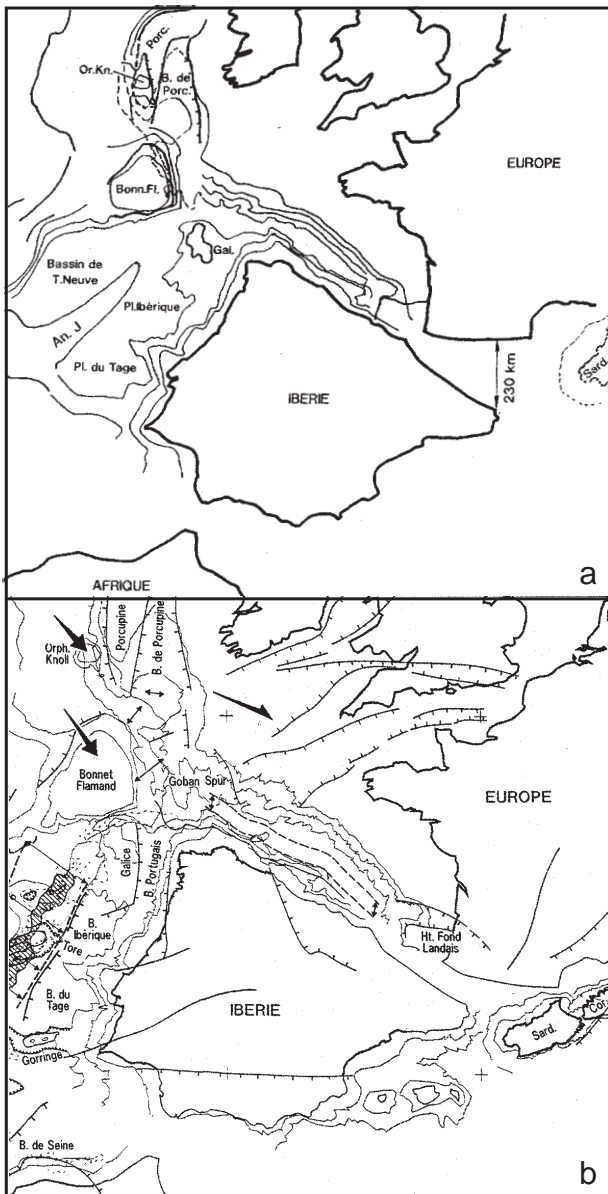


Figura 28. Reconstrucciones de la posición relativa de las placas Ibérica y Europea antes de la oceanización del Golfo de Vizcaya. La segunda sitúa a la placa Ibérica en una posición más occidental que la primera (según: a - Sibuet y Collete, 1991; b - Olivet, 1996).

se muestran dos posibles reconstrucciones de la posición de las placas antes del rift: la primera corresponde a un modelo de apertura del golfo en tijera, siguiendo la dirección N-S, y la segunda a un modelo de apertura oblicuo en dirección NO-SE.

Durante la etapa oceánica (Cretácico superior) ambos márgenes del golfo permanecieron estables y debían ser morfológicamente similares. El posterior cambio en los vectores de desplazamiento de

las placas produjo la convergencia de Iberia con Eurasia durante el Terciario. En este periodo el margen noribérico se deformó durante el Paleoceno y el Eoceno, aunque para otros autores la deformación del margen pudo tener lugar hasta el Oligoceno e incluso el inicio del Neógeno (Montadert et al., 1971a y b, 1974; Sibuet y LePichon, 1971; Boillot et al., 1979; Grimaud et al. 1982; Boillot y Malod, 1988; Álvarez-Marrón et al., 1997a). Mientras tanto, el margen armoricano permaneció estable hasta nuestros días preservando su estructura. La evolución terciaria de los márgenes también tiene su reflejo en la estructura de sus fosas marginales. La fosa marginal noribérica sufrió desde el Cretácico superior un periodo de subsidencia, pero sobre todo están muy desarrolladas las series sedimentarias post-eocenas; mientras que la fosa marginal armoricana es sobre todo una cuenca subsidente en el Mesozoico y el Cenozoico inferior y los materiales post-eocenos tienen menor desarrollo (Montadert et al., 1971a).

3.1. Contexto geológico del margen noribérico

En este apartado se hará una descripción de los principales rasgos estructurales y estratigráficos que caracterizan a la zona estudiada del margen noribérico, mencionando las características comunes y las que lo diferencian del margen armoricano. Para poder interpretar la geología del margen y su evolución es imprescindible tener en cuenta la geología del ámbito terrestre cantábrico que lo limita por el sur, por lo que se incluye la descripción de la geología postpaleozoica de la Cordillera Cantábrica. Los afloramientos postpaleozoicos son escasos, pero aportan valiosa información sobre la deformación alpina en este sector de la cordillera. Se concentran fundamentalmente en la Cuenca de Gijón-Villaviciosa, rellena por materiales del Pérmico al Jurásico, y en la Cuenca de Oviedo-Canigas de Onís que forma una franja estrecha y alargada que sigue la depresión prelitoral asturiana, donde se encuentran materiales del Cretácico postalbiense y Terciario continental (Fig. 29). El único afloramiento de Terciario marino, la serie de Colombres, se localiza en una estrecha banda al oriente de Llanes, perteneciente a la contigua Cuenca Vasco-Cantábrica.

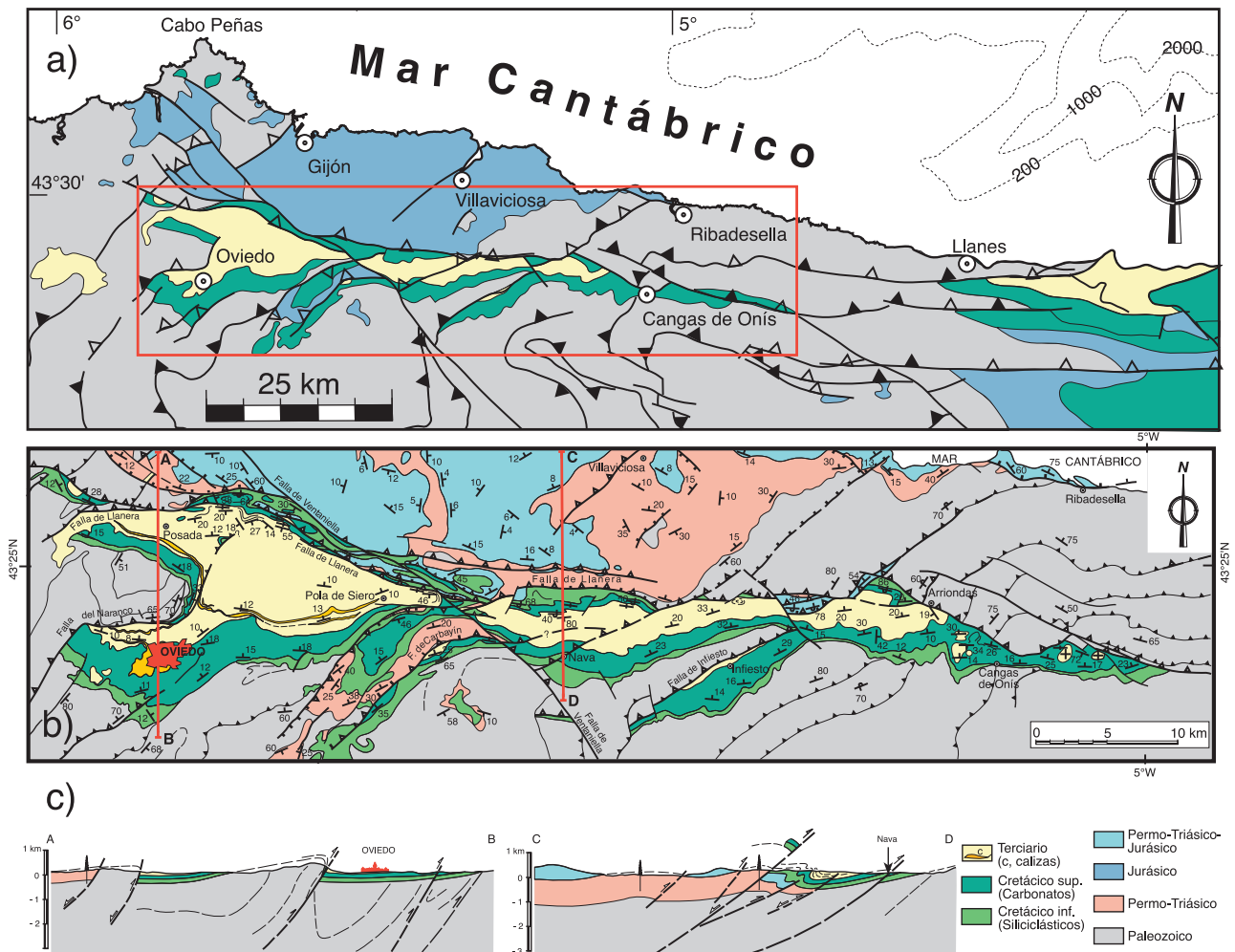


Figura 29. a) Mapa geológico de los afloramientos postpaleozoicos en las inmediaciones de la línea de costa (Según Alonso y Pulgar, 1995). b, c) Mapa y cortes geológicos de la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís. Según Alonso et al. (1996) y Pulgar et al. (1999).

Antecedentes

El inicio de la investigación del margen noribérico se remonta a los años 60 y 70 cuando se elaboraron los primeros mapas del fondo y cortes geológicos de la plataforma, realizados a partir de perfiles de sismica de reflexión y muestras de los fondos obtenidos de dragas y pequeños sondeos. Cabe mencionar los mapas, interpretaciones sísmicas y la descripción estratigráfica de la plataforma continental de Boillot et al. (1971, 1973a) y de la plataforma marginal y el Banco Le Danois de Boillot et al. (1979) donde además se muestran unos cortes de la evolución geológica del margen desde el Jurásico (Figs. 30 y 31). Cabe destacar la utilización de mapas gravimétricos

para explicar la fosa marginal noribérica por parte de Le Pichon et al. (1971) y Sibuet y Le Pichon (1971), así como las primeras observaciones directas y tomas de muestras en el Banco Le Danois y el talud por las inmersiones en el sumergible Cyana (Capdevila et al., 1980; Malod y Boillot, 1980 y Malod et al., 1982). Soler et al. (1981) aporta los primeros datos de sondeos de la zona y presenta un corte geológico basado en perfiles sísmicos de toda la plataforma (Fig. 31c). Por último, Sánchez Ferré (1991) realizó el estudio de la evolución de la plataforma continental Vasco-Cantábrica tras el Jurásico superior. En los siguientes apartados se hará una revisión más sistemática y exhaustiva de los datos aportados por estos y otros trabajos.

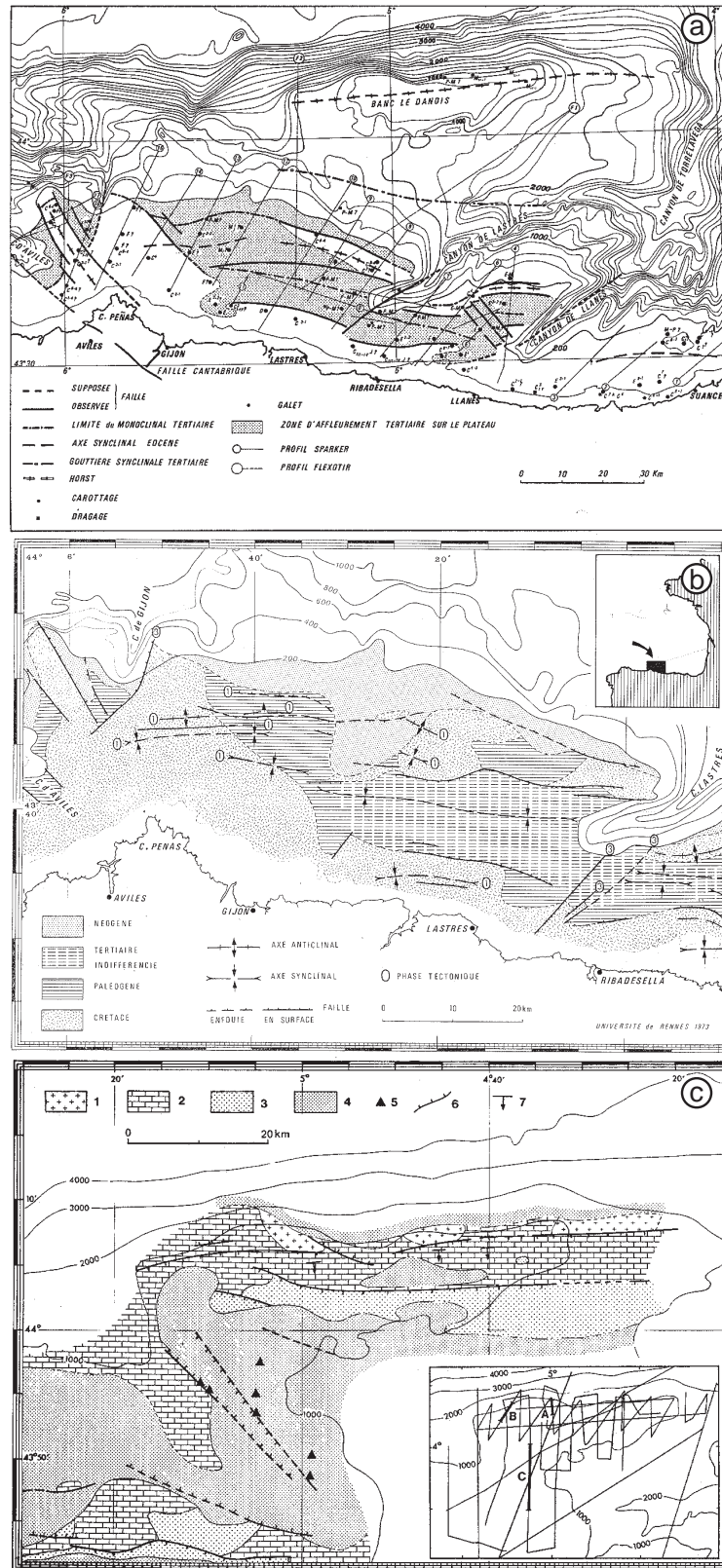


Figura 30. Mapas geológicos de la plataforma cantábrica (a y b) y el Banco Le Danois (c) realizados en base a tomas de muestras de los fondos y la interpretación de perfiles sísmicos. a) según Boillot et al. (1971) b) según Boillot et al. (1973a). c) Según Boillot et al. (1979). 1, basamento pre-Mesozoico; 2, Jurásico-Cretácico; 3, Mioceno inf.; 4, Neógeno sup.; 5, diapiro salino; 6, falla; 7, buzamiento.

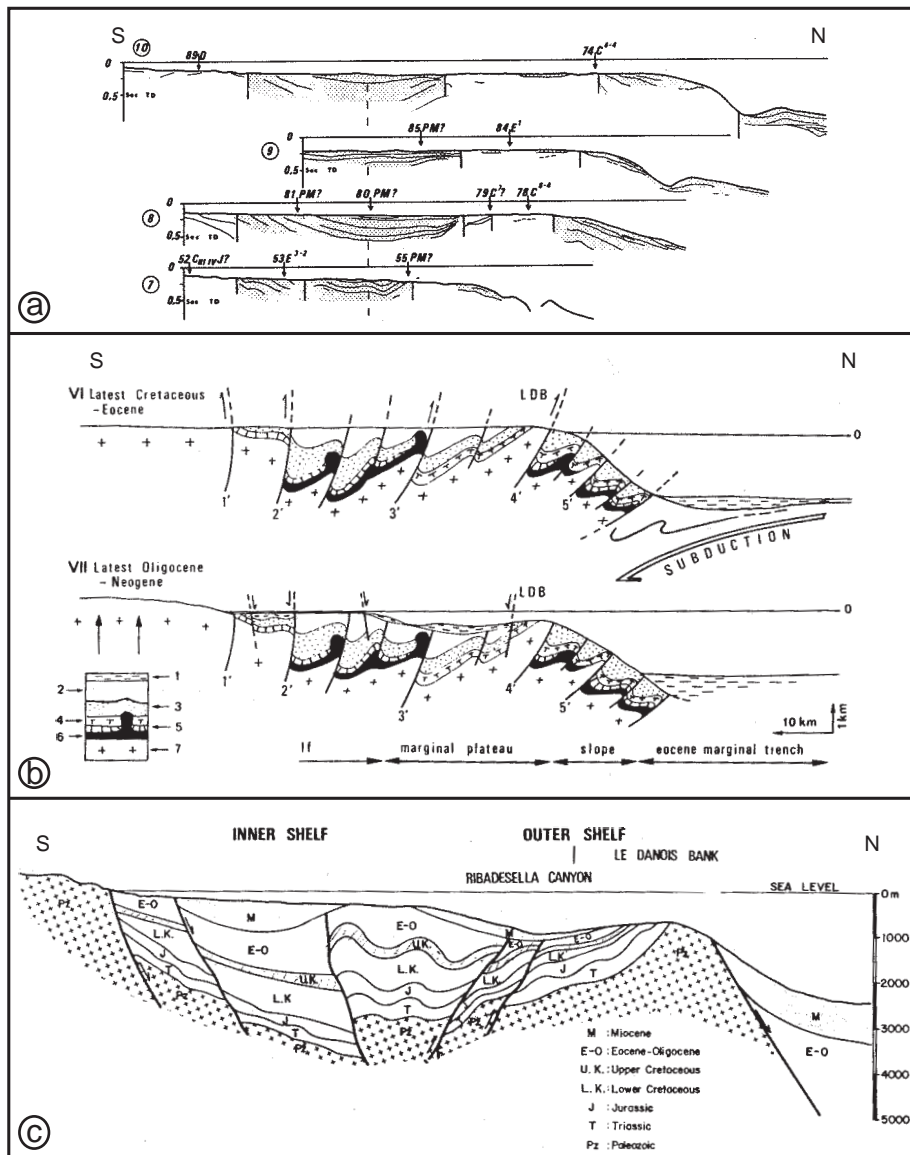


Figura 31. a) Interpretaciones de perfiles sísmicos *flexotir* en la plataforma continental asturiana en la zona del estudio según Boillot et al. (1971). Situación en la Figura 30a. b) Reconstrucciones de la estructura de la plataforma noribérica y el Banco Le Danois durante el Terciario, según Boillot et al. (1979). c) Corte geológico de la plataforma noribérica y del Banco Le Danois, según Soler et al. (1981).

El basamento premesozoico

Las rocas premesozoicas constituyen el sustrato o basamento sobre el que se depositan los materiales que, desde el Pérmico-Triásico hasta el Terciario, registran la historia de la apertura y posterior cierre parcial del Golfo de Vizcaya. Las muestras dragadas de roca fresca en el margen armoricano corresponden a granitos, granodioritas, cloritoesquistos, gneises y biomicritas pertenecientes al Paleozoico superior, mientras que localmente se han recuperado fragmentos sueltos de rocas metamórficas de al-

to grado como granulitas máficas y charnockitas de probable edad precámbrica (Pautot et al., 1976 en Derégnaucourt y Boillot, 1982; Didier et al., 1977; Auffret et al., 1979).

En el margen noribérico la presencia de rocas premesozoicas en el Banco Le Danois y en el promontorio de Cabo Ortegal fue puesta en evidencia por muestreos directos (Capdevila et al., 1974) y en la campaña del sumergible Cyana (Capdevila et al., 1980; Malod y Boillot, 1980; Malod et al., 1982). En el corte geológico y las columnas estratigráficas de la

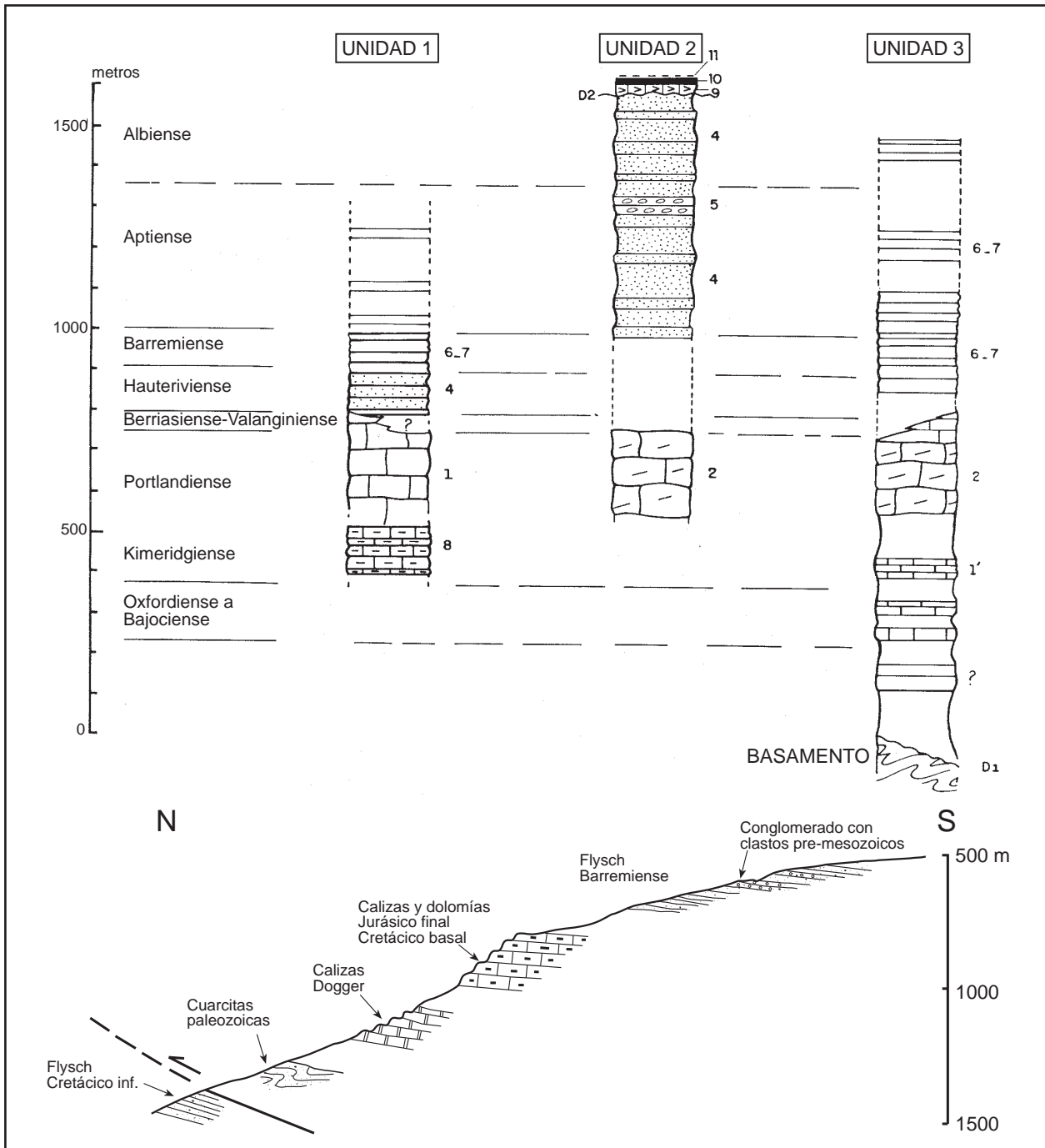


Figura 32. Columna estratigráfica y corte geológico del talud por delante del Banco Le Danois obtenidos tras las inmersiones del sumergible Cyana. 1, caliza masiva; 2, caliza dolomítica; 3, caliza brechificada y calcarenita; 4, limo; 5, conglomerados y areniscas de grano grueso; 7, limo; 8, calizas margosas; 9, calizas arrecifales (Terciario inferior); 10, calizas aquitanienses; 11, margas pliocenas. (Según Malod et al., 1982 y Capdevila et al., 1980).

Figura 32, obtenidos en el talud septentrional del Banco Le Danois, las formaciones del Jurásico-Cretácico inferior reposan sobre un basamento de cuarzitas feldespáticas paleozoicas. Estas cuarzitas podrían ser Cámbricas por similitud con las cuarzitas de

Cándana y la Serie de los Cabos de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Sin embargo, no son las únicas rocas premesozoicas recuperadas, ya que se recogieron otras muestras de rocas cristalinas en forma de cantos dentro de niveles conglomeráticos decamétricos

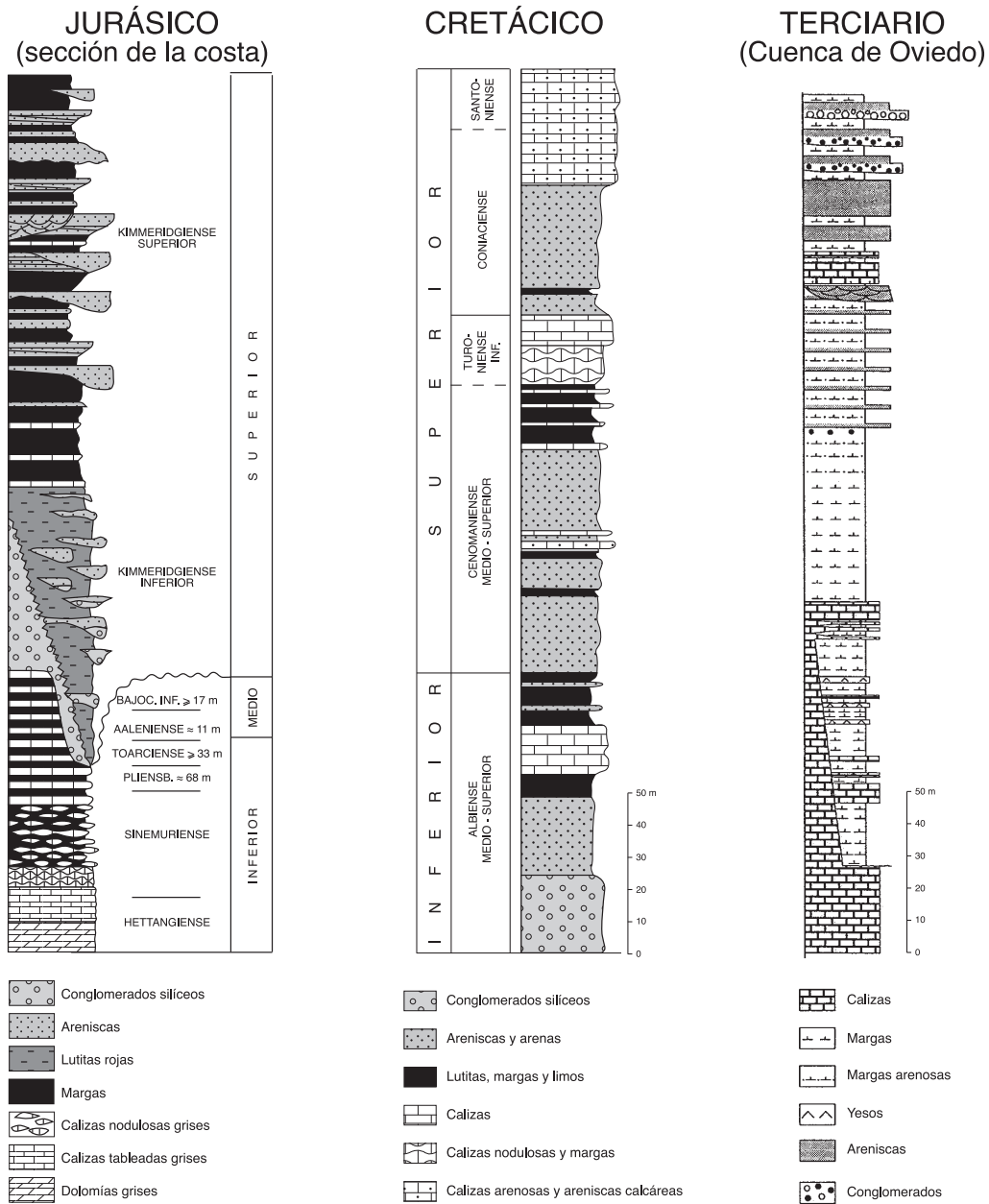


Figura 33. Columnas estratigráficas del Jurásico, Cretácico (según García-Ramos y Claverol, 1995) y Terciario (según Alonso et al., 1996) en tierra.

del Cretácico inferior, interestratificados en una serie flysch de 500 m de potencia (Fig. 32). Estas rocas han suscitado una amplia discusión sobre su edad, así como sobre su afinidad con rocas similares de la zona de Galicia o de la zona axial pirenaica. Se identificaron los siguientes tipos de cantos: i) charnockitas y rocas de facies granulíticas, diferentes a las que se encuentran en el resto de Iberia, de edad Proterozoico inferior-medio según Capdevila y Vidal (1975)

y más de 1500 Ma para Postaire (1983), procedentes probablemente de niveles profundos de la corteza continental adelgazada (Boillot et al., 1979). Su exhumación pudo deberse a los procesos distensivos Mesozoicos; ii) rocas con diferentes grados metamórficos, entre la facies de los esquistos verdes y las anfibolitas, y granitoides no deformados análogos a los que se pueden encontrar en Galicia, y iii) basaltos contemporáneos con la apertura del Golfo.

Los sedimentos del Triásico - Jurásico medio

Estos materiales constituyen la secuencia mesozoica pre-rift. En el margen armoricano forman la base de la serie sedimentaria y han sido identificados en estructuras similares a diapiros (Derégnaucourt y Boillot, 1982).

Las rocas del Permotriás de la Cordillera Cantábrica se depositaron durante un episodio de tectónica extensional relacionado con una fase de extensión cortical que afectó a toda Europa (Martínez García, 1981, 1982; Espina, 1997). Aunque la mayor parte de los materiales son pérmicos, yacen discordantes sobre el Paleozoico (Wagner y Martínez García, 1982), por lo que se han incluido en este apartado junto con la sucesión postpaleozoica. La serie presenta frecuentes y rápidos cambios de espesor y puede sobrepasar los 1000 m de potencia. Está dividida en tres formaciones eminentemente detríticas, con gran participación de términos volcanoclásticos y volcánicos con tonos predominantemente rojizos y grisáceos que culmina con depósitos evaporíticos (Martínez García, 1991; Espina, 1997). El inicio del depósito del Jurásico se produjo cuando el relieve varisco de la cordillera ya había sido prácticamente arrasado y la zona se inundó desde el N y NE. La secuencia del Jurásico inferior-medio se compone esencialmente de calizas, dolomías y margas de plataforma, depositadas en llanuras mareales y lagoons que evolucionan a una plataforma somera (Fig. 33) (Valenzuela et al., 1986).

En la plataforma asturiana, entre los cañones de Avilés y Llanes no se han encontrado rocas de esta edad aflorando. Sin embargo, en los sondeos para prospección de petróleo, que se describirán más adelante, se atravesaron niveles triásicos y jurásicos inferiores que incluyen evaporitas *in situ* y también se han registrado evaporitas extrusivas probablemente de la misma edad (Lanaja, 1987). También Soler et al. (1981) describen un sondeo en la plataforma asturiana (sin localización) que atravesó niveles triásicos entre 4500 y 5000 m de profundidad. Boillot et al. (1979) interpretaron la presencia de diapiros salinos en perfiles sísmicos de la cuenca interna del Banco Le Danois, sugiriendo la existencia de evaporitas triásicas similares a las de la cuenca de Aquitania y Vasco-Cantábrica donde el Permo-Trías es terrígeno y culmina con evaporitas relacionadas con la transgresión del Triásico medio.

Los sedimentos del Jurásico superior - Cretácico inferior

La serie sedimentaria de esta edad se depositó durante la principal fase de extensión y adelgazamiento cortical en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya y está presente en ambos márgenes. El margen armoricano se estructuró en fosas y semifosas producidas por basculamiento de bloques corticales decakilométricos a lo largo de fallas lítricas, donde se depositaron hasta 2 km de materiales cretácicos, calcáreos y dolomíticos) en estrechas fosas (Fig. 34) finalmente fosilizadas por turbiditas arcillosas, areniscas y calizas del Aptiense-Cenomaniense (Derégnaucourt y Boillot, 1982).

En la Cordillera Cantábrica se registra un cambio de régimen sedimentario al comienzo del Jurásico superior, fruto de la elevación de la parte más occidental del territorio como resultado de la actividad de varias fallas dentro de un régimen distensivo (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995). Los depósitos del Jurásico superior, que actualmente afloran en tierra, son predominantemente siliciclásticos y comienzan por rellenos de paleovalles y abanicos aluviales, posteriormente cubiertos por una transgresión, que transforma la zona en una plataforma restringida o lagoon, finalmente invadida por deltas (Valenzuela et al., 1986).

En la zona estudiada de la plataforma asturiana, los materiales de esta edad se encuentran aflorando en una estrecha franja discontinua que bordea por el N la línea de costa actual (Fig. 30b). Son rocas carbonatadas microcristalinas de facies de plataforma poco somera y areniscas con cemento carbonatado (Boillot et al., 1971; Boillot et al., 1973a). Las inmersiones del sumergible Cyana en 1979 (Malod y Boillot, 1980; Malod et al., 1981) en su borde N, entre 500 y 3000 m de profundidad, han permitido obtener la sucesión estratigráfica a lo largo de tres perfiles (Fig. 32). La serie jurásica comienza con una sucesión de calizas, margas y dolomías hasta el Valanginiense, sobre las que se depositan areniscas hauterivienses y pelitas barremienses. La serie continúa con areniscas micáceas, pizarras negras y conglomerados aptienses-albienses. Los depósitos indican sedimentación de plataforma bastante estable y homogénea, entre el Jurásico y el inicio del Cretácico, tanto en esta zona como la ocupada por la línea de costa actual. Sin embargo, en el tránsito

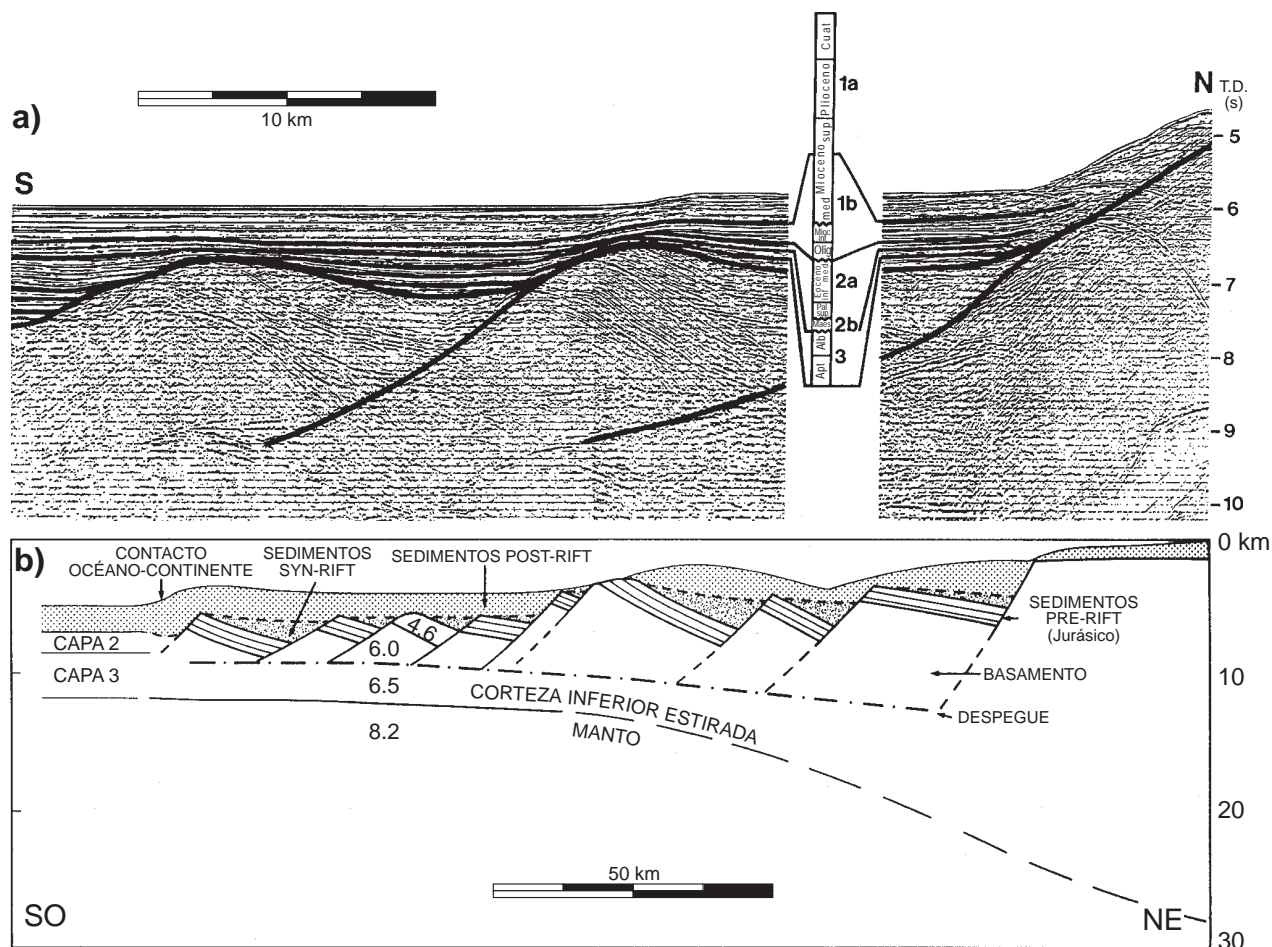


Figura 34. a) Perfil sísmico del margen armoricano (Situación en Fig. 27) donde se observan las series pre, sin y postrift depositadas entre fallas lístricas que limitan bloques corticales. Según Derégnaucourt y Boillot (1982). b) Estructura cortical y velocidades sísmicas del mismo margen (según Bott, 1992).

del Cretácico inferior al Cretácico superior hay un cambio en las condiciones de sedimentación que siguen siendo de plataforma en la zona costera actual, mientras que en el Banco Le Danois las facies son pelágicas, más detríticas y el tipo de sedimentos varía en distancias cortas (Fig. 32). Esto ha llevado a interpretar que el Banco Le Danois se situaba en el límite entre la plataforma continental y el mar abierto (Boillot et al., 1979) cerca del eje del rift (Boillot y Malod, 1988).

El margen noribérico probablemente evolucionó estructuralmente de un modo similar al armoricano con el desarrollo de fallas lístricas que explican los diferentes tipos de sedimentos cretácicos encontrados en el Banco Le Danois que se habrían depositado en pequeñas cuencas entre bloques basculados. Desafortunadamente todos los sedimentos pre-eocenos están plegados, erosionados y cubier-

tos por niveles del Eoceno superior al Neógeno (Boillot et al., 1971) y su estructura no es observable en los perfiles de sísmica de reflexión pues se comportan como un basamento sísmico con poca reflectividad interna.

Las estructuras más significativas de esta época son fallas con dirección N120°E. Grandes fallas como las de Ventaniella en Asturias y Ubierna en la zona Vasco-Cantábrica tienen la misma dirección y jugaron como fallas de desgarre o directas, reactivándose posteriormente en el Terciario. En la región vasca, otras fallas con esta misma dirección están relacionadas con el rift.

Los sedimentos del Cretácico Superior: serie postrift

En esta época los márgenes armoricano y noribérico permanecieron estables mientras se producía la apertura y oceanización del Golfo de Vizcaya. El

margen armoricano se calcula que sufrió una subsidencia de unos 2300 m entre el Cretácico superior y la actualidad (Bott, 1992) y los depósitos de arcillas, margas y calizas pelágicas del Cretácico superior recubren la plataforma y la llanura abisal (Derégnaucourt y Boillot, 1982).

La potencia total de los afloramientos cretácicos en la Cordillera Cantábrica, donde sólo existe Cretácico post-Albiense, oscila entre 150 y 280 m (Fig. 33) y se pueden diferenciar dos grandes conjuntos de rocas (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995): i) conjunto inferior (Albiense-Cenomanien- se) predominantemente siliciclástico que suele representar el relleno de paleovalles inundados a modo de estuarios, y ii) conjunto superior (Turoniense a Santoniense) que es fundamentalmente carbonatado, aunque con importantes intercalaciones siliciclásticas. Su depósito representa un ascenso generalizado del nivel del mar en medios someros.

Por lo que respecta al Cretácico superior de la plataforma continental ibérica, se ha descrito una discordancia Aptiense-Albiense, similar a la del Banco de Galicia, que separa la secuencia postrift de los materiales sinrift (Le Pichon et al., 1971; Boillot y Malod, 1988), discordancia que no es reconocible en la plataforma asturiana. Los datos de los sondeos de prospección de petróleo (Lanaja, 1987), (ver Apartado 3.2) indican que el Cretácico superior (calizas, margas y arcillas con niveles de areniscas) está relativamente completo en la plataforma continental. En el Banco Le Danois no se han descrito materiales de esta edad, mientras que la Cuenca Interna está ocupada por un flysch de turbiditas (Boillot y Malod 1988).

Los sedimentos del Terciario en la plataforma continental

En el margen armoricano los depósitos terciarios del Paleoceno a Eoceno medio son margas pelágicas que, junto con sedimentos más recientes, cubren la plataforma continental y gran parte del talud con un buzamiento igual al de la pendiente.

Por lo que respecta a la zona estudiada del margen noribérico, en la plataforma asturiana las calizas transgresivas del Luteciense superior (Eoceno) se depositan discordantemente sobre el Mesozoico deformado, mientras que en la plataforma marginal asturiana y el Banco Le Danois la serie terciaria

discordante sobre el Mesozoico es de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (Aquitaniense). Esta serie está formada por calizas neríticas, en ocasiones limosas y areniscas con cemento calcáreo que parecen indicar un ambiente deposicional de aguas someras (Boillot et al., 1979). La plataforma interna tiene un relleno posterior de fosforitas, calizas glauconíticas y margas (Neógeno postaquitaniense) de unos 500 m que se acuñan hacia el N y el S disponiéndose en *onlap* sobre el Banco Le Danois y el borde de la plataforma asturiana respectivamente.

Durante este periodo de tiempo el régimen de esfuerzos dominante era compresivo. La estructura tectónica más importante se formó al pie del talud y se explicará en el apartado siguiente dedicado a la llanura abisal. La deformación en este periodo fue polifásica y se han descrito distintas fases de deformación en la plataforma y el talud. La mayoría de las estructuras se interpretan como contemporáneas con la subducción de corteza al pie del talud, aunque es posible que haya episodios tectónicos posteriores durante el Oligoceno (Boillot y Malod, 1988). A la compresión, que produjo pliegues, erosión y levantamiento durante el Cretácico terminal y Eoceno (Boillot et al., 1973a) le siguió la formación de estructuras distensivas en forma de *horsts* y *grabens* (Montadert et al., 1974; Boillot et al., 1979) al final del Oligoceno, tras la transgresión del Paleógeno. La historia terciaria culminó con la formación de fallas de rumbo de dirección NE y NO. La compresión terciaria también fue la responsable de la formación de fallas inversas (Fig. 32) descritas en el talud (Capdevila et al., 1980) y diversos autores han reconocido o postulado fallas inversas o quizás de desgarre cenozoicas en la plataforma y sobre todo en el talud. Para Álvarez-Marrón et al. (1997a) la deformación en la plataforma fue contemporánea con la subducción (Eoceno medio-Mioceno inferior) y prosiguió a menor escala hasta nuestros días.

Los sedimentos del Terciario en la llanura abisal

Los experimentos de geofísica y sondeos realizados en la llanura abisal del Golfo de Vizcaya ponen en evidencia que el basamento en su parte central es de naturaleza oceánica (Figs. 35 y 36). En los experimentos de sismica de reflexión, el basamento presenta un aspecto irregular y difractante, ca-

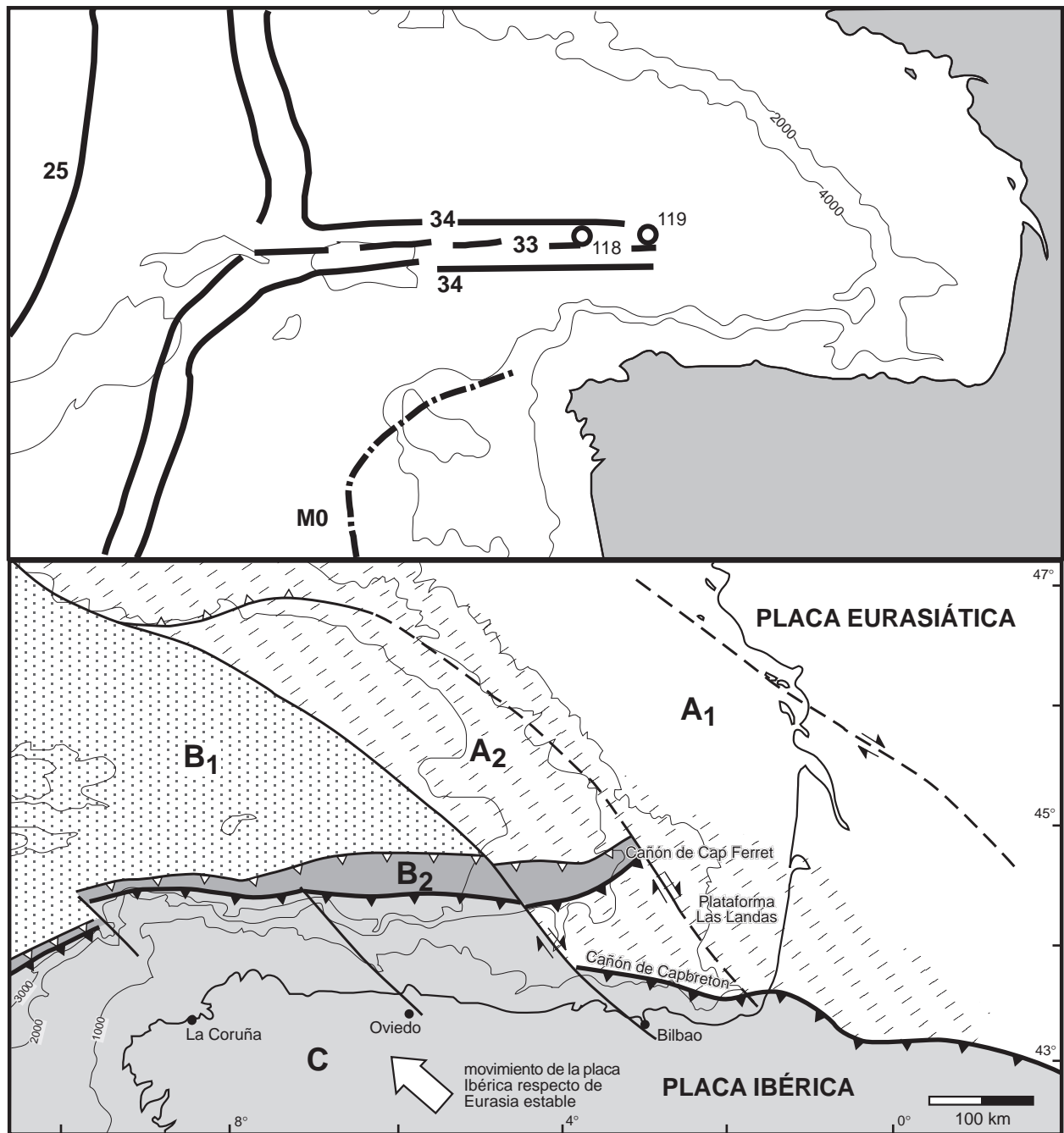


Figura 35. Lineaciones magnéticas del Atlántico y Golfo de Vizcaya desde la anomalía M0 (Aptiense inferior) hasta la 33 (80 Ma - Campaniense). Los círculos indican la posición de los sondeos DSDP y su número. Según Sibuet et al. (1980). Esquema estructural del Golfo de Vizcaya. A₁, Corteza continental normal; A₂, Corteza continental adelgazada; B₁, Corteza oceánica; B₂, Prisma de acreción; C, Corteza continental engrosada. La flecha muestra la dirección de movimiento de Iberia durante el Terciario con respecto a una Europa estable (Según Derégnaucourt y Boillot, 1982).

racterístico de un sustrato basáltico (Montadert et al., 1971a; Sibuet et al., 1971), y el análisis de las anomalías magnéticas confirma que gran parte de su sustrato es de tipo oceánico (Verhoeff et al., 1986). La sísmica de refracción (Fig. 34) permitió

localizar la Moho entre 10 y 12 km bajo el nivel del mar en el borde septentrional de la llanura (Bacon et al., 1969; Limond et al., 1974; Roberts y Montadert, 1980) y a 18 km en el borde meridional (Fernández Viejo, 1997). En el extremo norte de la

llanura existe una corteza de transición entre las cortezas oceánica y continental, cuyo límite septentrional se encuentra al pie del talud (Derégnaucourt y Boillot, 1982). Los mapas de anomalías magnéticas del extremo sur (Sibuet et al., 1980) muestran que en la base del margen noribérico se encuentra corteza oceánica aproximadamente hasta 4,5°O y desde ese punto hacia el este la corteza es de transición (Fig. 35b).

La estratigrafía de los sedimentos que cubren los fondos oceánicos se conoce por los perfiles de sísmica de reflexión que muestran una superposición regular de unidades cuya edad es conocida por correlación con los sondeos que alcanzaron el basamento oceánico. Los primeros sedimentos que cubren la corteza oceánica son de edad Aptiense superior a Cenomaniense basal; así se ha establecido que la acreción de corteza oceánica tuvo lugar entre el Aptiense superior (110 Ma) y el Cretácico terminal (65 Ma), tal como se deduce de las anomalías magnéticas (ver Apartado 2.2 y Fig. 35a). Los sondeos profundos 118 y 119 del DSDP (*Deep Sea Drilling Project, Leg 12*) (Laughton y Berggren, 1971; Laughton et al., 1972) realizados en la parte occidental del golfo (Fig. 36), permitieron datar los sedimentos cenozoicos y sirven de referencia temporal para las líneas de sísmica de la llanura abisal. Los materiales cenozoicos reposan sobre basaltos y tienen una potencia de 761 m en el sondeo 118, mientras que en el 119 se atravesaron 711 m hasta que el sondeo concluyó en niveles del Paleoceno superior. La serie sedimentaria está compuesta por sedimentos pelágicos (arcillas rojas eocenas) y turbiditas más o menos arenosas de edad Paleoceno a Pleistoceno. Destaca la presencia de un hiato sedimentario entre el Eoceno medio y el Mioceno inferior en el sondeo 118, y entre el Eoceno medio y el Mioceno inferior en el sondeo 119. Basándose en los datos de ambos sondeos y las dos líneas sísmicas que los atraviesan, Sibuet et al. (1971) definieron cuatro formaciones sedimentarias (ver Fig. 36a):

- Formación A: Eminentemente, turbidítica de edad Mioceno superior a reciente, cuya base se localiza en un fuerte reflector.
- Formación B: Nivel concordante y similar al anterior, cuyo límite inferior es la base del Mioceno basal (21 Ma). Como se ve en la Fi-

gura 36a, hacia el E se apoya directamente en un relieve sobre el que más al E reposa directamente la Formación A.

- Formación C: Compuesta de turbiditas que reposan discordantemente sobre la formación D. La ausencia de discordancia con B sugiere una continuidad en la sedimentación. La base corresponde al Oligoceno basal (36 Ma), por comparación con el sondeo 119, ya que se acuña al E y no es cortada por el sondeo.
- Formación D: Tiene unas características diferentes al resto de formaciones que sugieren que ha estado afectada por movimientos, posiblemente verticales, del basamento. Su contacto con el basamento es discordante y las capas parecen cubrir paleorrelieves del mismo. Se le atribuye una edad Eoceno inferior aunque en su base podría haber niveles del Cretácico medio.

En los límites septentrional y meridional de la llanura abisal se desarrollaron dos cuencas marginales al pie de los respectivos taludes con características bien diferenciadas: la cuenca norte y la fosa marginal noribérica.

La cuenca norte no muestra evidencias de haber sufrido deformación cenozoica. Su estructura es similar a la de la plataforma y consiste en una serie de fosas, *horsts* y bloques fallados y rotados enterrados bajo delgadas sucesiones de sedimentos del Cretácico inferior al Cuaternario escasamente fallados (Fig. 34). La transición de la corteza continental, de 30 km de espesor, a la oceánica, de 6 km de espesor es gradual a lo largo del suave talud. Según Bott (1992) el contacto con la corteza oceánica se localiza al pie del mismo, donde la corteza continental está fuertemente adelgazada y tiene un espesor equiparable al de la oceánica.

La fosa marginal noribérica, por el contrario, es una fosa de subsidencia muy asimétrica debido a la profundización hacia el sur del basamento de la parte central del golfo, cuyo techo llega a situarse a unos 10 km de profundidad bajo un escarpado talud (Fig. 37a y b). Fue interpretada por Sibuet y LePichon (1971) y diversos autores posteriores como una fosa oceánica fósil rellena por 4-5 km de sedimentos cenozoicos aunque en su base podría haber niveles del Cretácico más joven. Los sedi-

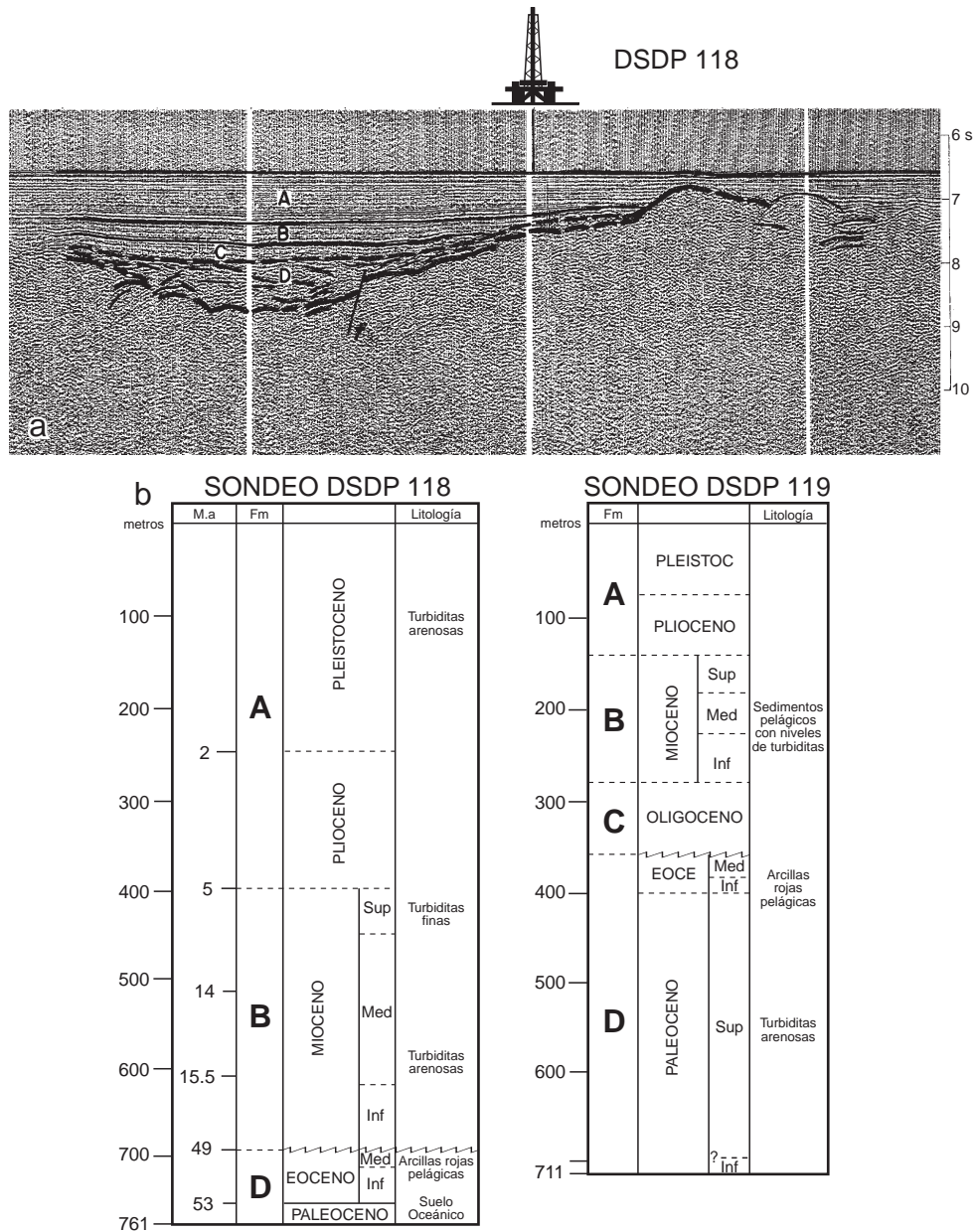


Figura 36. a) Perfil sísmico a través del sondeo DSDP 118 con el Terciario interpretado (Según Sibuet et al., 1971). b) Columna estratigráfica de los sondeos DSDP 118 y 119 (Según Laughton et al., 1971 en Álvarez-Marrón et al., 1997a).

mentos del intervalo Paleoceno superior-Eoceno aumentan su espesor hacia el S, mientras que los sedimentos anteriores y posteriores lo mantienen constante (Grimaud et al., 1982). Al pie del talud los niveles del Eoceno y anteriores están deformados y dieron pie a varias interpretaciones sobre el origen de su deformación. Sibuet et al. (1971) la atribuyeron inicialmente a la intrusión de diapiros salinos, mientras que Montadert et al. (1971a) propusieron la existencia de fallas inversas vergentes

al norte conjugadas de una falla normal inclinada al N cuyo plano de falla coincidiría con la pendiente del talud continental. Posteriormente, se propuso que el origen de la fosa y la deformación de los sedimentos que la rellenan, estaba ligado a la subducción de corteza oceánica hacia el sur, bajo el talud noribérico, que por lo tanto constituía el límite septentrional de la Placa Ibérica. Según diversos autores (Derégnaucourt y Boillot, 1982; Grimaud et al., 1982) los sedimentos deformados al pie del

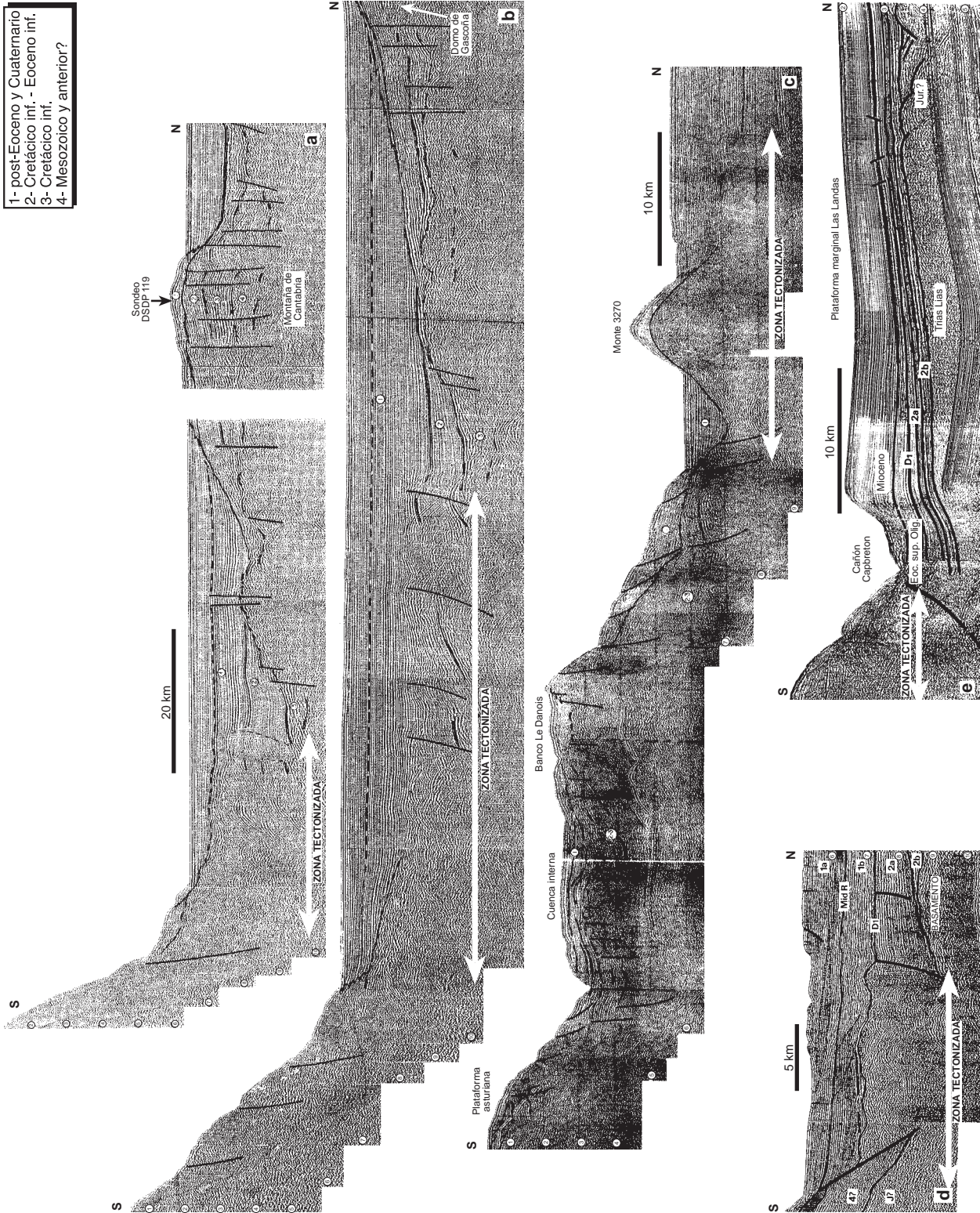


Figura 37. Perfiles de sismica de reflexión de la transición entre el talud continental y la llanura abisal del margen noribérico (situación Fig. 27). Modificados de: a y b, Montadert et al. (1974); c, Montadert et al. (1971a); d y e, Derégnaucourt y Boillot (1982).

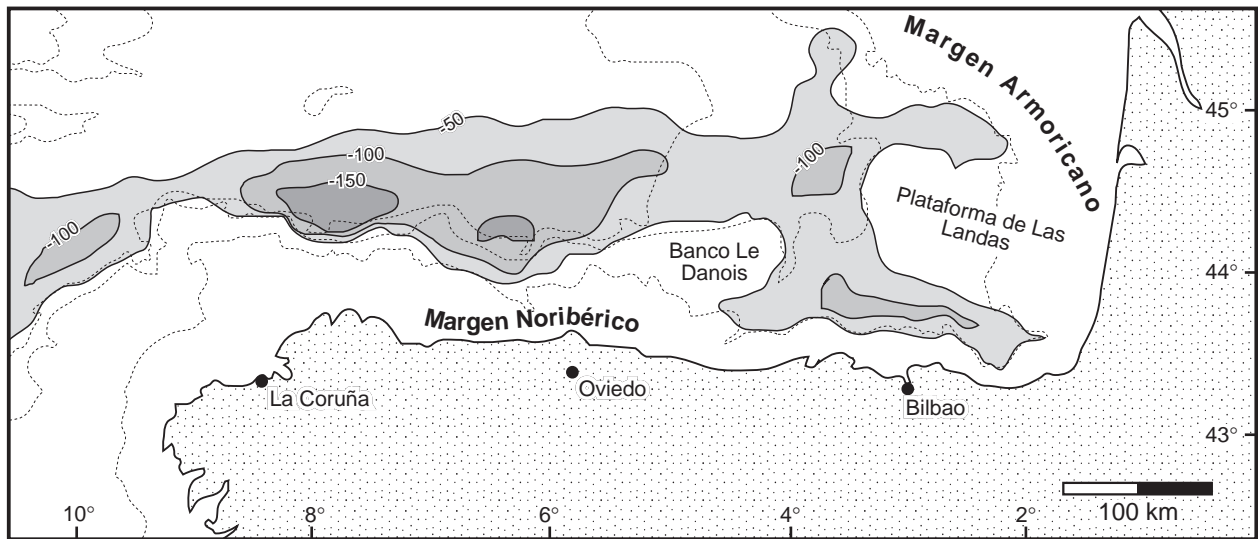


Figura 38. Anomalías gravimétricas negativas sobre la fosa marginal a lo largo del margen noribérico (según Lalaut et al., 1981; en Boillot y Malod, 1988).

talud formaban una estructura en escamas interpretada como un prisma de acreción tectónica asociado a la zona de subducción entre el Banco de Galicia en el oeste y la entrada de la Depresión de Cap Ferret en el este (Fig. 37d). Álvarez-Marrón et al. (1997a) atribuyen una edad entre el Eoceno y el Mioceno a la subducción, por correlación entre los materiales involucrados en la deformación y los dados en el sondeo DSDP 118. Las anomalías gravimétricas negativas localizadas en la fosa sedimentaria al pie del talud continental, con valores por debajo de -150 miligales, y la disposición asimétrica de las anomalías magnéticas en los fondos oceánicos del golfo, las cuales se encuentran más cerca del margen ibérico que del armoricano (Figs. 36 y 38), también fueron invocadas como otro argumento en favor de la subducción de corteza oceánica bajo el talud (Sibuet y Le Pichon, 1971; Boillot et al., 1979; Lalaut et al., 1981; Grimaud et al., 1982; Sibuet y Collette, 1993). En este trabajo se presentará una nueva interpretación, a la luz de los nuevos datos sísmicos que se irán presentando.

Varios autores han puesto en evidencia que la zona de deformación al pie del talud continental en el margen cantábrico conforma la prolongación hacia el oeste de la Zona Norpirenaica, relacionando así el episodio compresivo responsable del levantamiento de la cadena pirenaica y la deformación del margen noribérico (Sibuet y Le Pichon, 1971; Le Pichon y Sibuet., 1971; Boillot et al., 1971; Monta-

dert et al., 1971a y b; Boillot y Capdevila, 1977; Boillot y Malod, 1988). Boillot et al. (1973b) proponen que al pie del talud los sedimentos se deforman por un gran cabalgamiento que se relaciona con el frente Norpirenaico por una serie de fallas transformantes situadas al E del Banco Le Danois. Para Montadert et al. (1974) y Derégnaucourt y Boillot (1982) el cabalgamiento del pie del talud se divide en dos ramas al E del Banco Le Danois coincidiendo con la fosa sedimentaria y las anomalías gravimétricas descritas (Figs. 36 y 38). La rama N continúa hasta el límite septentrional de la plataforma de las Landas como se ve en el perfil sísmico de la Figura 37d, mientras que la rama S sigue el eje del Cañón de Capbreton (Fig. 37e) enlazando a lo largo de la costa Cántabro-Vasca con el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico. Para explicar el desdoblamiento proponen la existencia de dos fallas transformantes: una entre el límite oriental del Banco Le Danois y el sinclinal de Bilbao, en tierra, y otra desde el final de la Depresión de Cap Ferret hasta la línea de costa vasca. La zona entre los dos cabalgamientos y las fallas transformantes está ocupada por la plataforma de las Landas que no ha sufrido deformación, como se ve en la Figura 37e. Para Capdevila et al. (1974) las características comunes de las rocas premesozoicas descritas en el margen noribérico y algunas del Cretácico de Guipúzcoa y del N de los Pirineos constituyen otra prueba de la relación entre esta cadena y el margen.

Los sedimentos del Terciario en la Cordillera Cantábrica

Los afloramientos más importantes de Terciario en la Cordillera Cantábrica se encuentran en la serie de Colombres, al este de Llanes, y la Cuenca de Oviedo. En esta última, el tránsito Cretácico-Terciario coincide en muchas zonas con un paleorrelieve acompañado de carstificación de las calizas cretácicas (Julivert y Truyols, 1969) y supone un brusco cambio paleogeográfico con el paso del ambiente de sedimentación marino a terrestre. Esta cuenca (Fig. 29) se desarrolla por delante de un cabalgamiento resultante de la inversión tectónica de una falla normal relacionada con el rift de edad Jurásico superior-Cretácico inferior. Simultáneamente se produce la reactivación tardía de cabalgamientos hercínicos de dirección NE-SO: del Naranco, Carbayín, Infiesto, etc. (Alonso et al., 1996). La serie preservada es continental, tiene un máximo de 400 m de potencia y la base de la serie es de edad Eoceno medio-superior (González Regueral y Gómez de Llarena, 1926; Truyols y García Ramos, 1991). En el borde septentrional el relleno es de pequeños abanicos aluviales conglomeráticos de clastos calcáreos cretácicos, y en menor proporción, silíceos paleozoicos, que desarrollan discordancias progresivas (Alonso et al., 1996). Los abanicos proceden de la erosión de las rocas mesozoicas y paleozoicas del bloque cabalgante de la falla de Llanera. Hacia zonas más distales los depósitos son mayoritariamente lacustres y predominan las calizas y margas blanquecinas con algunos horizontes arenosos (Fig. 33). El Terciario de la serie de Colombres es marino y tiene una potencia de 500 m. Lo constituyen calizas ricas en fósiles y hacia techo calizas arenosas y margas de edades entre Paleoceno y Eoceno superior, depositadas sobre el Cretácico (Julivert et al., 1981). Los primeros depósitos sinorogénicos, descritos en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, son del Eoceno superior (Hines, 1985).

3.2. Interpretación de los perfiles de sismica de reflexión convencional en la plataforma

La sismica de reflexión es el mejor método para obtener datos sobre la estructura de las vastas ex-

tensiones de tierra cubiertas por el mar. Como ya se ha mencionado, la plataforma continental asturiana ha sido objeto de exploración mediante este método, con fines científicos y para la prospección de hidrocarburos, en las décadas de los años 70 y 80, especialmente al este del Cabo Peñas.

En este apartado se aborda la descripción de algunos de los perfiles de sismica de reflexión que permiten estudiar las estructuras desarrolladas en la serie sedimentaria meso-terciaria depositada en la costa asturiana entre Ribadesella y el Banco Le Danois (Fig. 39). El número de perfiles disponibles superaba los 130, por lo que se seleccionaron 25 en un entorno de unos 20 km a ambos lados del perfil profundo ESCIN-4, para su estudio detallado. Los perfiles pertenecen a las campañas Mar Cantábrico H (1976), Mar Cantábrico 80 (1980) y Mar Cantábrico C (1987). 14 perfiles tienen una orientación N-S a NNE-SSO, perpendiculares a las estructuras geológicas del margen, 9 están orientados en dirección E-O a ONO-ESE formando una malla con las anteriores y los 2 restantes tienen dirección NO-SE y NE-SO oblicuos a los demás. Además de las líneas interpretadas, se consultaron gran parte del resto de las líneas de la zona, con el fin de prolongar lateralmente las estructuras interpretadas.

La interpretación de los perfiles se apoyó en las testificaciones de los sondeos disponibles en la zona, por lo que se dedicará un apartado especial a la descripción y correlación de los sondeos más representativos de la zona y áreas adyacentes.

Los resultados obtenidos fueron 6 cortes geológicos, realizados por conversión a profundidad de 6 de los perfiles, que se integraron en un corte geológico paralelo a ESCIN-4 (ver Fig. 48 más adelante) donde se ha conseguido un mayor detalle en la parte correspondiente a la serie sedimentaria. También se construyó un mapa geológico de los fondos de la zona estudiada hasta el Banco Le Danois, que cubre un área de aproximadamente 3100 km², donde se han señalado la traza de las principales estructuras interpretadas en los perfiles (ver Fig. 43 más adelante).

Los sondeos

La existencia de roca madre de petróleo en la serie mesozoica era conocida por indicios como la

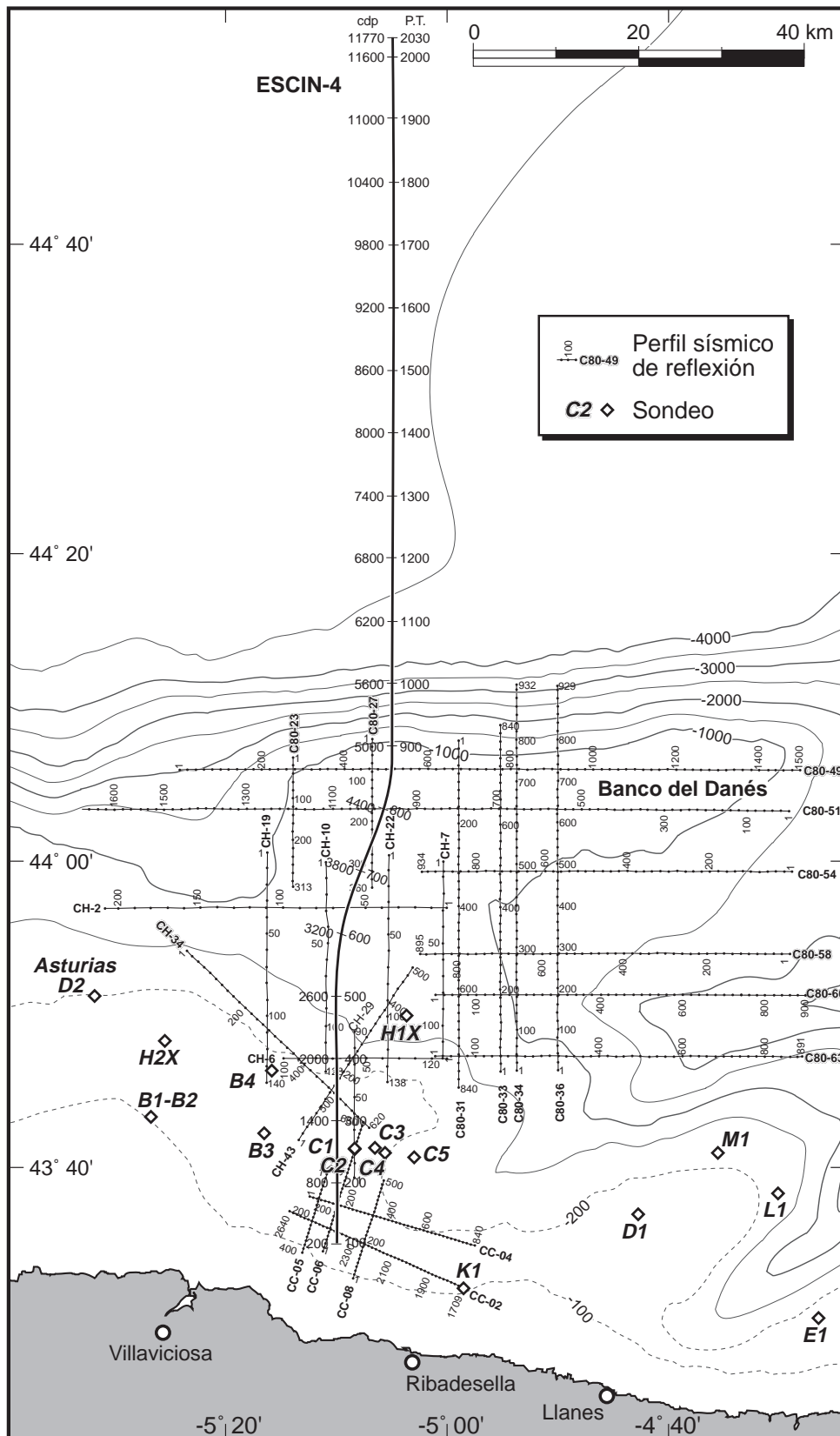


Figura 39. Mapa de situación de los perfiles de sísmica de reflexión marinos interpretados y de los sondeos disponibles en la zona.

	ASTURIAS D-2	MC H-1X	MC C-2	MC K-1	MC D-1
Coordenadas	-5° 31' 50,61" 43° 51' 12,39"	-5° 03' 40,17" 43° 49' 55,47"	-5° 08' 21,7" 43° 41' 15,0"	-4° 58' 31,03" 43° 32' 04,79"	-4° 42' 45,03" 43° 36' 54,74"
Línea sísmica Punto de tiro	ASD-81-20 230	MCH-8 95	MCC-6 530	7704495 A1393	761651 12115
Altura mesa (m)	25,5	12,2	24,6	26,6	25,07
Lámina agua (m)	175	579,8	146,6	96,5	170
Profund. parada (m)	5078	4646	4382,5	3339	3100
Nivel parada	Kimmeridgiense	Cretácico inf. (Valanginiense)	¿Cretácico inf. Jurásico sup.?	Paleozoico	Permotriás
Año	1984-85	1980	1975-76	1978	1983
Empresas	Eniepsa	Phillips Petroleum RIFT Spain Getty Oil Eniepsa	Shell/Campsa	Shell España	Shell España Campsa Eniepsa

Tabla I. Características de algunos de los sondeos para la exploración de petróleo en la plataforma continental asturiana en la zona del estudio. (Ver Fig. 39 para localización).

existencia de conchas de braquiópodos rellenas de petróleo en las rocas jurásicas de las acantilados asturianos y por la existencia de indicios de hidrocarburos en otras zonas de la cuenca Vasco-Cantábrica. Por ello diversas compañías petroleras realizaron un total de 20 sondeos (Lanaja, 1987; Gutiérrez Claverol y Luque Cabal, 1993), entre los años 1975 y 1985, en la plataforma continental frente a la costa asturiana (Fig. 39), con el fin de evaluar el potencial de la zona para la extracción de gas y petróleo. Cinco de estos sondeos dieron resultados negativos y el resto atravesaron bolsas de hidrocarburos de importancia variable. Por ejemplo, el sondeo MC C-2 registró indicios de gas en niveles terciarios y aptienses y atravesó niveles santonienses y barremienses con petróleo. Sin embargo, los niveles de gas y petróleo encontrados siempre estuvieron por debajo de los límites de rentabilidad, y ninguno de los sondeos pasó a la fase de producción, por lo que la exploración petrolífera está abandonada desde finales de los años 80.

La longitud de los sondeos oscila entre unos cientos y más de 5000 m (Asturias D-2) y el nivel de parada es variable. La mayoría fueron abandonados en niveles del Cretácico inferior, aunque MC D-1 llegó a alcanzar niveles permotriásicos y MC

K-1 se detuvo tras atravesar 150 m de calizas carboníferas.

Descripción y correlación Dos son los sondeos principales utilizados en este estudio, que se describirán a continuación, el Mar Cantábrico C-2 situado en la intersección de los perfiles MCC-6 y MCH-29 y el Mar Cantábrico H-1X situado dos kilómetros al este del perfil MCH-22. Estos dos sondeos han permitido datar las reflexiones de los citados perfiles, que posteriormente se ha correlacionado al resto de líneas estudiadas. En la Tabla I y Figura 40 se han resumido las características y columnas litológicas de los cinco sondeos más interesantes, cuya correlación muestra la variación lateral de la cuenca sedimentaria meso-terciaria.

El sondeo MC C-2 se emplazó en la plataforma continental asturiana en una zona con 146,6 m de lámina de agua. De los cinco sondeos seleccionados, es el que atraviesa la serie terciaria más completa (774 m), dividida en 452 m de arcillas limosas y margas con calizas del Oligoceno-Mioceno inferior, discordantes sobre 322 m de margas y margocalizas del Paleoceno superior-Eoceno, todas ellas de ambiente marino profundo. La discordancia Terciario-Cretácico se atravesó a 997 m y el techo del Cretácico fue datado como Maastrichtiense. La potencia del Cretácico superior es

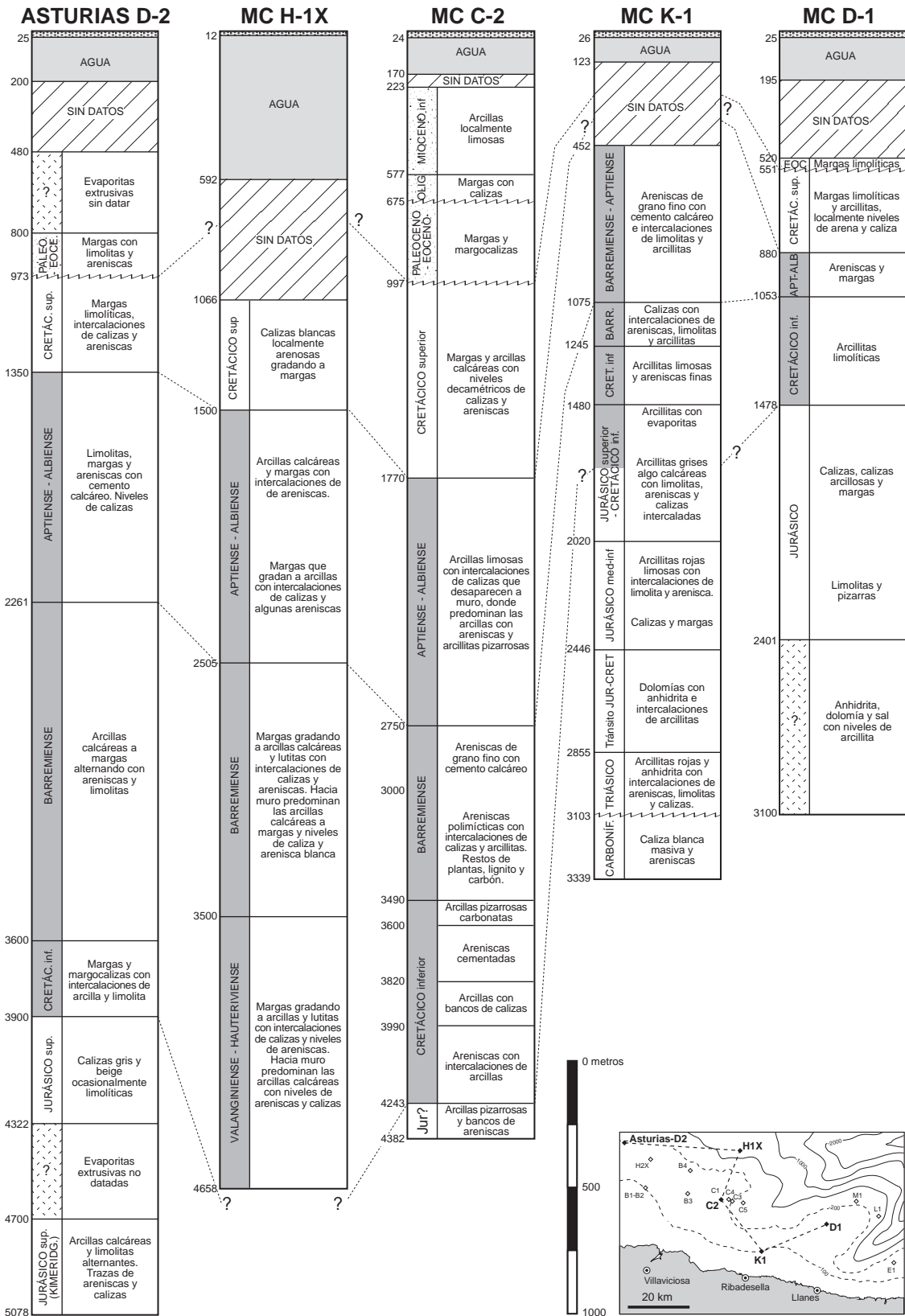


Figura 40. Correlación, descripción litológica y edad de los materiales atravesados por algunos de los sondeos empleados en la plataforma continental y la plataforma marginal asturiana. Las profundidades están medidas desde la mesa de rotación que equivale a la altura 0 metros.

también la mayor descrita, cortándose 773 m (1770 m de profundidad) de margas y arcillas calcáreas con niveles de calizas y areniscas de ambiente profundo. La serie del Cretácico inferior indica condiciones de depósito más someras. Comienza con 980 m de materiales aptienses-albienses compuestos por arcillas limosas con intercalaciones de calizas a techo y areniscas a muro. El resto del Cretácico inferior (1493 m) es predominantemente siliciclástico dominando las areniscas y arcillas intercaladas con algunos bancos de caliza y esporádicos restos de plantas y carbón aunque los últimos niveles de la base (4243 m) podrían ser del Jurásico superior. Los últimos materiales atravesados fueron 139 m de arcillas pizarrosas con anhidrita de edad incierta, aunque probablemente Jurásico superior, hasta que se abandonó el pozo a 4382 m.

El sondeo MC H-1X se perforó en la plataforma marginal asturiana, unos 17 km al NNE del sondeo anterior, donde la lámina de agua (580 m) es mayor. No existe registro de los primeros 474 m del sondeo en los que se atravesó el Terciario y probablemente la parte alta del Cretácico superior. Éste tiene una potencia de 434 m, estando su base situada a 1500 m. Su litología es similar a la del sondeo anterior: calizas margosas gradando a margas con niveles de areniscas. El sondeo se detuvo a los 4658 m de profundidad, tras atravesar 3158 m de Cretácico inferior, sin llegar a alcanzar su base. Los niveles aptienses-albienses tienen una potencia (1005 m) y litología muy similares a los del sondeo anterior: margas y arcillas con intercalaciones de calizas y areniscas; mientras que el resto del Cretácico inferior (2153 m) es más calcáreo. Lo constituyen margas y arcillas con niveles de caliza y arenisca blanca.

Como síntesis de los datos de los cinco sondeos presentados y del resto de sondeos disponibles, se deduce que el Terciario más antiguo sondeado (datado como Paleoceno superior-Eoceno en Soler et al., 1981, y en los informes de los sondeos) yace discordantemente sobre el Cretácico superior de edad Maastrichtiense. Este tramo Terciario es similar en todos los sondeos y está compuesto por margas y margas limolíticas esencialmente. Como se verá más adelante, los materiales de esta edad son los primeros que muestran evidencias de ha-

ber sufrido deformación durante el Terciario. Por ello, ante la falta de datos sobre el modo de datación de este conjunto de rocas, a lo largo de este trabajo se le atribuye una edad Eoceno superior, por ser esta la edad de los depósitos sintectónicos más jóvenes del Terciario, tanto en la cercana cuenca de Oviedo-Cangas de Onís, como en el extremo occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Hines, 1985). Por encima se encuentra el Oligoceno-Mioceno inferior en discordancia, aunque sólo se atraviesa en los sondeos Mar Cantábrico C. El Cretácico superior también es bastante homogéneo litológicamente. Está formado por margas más o menos limolíticas con intercalaciones de calizas y areniscas. Su espesor varía entre los sondeos, siendo el máximo de 773 m en el sondeo MC C-2 donde se atraviesa la serie más completa. Los materiales aptienses-albienses tienen potencias (911 a 1005 m) y composiciones similares en los tres primeros sondeos situados más al oeste. En éstos predominan las arcillas y margas con intercalaciones ocasionales de areniscas y calizas, mientras que en los dos restantes las areniscas son las rocas más importantes y el espesor de la serie llega a reducirse a 173 m en el sondeo más oriental MC D-1. Los datos de los sondeos indican que las rocas que componen el tramo Cretácico superior a Mioceno son turbiditas y rocas pelágicas de borde de plataforma o aguas profundas, de lo que se deduce que la parte más externa de la plataforma continental actual, la plataforma marginal y el Banco Le Danois formaban parte del talud dentro del margen pasivo Cretácico. El límite con la plataforma se encontraría cerca del límite de costa actual donde las rocas de esta edad muestreadas en el sondeo más cercano a la costa (MC K-1) son de carácter somero.

Frente a la relativa homogeneidad del Cretácico superior, e incluso del intervalo Aptiense-Albiense, el resto del Cretácico inferior muestra mayores variaciones tanto litológicas como de potencia. Mientras la litología generalizada es de arcillas y margas con intercalaciones de calizas y areniscas, en el sondeo MC C-2 predominan las areniscas con intercalaciones de calizas y arcillas. Respecto a las potencias, el Barremiense varía en diferentes sondeos entre 1339 y 170 m y el resto del Cretácico inferior entre 2153 m en el sondeo MC H-1X, don-

de no se llegó a alcanzar su base, y 300 m en el MC D-1. La comparación de los espesores del Cretácico inferior en los tres sondeos centrales es especialmente interesante ya que refleja las variaciones de potencia de la cuenca en una sección N-S paralela a ESCIN-4. En el sondeo más alejado de la costa (MC H-1X) la potencia perforada del Cretácico inferior es de 3150 m, aunque no se alcanzó su base y puede faltar el Berriasiense y la parte baja del Valanginiense, por lo que ésta es una potencia mínima. En el sondeo MC C-2, situado unos 16 km al sur, la potencia de la serie disminuye a 2473 m. Por último, la potencia reconocida como Cretácico inferior en el sondeo más cercano a la costa (MC K-1) es de 1048 m a los que habría que sumar el espesor del techo del Aptiense y el Albiense que pudiera haber en la zona superior, sin datos, y parte de la serie infrayacente donde no se ha situado con precisión el contacto con el Jurásico. Con todo ello la serie podría llegar a tener aproximadamente 1500 m de potencia; en cualquier caso inferior a la de los dos sondeos precedentes.

Los datos del Jurásico y Triásico son muy escasos y por lo tanto menos representativos. Sólo el sondeo MC K-1 llegó a atravesarlos completamente y se midió una potencia aproximada de 1400 m, ya que no se estableció con exactitud el límite Jurásico-Cretácico. Las series atravesadas también son diferentes, aunque dominan las arcillas y limolitas junto con calizas, margas y niveles de areniscas. En el Triásico destaca la presencia de anhidrita que también se registró en el sondeo MC D-1, en la forma de un potente banco de 699 m de espesor por debajo del Jurásico. En el sondeo Asturias D-2 las evaporitas son extrusivas y aparecen como dos niveles de 378 y 320 m de potencia, intruidas dentro de la serie jurásica y terciaria, cerca de la superficie, respectivamente.

Por lo tanto, la correlación de los sondeos muestra que la sedimentación cretácica inferior, hasta el Barremiense, se produce en una cuenca compartimentada en subcuencas de tamaño variable, separadas por fallas sinsedimentarias, lo que explicaría las grandes variaciones de espesor de series sedimentarias contemporáneas en cortas distancias. Por el contrario, durante el Cretácico superior, aproximadamente desde el final del Aptiense, la cuenca parece evolucionar bajo un régimen de subsidencia

generalizada y relativa quietud que se traduce en una homogeneidad de las potencias y facies. Desde el Cretácico inferior hasta al menos el Eoceno, la actual plataforma formaría parte del talud continental del margen Cretácico. Finalmente, la correlación con la columna estratigráfica del Mesozoico del Banco Le Danois (Fig. 32), muestra que la serie sedimentaria jurásica y cretácica inferior reduce notablemente su potencia hacia el norte, donde no supera los 1500 m, y que el Cretácico superior desaparece en esa dirección. La estabilidad de la cuenca finicretácica se altera en el Terciario, como indica la presencia de discordancias, reflejo de la actividad tectónica en la cuenca de sedimentación.

Descripción de los perfiles de sísmica de reflexión

De los 25 perfiles sísmicos interpretados, se han seleccionado 6 representativos de la zona estudiada que posteriormente fueron convertidos a profundidad. 5 de ellos se encuentran cerca de ESCIN-4 y componen una sección N-S paralela a este perfil. Su interpretación ha permitido obtener una imagen de la cobertera sedimentaria mucho más detallada que la proporcionada por dicho perfil, ya que al estar enfocado a registrar objetivos más profundos, las partes someras presentan menor resolución. El sexto perfil se sitúa unos 10 km al este de ESCIN-4 y pone en evidencia la variación lateral de la morfología de la cuenca y de las estructuras en esa dirección.

La calidad de los perfiles estudiados, tanto los que se presentan en este apartado, como el resto de los interpretados, es buena o muy buena. La sucesión terciaria es en general más reflectiva y la facies sísmica predominante es de reflectores paralelos energéticos, con altas frecuencias y buena continuidad lateral. El reflector que marca el límite Cretácico-Terciario también es en general muy continuo y energético y se puede interpretar fiablemente a escala de cuenca. Con frecuencia este reflector aparece segmentado y muestra un trazado irregular a la vez que corta a los reflectores infrayacentes. Se ha interpretado que refleja la presencia de paleorrelieves erosivos en la parte alta del Cretácico superior como se puede ver en la Figura 41 correspondiente a un perfil con orientación E-O. Los reflectores del Cretácico superior muestran frecuencias más bajas y algo menos de coherencia y continuidad lateral

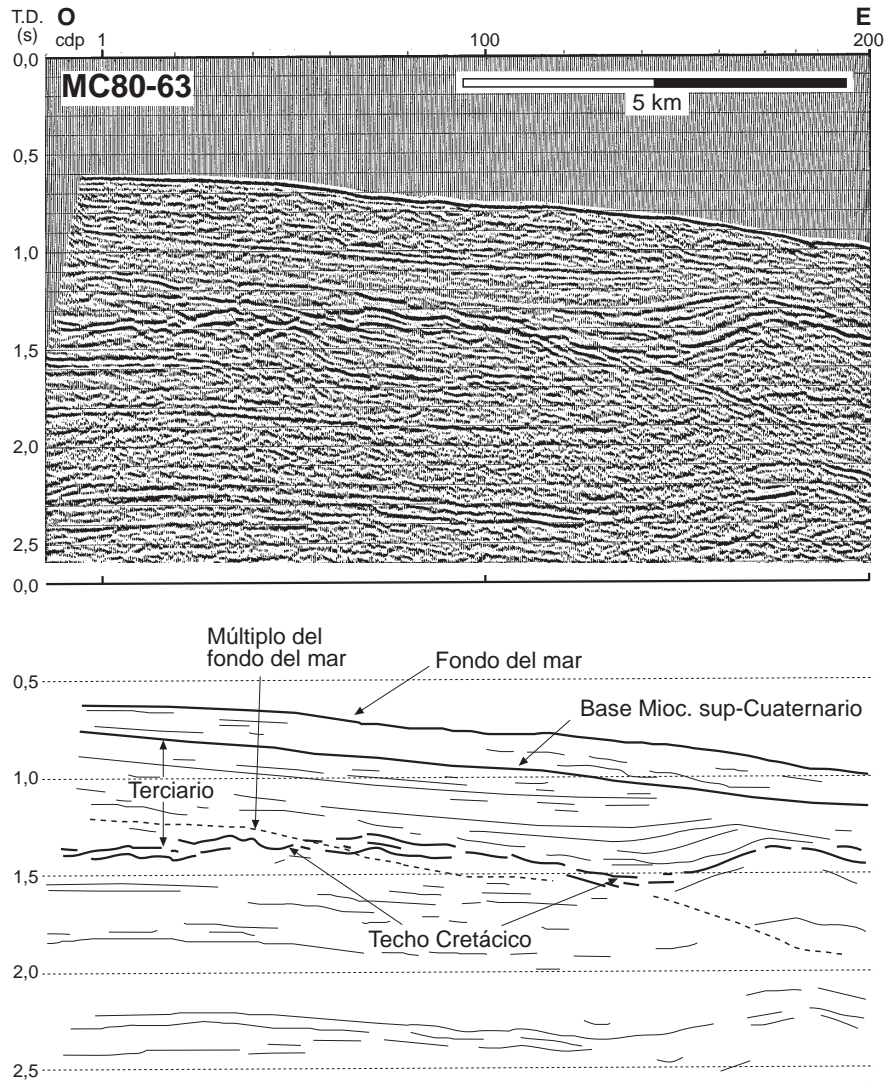


Figura 41. Paleorreliques en el techo del Cretácico en la plataforma marginal asturiana (perfil MC80-63). Obsérvense los reflectores cretácicos truncados por los paleorreliques y el relleno discordante de los mismos por materiales Terciarios.

que los terciarios, pero en general proporcionan una buena imagen sísmica. Una característica común de los perfiles es la pérdida de calidad por debajo de los primeros 2 ó 3 s, que hace casi imposible la interpretación de la estructura de la serie sedimentaria por debajo de los niveles más altos del Cretácico inferior. En la Tabla II se han resumido los principales reflectores interpretados en los perfiles sísmicos, así como la edad de las secuencias que delimitan, definidas en base a los datos de los sondeos.

Conversión a profundidad: el modelo de velocidades Para obtener la verdadera geometría de las estructuras interpretadas en los perfiles de sísmica de reflexión es imprescindible realizar la conversión

tiempo a profundidad de la escala vertical. Dicha transformación se realizó mediante el programa *MIMIC+* de *SIERRA GEOPHYSICS*.

En este estudio se han utilizado secciones sísmicas migradas, lo cual hace más sencilla la transformación ya que los reflectores están ubicados en su posición real y sólo es necesario introducir en el ordenador un modelo de velocidades que permita realizar la transformación de tiempo a profundidad. El punto crítico del proceso, al igual que ocurre con la modelización directa y la migración de mapas aplicadas al perfil profundo ESCI-N-2 y a los perfiles de reflexión convencional en el Duero, es la elección de un modelo de velocidades ajustado a

Secuencia	Edad	Reflector
		<i>Fondo del mar</i>
TQ	Mioceno sup. - Cuaternario	
		T_2
Tc2	Oligoceno - Mioceno inf.	T_{12}
		T_1
Te1	Eoceno superior	
		C_1
CS	Cretácico superior	K
		C_2
CI	Cretácico inferior (Albiense)	
		C_3
	Cretácico inferior (Aptiense)	

Tabla II. Principales reflectores interpretados en los perfiles sísmicos y edad de las secuencias que limitan.

la realidad. De la correcta asignación de las velocidades al modelo interpretado, depende obtener la posición exacta de los horizontes geológicos en la sección profundidad que han producido las reflexiones interpretadas. Por lo tanto, el modelo de entrada lo componen: el modelo de velocidades y las reflexiones interpretadas en el perfil migrado con la escala vertical en tiempo; siendo el resultado final las secciones o cortes geológicos con la escala vertical en metros.

En un primer momento se construyó un modelo de velocidades utilizando las velocidades de *stack* aplicadas a la fórmula de Dix (ver Apartado 5.3, más adelante). Los errores observados al contrastar las profundidades obtenidas en las secciones geológicas con los datos de los sondeos llevaron a desestimar la utilización de dicho método. Se optó por emplear un método similar al utilizado en la Cuenca del Duero y calcular unas velocidades medias obtenidas a partir de las testificaciones de los sondeos MC C-2, MC H-1X, MC D-1 y las líneas que atraviesan los dos primeros sondeos.

En el sondeo MC C-2 se calculó la velocidad del Terciario (2285 m s^{-1}) y del intervalo entre el techo del Cretácico y un horizonte guía (K) dentro del Cretácico superior (3148 m s^{-1}) utilizando las pro-

fundidades en metros del sondeo, para cada uno de los niveles, y el tiempo medido en el perfil MCC-6. En los informes de los sondeos MC H-1X y MC D-1 se disponía además del registro de velocidades, que proporciona el tiempo doble corregido y la profundidad de diversos niveles estratigráficos. Con todos estos datos se pudieron calcular las velocidades medias de la parte alta del Cretácico inferior (3305 m s^{-1}) en el primer sondeo, y del Terciario (2557 m s^{-1}) y el intervalo Cretácico-Jurásico (3693 m s^{-1}) en el segundo.

Como paso siguiente se construyeron los modelos de velocidad (Fig. 42) de los seis perfiles seleccionados utilizados para la conversión tiempo-profundidad. Las velocidades asignadas a los diferentes niveles son: 1500 m s^{-1} para el agua, 2000 m s^{-1} a los sedimentos más jóvenes de edad Mioceno superior-Cuaternario, 2300 m s^{-1} para el resto del Terciario y $3200\text{-}3400 \text{ m s}^{-1}$ para el Cretácico superior y parte más alta del Cretácico inferior. A los materiales situados por debajo se les asignaron velocidades con un gradiente vertical creciente desde 3400 en la parte superior, hasta 4000 m s^{-1} en la parte más baja de la cuenca sedimentaria.

Perfil MCC-6 / MCH-29. Los dos perfiles tienen una orientación $N17^\circ E$ y N-S (Figs. 39 y 43) respectivamente y atraviesan la plataforma continental desde unos 10 km al N de la costa hasta la pendiente que marca la transición a la plataforma marginal asturiana. Ambos se cruzan en el sondeo MC C-2, por lo que pueden ser tratados como un perfil continuo (Fig. 44 y Anexo II). Su intersección se produce en la vertical de la charnela del anticlinal A4, que tiene una dirección $N98^\circ E$ y una longitud mínima de 40 km . A lo largo de este anticlinal se emplazaron los sondeos Mar Cantábrico B-1, B-2 y C-1 a C-5.

La testificación del sondeo MC C-2 (Tabla I y Fig. 40) ha permitido datar los reflectores del Terciario y Cretácico superior. No ha sido posible reconocer niveles anteriores, ya que en la vertical del sondeo se pierde la imagen sísmica por debajo de dichos niveles. Por encima de la zona de charnela mencionada previamente, el sondeo atravesó una serie de arcillas limosas del Mioceno inferior y margas con calizas oligocenas, separadas por una discordancia angular de 322 m de margas y margocalizas de edad Eoceno superior. La superficie de discordancia se cortó a 651 m de profundidad y en el perfil

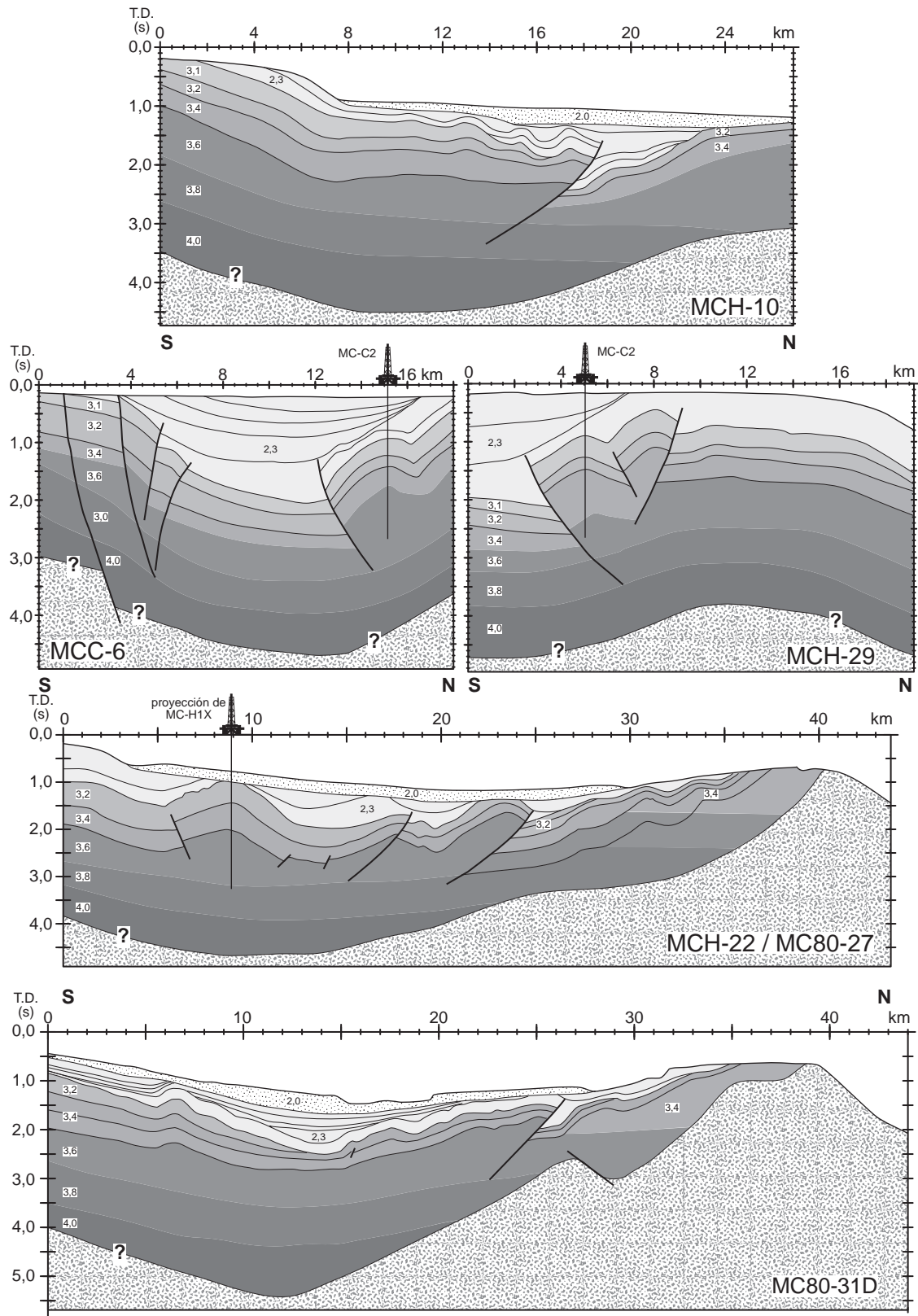


Figura 42. Modelos de velocidad empleados para la conversión a profundidad de los perfiles correspondientes. Las velocidades están expresadas en km s^{-1} .

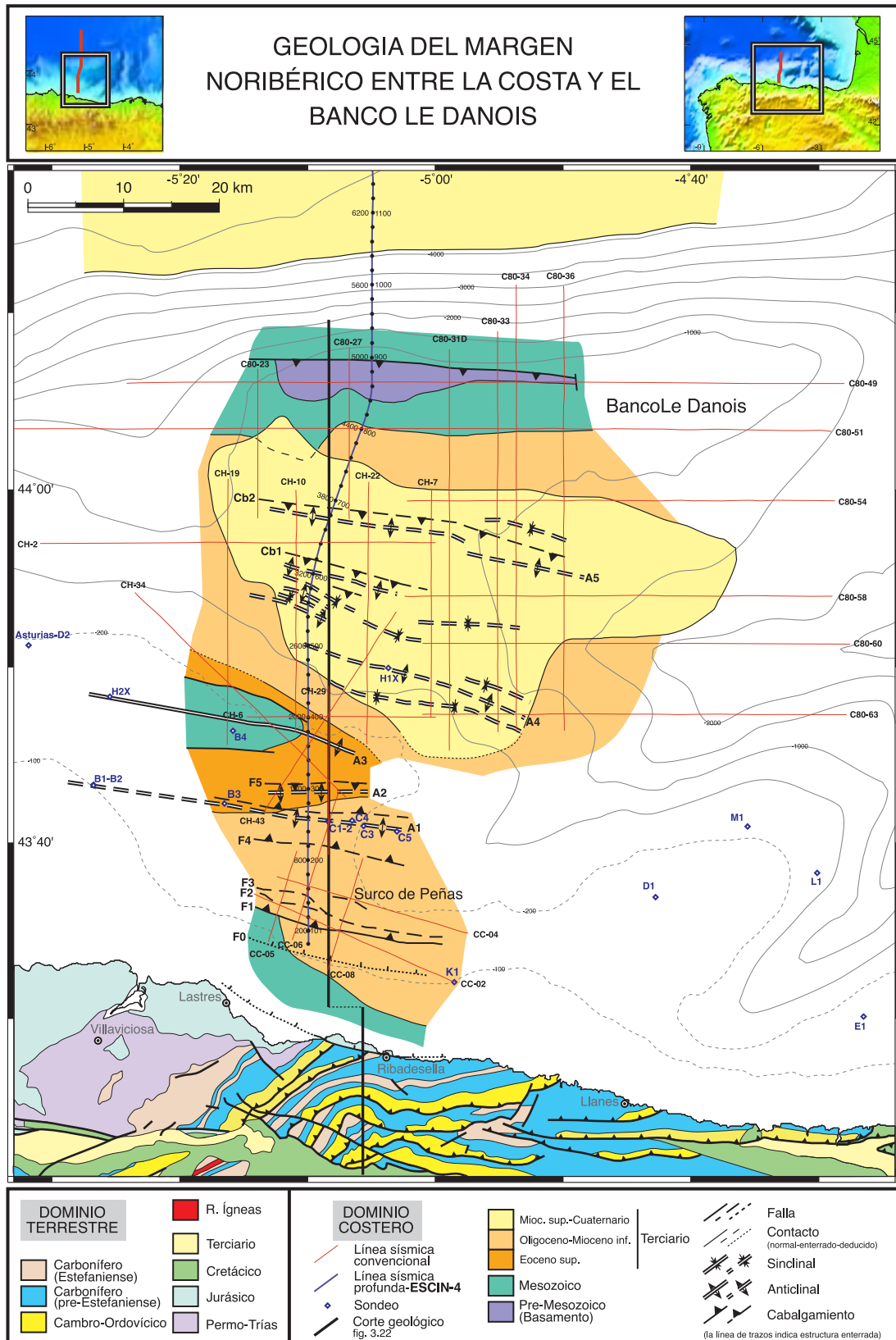


Figura 43. Mapa geológico del fondo del mar entre la costa y el Banco Le Danois realizado en base a los sondeos y perfiles interpretados. La geología de la costa procede de Aramburu y Bastida (1995).

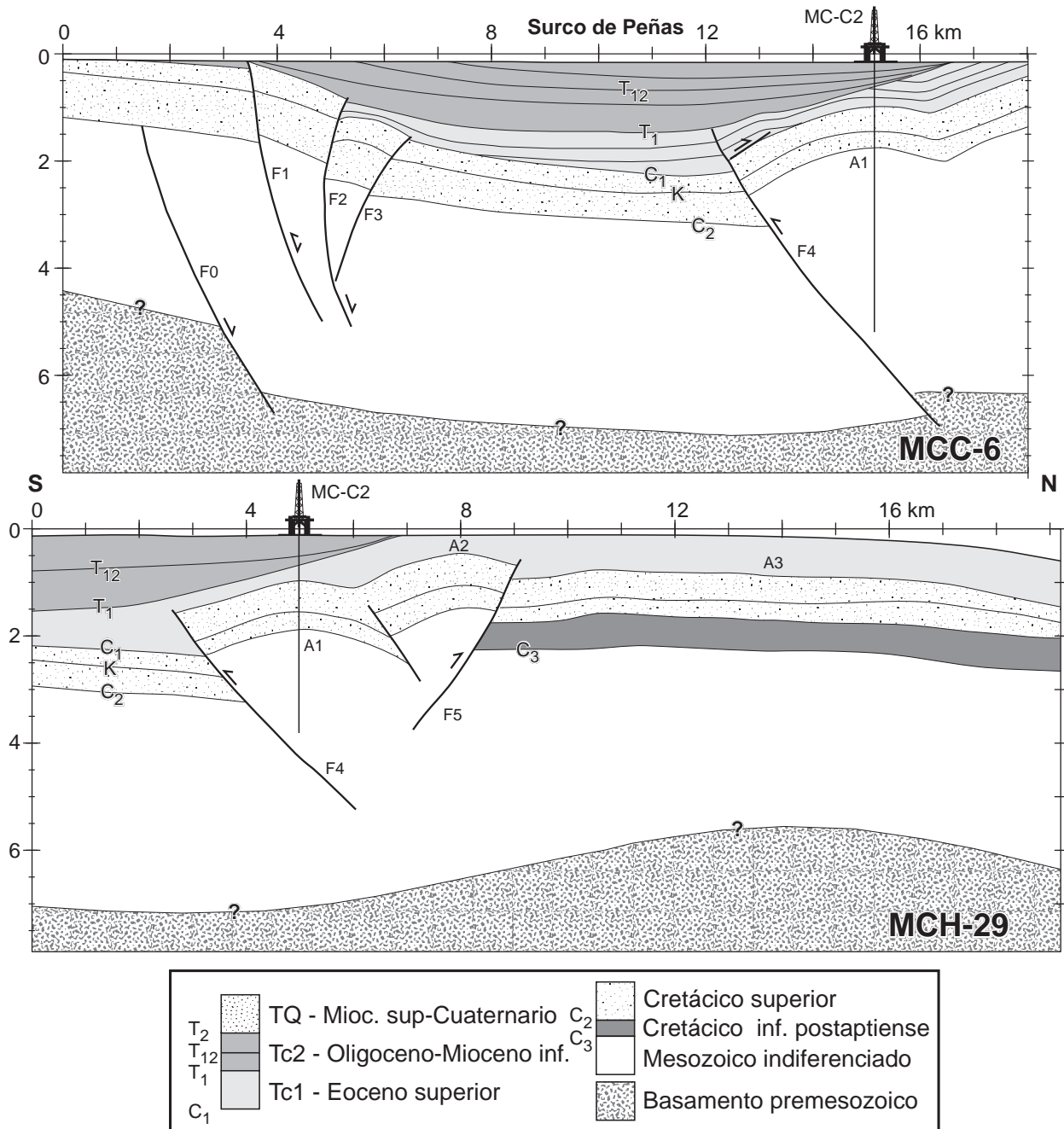


Figura 44. Secciones convertidas a profundidad de los perfiles MCC-6 y MCH-29.

se ha interpretado como el reflector T_1 localizado a 0,7 s en la vertical del sondeo (Fig. 44 y Anexo II). La deformación de los niveles por encima y por debajo de la discordancia es diferente. Los reflectores superiores Tc2 (Oligoceno-Mioceno inferior) están inclinados al sur, al igual que la superficie de discordancia T_1 , mientras que los reflectores inferiores Tc1 (Eoceno superior) están plegados for-

mando un anticlinal cuyo techo está erosionado por T_1 que a su vez no está afectada por el pliegue. Tc1 muestra evidencias de estar parcialmente despegado del Cretácico y deformado en el flanco sur del anticlinal (MCC-6, CDP 450). La secuencia está limitada inferiormente por una discordancia con el Cretácico superior (Maastrichtiense), situada a 0,95 s (reflector C_1) y cortada en el sondeo a 973 m

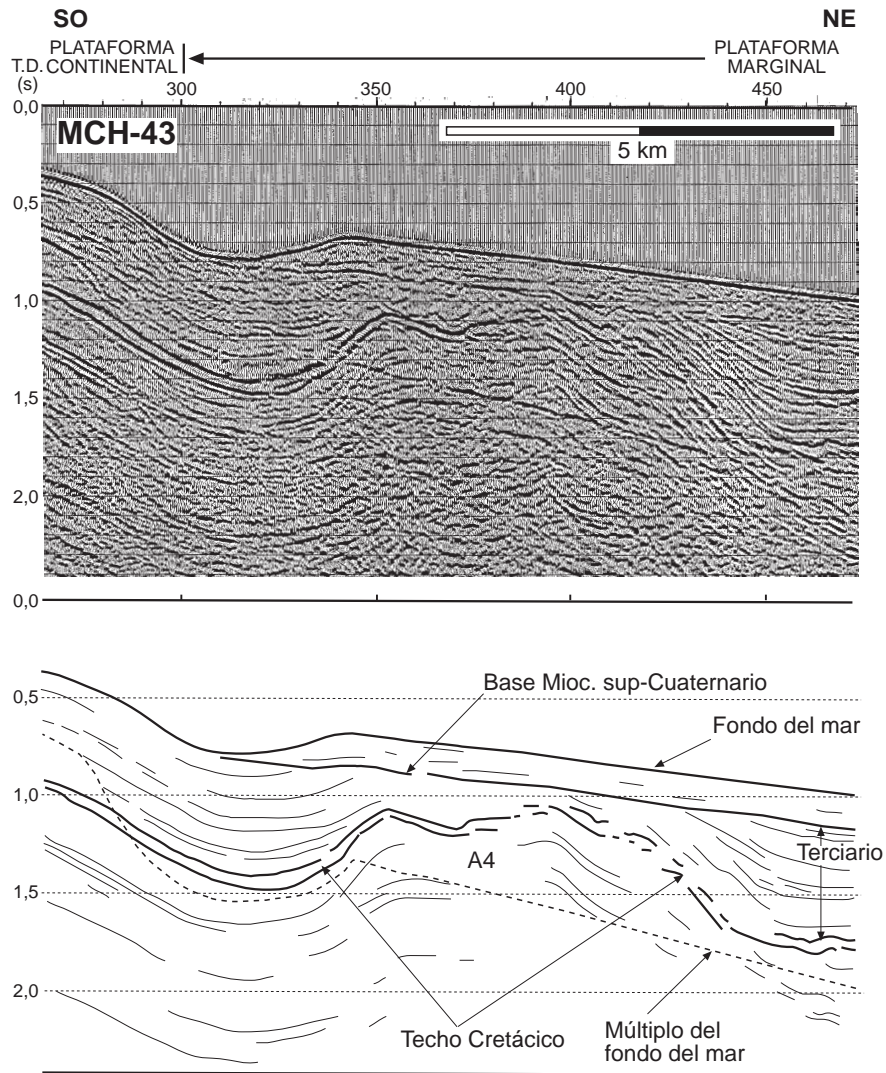


Figura 45. Detalle del perfil MCH-43 en la transición entre la plataforma continental y la plataforma marginal. Se observa la discordancia sintectónica de la base del Terciario (Eoceno superior) en el flanco sur del anticlinal A4 y la forma en caja de dicho pliegue.

de profundidad. Los materiales a ambos lados de la discordancia están plegados solidariamente y la discordancia entre ambos niveles es de muy bajo ángulo o casi imperceptible bajo el sondeo. El Cretácico superior está constituido por margas y arcillas calcáreas con niveles decamétricos de areniscas, que en conjunto forman un paquete de reflectores plegados, nítidos con buena continuidad lateral. Uno de estos reflectores, el situado a 1,23 s bajo el sondeo es producido por una capa de areniscas de 13,7 m de potencia, que en el sondeo apareció saturada en petróleo y que por su buena continuidad nos sirvió de nivel guía. En los estudios de exploración de petróleo fue denominado horizonte

K, nombre que se ha mantenido en este trabajo. Se ha podido interpretar en la mayoría de los perfiles estudiados y se acuña y desaparece al N de este perfil. La potencia total del Cretácico superior es de 773 m y su base fue cortada a 1746 m de profundidad (reflector C_2), correspondiente a 1,45 s en la sección sísmica. Este es uno de los últimos niveles reconocibles en el perfil bajo el sondeo, y el reflector C_2 (límite entre el Cretácico superior e inferior) ha sido extrapolado de perfiles contiguos.

Los materiales terciarios rellenan una fosa sedimentaria, situada a pocos km al norte de la costa actual, llamada el Surco de Peñas. Tiene forma alargada y

discurre paralela a la costa actual entre el Cabo Peñas y de Torrelavega (al este del área de estudio) (Fig. 43). En la zona del estudio tiene unos 13 km de anchura (Fig. 44) y la base del Terciario alcanza una profundidad máxima de 2,25 km en su zona central donde su potencia es de 2,1 km. En la base del surco se encuentra el techo del Cretácico superior que está afectado por las fallas que limitan sus bordes. En el flanco meridional los reflectores cretácicos se inclinan al norte, son paralelos y afloran en superficie o están cubiertos por una delgada lámina de reflectores terciarios. En este sector están cortados por cuatro fallas (Figs. 43 y 44). Todas ellas buzaban hacia el norte en su parte más profunda y se verticalizan y curvan hacia la superficie, llegando algunas a buzaban hacia el sur en la parte superior. Como se observa en el mapa geológico de los fondos (Fig. 43) tienen gran continuidad lateral, morfología anastomosada y una orientación aproximadamente N105°E. El borde norte del surco, donde los reflectores buzaban al sur, lo forma una falla inversa, paralela a las del borde sur, que eleva al Cretácico del bloque plegado septentrional sobre el Terciario inferior (Fig. 44 y Anexo II; MCH-29, CDP 10). En este bloque se desarrollan dos anticlinales abiertos, separados por un estrecho sinclinal. El flanco norte del sinclinal está localmente fallado en profundidad al igual que ocurre con el flanco norte del anticlinal más septentrional que está roto por una falla inversa con vergencia al sur.

La secuencia Tc1 recubre el fondo del surco, acunándose hacia el sur y disponiéndose en *onlap* sobre el Cretácico hasta la falla F2 que limita la cuenca del Eoceno superior (Fig. 44 y Anexo II). Hacia el N esta secuencia está afectada por las fallas (F4 y F5) y pliegues (A1 y A2) del bloque plegado y se dispone en aparente concordancia sobre el Cretácico. La secuencia Tc2 que rellena el surco, muestra una morfología sinformal. Dentro de Tc2 se pueden diferenciar dos secuencias asimétricas, separadas por el reflector T₁₂. Ambas disminuyen su espesor hacia el N, disponiéndose los reflectores en *onlap* sobre la discordancia T₁₂ en el caso de la secuencia inferior y sobre la discordancia que representa el reflector T₁₂ en la suprayacente. En el sur del surco toda la serie buza hacia el centro del mismo y la base de Tc2 se dispone en *onlap* de bajo ángulo sobre el Cretácico.

Al norte del surco, las series del Cretácico superior y Terciario dibujan un amplio antiformal (A3) cuyo flanco norte limita con la plataforma marginal asturiana. Su eje se inclina en dirección aproximadamente 105°E y su charnela aflora en superficie al E del sondeo B4 limitando un afloramiento cretácico. La pobre reflectividad bajo el Cretácico superior no permite reconstruir la estructura, aunque destaca la discordancia intracretácico inferior reflejada por los reflectores C₃ (Anexo II). En el perfil MCH-29 los múltiplos del fondo del mar enmascaran la señal en la parte alta, pero en el perfil MCH-43 se observa que los materiales del Eoceno superior, que recubren el flanco norte de A3 son concordantes con el Cretácico (Fig. 45) y mantienen su espesor prácticamente constante.

No hay ningún reflector conspicuo que se pueda interpretar como la base de la serie sedimentaria y su posición aproximada en el perfil se ha interpretado en base a los datos del perfil de sismica de reflexión profunda ESCIN-4.

Perfil MCH-10. El perfil MCH-10 tiene una dirección N-S y una longitud de 26,9 km. Su extremo meridional se localiza en el límite de la plataforma continental y la mayor parte de su trazado discurre sobre la plataforma marginal asturiana. El perfil es paralelo a ESCIN-4 y la separación del mismo oscila entre 1,1 km en el sur y 4,4 km en el extremo norte (Fig. 39).

La calidad del perfil (Fig. 46 y Anexo II) en los niveles por debajo del Terciario es en general mala e incluso no se han podido interpretar reflexiones coherentes bajo la discordancia Terciario-Cretácico al N del CDP 35. Por el contrario los niveles terciarios producen reflexiones con gran coherencia y amplitud.

La estructura interpretada en el perfil comienza por el sur con el flanco N del antiformal A3 que separa el Surco de Peñas y la plataforma marginal asturiana (Figs. 43, 46 y Anexo II). En la plataforma marginal las capas son subhorizontales y la parte alta de la serie sedimentaria está afectada por un tren de pliegues situados en el bloque superior de un cabalgamiento vergente al N (Cb1), localizado bajo el CDP 35 (Anexo II). El plano del cabalgamiento buza 40° con un rumbo N105°E, igual al de los ejes de los pliegues descritos en la plataforma.

En base a la geometría de las reflexiones terciarias y por correlación con el resto de perfiles y los sondeos se han podido diferenciar tres secuencias: Tc1, Tc2 y TQ (Anexo II y Fig. 46). Las dos primeras son sintectónicas, a escala de cuenca, con la etapa compresiva terciaria y la última es postectónica. Los niveles de Tc1 se disponen concordantemente o con una discordancia de muy bajo ángulo sobre el Cretácico. Su espesor varía lateralmente y alcanza un máximo de 350 m en la zona del cabalgamiento Cb1. Hacia el Banco Le Danois su espesor disminuye rápidamente hasta llegar a desaparecer bajo el CDP 15. Las reflexiones están truncadas por arriba indicando que al menos una parte de la disminución de espesor se produce por erosión. En el bloque superior del cabalgamiento se genera un tren de pliegues entre cuyas charnelas se desarrollan cuencas que se rellenan progresivamente por depósitos sintectónicos de la secuencia Tc2. Éstos se disponen en *onlap* sobre los flancos y son plegados a la vez que se amplifican los pliegues. Por delante de Cb1 se forma una cuenca sinsedimentaria cuyos niveles inferiores están cabalgados, mientras que los niveles superiores fosilizan al cabalgamiento y se disponen en *onlap* sobre el flanco frontal del pliegue del bloque superior. Es aquí donde esta secuencia alcanza su máxima potencia de 800 m. Finalmente se deposita la secuencia postectónica horizontal TQ que fosiliza a todas las estructuras. Según Boillot et al. (1979) su edad es Neógeno y teniendo en cuenta la edad atribuida a la serie inferior puede abarcar desde el Mioceno superior al Cuaternario.

Por debajo del Cretácico superior la reflectividad es casi nula en el sur y los débiles reflectores son paralelos a los reflectores superiores. En el extremo norte del perfil se distinguen las reflexiones de la base de la serie sedimentaria, en una banda de 0,3 s de potencia de reflectores subparalelos, energéticos y discontinuos inclinados hacia el sur que pierden profundidad desde 3,7 s (5,25 km) bajo el cabalgamiento, hasta 3 s (4,2 km) en el extremo norte.

Perfil MCH-22 / MC80-27 Estas dos líneas tienen una dirección N-S y atraviesan toda la plataforma marginal asturiana desde la pendiente de transición a la plataforma continental cantábrica hasta el Banco Le Danois. Ambas están desplazadas lateralmente 2,2 km y se combinaron en una única sección de 43,8 km de longitud (Fig. 46 y Anexo II) ya que sus

extremos se solapan a lo largo de 5,5 km. La separación lateral máxima de ESCIN-4 son 6 km y el perfil C80-27 lo intersecta en el CDP 240.

El sondeo MC H-1X (Fig. 40) está emplazado 2 km al este del perfil, sobre la charnela del anticlinal A4, cuya prolongación se atraviesa bajo el CDP 97 en el perfil MCH-22. Esto ha permitido reconocer y datar los reflectores correspondientes al Cretácico superior y parte alta del Cretácico inferior. En el informe del sondeo se aportan las profundidades y tiempos dobles equivalentes de los techos de diferentes niveles: muro del Cretácico superior a 1,59 s (1500 m), techo del Aptiense a 1,9 s (2000 m), techo del Barremiense a 2,22 s (2505 m) y techo del Hauteriviense a 2,8 s (3500 m). Como se observa en el perfil hay una buena correlación entre las edades atribuidas a los reflectores C₂ (techo del Cretácico inferior) y K (intracretácico superior) que fueron identificados en el sondeo MC C-2 y además se ha podido datar el reflector C₃ como cercano al límite Aptiense-Albiense.

Los materiales terciarios se pueden dividir en tres secuencias, al igual que en el perfil precedente, en base a las relaciones geométricas de sus reflectores: Tc1 (Eoceno superior), Tc2 (Oligoceno-Mioceno inferior) y TQ (Mioceno sup-Cuaternario). Tc1 es sintectónico con las estructuras más cercanas a la costa, como las del sector del Surco de Peñas, pero es preectónico con el resto. Tc2 es sintectónico con las estructuras compresivas, a las que finalmente llega a fosilizar y TQ es claramente postectónico ya que fosiliza a todas las estructuras e incluso su base es erosiva en las charnelas anticlinales (Fig. 46 y Anexo II). La serie cretácica sobre el reflector C₂ se adelgaza progresivamente hacia el norte, de modo que pasa de tener una potencia de aproximadamente 1000 m en el extremo sur a acuñarse y estar ausente en el Banco Le Danois, donde los niveles aptienses-albienses son los que ocupan la parte más alta de la serie mesozoica.

En el extremo sur del perfil no se reconocen reflectores de la base de la serie sedimentaria y su posición se ha interpretado a partir de los datos de ESCIN-4. Dichos reflectores aparecen al N del CDP 30 (MCH-22, Anexo II) como una banda de 0,3 s de potencia de reflectores energéticos, cortos y discontinuos, inclinados al sur que afloran en el Banco Le Danois bajo el CDP 40 (MC80-27, Anexo II).

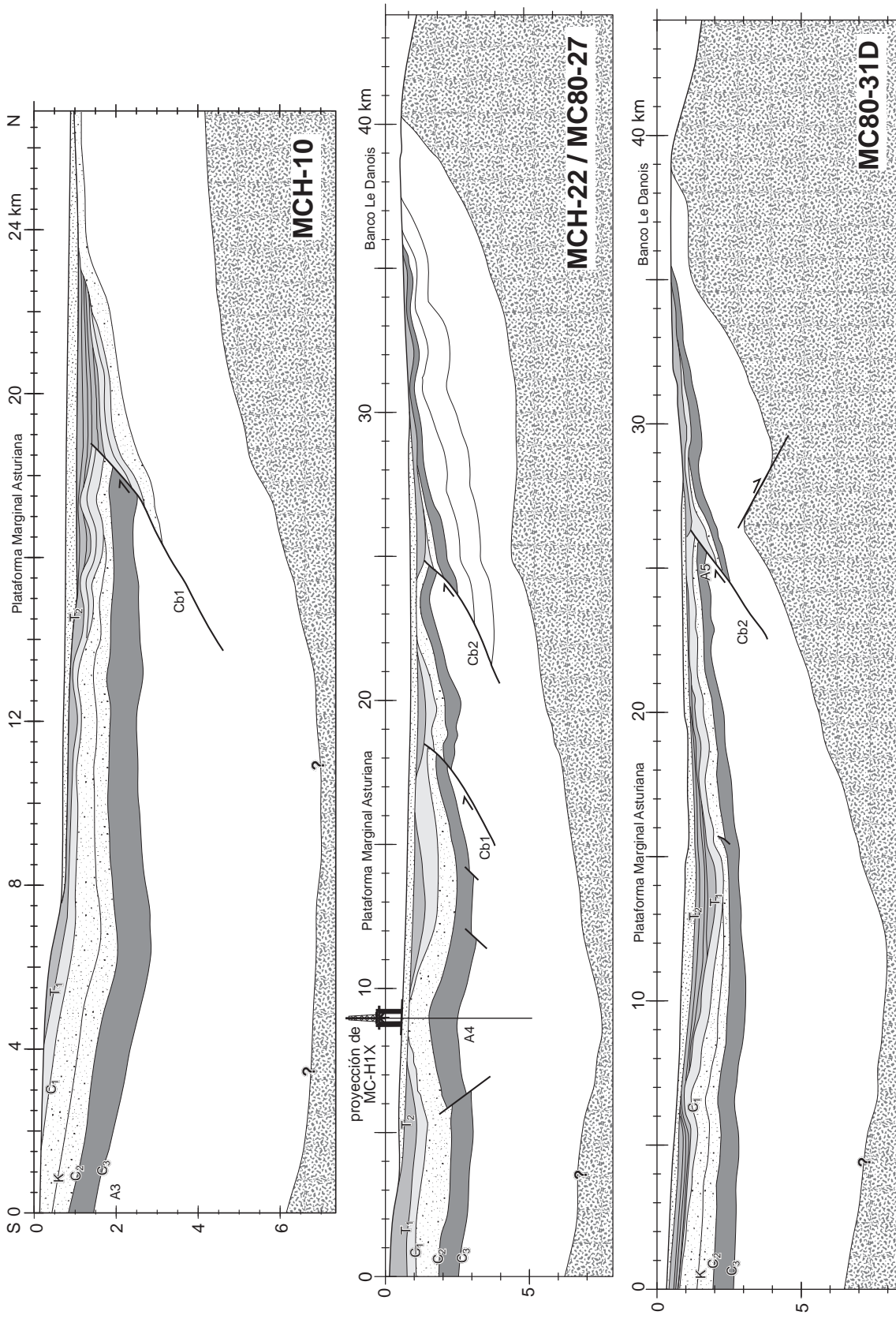


Figura 46. Secciones convertidas a profundidad de los perfiles MCH-10, MCH-22/MC80-27 y MC80-31D. Leyenda en la Figura 44.

La profundidad máxima de la cuenca se ha estimado en 7600 m (4,7 s) bajo el anticlinal A4 y la potencia de la serie Mesozoica disminuye hacia el Banco Le Danois. La base de la serie Mesozoica está relativamente elevada bajo el CDP 360 (MC 80-27), limitando una subcuenca hacia el N donde el espesor de la serie aumenta a expensas de la serie jurásica, para volver a reducir su espesor progresivamente hacia el Banco Le Danois, donde aflora.

La estructura del perfil es más compleja que la observada en el perfil anterior MCH-10. Por el sur, comienza en el flanco norte del antiforme A3 que limita por el sur la plataforma marginal. Las estructuras dominantes en esta sección son compresivas, distinguiéndose de S a N, un amplio pliegue (A4), dos cabalgamientos con sendos pliegues asociados y un tren de pliegues asimétricos, de menor longitud de onda, en la transición al Banco Le Danois. La charnela del pliegue A4 está erosionada a nivel del Cretácico superior y sobre ella se disponen directamente los niveles posttectónicos TQ. Ambos flancos están recubiertos discordantemente por los depósitos Tc1. Esta disposición del Terciario basal sobre el flanco sur no es evidente en este perfil, pero sí lo es en el perfil cercano MCH-43 que es ligeramente oblicuo al eje del pliegue A4 (ver Fig. 45). El basculamiento que se observa en los materiales sintectónicos que lo recubren indica que su amplificación se prolongó en el tiempo durante el resto de la etapa compresiva. Los dos cabalgamientos situados al norte (Cb1 y Cb2) tienen características similares y en ambos casos es difícil interpretar su imagen sísmica para localizar su enraizamiento. El desplazamiento es de unos 300 y 600 m respectivamente y superponen el Cretácico superior sobre Tc1. Los dos desarrollan anticlinales frontales de propagación de falla y se forman cuencas sintectónicas por delante y detrás de los pliegues, que se rellenan por los materiales Tc2 que finalmente fosilizan a los cabalgamientos. La charnela del pliegue asociado al cabalgamiento meridional Cb1 está erosionada depositándose el Terciario sintectónico Tc2 sobre Tc1. La charnela del pliegue asociado al cabalgamiento septentrional Cb2 tiene un mayor grado de erosión y Tc2 reposa directamente sobre el Cretácico. Hacia el Banco Le Danois, el Terciario sintectónico (Tc2) pasa de yacer sobre el Tc1 a hacerlo sobre el

techo del Cretácico. Los depósitos superiores TQ son prácticamente horizontales, discordantes sobre el resto de depósitos y se acuñan contra los límites N y S de la plataforma marginal. Hacia el Banco Le Danois, la serie sedimentaria mesozoica indiferenciada está afectada por un tren de pliegues asimétricos con un flanco largo meridional y un flanco corto septentrional.

Perfil MC80-31D Este perfil de 44 km de longitud es el más oriental de los que se presentan. Su trazado N-S atraviesa toda la plataforma marginal asturiana y el Banco Le Danois. La estructura de la cuenca sedimentaria en la plataforma marginal, sobre todo la de los materiales terciarios, difiere sensiblemente de la que se observa tanto en ESCIN-4, como en los perfiles descritos previamente.

Se han diferenciado tres secuencias terciarias con las mismas edades y relaciones con la deformación que en el perfil anterior. La secuencia Tc1, tiene una potencia bastante constante en torno a 300 m (0,2 s) y se dispone en concordancia sobre el Cretácico, excepto en el extremo sur hacia donde se adelgaza y acuña, disponiéndose en *onlap* sobre el techo del Cretácico superior a partir del CDP 690 (Fig. 46 y Anexo II). El adelgazamiento de la serie es constante, incluso a través de los flancos del anticlinal A4, al contrario de lo observado en el perfil MCH-22 (Anexo II), en el que la serie es discordante en *onlap* contra ambos flancos de A4. Esto indica que en el primero el crecimiento del pliegue es posterior al depósito de Tc1, mientras que en el segundo, pocos km al oeste, el desarrollo del pliegue y el depósito de Tc1 son contemporáneos. El depósito de Tc2 es sintectónico con el desarrollo del anticlinal A4 y el emplazamiento del cabalgamiento Cb2. Tc2 se deposita formando un abanico de capas en el flanco meridional de A4 y en una cuenca formada entre A4 y Cb2 disponiéndose en *onlap* sobre ambas estructuras y discordante sobre el Terciario Tc1 (Fig. 46). En el perfil MC 80-33 (Fig. 47), situado unos 6 km al este, el cabalgamiento Cb2 es ciego y parece enraizar en la base de la serie sedimentaria. Aunque no llega a cortar a la serie cretácica superior, las dimensiones del anticlinal frontal A5 son mayores en el perfil contiguo MC 80-31D y la cuenca sinsedimentaria que se desarrolla por delante de Cb2 tiene mayor longitud y potencia.

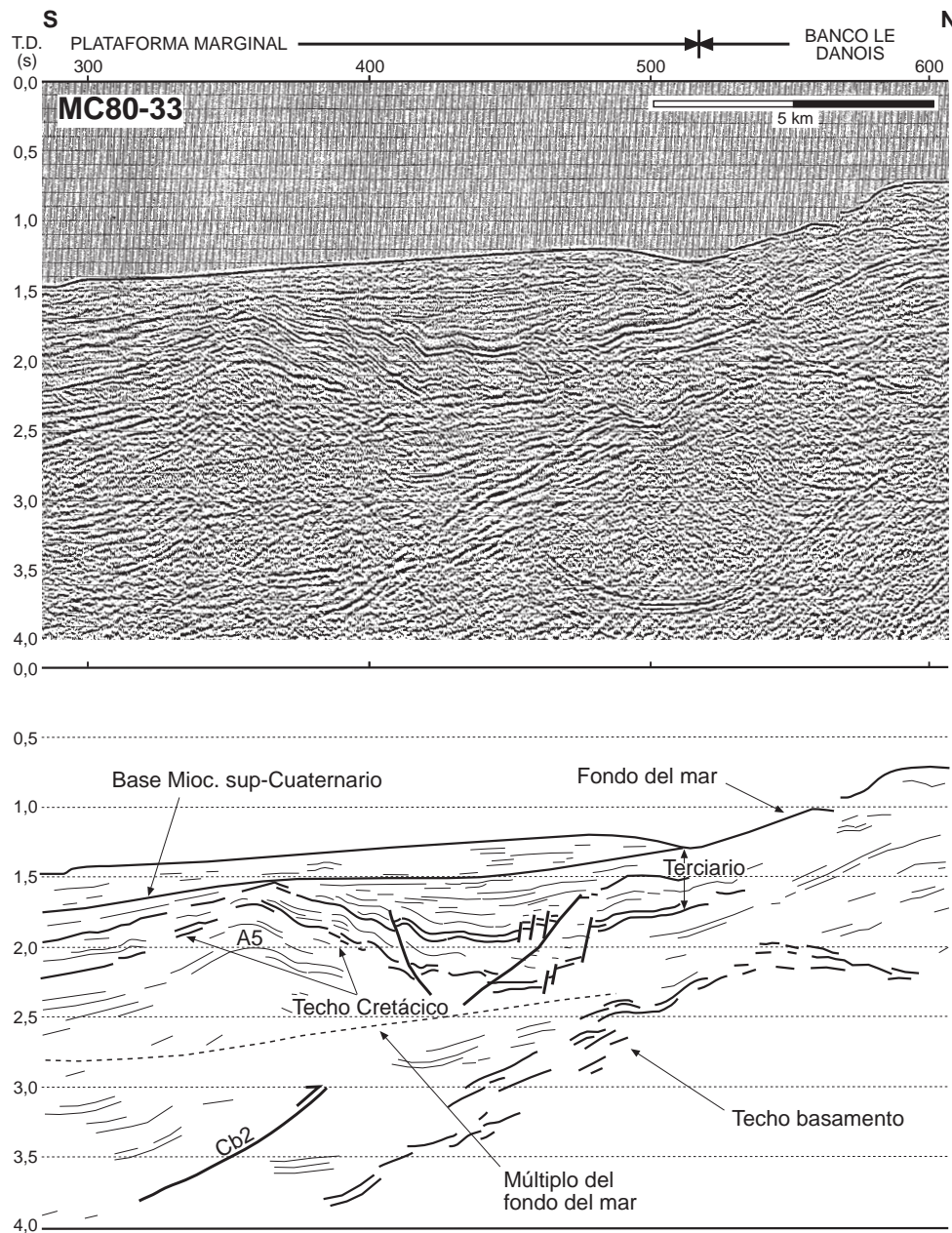


Figura 47. Detalle del perfil MC80-33 en la transición entre la plataforma marginal asturiana y el Banco Le Danois. Se observa el desarrollo de una cuenca sintectónica por delante del cabalgamiento ciego (Cb2). Obsérvese la variación lateral de la morfología de dicha cuenca, diferente a la que presenta en el perfil MC80-31D contiguo (Fig. 46).

Por último, la secuencia postectónica TQ tiene una potencia máxima de 400 m y se acuña contra las pendientes del Banco Le Danois y la plataforma continental cubriendo toda la plataforma marginal asturiana. La base de la secuencia es plana, discordante sobre el Terciario sintectónico y fosiliza todas las estructuras compresivas (Fig. 46).

La serie cretácica superior presenta los mismos rasgos que en el resto de secciones y su espesor disminuye hacia el norte hasta su completa desaparición en las inmediaciones del Banco Le Danois. El Cretácico superior y los materiales infrayacentes dibujan una amplia sinforma entre la plataforma continental y el Banco Le Danois (Fig. 46). Toda la serie Mesozoica disminuye su espesor progresiva-

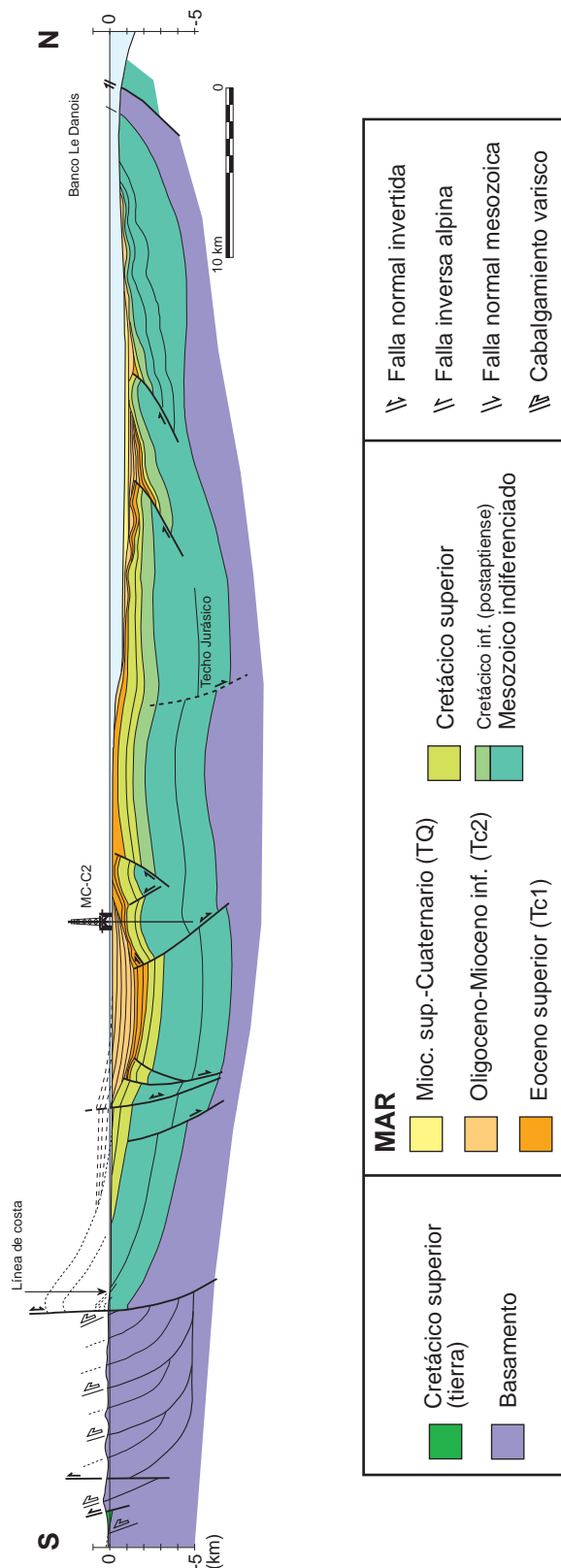


Figura 48. Corte geológico desde la cuenca meso-terciaria de Oviedo-Cangas de Onís hasta el Banco Le Danois compuesto con los datos de los perfiles convertidos a profundidad. Situación en la Figura 43.

mente hacia el norte, siendo éste mínimo en el Banco Le Danois. En el S del perfil no se observan reflexiones procedentes de la base de la cuenca sedimentaria, sin embargo, al norte del CDP 620 forman una banda de reflectores energéticos discontinuos con una potencia en torno a 0,2 s (Anexo II). Bajo este punto el basamento se encuentra a 8000 m (5,5 s) y asciende hasta 3000 m (2,6 s) bajo el CDP 300, donde una falla directa que afecta al basamento vuelve a desplazarlas hasta 4000 m (3,0 s). Desde la falla hacia el N el reflector asciende progresivamente hasta alcanzar la superficie en el Banco Le Danois bajo el CDP 70. La serie sedimentaria bajo el reflector C_3 tiene forma de dos cuñas adelgazadas hacia el norte, separadas por dicha falla. El espesor de la serie aumenta bruscamente al N mostrando que la falla ha tenido un movimiento directo al menos antes del depósito del reflector C_3 , cuya edad está dentro del intervalo Aptiense-Albiense Al N del CDP 70, donde aflora en superficie la base de la serie sedimentaria, la reflectividad decae completamente en la zona que se ha interpretado como basamento paleozoico que aflora en el Banco Le Danois.

3.3. El perfil de sismica de reflexión profunda ESCIN-4

El perfil de sismica de reflexión profunda ESCIN-4 fue registrado en febrero de 1993 por el buque oceanográfico Seisquest, contratado por la Universidad de Oviedo a la empresa Schlumberger-Geco-Prakla. La longitud total del perfil es 145 km, con un trazado N-S casi rectilíneo, desde las coordenadas $5,166389^\circ\text{O } 43,583332^\circ\text{N}$ hasta $5,082745^\circ\text{O } 44,887522^\circ\text{N}$ con una ligera inflexión en torno a la latitud 44° (Fig. 39). El experimento se inició frente a las costas de Ribadesella (Asturias), donde las profundidades de la plataforma continental asturiana no superan los 200 m (Fig. 49), y atravesó la cuenca interna y el Banco Le Danois donde las profundidades varían entre 500 y 1000 m. Hacia el norte el talud tiene una fuerte inclinación, en torno a los 15° , y conduce a la llanura abisal que ocupa el extremo norte del perfil donde la profundidad oscila entre 4000 y 5000 m.

En la Tabla III se han resumido las características técnicas de la campaña marina. La fuente de ener-

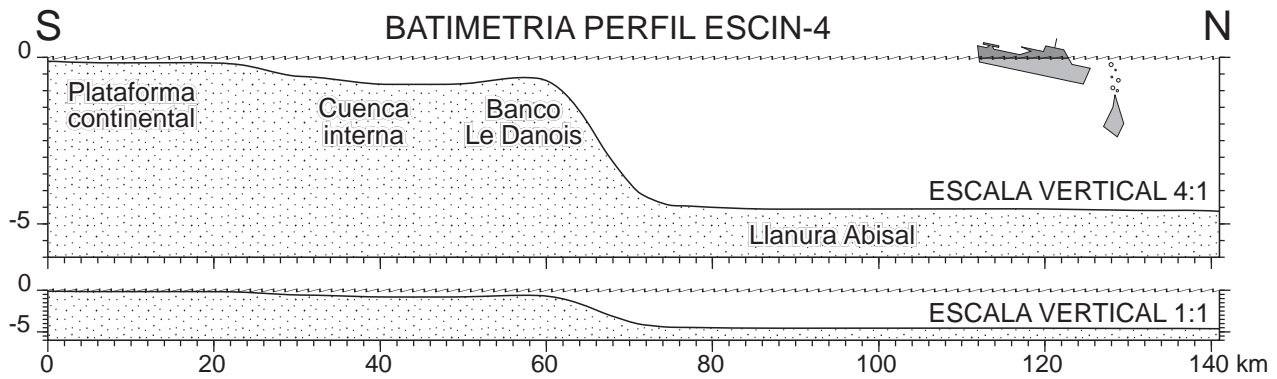


Figura 49. Batimetría a lo largo del perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-4, con exageración vertical y a escala real. Situación en la Figura 39.

gía empleada era un dispositivo de 60 cañones de aire comprimido operados a una presión de 13,8 MPa con una configuración de 6 filas de 10 cañones formando en conjunto una fuente con un volumen de 90 litros y un área de 17,5 x 80 m arrastrada a una profundidad de 7,5 m (Fig. 50). Un cañón de cada fila permanecía inactivo para sustituir a otros cañones en caso de avería. El cable receptor de la señal (*streamer*) se situó a una profundidad constante de 12 m. Su longitud total era de 4500 m y contenía 360 hidrófonos separados entre sí 12,5 m. La distancia desde el barco al inicio del cable se mantuvo en 240 m.

Las cintas de campo con los datos en bruto fueron tratadas por Schlumberger-Geco-Prakla siguiendo la secuencia de procesamiento descrita en la Tabla IV.

Adicionalmente al procesamiento convencional, se aplicó un procesamiento *post-stack* a las secciones migrada y sin migrar igual al aplicado al perfil profundo terrestre ESCIN-2 según la secuencia de la Tabla IV (ver Apartado 4.1 para ampliación). Las secciones resultantes (Fig. 51) pierden algo de señal en los primeros segundos, donde los perfiles sin este procesamiento son suficientemente buenos, pero discriminan mejor la reflectividad en la parte baja del perfil donde mejora sensiblemente la relación señal-ruido y resaltan las zonas más reflectivas y la orientación de los reflectores.

Descripción de la sección final

La descripción de ESCIN-4 se realizará en tres partes. En primer lugar se describirá la zona entre la costa y el Banco Le Danois, para continuar con el talud continental y concluir en la fosa marginal y la

Fuente de energía	cañones de aire comprimido
Configuración del dispositivo	6 filas de 10 cañones
Dimensiones dispositivo	17,5 m (largo) x 80 m (ancho)
Cañones activos/disparo	54 (uno desconectado por fila)
Profundidad de la fuente	7,5 m
Volumen de los cañones	90 l (5490 in ³)
Presión de trabajo	13,8 MPa (2000 psi)
Distancia barco - primera traza	240 m
Longitud del cable (<i>streamer</i>)	4500 m
Profundidad del cable	12,5 m
Número de hidrófonos	360
Distancia entre hidrófonos	12,5 m
Intervalo entre disparos	75 m
Cobertura nominal	3000 %
Intervalo de muestreo	4 milisegundos
Longitud de la línea	141 km
Tiempo de registro	20 s

Tabla III. Parámetros de adquisición del perfil sísmico de reflexión marino ESCIN-4.

llanura abisal al norte del talud. En la plataforma se hará especial hincapié en las reflexiones del basamento y de la parte baja de la cuenca sedimentaria meso-terciaria, ya que las reflexiones y estructuras someras han sido descritas minuciosamente en el apartado anterior, a partir de los perfiles de sísmica convencionales. ESCIN-4 y los perfiles convencionales se complementan perfectamente para obtener una imagen completa de la corteza del margen, ya que el diseño y procesamiento del primero está enfocado a registrar objetivos profundos, que están por debajo de los que alcanzan los segundos; pero adolece de la buena resolución que éstos logran en los niveles más superficiales.

La descripción se hará tomando como base: las secciones (no migradas y migradas) con el procesamiento convencional y con el filtrado de coherencia, además del perfil convertido a profundidad (Figs. 51, 52 y 53b).

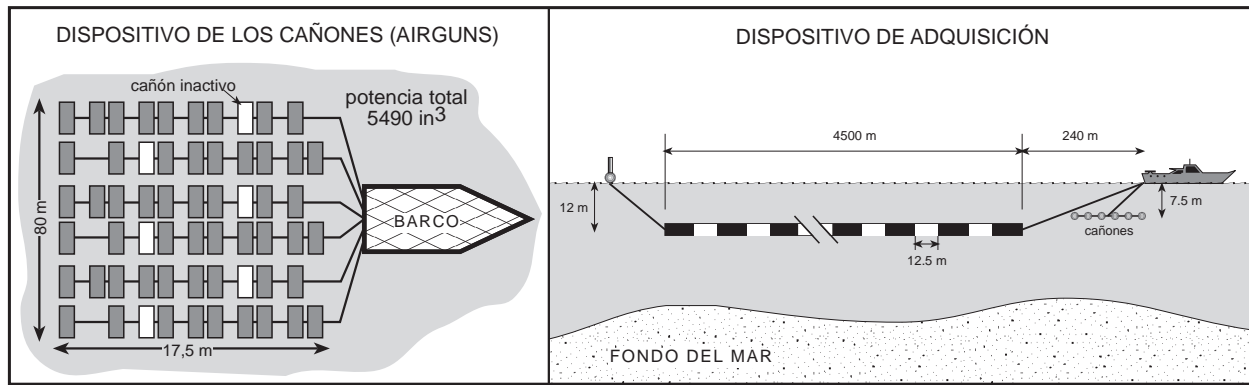


Figura 50. Geometría del dispositivo de adquisición empleado para el registro de la señal del perfil marino ESCIN-4.

Longitud de procesado: 25 s	
Muestreo del procesado: 8 ms	
Plano de referencia (datum plane): nivel del mar	
Secuencia Pre-stack	
1-	Entrada de datos en formato SEG-D
2-	Corrección de estáticos: -127 ms
3-	Filtro pasa-baja de 4 Hz
4-	Cambio del muestreo a 8 ms con filtro antialias de 55 Hz
5-	Suma de trazas adyacentes
6-	Compensación por la pérdida energética debido a la divergencia esférica
7-	Ordenación en CMP's
8-	Deconvolución antes del sumatorio de trazas (pre-stack)
	Longitud del operador 200 ms
9-	Eliminación de múltiplos FK
10-	Análisis de velocidades (cada 3 km)
11-	Correcciones dinámicas (NMO)
12-	Mute previo al sumatorio de trazas
13-	Sumatorio de trazas 3000 % cobertura nominal
Secuencia Post-stack	
14-	Filtro para atenuar el ruido
15-	Deconvolución posterior al sumatorio de trazas (post-stack)
16-	Filtro variable en el tiempo:
	0 - 2 s 4 - 50 Hz
	2 - 6 s 4 - 40 Hz
	6 - 10 s 4 - 30 Hz
	10 - 16 s 4 - 20 Hz
17-	Corrección estática de la fuente de energía y el cable
18-	Migración
Secuencia Post-stack II	
19-	Normalización de las trazas a un valor máximo igual a 1
20-	Resta de amplitudes variable lateralmente: rango 0,04 a 0,1
21-	Filtrado de coherencia:
	Número de trazas - 20
	Máxima inclinación - 10 ms
	Número de inclinaciones - 21

Tabla IV. Secuencia de procesado convencional del perfil sísmico de reflexión marino ESCIN-4 y secuencia de procesado *post-stack* II, aplicada en la Universidad de Oviedo a los datos suministrados por la empresa *Schlumberger-Geco-Prakla*, para la obtención de los perfiles con filtrado de coherencia de la Figura 51.

La plataforma. La cuenca sedimentaria meso-terciaria: En esta zona la reflectividad del perfil es en general buena en los primeros 4-4,5 s, correspondientes a las reflexiones procedentes de la cuenca sedimentaria meso-terciaria (Figs. 51 y 52). Al igual que ocurría en los perfiles convencionales, la coherencia y continuidad lateral de los reflectores es buena en los 2-2,5 s superiores, mientras que por debajo de este límite la calidad de estos atributos empeora y los materiales del Cretácico inferior e infrayacentes se comportan como un basamento sísmico con una reflectividad moderada a baja

donde predominan los reflectores discontinuos de poca energía. La base de la cuenca sedimentaria (banda A-A'-A''), sin embargo, es altamente reflectiva en algunos tramos, como en las inmediaciones del Banco Le Danois (A'' en las Fig. 51 y 52; entre 4,0 y 2,8 s) o en el extremo sur a 4,5 s (A). En el resto es moderadamente reflectiva (A') o hay zonas donde no genera reflexiones apreciables.

En el extremo sur del perfil, por encima de 4,5 s, los reflectores están inclinados hacia el norte formando el borde sur del Surco de Peñas (Figs. 51 y 52). Los reflectores más energéticos y continuos forman una banda de aproximadamente 0,5 s de potencia, generados por el Cretácico superior, cuyo techo alcanza una profundidad máxima de 2 s en el centro del surco (2200 m) y llega a aflorar en el fondo marino en el extremo sur del perfil (banda B). Estos reflectores están cortados por cuatro fallas de alto ángulo (F0, F1, F2 y F3), inclinadas al norte en profundidad y que hacia arriba se verticalizan e incluso algunas se invierten buzando al sur que ya han sido descritas en los perfiles de apartados anteriores (Fig. 52). Estas fallas cortan al Cretácico y en algún caso llegan a afectar a la base del Terciario del surco. Por debajo del Cretácico superior los reflectores son paralelos a la estructura dibujada por dicho nivel aunque más discontinuos. A 4,5 s bajo el CDP 800, equivalente a 7200 m de profundidad, unos reflectores más fuertes, con forma cóncava, señalan la ubicación de la base de la serie sedimentaria. De acuerdo con los sondeos (Fig. 40), dicha base la ocupan materiales triásicos que reposan sobre el basamento paleozoico, identificado como carbonífero en el sondeo MC K-1. En el borde norte del surco, el Cretácico está elevado

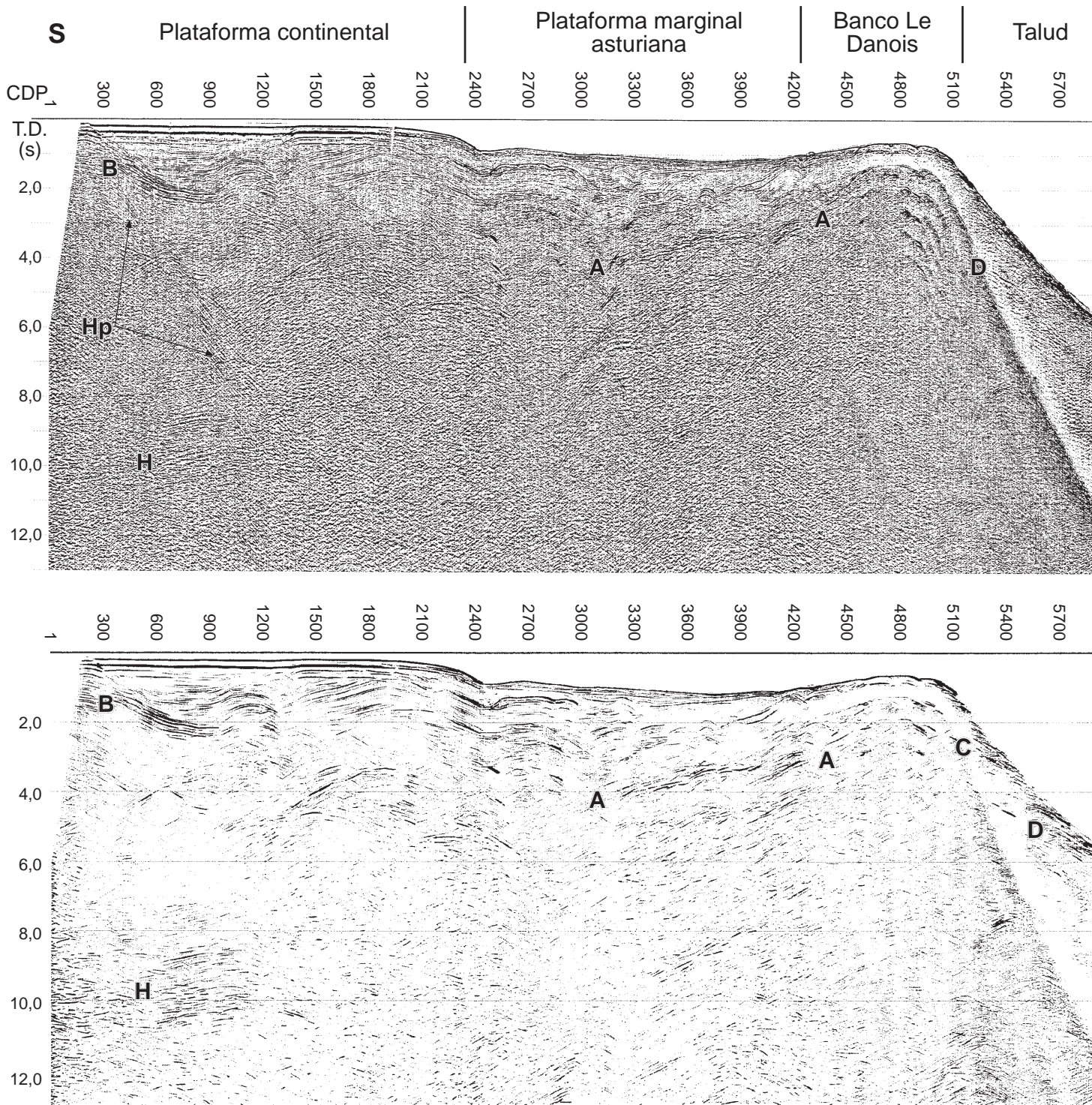
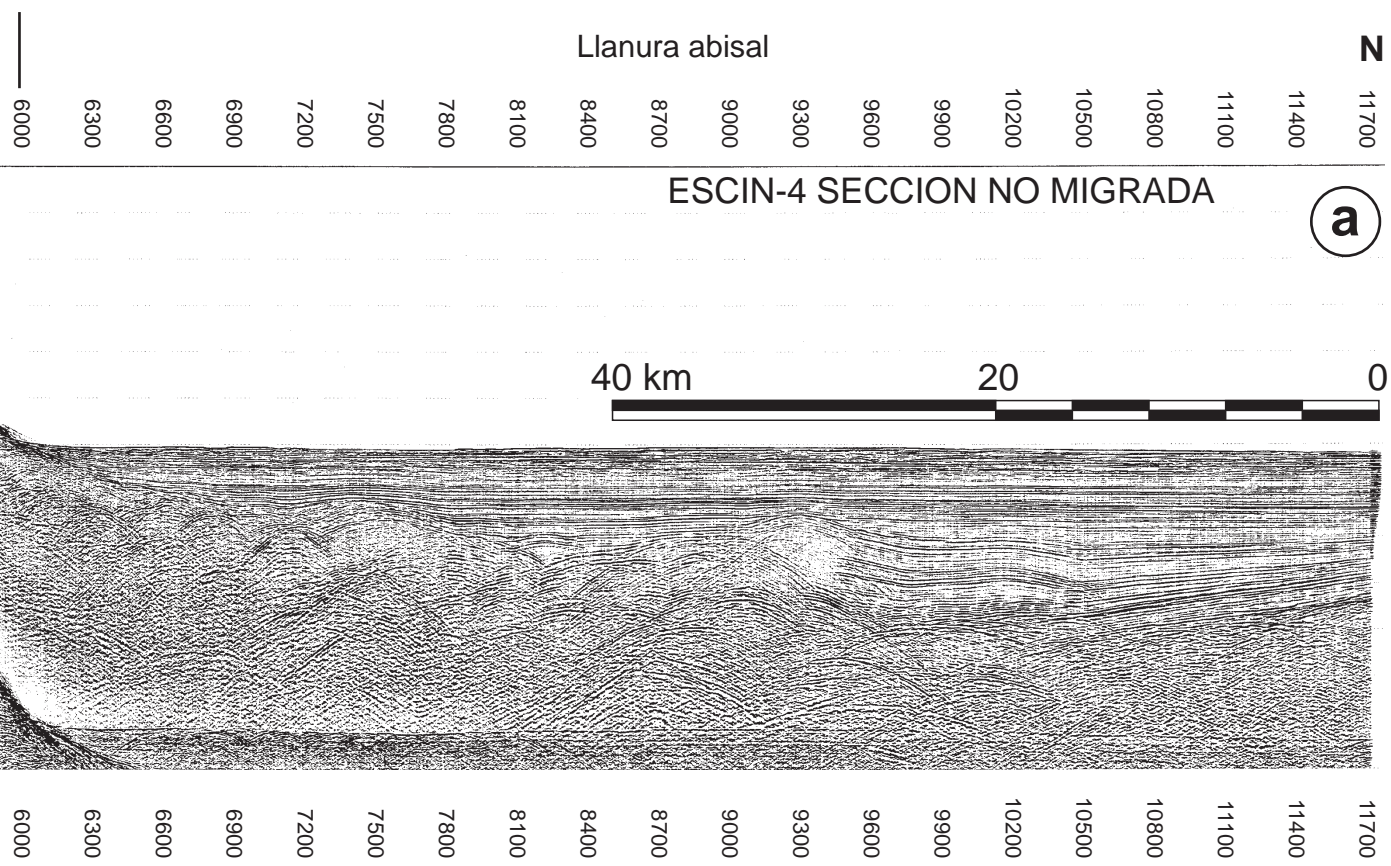


Figura 51. Perfiles de sísmica de reflexión marinos ESCIN-4: a) sección stack con el procesamiento de la Tabla IV; b) misma sección con el filtrado de coherencia adicional (desplegable).



l descrito en la Tabla IV; c) sección migrada con el procesado de la Tabla IV; d) misma sección con el filtrado de coherencia adicional descrito en la Tabla IV (ver

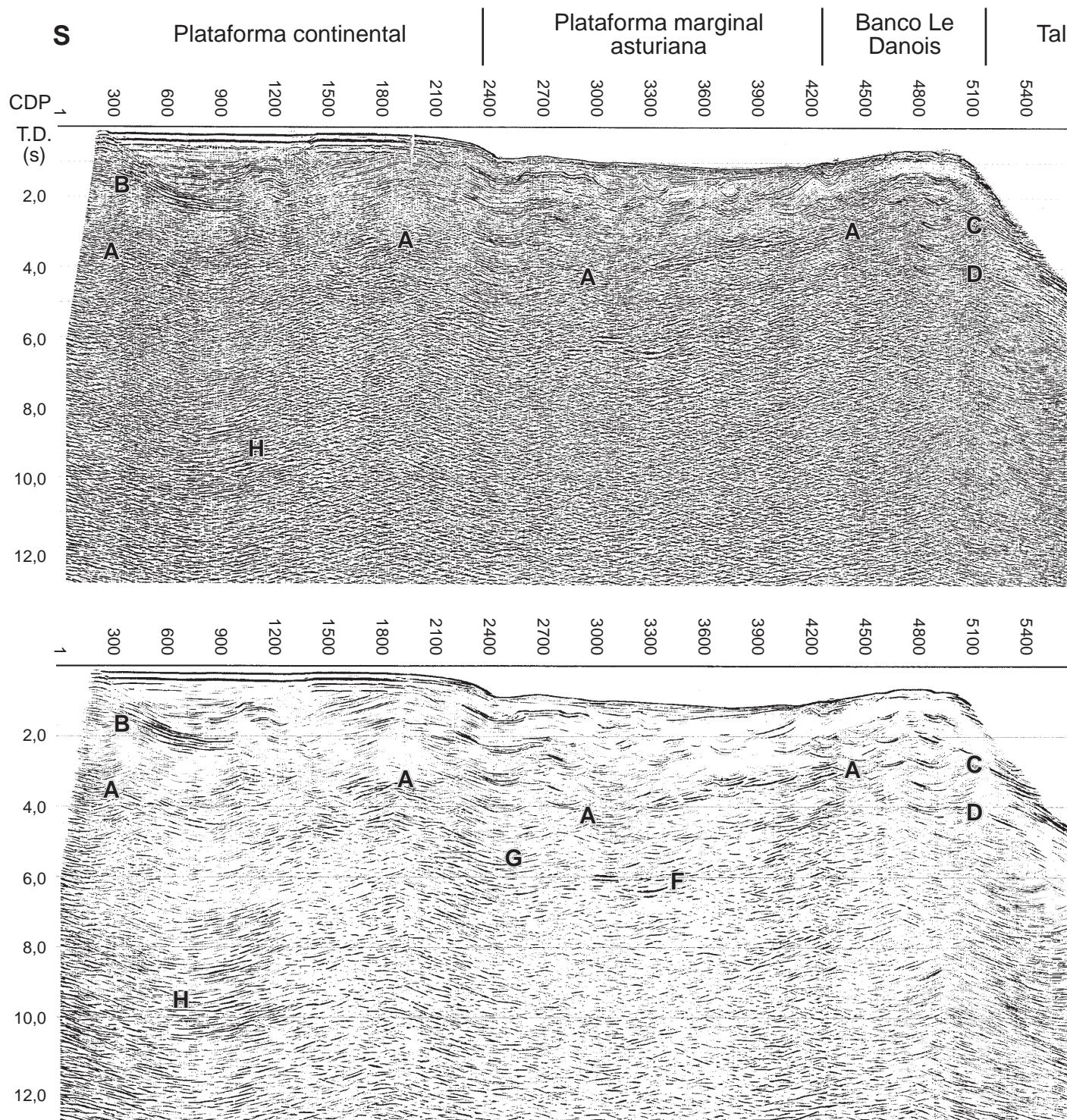
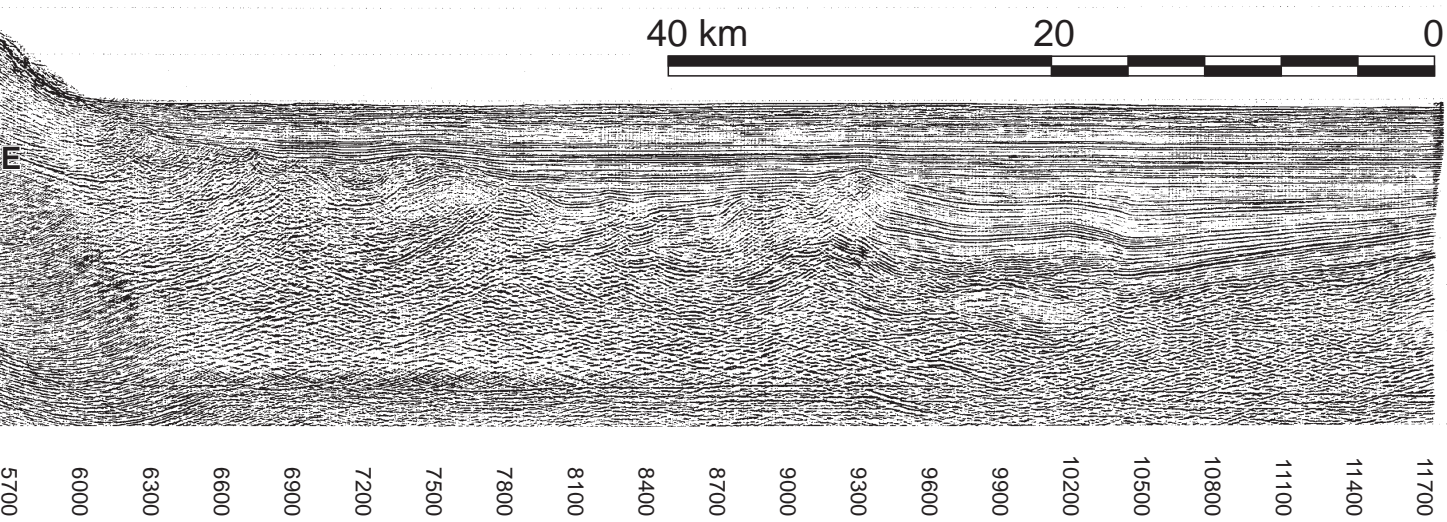
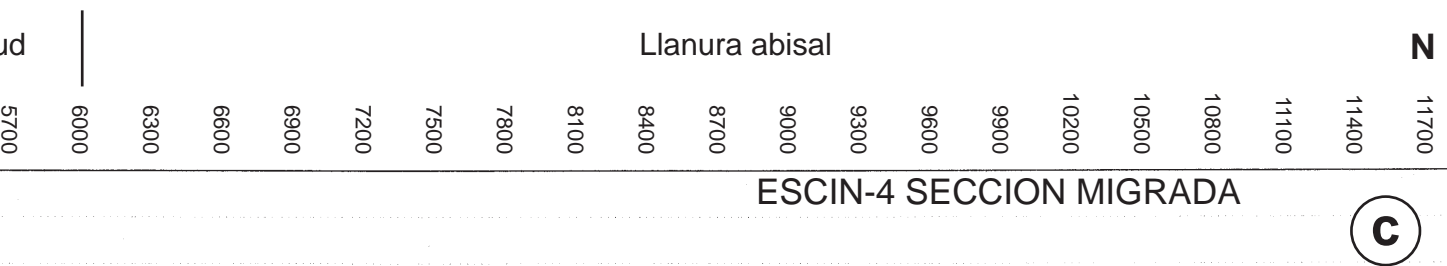
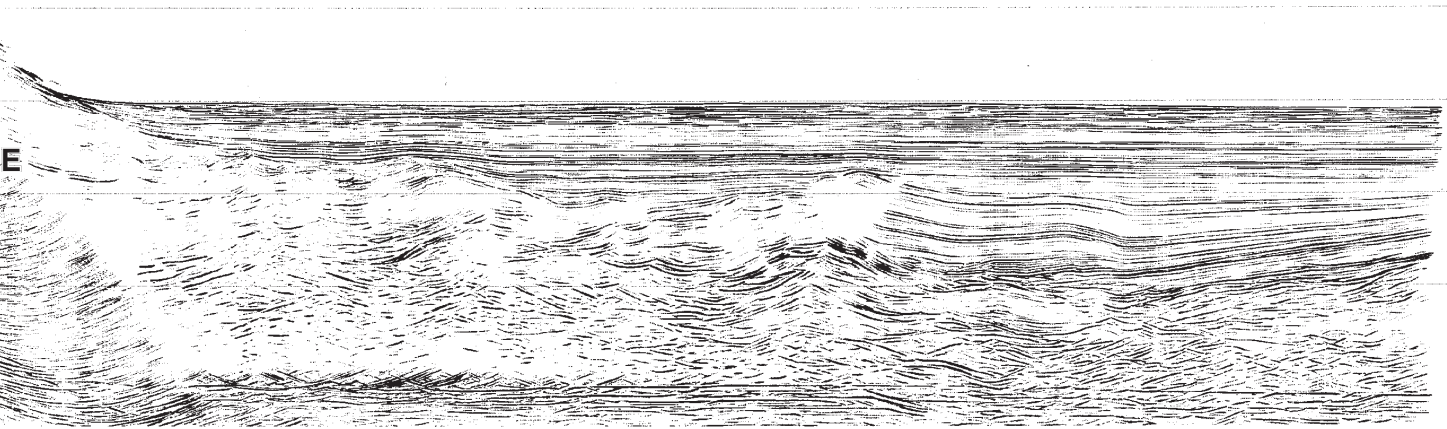


Figura 51. Perfiles de sísmica de reflexión marinos ESCIN-4: a) sección stack con el procesado de la Tabla IV; b) misma sección con el filtrado de coherencia aplicado (ver desplegable).



ESCIN-4 SECCION MIGRADA (Filtrado de coherencia)

(d)



ional descrito en la Tabla IV; c) sección migrada con el procesado de la Tabla IV; d) misma sección con el filtrado de coherencia adicional descrito en la Tabla IV (ver

0,8 s por una falla inversa de alto ángulo vergente al sur (F4), que lo sitúa a 1150 m de profundidad (Fig. 52). La falla atraviesa toda la cuenca sedimentaria hasta afectar al basamento y eleva el contacto cuenca-basamento del bloque superior, donde se forma un anticlinal (A1). Esta falla limita por el sur un bloque (bloque plegado) donde la parte alta del Cretácico está plegada formando dos anticlinales (A1 y A2) separados por un estrecho sinclinal (CDP 1000 a 1350), aunque en el perfil ESCI-N esta estructura no se observa tan nítidamente como en los perfiles someros descritos previamente en el apartado (Anexo II). El límite norte del bloque plegado lo constituye una falla conjugada inversa, con vergencia norte, que afecta a la parte alta de la serie mesozoica y al Terciario (F5) (Fig. 52).

Los reflectores terciarios que rellenan el surco son continuos, energéticos y tienen buena coherencia lateral (Figs. 51 y 52). Su imagen sísmica, sin embargo, no es tan buena como la de los perfiles convencionales, por lo que no se puede reconocer estructuras que ya han sido descritas en el apartado anterior como: la discordancia entre el Eoceno y el Oligoceno o los pliegues de la serie terciaria en el bloque plegado septentrional del surco. La reflectividad bajo el bloque plegado está dominada por reflectores cortos y discontinuos, ligeramente inclinados al sur, trazando el flanco septentrional del Surco de Peñas. Al norte del bloque plegado, la serie sedimentaria forma un amplio anticlinal (A3) entre el Surco de Peñas y la plataforma marginal asturiana. El anticlinal tiene un alto ángulo entre flancos con buzamientos de $5,5^\circ$ y 10° en sus flancos sur y norte, respectivamente (Figs. 52 y 53). Los reflectores que trazan esta estructura son paralelos, continuos y tienen gran continuidad lateral hasta 2,2 s, profundidad en la que se pierde la reflectividad. En la charnela anticlinal, a 3,4 s, se recuperan las llegadas muy energéticas, aunque poco coherentes, procedentes de la base de la serie sedimentaria (A' en las Figs. 51 y 52).

La potencia de la serie sedimentaria meso-terciaria es mayor en el extremo meridional de la plataforma marginal, en la proyección del sondeo MCH-1K, que en el flanco del antiformal situado al sur (Fig. 53), debido a un incremento del espesor de los niveles anteriores al Cretácico superior, corroborado por los datos de los sondeos. A partir de

ese punto, la serie sedimentaria pierde progresivamente espesor hacia el norte, hasta alcanzar valores mínimos en el Banco Le Danois (Figs. 48, 52 y 53). A grandes rasgos la serie sedimentaria es subhorizontal hasta el CDP 3300, desde donde se inclina hacia el sur ascendiendo su base desde 4,5 s (7000 m) hasta aflorar todo el paquete sedimentario en el Banco Le Danois, donde no está presente el Cretácico superior, que se acuña bajo el CDP 3900 (Fig. 52). La parte baja de la serie sedimentaria no muestra una estructuración clara ya que los reflectores tienen una disposición caótica. Sin embargo, en la parte alta del Cretácico inferior y en el Cretácico superior los reflectores son más continuos y forman una serie de estructuras compresivas iguales a las descritas en los perfiles MCH-10 y MCH-22/MC80-27 (Fig. 46), por lo que nos limitaremos a mencionar dichas estructuras. En la parte más alta de la serie se han diferenciado tres secuencias dentro del Terciario por correlación con las descritas en los perfiles convencionales.

La primera estructura reconocible es un anticlinal (A4) con morfología en caja (Figs. 52 y 53), que es la prolongación del atravesado por los perfiles situados al este (Fig. 46) y que se termina lateralmente antes del perfil MCH-10, sólo 2 km al oeste. Por delante de este pliegue hay un tren de pliegues de amplitud creciente hacia el norte y cuyo último miembro es un anticlinal de propagación de falla del cabalgamiento vergente al norte Cb1, situado bajo el CDP 3300 (ver perfiles MCH-10 y MCH-22, Fig. 46). Entre las crestas anticlinales se deposita el terciario sintectónico Tc2 discordante sobre el pre-tectónico Tc1. El cabalgamiento pone en contacto al Cretácico superior con el Terciario más bajo a la vez que se genera una cuenca por delante, que se va rellenando por depósitos terciarios sintectónicos que terminan lateralmente contra el cabalgamiento en la parte inferior y en la parte superior lo recubren y fosilizan. Por delante del segundo cabalgamiento (Cb2), situado más al norte, se forma un anticlinal frontal, mayor que el anterior, y una cuenca sintectónica más pequeña. Al norte del último cabalgamiento, la serie meso-terciaria forma hasta el Banco Le Danois una serie monoclinial inclinada al sur en cuya parte alta se desarrollan dos anticlinales, el primero de ellos con la cresta aguda, separados por un amplio sinclinal

interpretados como pliegues despegados o de propagación de falla de dos pequeños cabalgamientos enraizados en un nivel de despegue intramesozoico. La base de la serie sedimentaria en este segmento, genera unos reflectores muy energéticos, inclinados al sur, entre 4,0 y 2,8 s. Toda la plataforma marginal está recubierta por depósitos postectónicos (Mioceno superior-Cuaternario) con la base plana y discordantes sobre las series infrayacentes que tienen una potencia de 0,2 s y se disponen en *onlap* sobre el Banco Le Danois y la pendiente de la plataforma continental.

La reflectividad es nula bajo el Banco Le Danois por encima de 1,5 s y por debajo la llegada del múltiplo del fondo del mar enmascara cualquier señal existente por lo que la estructura de esta zona se ha interpretado en base a los datos de Capdevila et al. (1980) y de los perfiles convencionales descritos previamente. Los resultados de los dragados de los fondos y de las inmersiones del batiscafo Cyana pusieron en evidencia que en el Banco Le Danois aflora basamento premesozoico, identificado en el talud como cuarcitas paleozoicas (¿Cámbrico?), similares a la formación Cándana o la Serie de los Cabos en tierra, superpuestas tectónicamente a rocas cretácicas. En ESCIN-4 se ha interpretado un cabalgamiento, por delante de la serie mesozoica, en el que la base del bloque alóctono está ocupada por basamento que se superpone tectónicamente sobre Cretácico en el bloque autóctono, siguiendo el modelo de la Figura 32.

La reflectividad profunda en la plataforma: Como ya se ha mencionado la reflectividad en la zonas medias y bajas de la corteza bajo la cuenca sedimentaria decrece, especialmente en la sección sin migrar, donde las hipérbolas y difracciones enmascaran la señal de la zona media de la corteza. La migración ha recuperado parte de la señal existente. Hay que mencionar una serie de hipérbolas de refracción que se encuentran a lo largo de la corteza en la sección sin migrar (H_p en la Fig. 51a), que se inician casi en superficie en el extremo sur del perfil y profundizan hasta 9 s bajo el centro del Surco de Peñas (CDP 900).

En el perfil migrado (Fig. 51d), los reflectores bajo la cuenca sedimentaria son en general cortos y discontinuos. Hasta 7-8 s son subparalelos a la base de la serie sedimentaria siguiendo el trazado de la

sinforma del Surco de Peñas, la antifforma (A4) previa a la plataforma marginal y, bajo la plataforma marginal, pasan de una disposición subhorizontal a inclinarse hacia el sur bajo el Banco Le Danois. Son pocos los eventos destacables por su mayor energía y de muy corta longitud, como dos reflectores subhorizontales fuertes bajo los CDP 3100 y 3300 (F) entre 6,0 y 6,5 s o una pequeña zona reflectiva (G) bajo el flanco norte de A3 entre 5,0 y 6,5 s (CDP 2100 a 2500).

Los eventos profundos más energéticos se encuentran en el sur del perfil entre 8,5 y 11,0 s, aunque el incremento de la energía ya es evidente desde 7 s. Se observan tanto en el perfil migrado como el sin migrar pero su mejor imagen se obtiene en el filtrado de coherencia del perfil migrado (Fig. 51d). Los reflectores H son subparalelos, están ligeramente inclinados al sur y su imagen se observa a lo largo de aproximadamente 20 km para desvanecerse en ambas direcciones. El techo y la base de esta banda reflectiva se encuentran a 19 y 27,5 km de profundidad respectivamente. Gallart et al. (1997) registraron en 7 estaciones en tierra las señales reflejadas de las explosiones realizadas para obtener el perfil ESCIN-4 y le aplicaron un procesado igual al de la sísmica de reflexión vertical adaptado a la mayor separación entre los receptores y los emisores. El resultado es un perfil sísmico de reflexión de gran ángulo de la transición mar-tierra (Fig. 54a) que se puede combinar con ESCIN-4 y ofrece una espectacular imagen de la corteza inferior reflectiva desde la costa hasta el talud continental, prolongando la banda reflectiva H observada en ESCIN-4 (1 en la Fig. 54a y b). La base de la banda reflectiva 1, interpretada como la Moho del margen cantábrico, asciende hacia el N desde 12 s bajo la costa hasta 9 en las inmediaciones del talud. Estas reflexiones se introdujeron en el modelo de velocidades de ESCIN-4 (Fig. 53a) y se han obtenido unas profundidades equivalentes a 30 y 22 km respectivamente, profundidades similares a las obtenidas en el perfil de refracción paralelo a ESCIN-4 de Fernández Viejo (1997) (Fig. 54c). La banda reflectiva se pierde completamente bajo el talud donde la imagen de ESCIN-4 es muy confusa por la llegada de un fuerte múltiplo que oblitera la señal.

Por debajo de la Moho no hay reflexiones reseñables en el perfil ESCIN-4. Sin embargo, en el perfil

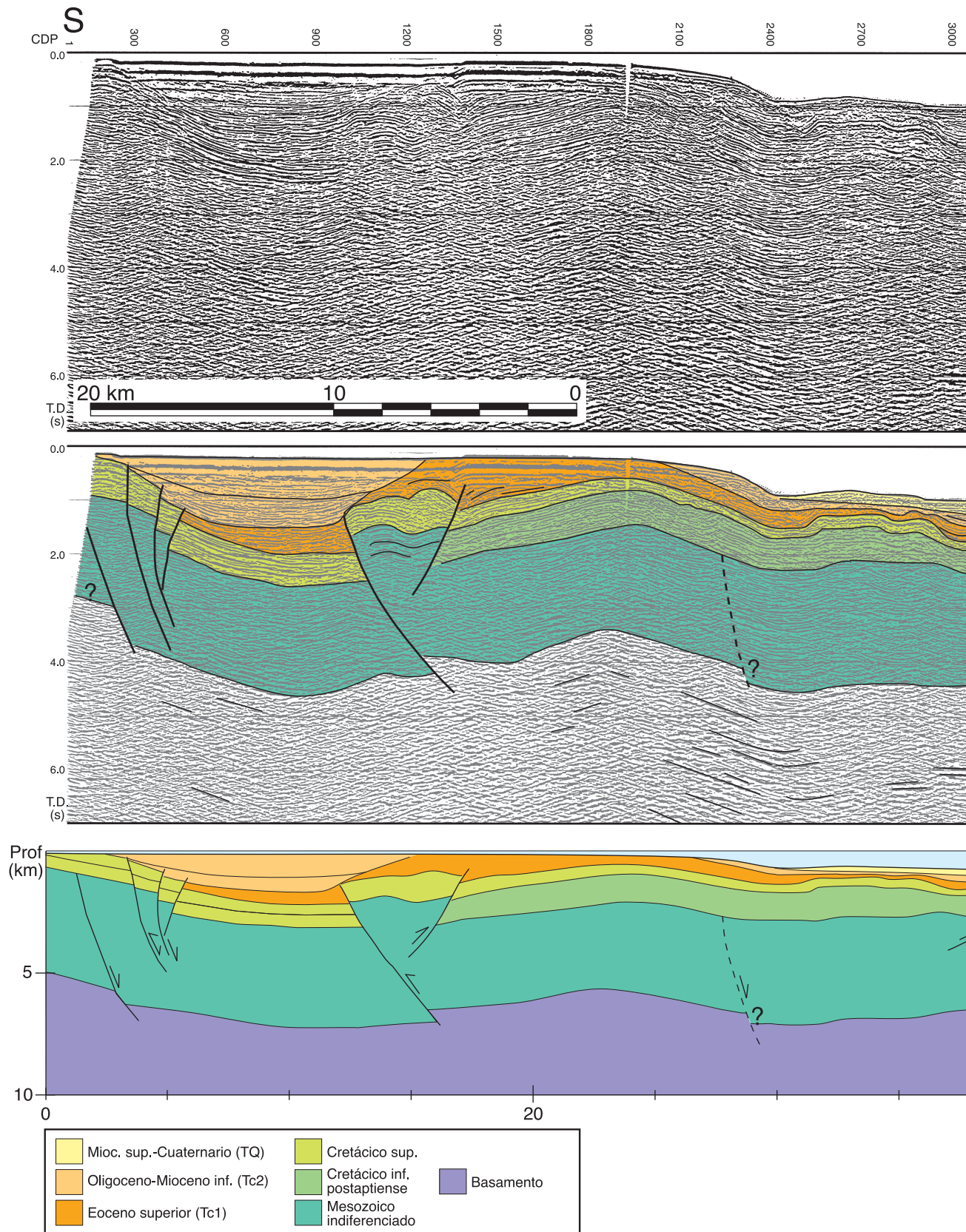
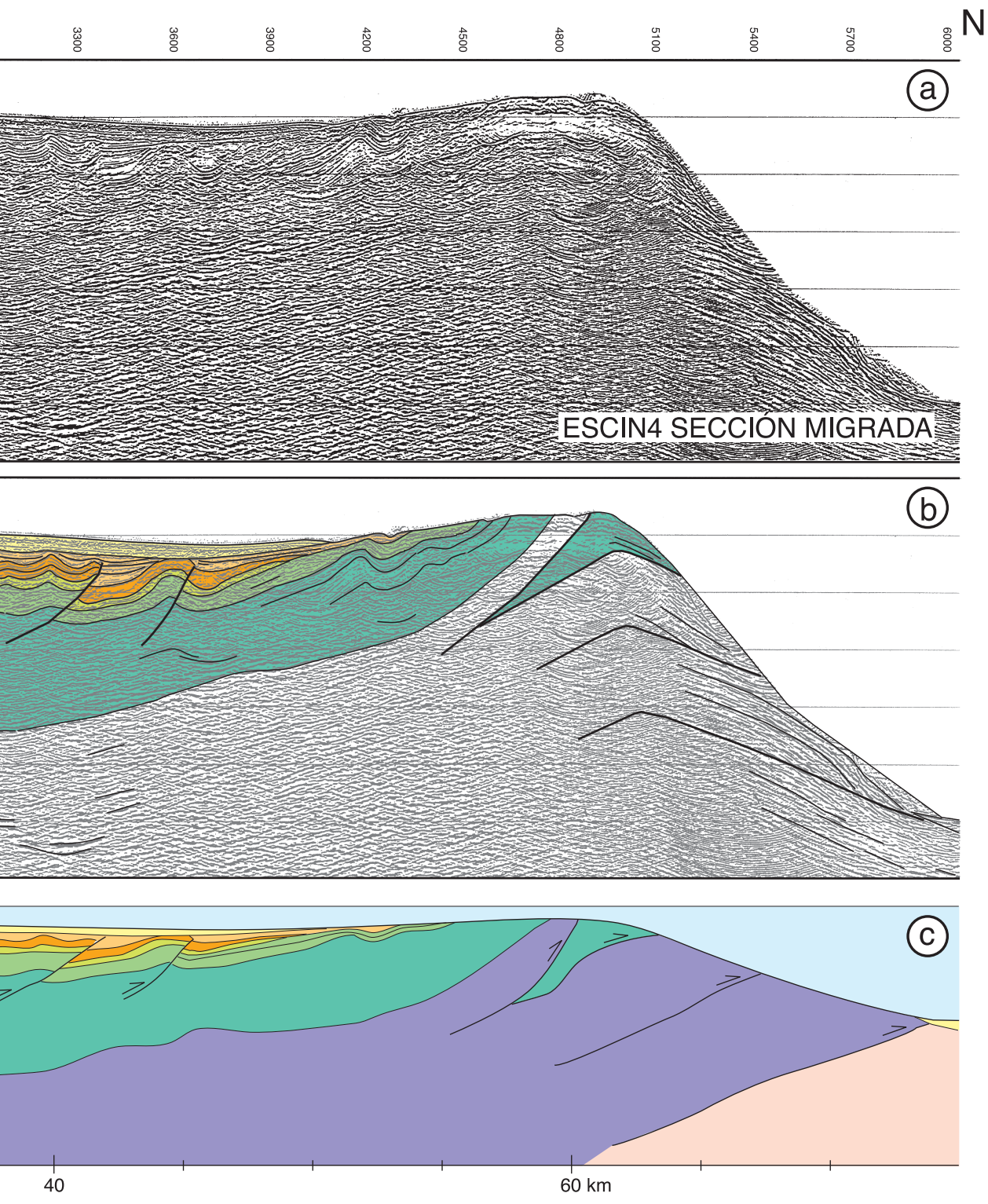


Figura 52. a) Detalle de la zona de la plataforma y talud del perfil ESCIN-4 migrado. b) Interpretación del mismo. c) Sección convertida a profundidad mediante el mo



lelo de velocidades de la Figura 53 (ver desplegable).

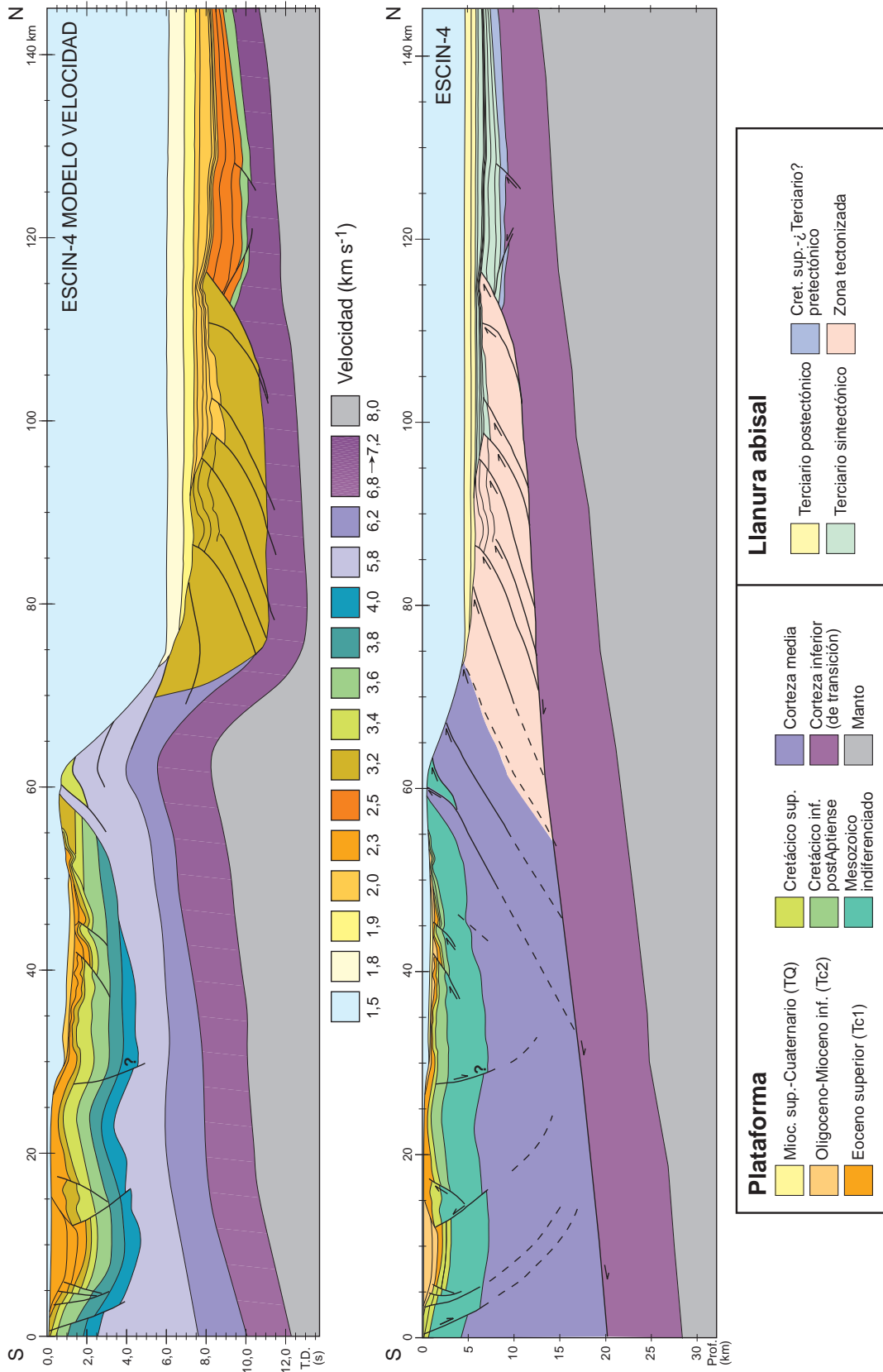


Figura 53. Modelo de velocidades del perfil ESCIN-4 migrado y sección geológica obtenida tras la conversión a profundidad.

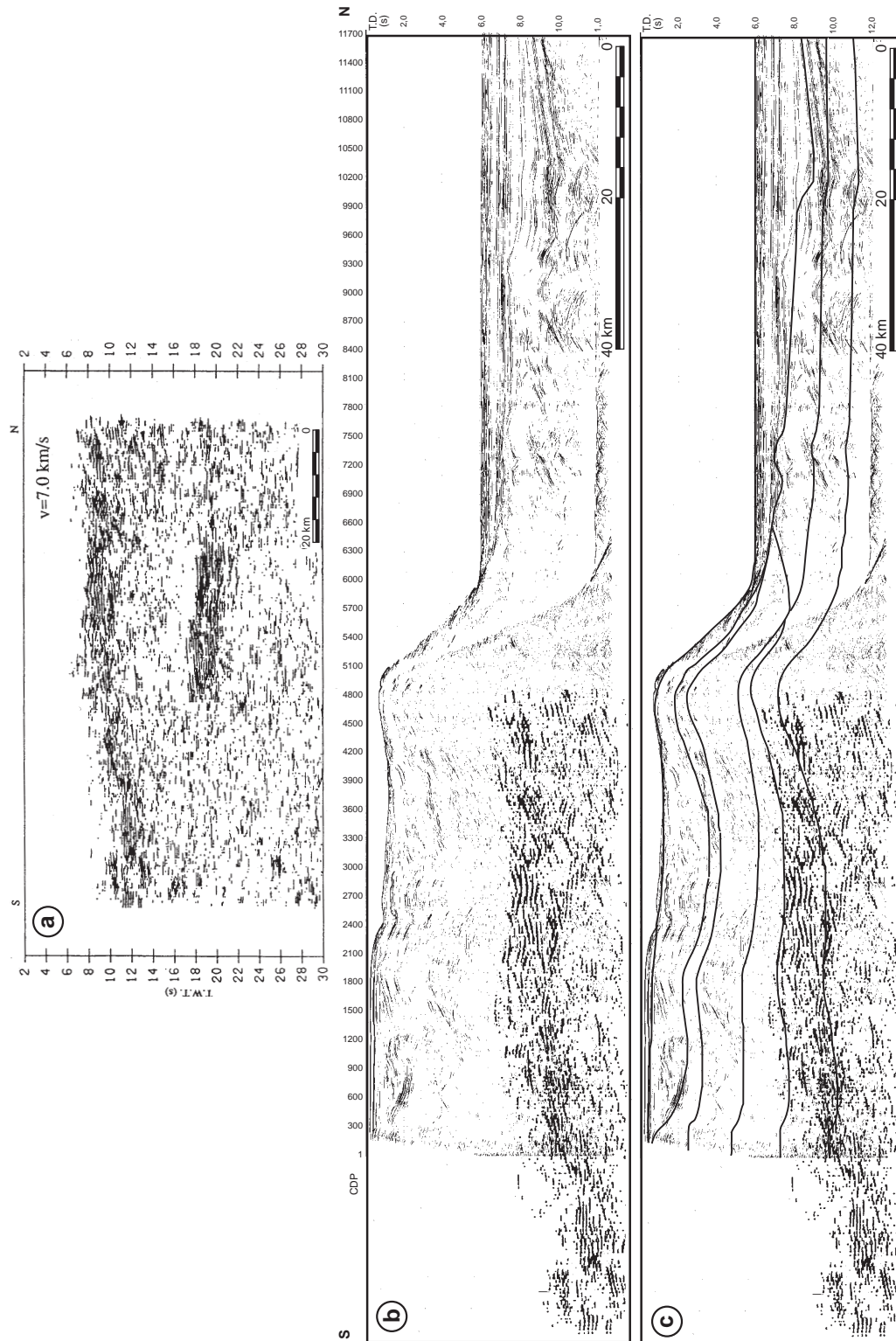


Figura 54. a) Perfil sísmico de reflexión de gran ángulo obtenido del registro en 7 estaciones terrestres de los disparos del experimento ESCIN-4. Las mayores energías, entre 8 y 12 segundos corresponden a la Moho del margen cantábrico y las fuertes llegadas entre 18 y 20 s a una segunda Moho (Moho ibérica). Según Gallart et al. (1997). b) Sección anterior superpuesta al perfil ESCIN-4 sin migrar, con filtrado de coherencia. Obsérvese la coincidencia entre la corteza reflectiva en el experimento **a** y las fuertes llegadas en el extremo meridional de ESCIN-4 entre 9 y 11 s. c) Sección anterior a la que se le ha superpuesto las interfaces del modelo de sísmica de refracción (ver Fig. 58, más adelante) de Fernández Viejo (1997), una vez convertidas éstas a tiempo doble. Obsérvese la buena correlación entre la base de la corteza en los tres casos.

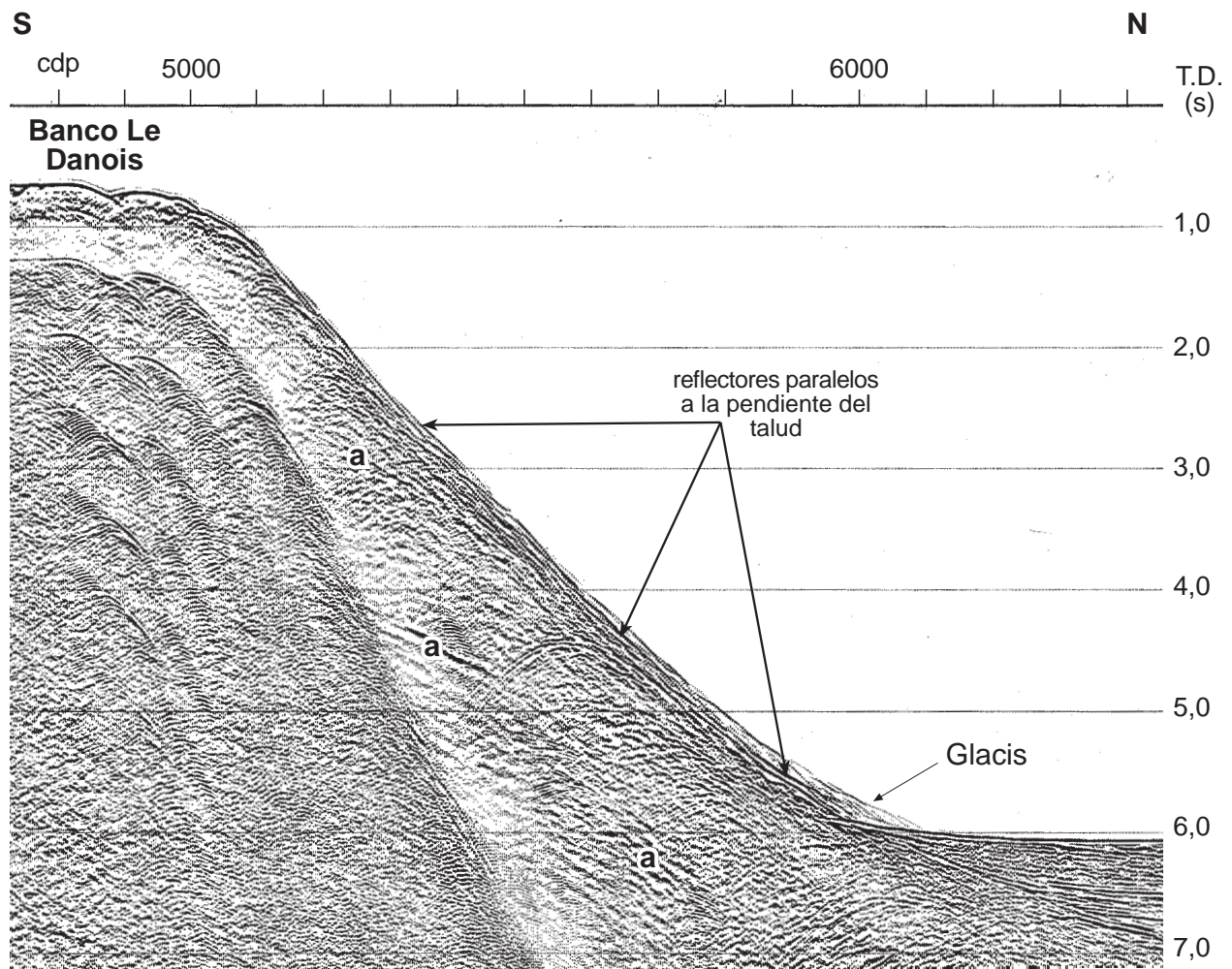


Figura 55. Ampliación del talud del perfil ESCIN-4. Se observan una serie de reflectores paralelos a la pendiente del talud, otros reflectores (a) buzando al N con mayor inclinación que el talud y el desarrollo reciente de un glacis al pie del talud, resultante del depósito de material que desciende por el mismo.

de reflexión de gran ángulo obtenido por Gallart et al. (1997) se han registrado fuertes reflexiones (2 en la Fig. 54a), interpretadas como una segunda Moho, denominada Moho ibérica, situada por debajo de la Moho del margen cantábrico (1). Ésta es la imagen sísmica de dos cortezas imbricadas, análogas a las del modelo de sísmica de refracción paralelo a ESCIN-4 (ver Fig. 58 más adelante) (Pulgar et al., 1996; Fernández Viejo, 1997; Gallart et al., 1997). La posición exacta de la Moho más profunda es discutible, ya que en el modelo de refracción se localiza prácticamente bajo la costa, mientras que en la sección de gran ángulo (Fig. 54a) se encuentra más al norte, entre las plataformas continental y marginal. Gallart et al. (1997) ya pusieron en evidencia los problemas encontrados para mi-

grar este nivel a su posición real, inherentes al método empleado para obtener el perfil.

El talud continental. Las secciones de ESCIN-4 sin migrar (Fig. 51a y b) y migrada (Fig. 51c y d) aportan datos complementarios sobre la estructura del talud. En la no migrada el talud está recubierto por una delgada banda de reflectores paralelos a su pendiente y a su pie reposan discordantemente sobre los reflectores horizontales de la llanura (Fig. 55). Se trata de sedimentos recientes que recubren el talud, en cuya base se acumulan los depósitos que descienden por la ladera, formando un glacis con una pendiente deposicional menor a la del talud. En todas las secciones destacan una serie de reflectores paralelos que buzando al norte con menor inclinación que el talud. Dos eventos a 3,0 y 4,5 s (C y D en las

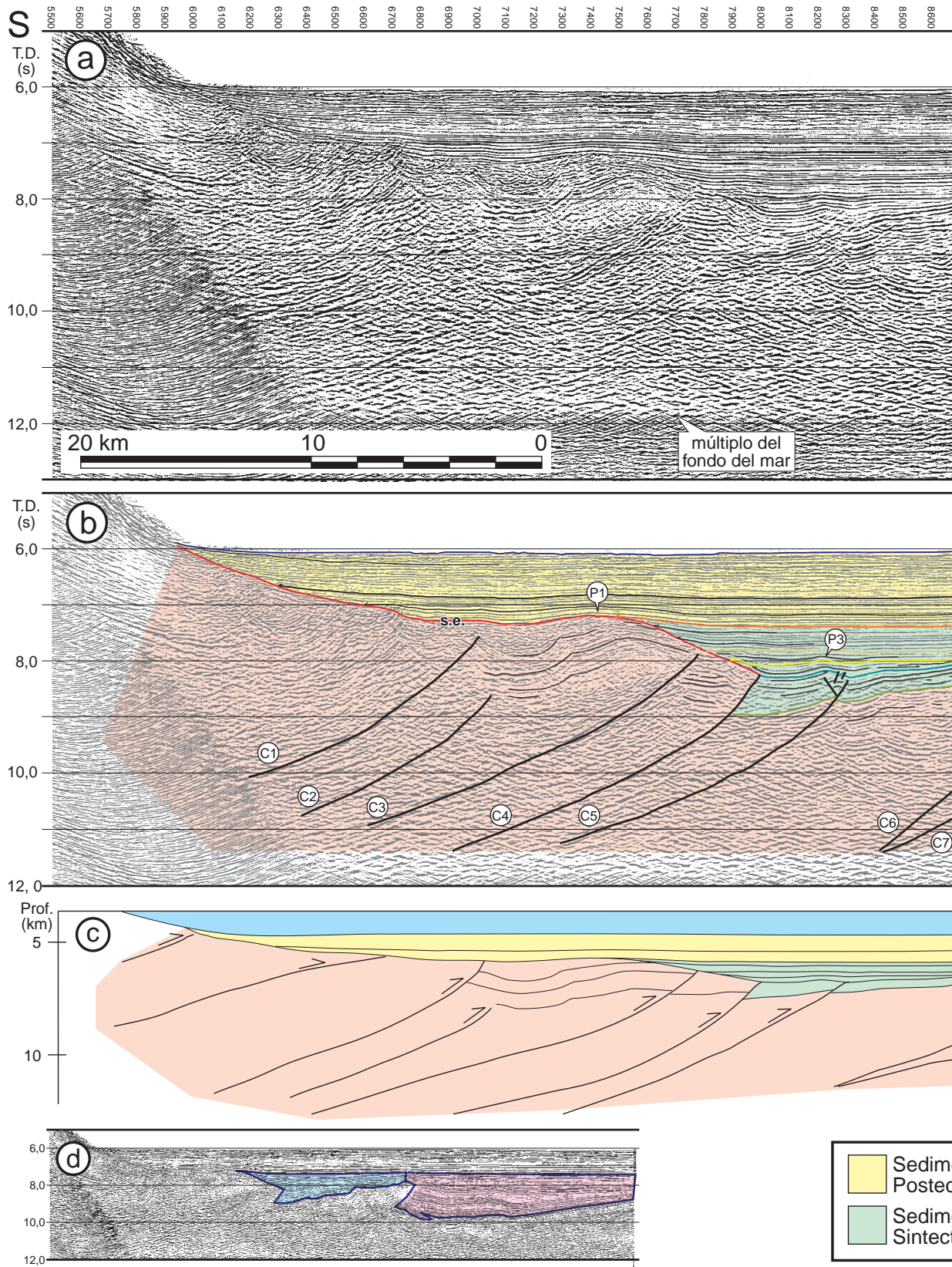
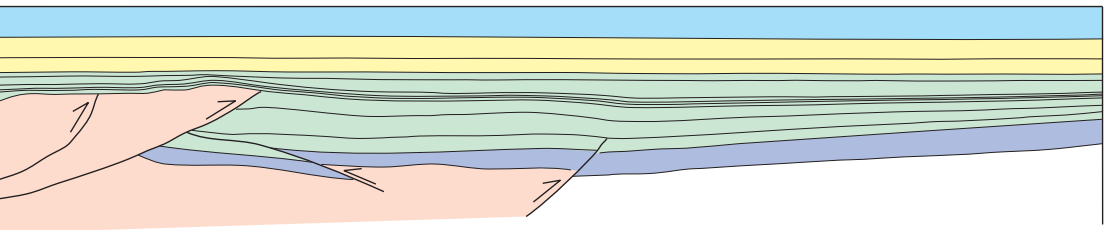
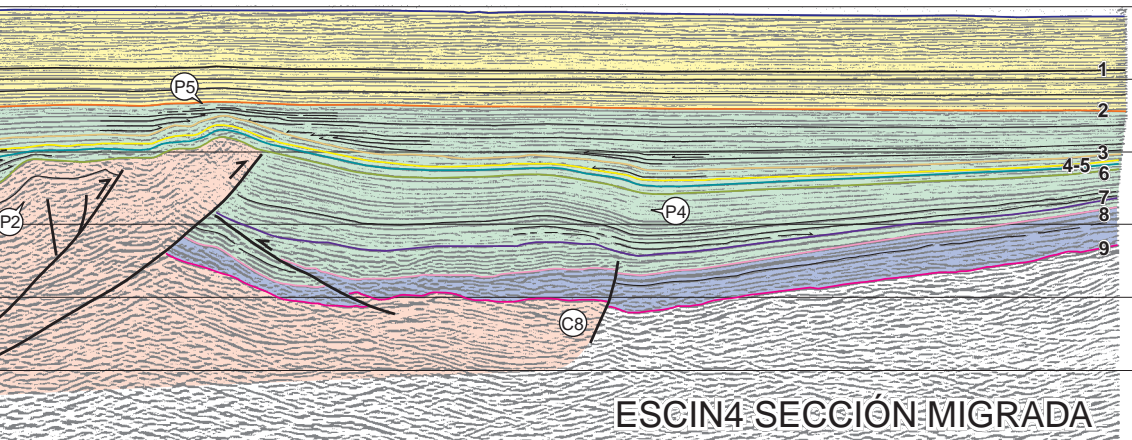
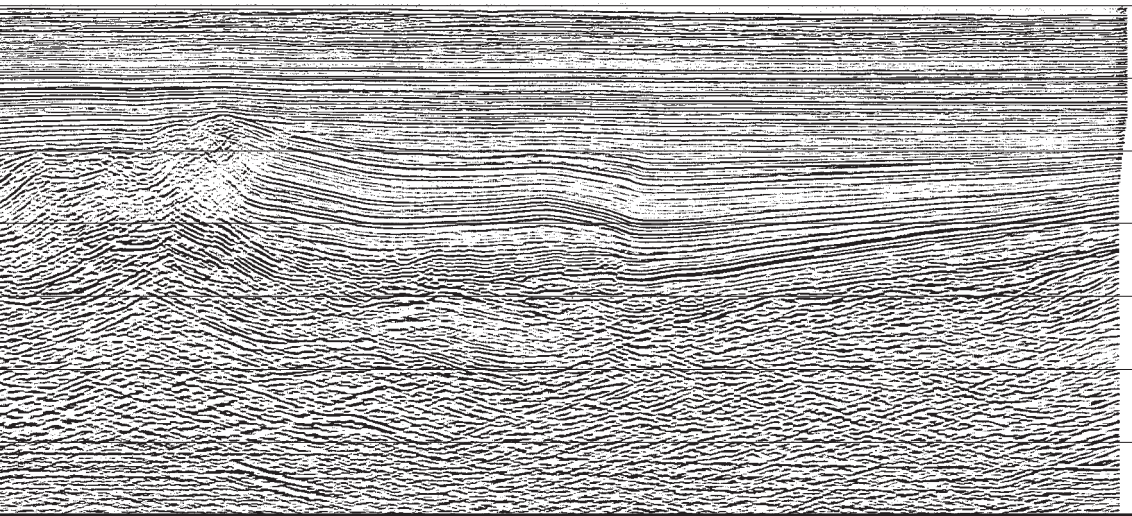


Figura 56. a) Detalle de la llanura abisal del perfil ESCIN-4 migrado. b) Interpretación del mismo. c) Sección convertida a profundidad (profundidad en metros desplegable).

CDP
N



Sedimentos tectónicos
Sedimentos pretectónicos
Zona tectonizada

- Reflector 1
- Reflector 2
- Reflector 3
- Reflector 4
- Reflector 5
- Reflector 6
- Reflector 7
- Reflector 8
- Reflector 9
- Superficie de erosión

mediante el modelo de velocidades de la Figura 53. d) cuñas sintectónicas diferenciadas por encima de la zona tectonizada (ver

Figs. 51, 52 y 55) destacan por su mayor energía y continuidad, mientras que el reflector E situado a 7,5 s, es paralelo a los anteriores en su extremo norte y hacia el sur invierte su buzamiento bajo los reflectores horizontales de la llanura.

La reflectividad por debajo de estos reflectores es nula ya que el múltiplo del fondo del mar enmascara la señal. Además, debido al escarpado talud hay una gran variación en la profundidad de la columna de agua, que introduce un retardo variable a las ondas sísmicas, dificultando el registro sísmico en este sector. Este fenómeno se pone en evidencia en el modelo de velocidades de ESCIN-4 (Fig. 53a) donde se observa la complicada forma, con bruscas inflexiones, que presentarían las posibles reflexiones de una corteza inferior plana (Fig. 53b).

La llanura abisal. La reflectividad en la llanura abisal es buena hasta 11,8 s (T.D.) donde la llegada del primer múltiplo, correspondiente a la reflexión de la energía en el fondo del mar, y el procesado específico aplicado para su atenuación han obliterado casi completamente la señal sísmica (Figs. 51 y 56). La reflectividad en la parte alta del perfil, al norte del CDP 5950, es muy buena en la zona correspondiente a la serie sedimentaria. Los reflectores son horizontales o subhorizontales, con gran continuidad lateral y la frecuencia de la señal disminuye con la profundidad. Contrasta con la zona entre los CDP 5900 al 9400 bajo 7,5 s, donde dominan los reflectores discontinuos, curvados e inclinados con diversas orientaciones, que se ha interpretado como una zona deformada por una serie de cabalgamientos (zona tectonizada). Para facilitar la descripción del perfil se han resaltado nueve reflectores en la Figura 56b.

La parte superior de la corteza, entre 6,0 y 7,5 s, es altamente reflectiva, predominando las reflexiones horizontales de gran amplitud y baja frecuencia con gran continuidad lateral que se extienden desde el pie del talud hasta el extremo del perfil. Se pueden diferenciar dos niveles con distinta facies sísmica. El primero, desde el fondo del mar hasta el reflector 1, a 6,9 s, es una amalgama de reflectores horizontales, cortos y discontinuos junto con otros de gran extensión lateral con abundantes acuñaientos y cambios laterales de facies. La facies sísmica del nivel infrayacente hasta el reflector 2, entre 6,9 y 7,5 s, es más homogénea, dominando los reflectores

horizontales con gran continuidad lateral, paralelos entre sí y la amplitud de la señal aumenta hacia los niveles inferiores. La mayoría de las reflexiones tienen más de 70 km de longitud y continuidad hasta el extremo del perfil, sin variar su carácter significativamente. La signatura sísmica parece indicar que la sedimentación de estos niveles se produjo en unas condiciones de estabilidad.

Los reflectores inmediatamente por debajo se pueden dividir en dos paquetes (Fig. 56d) que se acuñaían hacia el norte, separados por un antiformal (P5 en la Fig. 56b), formado en la zona tectonizada al pie del talud. Ambos paquetes disminuyen su espesor hacia el N ya que los reflectores convergen y se acuñaían en esa dirección. Los reflectores superiores son comunes a ambas cuñas y recubren al antiformal que las separa. Tienen en general muy buena continuidad lateral y la frecuencia de la señal disminuye con la profundidad. La primera cuña, entre los CDP 7500 y 9250, tiene por base el reflector 6 que asciende progresivamente desde 9 s en el sur hasta 7,8 en la charnela del antiformal P5 (Fig. 57a). Hacia el sur los niveles inferiores terminan netamente contra las reflexiones de la zona tectonizada, mientras que los reflectores superiores se disponen en *onlap* sobre la superficie superior del mismo. En la parte inferior (CDP 8250; 8,5 s), los reflectores están plegados formando un par anticlinal-sinclinal (P3 en la Fig. 57a) con la charnela fallada. Bajo el CDP 8700 hay una discordancia en la que el reflector 5 trunca las reflexiones inferiores desde ese punto hacia el sur, incluida la charnela antiformal de P3. Los reflectores de la parte baja, entre los niveles 3 y 6, están plegados por el antiformal P5, sin embargo, los materiales superiores se disponen en *onlap* sobre los flancos y están ligeramente basculados al sur. Los reflectores superiores recubren el antiformal sobrepasando la charnela sin plegarse.

La geometría de los reflectores en la cuña más septentrional, desde el CDP 9300 hasta el extremo del perfil, permite distinguir cuatro paquetes de reflectores limitados por los reflectores 2, 3, 6, 8 y 9, que constituye la base de la misma (Fig. 56b). El primero, entre 7,4 y 8,1 s, está limitado por los reflectores 2 y 3. El depocentro de esta serie, bajo el CDP 10400, separa una zona septentrional, donde los reflectores se acuñaían progresivamente hacia el norte

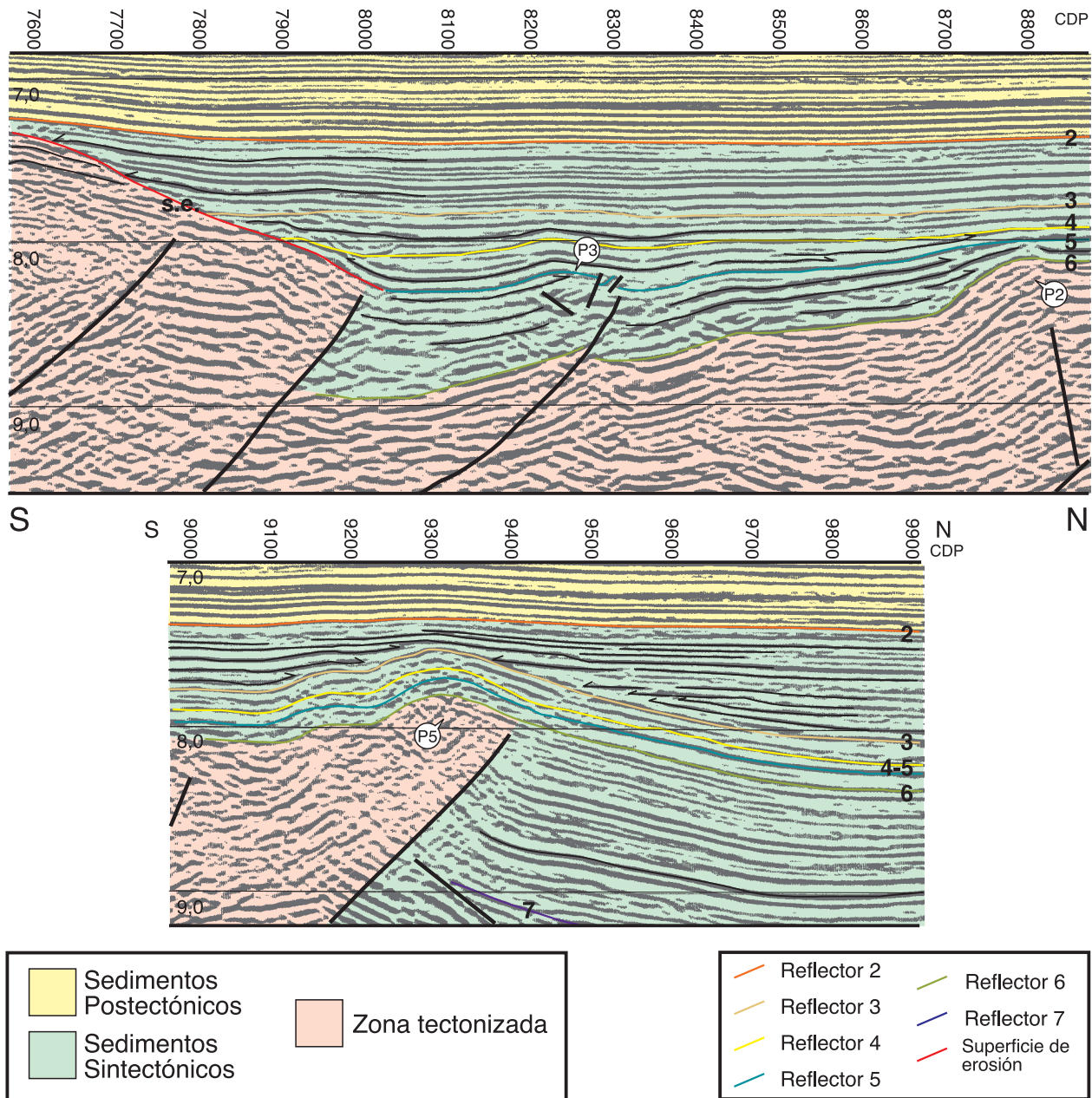


Figura 57. Ampliación de algunas estructuras interpretadas en la zona tectonizada de la Figura 56.

en *onlap* sobre la base de la secuencia, de otra meridional donde el espesor de la secuencia disminuye hacia el sur por dos abanicos de capas bajo los CDP 10400 y 9550 a 8,1 y 7,8 s respectivamente. Los reflectores que culminan la secuencia se disponen en *onlap* sobre el antiformal P5 con una ligera inclinación hacia el norte, mientras que los más superiores lo sobrepasan (Fig. 57b). La segunda secuencia tiene como base el nivel 6 y su espesor (0,2 s) se mantiene

prácticamente constante de N a S, excepto bajo el CDP 10400 donde hay acunamientos de capas hacia la base, bajo el abanico de capas descrito en la secuencia superior. Ambos se forman en relación con un pliegue que afecta también a las secuencias inferiores. Los reflectores de esta secuencia y la anterior tienen continuidad en la cuña meridional a través del pliegue P5. La secuencia infrayacente, entre 8,3 y 8,8 s en el extremo septentrional, alcanza una profundi-

dad máxima de 9,8 s bajo el CDP 9500, está limitada en su base por el nivel 8 y presenta una geometría más compleja. Su espesor disminuye progresivamente, de 1,6 s en el extremo sur a 0,5 s en el extremo norte. La flexión monoclin P4 bajo el CDP 10400 separa dos zonas con distintos buzamientos. En el sector sur los reflectores terminan bruscamente contra la zona tectonizada y son subhorizontales o buzanan al norte. En el sector norte la morfología es de una cuña cerrada en esa dirección, con los reflectores inclinados hacia el sur. Los reflectores situados entre el nivel 7 y 8, en la base de la secuencia, muestran un brusco cambio lateral de facies coincidiendo con la falla C8. En el norte son iguales a los descritos en los niveles superiores, mientras que en el sur tienen una facies de reflectores anastomosados, con menor continuidad lateral. La base de esta secuencia se apoya concordantemente sobre una serie de reflectores limitados inferiormente por el nivel 9, que constituye el límite entre la serie sedimentaria y el basamento. La característica diferencial de esta serie es que su espesor disminuye hacia el sur. Su espesor varía entre 0,2 y 0,6 s. Al norte del CDP 10350 los reflectores tienen una facies igual a la de las series superiores con reflectores paralelos, continuos, ligeramente inclinados al S, pero al sur de dicho punto dominan los reflectores subhorizontales, cortos y discontinuos con una facies más caótica.

La zona entre los CDP 5900 y 9400 por debajo de 7 s, formada por reflectores cortos, discontinuos y con inclinaciones variadas se ha interpretado como una zona tectonizada donde los sedimentos están fuertemente deformados por cabalgamientos y pliegues producidos por la compresión terciaria. Esta es la zona que ha sido interpretada previamente como un prisma de acreción tectónica por diversos autores (ver Apartado 3.1). Aunque la zona tectonizada propiamente dicha termina bajo el CDP 9400, el límite de la zona deformada llega más al norte, hasta el CDP 10400. El límite meridional de la zona tectonizada no está claro por no haber una buena imagen sísmica al pie del talud. La zona de máxima deformación de los sedimentos alcanza hasta el antiformal P5, bajo el que los reflectores de la serie sedimentaria poco deformada terminan netamente contra una superficie fuertemente inclinada al sur, interpretada como el cabalgamiento

frontal (C7) de la zona tectonizada. Los materiales involucrados en la deformación son parte de las secuencias entre los reflectores 6 y 9 a lo que habría que añadir posiblemente fragmentos de basamento introducidos por los cabalgamientos dentro de la zona tectonizada. La superficie que limita por encima a la zona tectonizada es erosiva hasta el CDP 8000, como evidencian los reflectores truncados superiormente por dicha superficie (CDP 7600), sobre la que se disponen en *onlap* los reflectores de la serie sedimentaria (Fig. 57a). El límite de la superficie erosiva coincide con un cabalgamiento (C4). Hacia el norte, el techo de la zona tectonizada se interpreta en el límite superior de los sedimentos que están directamente involucrados en el mismo, por lo que hay concordancia entre la superficie superior de la zona tectonizada y los reflectores situados por debajo (Fig. 57a). Los sedimentos que lo recubren son en general concordantes con el techo de la zona tectonizada, tan sólo hay una discordancia relacionada con el anticlinal P2.

El contacto con el basamento es neto en el extremo septentrional y menos evidente en la parte meridional. Por debajo de la serie sedimentaria (10 s) el basamento está caracterizado por reflectores cortos, discontinuos, con mayor amplitud y ligeramente inclinados al sur. No se observa una estructuración conspicua, salvo la presencia de esporádicos reflectores con mayor continuidad y energía pero con orientaciones dispersas. La llegada de un fuerte múltiplo oblitera la señal de la base de la corteza y ante la ausencia de una Moho neta se optó por introducir en el modelo de ESCIN-4 el obtenido de los experimentos de refracción.

Conversión a profundidad: el modelo de velocidades

El modelo de velocidades aplicado a los sedimentos de la plataforma, para obtener la sección profundidad del perfil ESCIN-4 (Fig. 53a), es idéntico al descrito en el Apartado 3.2 para los perfiles convencionales.

En cuanto a los sedimentos de la llanura abisal, ante la ausencia de sondeos en la zona que pudieran proporcionar medidas directas de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, se han seleccionado las velocidades sísmicas de acuerdo con las obtenidas en distintos estudios, que se han resumido en la Tabla V.

	Montadert et al. (1971a)	Sibuet et al. (1971)	Álv.-Marrón et al. (1997)
Postectónicos	1850-2200 ¹	1600-2000 ¹	1800-2000 ¹
Sintectónicos	3300	—	2000-3100 ²
Preectónicos	4100	3000	3500
Basamento	—	—	5600

1- Velocidad creciente hacia abajo
2- Velocidad creciente hacia el talud

Tabla V. Velocidades en $m\ s^{-1}$ de los materiales de la llanura abisal del Golfo de Vizcaya.

Montadert et al. (1971a) obtuvieron unas velocidades a partir de la medida de velocidades por tramos, efectuadas en líneas sísmicas. En este caso, las velocidades de la Tabla V proceden del perfil b representado en la Figura 37. Sibuet et al. (1971) dedujeron unas velocidades a partir de datos del sondeo DSDP 118 y la línea sísmica que lo atraviesa (Fig. 36). Finalmente, las velocidades obtenidas de Álvarez-Marrón et al. (1997a) son las que los autores emplearon para realizar la migración de la llanura abisal de ESCIN-4 en el dominio espacio-frecuencial, usando una aproximación por diferencias finitas. En su estudio las velocidades iniciales fueron obtenidas del *stack* y posteriormente ajustadas por modelización directa.

Las velocidades para el resto de la corteza por debajo de los sedimentos fueron seleccionadas de los modelos de velocidades obtenidos por Pulgar et al., (1996), Fernández Viejo (1997) y Gallart et al., (1997) en un perfil de sísmica de reflexión de gran ángulo paralelo a ESCIN-4 (Figs. 13 y 58). Las velocidades asignadas son de 5800 y 6200 $m\ s^{-1}$ para la corteza de la plataforma por debajo de la cuenca sedimentaria y una velocidad creciente de S a N desde 6800 hasta 7200 $m\ s^{-1}$ para la corteza inferior reflectiva y el basamento bajo la llanura abisal.

3.4. Interpretación de las líneas convencionales y del perfil ESCIN-4

La plataforma

La cuenca sedimentaria que se forma por delante de la falla al sur de Ribadesella está rellena por

materiales desde pérmicos o triásicos hasta cuaternarios que forman una sucesión en forma de cuña adelgazada hacia el norte y compartimentada por fallas directas, inversas y otras que han sufrido ambos movimientos (Figs. 48 y 53). La potencia máxima de la cuenca es de aproximadamente 7000 m de sedimentos bajo el Surco de Peñas debido sobre todo al gran desarrollo de la serie terciaria, que supera los 2000 m en el centro del surco. Bajo la plataforma marginal el espesor de la cuenca es de aproximadamente 6400 m de los que únicamente 300 m corresponden a depósitos terciarios y cuaternarios. Tanto en los perfiles comerciales como en ESCIN-4 hay evidencias de los tres regímenes tectónicos que se sucedieron en la evolución del margen y que se detallan a continuación.

La etapa de rift. Las evidencias de la etapa distensiva o de rift entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior no son muy numerosas, debido a la escasa o nula reflectividad de los materiales por debajo del Cretácico superior, que podrían registrar tal episodio. En este trabajo se han interpretado diversas fallas normales en el Banco Le Danois y en los bordes del Surco de Peñas, además de la conocida al sur de Ribadesella que sufrió una inversión tectónica parcial en el Terciario. Otras fallas similares han sido deducidas indirectamente, entre la línea de costa y el Surco de Peñas y en la transición entre las plataformas continental y marginal, a partir de variaciones laterales de la potencia de las series sedimentarias sinrift, observadas en los perfiles sísmicos y sondeos en distancias relativamente cortas.

La falla directa más meridional se encuentra en tierra, al sur y oeste de Ribadesella (Fig. 43). Su trazado es rectilíneo y su plano de falla subvertical o ligeramente inclinado al N pone en contacto rocas paleozoicas con materiales jurásicos plegados contra el plano de falla que actuó como contrafuerte de la deformación. Este accidente, junto con la falla que limita por el N la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís, debieron constituir una importante falla directa ya que separa bloques donde el Mesozoico presenta un desarrollo muy diferente. Al N, en la plataforma continental actual y la Cuenca de Gijón-Villaviciosa, se formó una importante cuenca donde el Mesozoico es bastante completo y sólo el Cretácico inferior tiene una potencia entre 1500 y 3100 m. En el bloque sur de la falla (Cuenca de

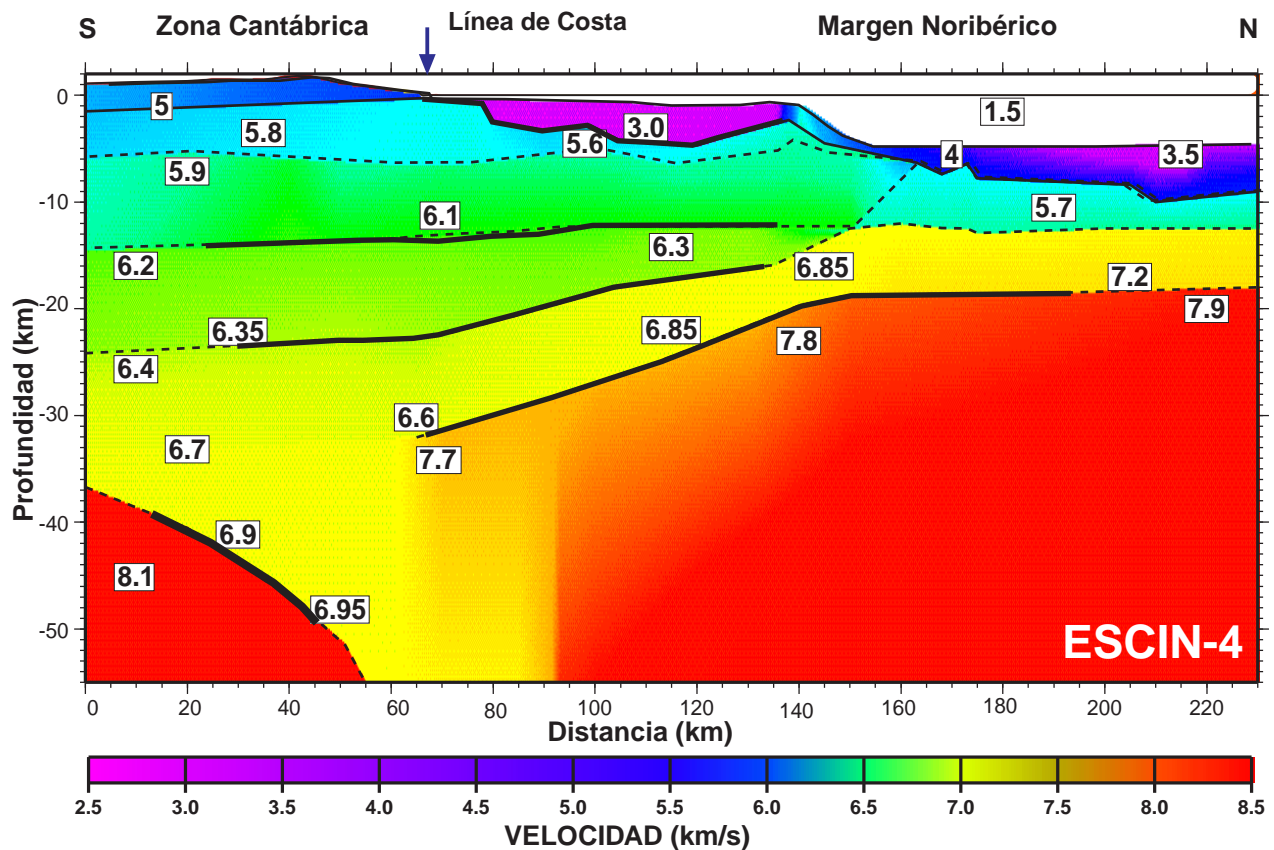


Figura 58. Modelo de sismica de refracción/gran ángulo ESCIN-4 (según Fernández Viejo, 1997) paralelo al perfil de sismica de reflexión profunda del mismo nombre.

Oviedo-Cangas de Onís) sólo se depositan materiales del Cretácico superior con una potencia no superior a 150-280 m.

Ya en la plataforma, la falla inclinada al N que eleva el bloque plegado al norte del Surco de Peñas (F4), tiene las características de una falla inversa de alto ángulo vergente al sur (Figs. 48 y 52). El aumento de potencia hacia el N de la serie sinrift (por debajo del Cretácico superior) que se aprecia en los perfiles a ambos lados de la falla, sugiere que dicha falla tuvo un movimiento directo durante el rift y que el bloque norte constituyó el bloque hundido de la falla donde se depositaron mayores potencias de materiales sinsedimentarios. La edad de este episodio distensivo debe ser Cretácico inferior o anterior, ya que es en los materiales de esta edad donde se detectan las mayores variaciones de espesor en dirección N-S, entre los sondeos, aunque probablemente se inició en el Jurásico superior. En el bloque sur de la falla, bajo el Surco de Peñas, la serie aumenta su espesor hacia la costa.

Sin embargo, la potencia del Cretácico inferior (aproximadamente 1500 m) en el sondeo cercano a la costa MC-K1, es muy inferior a la del sondeo MC-C2 (2473 m), por lo que se deduce la existencia de otra falla directa sinsedimentaria entre ambos (F0 en la Fig. 52). Ésta se ha interpretado que emergería en superficie en el extremo sur de ESCIN-4, coincidiendo con la zona donde el reflector del límite basamento-cuenca se pierde hacia la costa bajo el CDP 300.

Inmediatamente al N se encuentran tres fallas (F1, F2 y F3) en el borde S del Surco de Peñas, dos de las cuales confluyen en profundidad (Figs. 48 y 52). Todas ellas muestran evidencias de haber sufrido una moderada inversión tectónica. Tienen una morfología ligeramente curvada inclinándose hacia el norte en su parte profunda y verticalizándose hacia arriba (F1) o incluso llegando a inclinarse al sur (F2 y F3). Teniendo en cuenta la variación lateral de su morfología observada en perfiles como el MCC-6 (Fig. 44, Anexo II) el movimiento actual

en superficie que se deduce para estas fallas es geoméricamente el de fallas subverticales o cabalgamientos vergentes al N que ponen en contacto el Cretácico con el Terciario. Sin embargo, estos movimientos son efectos tardíos de la inversión tectónica que produjo rejuegos inversos de algunas fallas y en otros casos rotaciones del plano de falla variando la polaridad de la superposición que originalmente sería la de una falla normal. Hemos interpretado estas estructuras como un sistema de fallas normales, en el que cabe incluir a F0, que actuaron como tales durante el rift y en algunos casos tuvieron un ligero rejuego normal al inicio del Terciario. Aunque la imagen sísmica no es muy buena, las tres más septentrionales no parecen desplazar considerablemente al contacto cobertera-basamento, por lo que su juego directo debe ser limitado y la mayor parte de la extensión se debe producir por F0. Aunque F0 no es visible en superficie, su trazado, que puede confluir en profundidad con el de las otras, es subvertical o ligeramente inclinado al N, coincidiendo con las hipérbolas de difracción que ocupan el extremo sur del perfil hasta 9 s (Fig. 51a). Se trata por lo tanto de una falla o conjunto de fallas de importancia cortical que al menos atraviesan toda la corteza hasta la parte superior de la corteza inferior.

En la plataforma marginal, el sondeo MC-H1X atravesó la serie Cretácica inferior más potente registrada. Se hace necesario interpretar la existencia de una falla directa importante entre este sondeo y el MC-C2. Se ha deducido que se sitúa en el límite entre la plataforma continental y la plataforma marginal, ya que en algunos perfiles se reconoce una falla en esta posición o se pierde la reflectividad. La falla directa más septentrional reconocida (perfil MC80-31D, Anexo II), llega a afectar al basamento en las inmediaciones del Banco Le Danois. En perfiles cercanos, sin embargo, el reflector de la base sedimentaria no está fallado, sino que forma un alto con morfología anticlinal, que separa dos zonas con distintas potencias (Fig. 46). Este alto constituye la terminación lateral de la falla observada en el perfil MC80-31D.

La imagen sísmica del talud es mala, pero cabe pensar que el espaciado entre las fallas normales podría ser menor, separando *semigrabens* de menor longitud siguiendo un patrón similar al del margen

conjugado armoricano (Fig. 34) donde las fallas confluyen en un despegue basal (Derégnaucourt y Boillot, 1982; Barbier et al., 1986), que en cualquier caso no se observa en los perfiles del margen noribérico.

La estructura final de la plataforma tras la etapa sinrift sería la de una cuenca dividida en *semigrabens*, limitados por fallas subverticales o inclinadas al norte con alto ángulo, entre las que se depositan los materiales del Triásico y Jurásico al Cretácico inferior en cuñas que disminuyen su espesor hacia el norte. Los perfiles no permiten determinar con detalle si se trata de fallas planas o lístrica. Las más meridionales atraviesan gran parte de la corteza, al menos hasta el techo de la corteza inferior reflectiva donde podría situarse una zona de cizalla dúctil.

La etapa postrift previa a la compresión terciaria. El proceso de rift concluyó en el momento en que comenzó a formarse corteza oceánica en los fondos del Golfo de Vizcaya. Los esfuerzos distensivos que separaban las placas Ibérica y Europea se concentraron entonces en la dorsal oceánica del centro del golfo, mientras los márgenes continentales permanecieron estables y sometidos a subsidencia. Bajo este régimen se depositaron las series postrift del Cretácico superior fosilizando las estructuras previas. En la base de la serie postrift se puede incluir el intervalo Aptiense-Albiense, ya que en los sondeos no se observan variaciones significativas de potencia, que se mantiene entre 900 y 1000 m, excepto en el sondeo más oriental (Fig. 40). En diversos perfiles sísmicos se han podido discriminar discordancias entre reflectores pertenecientes a la parte alta del Cretácico inferior de edad aproximada en el límite Aptiense-Albiense. Discordancias similares y contemporáneas han sido descritas en otras zonas de la plataforma y relacionadas con el cese del rift. Registran el paso de una sedimentación sintectónica condicionada por el basculamiento de bloques y la actividad de fallas normales a una sedimentación postrift en condiciones estables a partir del Aptiense-Albiense.

La subsidencia generalizada que afecta a la cuenca tiene un gradiente mayor hacia la costa que se traduce en el acuñaamiento del Cretácico superior hacia el norte. Mientras que en el sur se han medido potencias de 773 m de Cretácico superior (sondeo MC-C2), hacia el norte desaparece e incluso no es-

tá presente en el Banco Le Danois donde el Terciario yace sobre el Cretácico inferior. La existencia de paleorrelieves y formas erosivas en el techo del Cretácico en zonas cercanas a la actual línea de costa (Fig. 41) apunta a que al menos algunas zonas de plataforma experimentaron emersión y erosión entre el Cretácico superior y el Terciario. Las litologías de las rocas cretácicas indican que el Banco Le Danois, la plataforma marginal asturiana y la parte más externa de la plataforma continental formarían parte del talud continental del primitivo margen Cretácico, mientras que una extensa plataforma cretácica se extendería hacia el sur hasta la Cuenca del Duero.

La compresión terciaria. A lo largo del Terciario todo el margen noribérico y la Cordillera Cantábrica sufrieron una etapa de deformación bajo un régimen compresivo, dentro del mismo contexto geotectónico que originó el levantamiento del edificio alpino pirenaico. En los perfiles se han diferenciado tres secuencias terciarias, separadas por discordancias a techo y muro (ver Tabla II). Las dos secuencias inferiores han sido atravesadas por el sondeo MC-C2, lo que ha permitido su datación.

- La secuencia más joven, TQ (Mioceno superior-Cuaternario), recubre el fondo del mar en la plataforma marginal y es discordante sobre las series inferiores. En su base se encuentra el reflector T₂.
- La secuencia Tc2 (Oligoceno a Mioceno inferior) es generalmente discordante sobre Tc1 con algunas concordancias locales separadas por el reflector T₁. En el Surco de Peñas la secuencia está dividida en dos subsecuencias discordantes separadas por el reflector T₁₂.
- Secuencia inferior Tc1 (Eoceno superior) mayoritariamente concordante sobre el Cretácico hacia el norte, aunque presenta varias discordancias sobre el flanco sur del Surco de Peñas, a saber: i) *onlap* hacia el sur sobre el flanco sur del Surco de Peñas en la línea MCC-6; ii) *onlap* hacia el sur sobre la pendiente de la plataforma marginal en el perfil MC80-31D (Fig. 46). Esta discordancia es local ya que en los perfiles más occidentales Tc1 es concordante sobre el Cretácico en la misma pendiente; y iii) en el extremo occi-

dental del pliegue A4, donde Tc1 se dispone en *onlap*, claramente sobre el flanco sur y no tanto sobre el flanco norte, aunque en ambos flancos está basculado por la amplificación del mencionado pliegue (Fig. 45). Hacia el oeste la nucleación de este pliegue se produce claramente con posterioridad al depósito de la secuencia Tc1 que lo recubre concordantemente (perfil MC80-31D, Fig. 46 y Anexo II).

Hacia el norte la secuencia Tc1 es concordante sobre el Cretácico, o su discordancia es de bajo ángulo y se acuña hacia el Banco Le Danois, debido a la subsidencia diferencial en el extremo sur por el efecto combinado del levantamiento de la zona costera y la carga litostática de los sedimentos que se están depositando, provocando una flexión de la corteza y el desarrollo de una zona relativamente elevada hacia el Banco Le Danois. La secuencia es sintectónica en relación con el inicio de la actividad tectónica alpina, aunque dicha actividad parece restringida a la parte al sur del Surco de Peñas, donde también hay evidencias de actividad tectónica en la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís. Mientras tanto, en el norte la sedimentación se produjo en un régimen de estabilidad tectónica.

La secuencia intermedia Tc2 yace en general discordante sobre Tc1, de acuerdo con los datos del sondeo MC-C2 y como se observa también en el borde norte del Surco de Peñas en el perfil MCC-6 (Anexo II y Fig. 44), donde la secuencia se acuña y los reflectores convergen hacia el N disminuyendo su espesor. En el borde sur también se dispone en *onlap* sobre el techo del Cretácico superior (Maastrichtense) y la separación entre los reflectores aumentan hacia tierra. En perfiles paralelos al anterior localizados más al este, el ángulo de la discordancia se hace mucho más bajo al sur de la falla F1 y la secuencia es casi concordante hacia la costa. En el sector al norte del surco, se ha observado que este nivel terciario es generalmente discordante sobre los materiales infrayacentes y los reflectores presenta geometrías que indican su carácter sintectónico respecto de las estructuras compresivas terciarias que se están formando (pliegues y cabalgamientos), a las que finalmente fosiliza. La secuencia está constituida por depósitos de aguas someras indicando que toda la plata-

forma, hasta el Banco Le Danois, que conformaba el primitivo talud Cretácico, experimentó un levantamiento asociado a la deformación en el transcurso de la deformación terciaria.

La estructura más espectacular en la plataforma continental es el Surco de Peñas. En esta zona se produce una subsidencia y sedimentación de materiales en tres etapas. La primera durante el depósito de Tc1, que alcanza una potencia superior a 800 m, con el depocentro situado en la zona de máxima potencia actual del Terciario (MCC-6, Anexo II y Fig. 44). Durante las dos etapas siguientes se deposita la secuencia sinorogénica Tc2 dentro de la que se pueden diferenciar dos subsecuencias discordantes separadas por el reflector T₁₂. La potencia máxima actual de Tc2 es de 1600 m, medidos en el centro del surco, aunque el depocentro coetáneo con la sedimentación se encuentra desplazado ligeramente hacia la costa, aproximadamente entre las fallas F1 y F2. El surco se forma como consecuencia de los primeros eventos compresivos Terciarios, acaecidos no sólo en la plataforma, sino en áreas que ocupan posiciones más meridionales. Las relaciones angulares de los reflectores permiten reconstruir la historia de la deformación en el surco. Como ya hemos visto, el *onlap* de Tc1 hacia el sur indica que su depósito es contemporáneo con un levantamiento progresivo de la zona meridional. En el modelo propuesto (Fig. 48) se asume un levantamiento del bloque entre la falla de la costa y la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís donde también se está iniciando la actividad tectónica asociada a la compresión y se desarrolla una cuenca terciaria cuya base es del Eoceno medio-superior (González Regueral y Gómez de Llarena, 1926; Truyols y García Ramos, 1991). La falla F4 que limita el bloque plegado por el sur muestra evidencias de haber sufrido una inversión tectónica, que se inicia en un momento indeterminado, durante el depósito de Tc1 (Fig. 44). No sólo corta a Tc1 por un movimiento inverso hacia el sur, sino que el régimen compresivo provoca la rotación de su plano hacia el N. Como consecuencia se generan los pliegues (A1 y A2) y la falla conjugada F5 del bloque plegado, a la vez que parte de Tc1 se erosiona en el bloque superior del cabalgamiento, aportando sedimentos al propio surco, probablemente por procesos de deslizamiento por gravedad de los sedimentos no consolidados.

Durante el depósito de Tc2 el bloque plegado se eleva progresivamente, como indica la disposición en *onlap* de esta secuencia sobre el borde sur del surco y el acuñamiento de los reflectores. No se produce a la vez amplificación de los pliegues, ya que el reflector T₁ no está plegado. Esta elevación está relacionada con la formación del gran anticlinal A3, entre el Surco de Peñas y la plataforma marginal; se produce por lo tanto por la rotación antihoraria del flanco sur de dicha estructura. A la vez, el surco subsidie por encontrarse entre dos bloques en elevación a lo que se debe sumar el efecto de carga litostática de los sedimentos que se están depositando. Los niveles inferiores de Tc2 se disponen en *onlap* contra el bloque sur del surco entre las fallas F1 y F2. En este momento la falla F1 tiene un rejuego inverso muy pequeño acompañado de una rotación dextrógira de la parte superior de su plano de falla que también se produce en F2. El bloque entre F1 y F2 actúa en este momento como límite meridional de la cuenca. Sin embargo, los niveles superiores de Tc2 sobrepasan esta zona e incluso aumentan su espesor hacia el sur indicando que la zona de máxima subsidencia migra en esa dirección y los sedimentos se disponen en *onlap* progresivamente en posiciones más meridionales hasta el límite de la cuenca que se situaría en una zona indeterminada más próxima a la línea de costa actual. Las fallas F2 y F3 no rejuegan, pero la rotación de su plano de falla en dirección horaria produce un pequeño pliegue del Cretácico y Tc1 entre ambas. En el bloque plegado septentrional, se nuclea una falla inversa vergente al norte desde el plano de falla de F4, siguiendo la discordancia Cretácico-Terciario. La falla genera un pequeño pliegue de propagación de falla que afecta a Tc1 y la base de Tc2. Fenómenos similares de nucleación de fallas con orientaciones diversas, generadas a partir de planos de fallas distensivas previas, fueron puesta en evidencia por McClay (1989) en modelos analógicos de arena sometidos a compresión.

En el extremo de la plataforma continental, en la transición a la plataforma marginal la única estructura compresiva es el amplio anticlinal A3 (Fig. 47), cuya charnela se observa en el mapa geológico (Fig. 43). Su génesis puede ser contemporánea con la inversión de la falla F4 del bloque plegado, pero su amplificación es coetánea con el depósito de

Tc2 ya que la rotación de su flanco sur es responsable de la disposición en *onlap* de dicha secuencia sobre el bloque plegado al norte del surco. Esta estructura separa la zona septentrional donde la vergencia de las estructuras alpinas es hacia el centro del Golfo de Vizcaya de la zona meridional donde las estructuras son subverticales.

En la plataforma marginal y el Banco Le Danois se han podido interpretar las dos secuencias terciarias antes citadas a las que habría que añadir la secuencia TQ (Mioceno superior-Cuaternario) más joven. La secuencia Tc1 tiene características diferentes a las que muestra en la plataforma continental ya que en esta zona su depósito es previo a la formación de todas las estructuras compresivas, con una excepción que describiremos posteriormente. El depósito de la secuencia Tc2, al igual que en la plataforma continental, es claramente coetáneo con la compresión terciaria desarrollando discordancias sobre las estructuras a las que finalmente fosiliza. En este sector las estructuras compresivas predominantes son los cabalgamientos y pliegues. Todas las estructuras se forman dentro del mismo ciclo compresivo y tienen una dirección entre N97°E y N104°E. Entre los pliegues hay ejemplos de: i) pliegues de propagación de falla asociados a los cabalgamientos; ii) pliegues formados por compresión de los materiales contra planos de falla que actúan como contrafuertes; y iii) pliegues cuya nucleación podría relacionarse con procesos de halocinesis y sufren una posterior amplificación y crecimiento lateral por compresión.

A este último tipo pertenece el pliegue A4. Como se ha visto en las descripciones de los perfiles, su morfología es variable de E a O y en ocasiones compleja. En el extremo E aparece como un pequeño anticlinal con alto ángulo entre flancos, posterior al depósito de la secuencia Tc1 y sintectónico con el depósito de Tc2 (Fig. 46), sin embargo, hacia el O el pliegue tiene mayores dimensiones y presenta unas relaciones geométricas con la secuencia Tc1 que son excepcionales en esta zona. Dicha secuencia, previa a todas las estructuras compresivas del área, desarrolla sin embargo discordancias en ambos flancos del pliegue. Además, en esta zona próxima a su terminación lateral occidental, en algunas secciones tiene una morfología en caja desarrollando dos charnelas anticlinales

(Figs. 45 y 51). La conclusión es que el pliegue A4 se nuclea inicialmente en su extremo O, en un momento en que la deformación compresiva aún no ha llegado a afectar a la plataforma marginal de un modo generalizado. Recordemos que es el único punto de la plataforma marginal estudiado donde Tc1 es sinorogénico. Posteriormente el pliegue se amplificó y creció lateralmente hacia el E durante la etapa compresiva. Su morfología nos ha llevado a interpretar que su nucleación puede deberse a procesos de halocinesis de los que hay registro en otros puntos cercanos del margen cantábrico.

Los cabalgamientos de la plataforma marginal tienen una extensión lateral considerable, cercana a los 20 km, poco desplazamiento y enraizan dentro de la serie mesozoica sin llegar a afectar al basamento. Tanto Cb1 como Cb2 tienen vergencia norte y desarrollan dos anticlinales de propagación de falla que separan cuencas sinsedimentarias que se rellenan con depósitos (Tc2) que se disponen en *onlap* contra los flancos de los pliegues y finalmente los fosilizan. En el extremo oriental de la zona estudiada se desarrolla una importante cuenca entre el pliegue A4 y el anticlinal frontal de Cb2 (A5) con una longitud de 18 km y continuidad hacia el este (Figs. 46 y 47). Esta cuenca se rellena con un máximo de 700 m de sedimentos del Oligoceno-Mioceno inferior (Tc2) que se disponen en *onlap* hacia el norte y sur.

Otros cabalgamientos menores se desarrollan en la transición hacia el Banco Le Danois. Los pliegues menores en dicha zona se han interpretado como pliegues de propagación de falla de cabalgamientos ciegos de poca entidad enraizados en la parte baja del Mesozoico, probablemente Jurásico, aunque no se excluye que se traten de pliegues despegados (Fig. 46 y Anexo II).

El tren de pliegues al sur del cabalgamiento Cb1 (perfil MCH-10, Anexo II) se forman por *buckling* de las capas del Terciario que forman un conjunto multicapa plegado durante el mismo proceso de emplazamiento del cabalgamiento Cb1. El más cercano al cabalgamiento, es un pliegue de propagación de falla en el bloque superior del cabalgamiento.

Al igual que en otras zonas más meridionales de la plataforma, la inversión de los esfuerzos en la cuenca también afecta a la falla normal (CDP 300, perfil MC80-31D) que corta al basamento. El nue-

vo régimen compresivo produce el aplastamiento de los materiales contra el plano de falla que actúa como contrafuerte. Los materiales del bloque norte se pliegan contra la falla formando un anticlinal con alto ángulo entre flancos, a la vez que ésta sufre una rotación dextrógira.

Finalmente, la última secuencia TQ es de edad Mioceno superior-Cuaternario, tapiza el fondo de la plataforma marginal y es discordante sobre las series inferiores. En diferentes puntos de la plataforma marginal yace sobre las dos secuencias terciarias inferiores y en las charnelas de algunos anticlinales lo hace sobre términos erosionados del Cretácico superior. Se dispone en *onlap* sobre las pendientes del Banco Le Danois y la plataforma marginal indicando que dichas pendientes son anteriores a su depósito y por lo tanto fueron formadas durante la etapa compresiva. Fosiliza a todas las estructuras previas, ya que corta charnelas de pliegues y no está afectada por ninguna de las estructuras compresivas por lo que es postorogénica.

En la zona estudiada la deformación terciaria comienza por el límite septentrional con el levantamiento durante el Eoceno superior del sector actualmente en tierra, como registra la serie sedimentaria de la Cuenca de Oviedo y la disposición del Eoceno superior en el fondo del Surco de Peñas. La deformación se desplaza hacia el sur y durante el Oligoceno-Mioceno inferior se invierten estructuras y se forman nuevas estructuras compresivas en la plataforma a la vez que prosigue el levantamiento del extremo meridional de la zona. El cese de la deformación compresiva se produce en el Mioceno inferior con el fin del depósito de Tc2 pero continúa el levantamiento del Banco Le Danois por el emplazamiento de los cabalgamientos en esta zona que se traduce en el basculamiento de toda la serie sedimentaria hacia el sur.

Como se ha podido ver a lo largo de la descripción e interpretación, todas las estructuras descritas en esta zona están genéticamente relacionadas con procesos de distensión mesozoica y compresión terciaria y no se ha encontrado ninguna estructura que se pueda interpretar como de desgarre, estructuras que han sido citadas en la literatura de la zona. Tales accidentes deberían generar estructuras en flor o truncamientos laterales de reflectores que no se observan ni en los perfiles N-S ni en los E-O.

Tampoco hay evidencias de una estructuración en *horsts* y *grabens* posteocena como la propuesta por Montadert et al. (1974) o Boillot et al. (1979). En cualquier caso, hay que tener en cuenta que este estudio se ha realizado en una banda reducida de terreno, por lo que la ausencia de tales estructuras no implica que no se hayan formado en otras zona cercanas. Sí es cierto que hay una etapa deformativa posterior, en relación a la que se forman los cañones submarinos de Avilés, Llanes y Lastres en estrecha relación con fallas con un trazado muy rectilíneo que dejan profundas cicatrices sobre la plataforma y cortan al Terciario.

El talud

La reflectividad en el talud es bastante deficiente. En la sección sin migrar (Fig. 55) se distinguen unos reflectores paralelos a la pendiente que cubren su superficie. En la sección migrada (Figs. 51 y 55), por debajo de los anteriores, destacan unos reflectores inclinados al N con un ángulo menor que la pendiente y entre ellos los reflectores C, D y E, por su mayor energía.

Tras la conversión a profundidad de la sección tiempo (Fig. 52) todas las interfases del talud inclinadas al norte invirtieron su buzamiento inclinándose hacia el sur con un ángulo subparalelo a la base de la serie sedimentaria en el Banco Le Danois (C, D y E en la Fig. 51d). Su inclinación al N, en la sección tiempo, es un efecto de la fuerte variación lateral de la potencia de la columna de agua a lo largo del talud, que introduce un gran retardo en el tiempo de llegada, tanto mayor cuanto mayor es dicha columna en la vertical de los reflectores. Se han interpretado como un imbricado de cabalgamientos vergentes al N que afectan al basamento y la serie sedimentaria. Todos los cabalgamientos confluyen en el techo de la corteza inferior que está despegada de la corteza suprayacente. Los datos de Capdevila et al. (1980) y el corte geológico del talud y Banco Le Danois (Fig. 32), en los que hay superposición tectónica de basamento sobre el mesozoico, nos han llevado a proponer un modelo análogo donde los cabalgamientos superponen el basamento sobre la serie mesozoica (Fig. 59). La imbricación de cabalgamientos explica la formación de la fuerte pendiente del talud actual, como consecuencia del acortamiento del paleotalud cretácico cuya estructu-

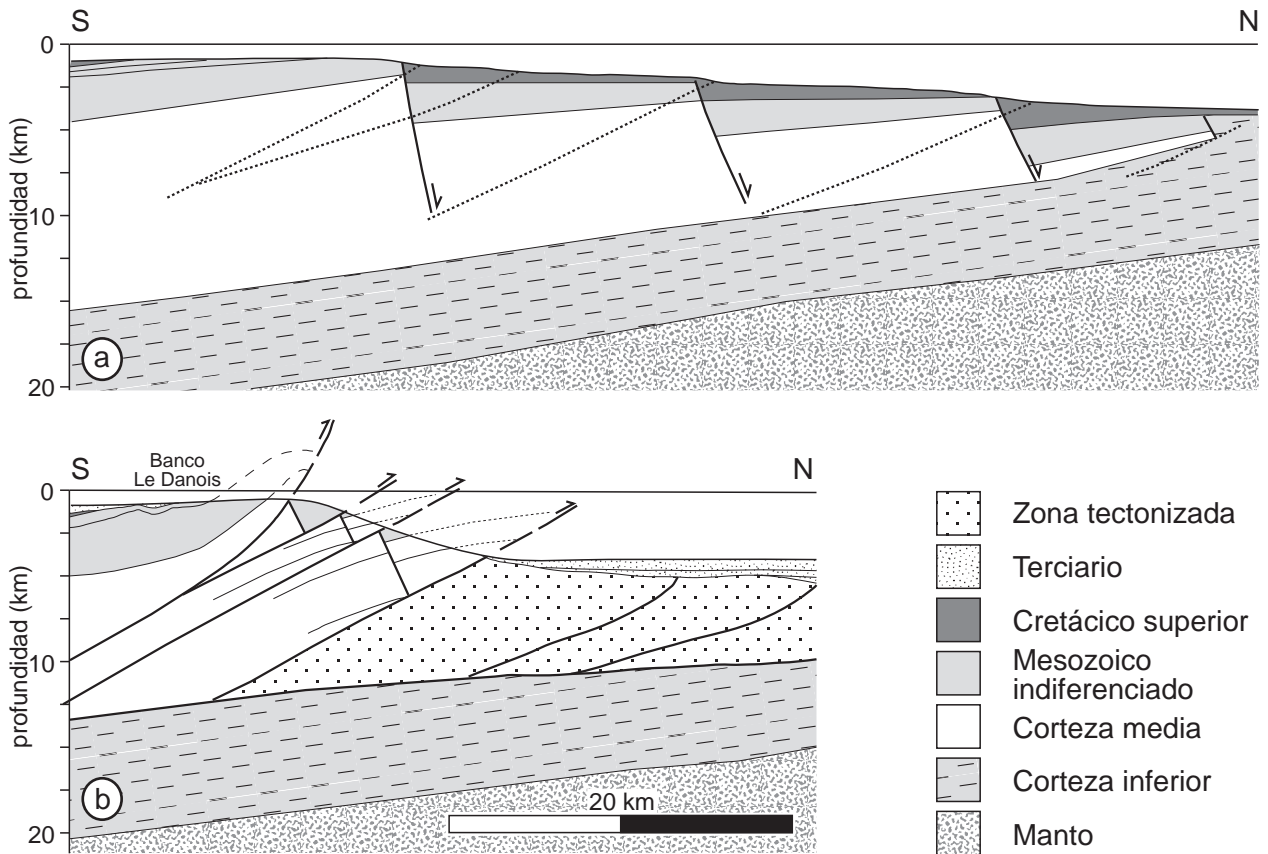


Figura 59. a) Reconstrucción idealizada de la estructura del talud durante el Cretácico superior antes del episodio tectónico de compresión alpino, basado en la estructura del margen conjugado armoricano. b) Corte geológico idealizado del talud actual.

ra y pendiente era similar a la del margen conjugado armoricano, con una serie de bloques de basamento rotados y separados por fallas directas. El progresivo apilamiento de estos cabalgamientos, cuyo plano es subparalelo a la estratificación en el Banco Le Danois, y el acortamiento del margen produjo el levantamiento del Banco Le Danois y la verticalización de los depósitos meso-terciarios. No es posible establecer el desplazamiento de los cabalgamientos por carecer de marcador alguno. Se propone un modelo, de acuerdo con la modelización gravimétrica, en el que a lo largo del talud aflora el basamento y la mayor parte de los materiales mesozoicos han sido erosionados de los bloques superiores de los cabalgamientos.

El emplazamiento de los cabalgamientos del talud es coetáneo con las estructuras compresivas de la plataforma y el basculamiento hacia el sur de la serie sedimentaria en el Banco Le Danois, ya que los sedimentos postorogénicos de la plataforma marginal son horizontales y discordantes sobre el Terciario

sinorogénico. También son contemporáneos con los cabalgamientos de la zona tectonizada.

Los reflectores paralelos al talud que yacen discordantes sobre los reflectores antes citados son materiales posttectónicos (Mioceno superior-Cuaternario) depositados en la pendiente fosilizando los cabalgamientos (Fig. 55). Al pie del talud se observa el desarrollo reciente de un pequeño glacis, que se deposita discordantemente sobre el fondo del mar, debido a la caída por gravedad de materiales del talud, o incluso de la plataforma. La caída puede producirse por simple inestabilidad de los materiales en un talud con fuerte pendiente o por inestabilidades inducidas por eventos como terremotos.

La llanura abisal: interpretación, edad de los materiales y cinemática de los cabalgamientos de la zona tectonizada

Como ya se ha dicho, los sedimentos depositados al pie del talud a lo largo del margen noribérico es-

tán deformados, constituyendo lo que diferentes autores han interpretado como un prisma de acreción asociado a la subducción de corteza oceánica bajo el talud noribérico (Apartado 3.1) y que en este trabajo hemos denominado zona tectonizada. En el perfil ESCIN-4 el área afectada por la deformación tiene una extensión máxima de 54 km aunque la mayor deformación se concentra en los primeros 42 km donde los sedimentos están involucrados en la zona tectonizada. La estructura interna de la zona tectonizada es compleja y difícil de interpretar, debido a la disposición caótica de los reflectores. Sin embargo, en base a los reflectores que se pueden diferenciar en la zona tectonizada y la geometría de los sedimentos que lo recubren, se han podido interpretar una serie de cabalgamientos que forman un imbricado, responsables de la deformación, que parecen converger en profundidad en una superficie que no se identifica en el perfil y supone la prolongación de la superficie de despegue de los cabalgamientos interpretados en el talud. Los datos gravimétricos que se describen en el Apartado 6 indican que estos cabalgamientos involucran no sólo a la sucesión sedimentaria, sino al basamento en el cual estaría enraizada la superficie de despegue.

Se ha dividido la serie sedimentaria en tres paquetes de sedimentos pre, sin y posttectónicos en relación a la deformación del margen noribérico (Fig. 56b). Ante la ausencia de datos cronológicos cercanos, se han atribuido las edades en base a correlaciones obtenidas para otras zonas de la llanura abisal y del prisma o zona tectonizada (Laughton et al., 1972; Álvarez-Marrón et al., 1997a) y a la edad de la deformación conocida de las estructuras de la plataforma cantábrica.

La topografía de la superficie de la zona tectonizada es compleja en comparación con la que tiene en su parte occidental, como se ve en la Figura 37a, donde es casi plana. En el extremo sur los reflectores de la zona tectonizada forman un antiforame (P1) bajo el CDP 7500, limitado superiormente por una superficie erosiva y hacia el norte por un cabalgamiento (C4) que constituye un primer frente de deformación, recubierto por los sedimentos posteriores al reflector 4, que fosilizan su movimiento y el de los cabalgamientos situados más al sur. Otro frente de deformación se encuentra bajo el CDP 9400 donde un cabalgamiento ciego produce

un anticlinal frontal (P5) muy abierto con un alto ángulo entre flancos de 164° . Ambos anticlinales limitan una cuenca sinsedimentaria asimétrica, acuñada hacia el N, de unos 16 km de longitud entre los CDP 7600 y 9300 (Fig. 56d). El frente de deformación más septentrional de la zona tectonizada se encuentra 13,5 km por delante (CDP 10300) y lo constituye una pequeña falla inversa (C8) de poco desplazamiento, vergente al N, que únicamente corta los niveles inferiores de la serie sedimentaria y produce un pliegue monoclinial (P4) con dos abanicos de capas en la dirección de avance de los cabalgamientos a 8,1 y 8,3 s, por encima del reflector 4.

La evolución temporal de la deformación en la zona tectonizada y la secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos se ha podido establecer en base al estudio detallado de la geometría de los reflectores que lo recubren (Fig. 60).

Los sedimentos entre los niveles 8 y 9 mantienen su espesor casi constante, al contrario de lo que ocurre con la serie sedimentaria sintectónica en la que aumenta hacia el sur. Esto indica que su depósito se ha producido en relación a un proceso tectónico diferente por lo que se les considera pretectónicos y se les atribuye una edad Cretácico superior a Terciario inferior ya que se han depositado sobre un basamento relacionado con la oceanización del Golfo.

Los sedimentos entre los niveles 2 y 8 constituyen la serie sedimentaria sintectónica cuyo depósito, morfología y estructura están controladas por la tectónica de la zona tectonizada e incluso parte de los sedimentos están involucrados dentro del mismo. Los materiales que forman este paquete, proceden de la erosión de las láminas del imbricado que se está emplazando en este momento en el talud, así como de la erosión de las propias láminas de la zona tectonizada. La edad de estos materiales, de acuerdo con los datos de la edad de la deformación en la plataforma y la llanura abisal es Eoceno hasta Mioceno inferior. Este paquete se ha dividido en 4 secuencias de acuerdo con la definición de secuencia de Mitchum y Vail (1977) como "Unidad estratigráfica compuesta de una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados a techo y muro por discordancias o sus concordancias correlativas". Las secuen-

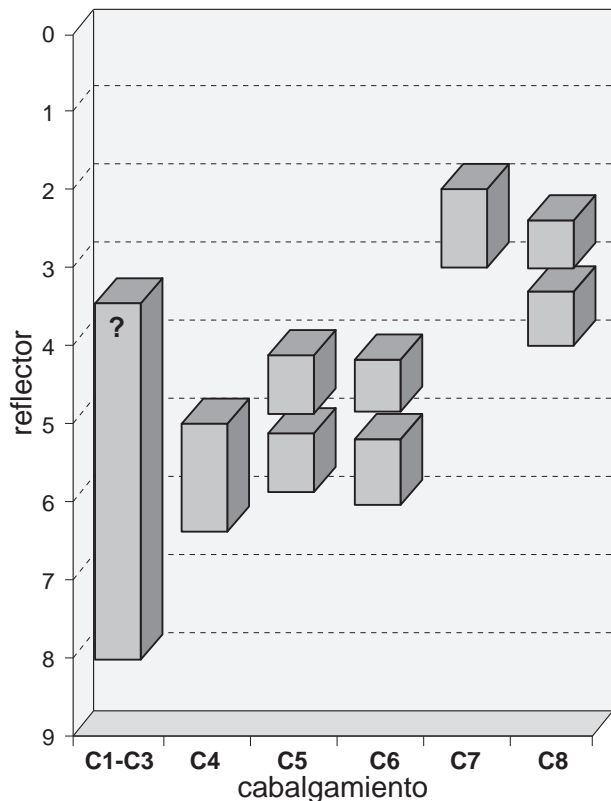


Figura 60. Periodo de tiempo de actividad de los cabalgamientos de la zona tectonizada respecto de los reflectores interpretados en la Figura 56.

cias están limitadas por los reflectores 2, 3, 5, 6 y 8 que son superficies erosivas o sobre las que se disponen en *onlap* las secuencias superiores.

La secuencia entre los reflectores 6 y 8 aumenta su espesor hacia el sur lo que indica la existencia de una subsidencia diferencial, mayor en esa dirección, como respuesta a la carga litostática producida por el emplazamiento de los primeros cabalgamientos. Los cabalgamientos activos en estos primeros estadios deben estar emplazándose cerca del talud, pero no se puede establecer si es alguno de los que se han interpretado o si actualmente carecen de imagen sísmica por haber sido obliterada por la deformación posterior. Tampoco se puede conocer la extensión de estos depósitos hacia el sur, ya que están asimilados y deformados dentro de la zona tectonizada y su imagen sísmica se pierde al sur del CDP 9200. Posiblemente llegarían hasta el frente de deformación en el momento de su depósito, al pie del talud actual.

La secuencia entre los reflectores 5 y 6 rellena una pequeña subcuenca formada entre los CDP 7900 y

8750 por delante del cabalgamiento C4. Esta pequeña cuenca es asimétrica y subsidente en las partes proximales, en contraste con la baja subsidencia de las zonas distales al norte del umbral del CDP 8700 (8,4 s), desde donde mantiene su espesor casi constante. La subsidencia cerca del frente de C4 puede deberse a una alta velocidad de emplazamiento de este cabalgamiento, que produciría una carga litostática. La presencia de una discordancia progresiva en el flanco sur del umbral, sobre P2, indica que simultáneamente al emplazamiento de C4 se produce un inicio en la actividad de C6 con la generación del antiformal P2 asociado. El cabalgamiento C5 tuvo un primer movimiento antes del depósito del reflector 5 ya que este reflector representa una superficie de erosión sobre la zona de charnela del antiformal frontal asociado (P3). Este reflector fosiliza el movimiento de C4.

La secuencia entre los reflectores 3 y 5 es asimétrica con el depocentro situado al sur sobre el cabalgamiento C4 al que fosiliza. El reflector de la base de la secuencia está basculado al N sobre C4 y es discordante bajo el reflector 4 que a su vez también está basculado al norte. Esto indica que esta parte de la zona tectonizada sufrió una rotación continuada entre el depósito de 5 y 3, que finalmente fosiliza este movimiento. Durante el depósito de esta secuencia se produce una ligera amplificación del pliegue P3 ya que los reflectores inferiores de la secuencia están plegados, con un ángulo entre flancos progresivamente mayor hacia arriba, hasta que el techo de la secuencia fosiliza definitivamente el pliegue (Fig. 57). El cabalgamiento C6 aún tuvo algún rejuego durante el depósito de esta secuencia ya que bajo el CDP 8700 se observa una discordancia dentro de la secuencia, siendo el reflector 4 erosivo sobre los niveles inferiores a la vez que fosiliza el movimiento de dicho cabalgamiento. Desde la zona del umbral hacia el norte la secuencia tiene un espesor constante indicativo de que no está afectada por ningún evento de deformación. Tan sólo cabe reseñar un pequeño abanico de capas sobre el reflector 4 bajo el CDP 10400 debido a un primer movimiento de la falla inversa C8 que comienza a plegar (P4) a las secuencias inferiores. El movimiento del cabalgamiento es episódico ya que se detiene en el momento del depósito del techo de

la secuencia y como veremos, tiene un rejuego durante el depósito de la secuencia superior.

La secuencia superior, limitada por los reflectores 2 y 3, representa la última etapa de la sedimentación sintectónica y refleja la migración hacia adelante de la deformación en la zona tectonizada siguiendo una secuencia hacia delante (*forward*) de emplazamiento. Su potencia es de 0,4 s en la parte meridional y casi el doble en la parte septentrional al norte de C7 donde los sedimentos se acuñan tanto hacia el norte como hacia el sur, evidenciando que este sector de la zona tectonizada sigue sufriendo una subsidencia diferencial. La parte más meridional de la zona tectonizada, completamente inactiva durante el depósito de esta secuencia, se dispone horizontal y en *onlap* sobre la superficie de erosión de la zona tectonizada. Esta secuencia refleja el emplazamiento final de C8 que produce una discordancia progresiva en la base por la amplificación del pliegue P4 generado en la etapa anterior. Simultáneamente se produce el emplazamiento del cabalgamiento ciego C7 que genera un amplio anticlinal (P5) de unos 5 km de longitud y alto ángulo entre flancos (bajo el CDP 9300), que pliega a las secuencias anteriores. Las secuencias entre los reflectores 3 y 6 se pliegan formando la charnela anticlinal sin que el cabalgamiento las llegue a atravesar. El desarrollo del pliegue genera un abanico de capas en la base de la secuencia, en el flanco N bajo el CDP 9600 (7,9 s). Los sedimentos posteriores se disponen en *onlap* sobre ambos flancos aunque estos sedimentos están basculados ligeramente ya que el pliegue tuvo una ligera amplificación posterior. Estos son los últimos eventos de deformación registrados por la sucesión sedimentaria en la zona tectonizada.

La secuencia superior, a partir del reflector 2, es posttectónica y su edad sería Mioceno superior a Cuaternario. Los sedimentos son horizontales y paralelos lo que indica que su depósito es posterior a la actividad tectónica. Únicamente los niveles inmediatamente por encima del pliegue P1 que dibuja la superficie de erosión de la zona tectonizada tienen una ligera curvatura paralela a dicha superficie, que puede deberse a una pequeña actividad tectónica, en todo caso posterior al paroxismo tectónico, o a efectos de compactación diferencial.

Con todos los datos anteriores se ha podido determinar que los cabalgamientos siguen una secuencia

de emplazamiento hacia delante como se ve en la Figura 60 donde se indica el intervalo de tiempo de emplazamiento de cada cabalgamiento relativo al depósito de los reflectores 1 a 9.

La estructura profunda

El perfil ESCIN-4 aporta datos interesantes sobre la estructura profunda de la corteza, entendida ésta como la estructura por debajo de las cuencas sedimentarias.

Los reflectores bajo la cobertera sedimentaria tienen un trazado paralelo a los de su base y continúan en profundidad las principales estructuras, como la gran antifforma entre el Surco de Peñas y la plataforma marginal asturiana. El origen de la reflectividad, inicialmente subhorizontal y paralela, es por lo tanto anterior a la compresión terciaria que afectó a la zona y heredada de la etapa de extensión mesozoica. La causa de la reflectividad puede ser la alineación de minerales y cuerpos geológicos estirados por la extensión (discusión en Apartado 1.2).

La compresión terciaria afectó tanto a las cuencas sedimentarias, donde provocó: la inversión tectónica de estructuras previas y la formación de pliegues y cabalgamientos, como a niveles corticales más profundos. La corteza por debajo de la cuenca sedimentaria está deformada solidariamente con ella, dibujando los mismos pliegues mayores que la afectan. La corteza media también está plegada solidariamente con la cobertera, bajo la antifforma A4, pudiendo tratarse de un pliegue despegado a nivel de la superficie de contacto entre las cortezas media e inferior reflectiva. En el talud se emplazan unos cabalgamientos que afectan a la corteza media adelgazada, produciendo su engrosamiento e incluso la hacen aflorar en superficie.

En ESCIN-4 hay un incremento muy brusco de la reflectividad bajo el Surco de Peñas (banda H) a 19 km (8 s), seguido de un brusco descenso de la misma a 27,5 km (11 s) en la base de la corteza, constituyendo una Moho muy marcada. En la introducción ya se ha discutido sobre el posible origen de este incremento de reflectividad, que es característico de cortezas que han sufrido extensión. La corteza inferior reflectiva es más evidente en el experimento de reflexión de la Figura 54b, en el que la base de la banda reflectiva o base de la corteza

(Moho) asciende desde 30 km en las inmediaciones de la costa hasta 22 km bajo el talud. Esta disposición de la base de la corteza es consistente también con la obtenida mediante los experimentos de sismica de refracción paralelos a ESCIN-4 (Figs. 54c y 58). Cabe destacar que tanto la base como el techo de la corteza reflectiva son prácticamente planas y no están afectadas por los pliegues que deforman la corteza por encima. Se apoya así la existencia de un despegue entre la corteza reflectiva profunda y la corteza situada por encima.

Poco se puede decir al respecto de la corteza bajo la llanura abisal ya que en ESCIN-4 las posibles reflexiones de su base (Moho) están obliteradas por un fuerte múltiplo del fondo del mar. En el modelo propuesto, basado en los experimentos de refracción, la corteza tiene un espesor entre 5 y 7 km y su base asciende desde 22 km de profundidad bajo el talud, hasta 13 km en el extremo norte con una inclinación de 5°-6° hacia el sur. Respecto a su naturaleza, si consideramos el diagrama estructural del Golfo de Vizcaya (Fig. 35) de Derégnaucourt y Boillot (1982) en la transversal a 5° de longitud se encuentra prácticamente el punto triple entre la corteza oceánica y la corteza continental adelgazada o normal de las placas Ibérica y Europea. Al oeste de dicha longitud el basamento al pie del talud es de naturaleza oceánica, mientras que al este es de tipo continental de transición. La disposición de las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos, que no se extienden hacia el este más allá del Cabo Peñas (Fig. 35), también corroboran que en la zona estudiada la corteza al pie del talud debe ser una corteza continental de transición muy fuertemente estirada e intruida. Es por lo tanto una corteza de características intermedias entre una corteza continental y una corteza oceánica propiamente dichas, situada en una posición muy cercana al eje del rift y de la zona de inicio de creación de corteza oceánica.

3.5. Síntesis y discusión

A lo largo del apartado se han reconocido e interpretado estructuras relacionadas con las sucesivas etapas de deformación que han conferido al margen noribérico su actual morfología y estructura. Las estructuras desarrolladas durante los estadios

de deformación compresiva terciarios son las que lo diferencian del margen armoricano, que constituye su margen conjugado y permaneció estable desde su individualización en el Cretácico.

La impronta de la etapa de extensión cortical, que se extendió desde el Pérmico o Triásico hasta el Cretácico inferior, registrada en los perfiles de sismica de reflexión es casi nula, debido a la pobre imagen sísmica de los materiales por debajo del Cretácico superior. Algunas estructuras afloran en tierra, como la falla directa al sur de Ribadesella que pone en contacto el Jurásico y el Carbonífero, o han sido deducidas por métodos indirectos, como variaciones de espesor de series contemporáneas entre sondeos próximos.

En el margen noribérico se formó una gran cuenca asimétrica adelgazada hacia el norte, debido a la extensión cortical. En el modelo de cuenca propuesto para finales del Cretácico (Fig. 59a), basado en el modelo del margen conjugado armoricano, las fallas se han interpretado como planas o ligeramente curvadas y limitan bloques corticales kilométricos basculados. Entre estas fallas y sobre los bloques basculados se depositaron los materiales del ¿Pérmico?-Triásico al Cretácico inferior. El borde meridional de la cuenca lo constituye la falla al sur de Ribadesella, en cuyo bloque elevado el registro del Mesozoico se reduce a los niveles del Cretácico superior de la cuenca de Oviedo-Cangas de Onís, cuyo espesor no excede de unos centenares de metros. Las subcuencas son también asimétricas y su evolución está controlada por fallas directas, orientadas aproximadamente N120°E, que hundan los bloques septentrionales. La falla del borde de la cuenca es la que experimenta el mayor desplazamiento entre bloques, superior a 3000 m, si tenemos en cuenta los más de 3000 m de relleno Mesozoico atravesado por el sondeo MC-K1, unos 7 km al norte de la misma (Fig. 40). El resto de las fallas normales han tenido desplazamientos relativos de los bloques de menor entidad, ya que las variaciones de espesor entre las sucesivas subcuencas no superan los 1000 m.

En los perfiles sísmicos estudiados no se han observado fallas laterales o de transferencia que separen lateralmente las cuencas, aunque se han detectado variaciones de espesor de las series sedimentarias involucradas en dirección E-O que apuntan a su existencia con una dirección aproximada N-S.

En el borde norte del Banco Le Danois, el hundimiento del bloque inferior excedió al aporte de sedimentos necesario para compensarlo y el basamento llegó a exhumarse y erosionarse en los bloques elevados, como atestigua la existencia de cantos de rocas de origen cortical profundo en un conglomerado del Cretácico inferior muestreado en el talud. La existencia de tales rocas, como charnockitas y granulitas del Proterozoico inferior-medio, en niveles tan someros como para que fueran colocados en superficie en el bloque superior de una falla normal, se debe al fuerte estiramiento y adelgazamiento al que se vio sometida la corteza en esta zona, situada prácticamente en el eje del rift, donde finalmente se llegó a desarrollar una dorsal oceánica.

Con el inicio de la acreción de corteza oceánica y la formación de una dorsal oceánica en el Aptiense-Albiense, el margen atravesó una etapa de estabilidad tectónica durante el Cretácico superior. La discordancia entre los materiales postrift y los sinrift ha sido descrita en diversos segmentos del margen (Le Pichon et al., 1971; Montadert et al., 1979). En la zona estudiada únicamente se ha podido reconocer puntualmente una discordancia por debajo del Cretácico superior en algunos perfiles (MCH-29 y MC80-31D), que en el sondeo MC-H1X se ha datado aproximadamente de edad Aptiense-Albiense. Los depósitos del Cretácico superior se adelgazan hacia el norte ya que la subsidencia de la cuenca es mayor hacia el sur. Mientras que en las zonas próximas al borde sur se llegan a depositar hasta 800 m de Cretácico superior, que no está presente en el Banco Le Danois. Es posible que a lo largo de este periodo alguna de las fallas aún tuviera algún movimiento de falla directa, aunque de escasa importancia. A partir de muestras recogidas de los fondos (Malod y Boillot, 1980; Boillot y Malod, 1988) y los datos de los sondeos se puede deducir que la actual plataforma continental hasta el Banco Le Danois constituía una cuenca relativamente somera durante el Jurásico. Sin embargo, a partir del Cretácico inferior las condiciones neríticas se restringen a la zona más cercana a la línea de costa actual, mientras que el resto de la cuenca evoluciona a condiciones pelágicas, formando parte de un extenso talud Cretácico, cuya morfología no debía diferir mucho de la actual del talud del margen conjugado armoricano (Fig. 59).

Al final del Cretácico e inicio del Terciario la Placa Africana varió el sentido de su desplazamiento y anexionó a la Placa Ibérica en su desplazamiento hacia el NO. Esto produjo la modificación del régimen de esfuerzos y el margen noribérico pasó de ser un margen estable, en un contexto geotectónico distensivo, a ser un margen sometido a compresión y acortamiento. La compresión, responsable del levantamiento de los Pirineos en el este por la colisión de Iberia con Eurasia, provocó el cierre parcial del Golfo de Vizcaya y el desplazamiento del límite de placa de la dorsal oceánica al pie del talud donde se desarrolla una zona de deformación que algunos autores definen como de subducción. Las estructuras relacionadas con la compresión son subverticales en la plataforma continental y vergentes al N en el talud y el Banco Le Danois.

La deformación terciaria del margen comenzó en el Eoceno superior al sur del Surco de Peñas por la inversión tectónica de fallas extensionales Mesozoicas como por ejemplo la que limita la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís por el norte (Eoceno medio-superior). La secuencia de esta edad de la plataforma se deposita en discordancia sobre el flanco meridional del Surco de Peñas, que se estaba elevando, mientras que el resto de la plataforma permaneció estable.

La generalización de la deformación al resto del margen ocurrió entre el Oligoceno y Mioceno inferior. El Surco de Peñas se rellenó de materiales de esta edad discordantes sobre ambos flancos que continuaban elevándose por la inversión parcial de las fallas previas, que ocasionalmente rotaron su plano de falla, y el desarrollo de pliegues entre fallas conjugadas, en el caso del flanco septentrional. En la plataforma marginal y el Banco Le Danois se emplazaron al NNE diversos cabalgamientos, enraizados dentro de la serie sedimentaria. Estos cabalgamientos desarrollaron pliegues frontales y cuencas sinsedimentarias frontales. Los últimos materiales que rellenaron estas cuencas terminaron recubriendo discordantemente y fosilizando a los cabalgamientos. La dirección tanto de los cabalgamientos, como de los pliegues es aproximadamente N110°E, similar a la de las estructuras distensivas mesozoicas, que parecen controlar el desarrollo de las estructuras posteriores.

De esta edad es también el imbricado de cabalgamientos vergentes al norte que se desarrollaron en el talud y al pie del mismo. Su desarrollo compensó la mayor parte del acortamiento del margen, a la vez que se acortaba el paleotalud cretácico, se verticalizaba su pendiente y se levantaba el Banco Le Danois. Estos cabalgamientos afectan al basamento y al menos el cabalgamiento superior, observado en el Banco Le Danois, tiene en su base cuarcitas paleozoicas que constituyen el basamento en esa zona. El basamento bajo el Banco Le Danois también está constituido por una corteza proterozoica de origen bastante profundo afectada por la extensión mesozoica. La imagen sísmica del talud impide conocer el desplazamiento real de los cabalgamientos que emergen en superficie a lo largo de su pendiente, por lo que es imposible evaluar el acortamiento asociado a los mismos. Los cabalgamientos desarrollados al pie del talud o zona tectonizada, que numerosos autores han interpretado como un prisma de acreción, tienen una secuencia de emplazamiento hacia adelante y confluyen en el mismo despegue basal en el que lo hacen los cabalgamientos del talud, en el techo de la corteza inferior. La modelización gravimétrica presentada en el Apartado 6, ha permitido deducir qué fragmentos del basamento han sido introducidos dentro de la zona tectonizada por los cabalgamientos. La zona tectonizada está fosilizada por sedimentos post-Miocenos que datan el fin del pico de deformación del margen. Los efectos de la compresión terciaria, por lo tanto, son:

- Inversión tectónica de fallas normales mesozoicas y desarrollo de pliegues.
- Levantamiento y acortamiento de la cuenca meso-terciaria y acortamiento y verticalización del talud continental donde se emplaza un imbricado de cabalgamientos que confluyen en un despegue basal sobre la corteza inferior (Fig. 59).
- Deformación al pie del talud consistente en pliegues y cabalgamientos con una secuencia de emplazamiento hacia adelante, que confluyen en una superficie de despegue basal.

A partir del Mioceno superior no hay evidencias de deformación importante en la plataforma y actualmente el margen es relativamente estable ya que la

Placa Ibérica se mueve hacia el NE solidariamente con la Placa Europea (Larson et al., 1997) frente al movimiento hacia el NO y opuesto al de la placa Europea que dominó en el Terciario. En este periodo se forman los grandes cañones (Llanes, Lastres, Avilés) que cortan el talud y es posible que existan pequeños movimientos de reajuste de fallas, pero se escapan del ámbito de este estudio. Los materiales de esta edad hasta el Cuaternario se depositan en la plataforma marginal en *onlap* sobre las pendientes de la plataforma continental y del Banco Le Danois. También recubren el talud con una inclinación igual a la de la pendiente formando un pequeño depósito de pie de talud en su base.

4. ESTRUCTURA PROFUNDA DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA: EL PERFIL ESCIN-2

El perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2 fue el segundo experimento llevado a cabo en tierra dentro del proyecto ESCIN en el NO de la Península Ibérica. Su trazado N-S fue diseñado para obtener una imagen de la estructura cortical de la Cordillera Cantábrica, su transición a la Cuenca del Duero y registrar la impronta a escala cortical de la deformación alpina sobre una corteza que había sufrido un ciclo orogénico previo en tiempos hercínicos. Este perfil, junto con el perfil marino de sísmica de reflexión ESCIN-4 y diversos experimentos de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo realizados en la zona con dirección N-S, pretendían aportar nuevos datos sobre la estructura posthercínica de la Cordillera Cantábrica que era poco conocida en comparación con el alto grado de conocimiento alcanzado sobre su estructura e historia hercínicas. Los nuevos datos geológicos obtenidos recientemente de esta zona y otras limítrofes (Alonso et al., 1994, 1996; Espina et al., 1996; Espina, 1997; Marín, 1997), junto con el estudio de la línea ESCIN-2 de Pulgar et al. (1996, 1997), los datos de sísmica de refracción en una línea paralela a ESCIN-2 (Fernández-Viejo, 1997; Gallart et al., 1997; Fernández-Viejo et al., 1998, 2000) y los datos aportados en este estudio, permiten evaluar la verdadera magnitud de la deformación alpina en este sector de la cordillera y de la Cuenca del Duero.

El trazado N-S de la línea sísmica es perpendicular a las estructuras hercínicas en esta zona de la cordillera y paralela a la dirección de máxima compresión alpina. En su parte septentrional discurre por el extremo SE de la Zona Cantábrica, atravesando varias unidades variscas, en la parte media corta los materiales mesozoicos del borde de la Cuenca del Duero y en su extremo meridional atraviesa los materiales terciarios de la cuenca (Fig. 61). La estructura superficial de la Cuenca del Duero y su borde septentrional serán tratados más ampliamente en el apartado siguiente, mediante el estudio de perfiles de sísmica de reflexión convencional. El perfil ESCIN-2 complementa en profundidad los datos de la sísmica convencional y los geológicos. En este apartado se presta especial atención a la estructura más profunda de la corteza, no deducible de los datos someros, y en especial a la posición y morfología de la Moho entre la corteza y el manto.

4.1. El perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2

La geología del entorno del perfil ESCIN-2

Los materiales y las principales estructuras geológicas atravesadas por el perfil ESCIN-2 pueden verse en la Figura 61. En el norte, el perfil discurre sobre rocas paleozoicas de las regiones del Pisuerga-Carrión y Pliegues y Mantos, según la división clásica en regiones de la Zona Cantábrica de Julivert (1971). Se trata por lo tanto de un área dentro de las zonas más externas de la Cordillera Varisca en el NO de la Península Ibérica, donde la deformación es de tipo epitelial (*thin-skinned*), se forman cabalgamientos y pliegues asociados y el metamorfismo está muy poco o nada desarrollado. Las rocas de la unidad del Pisuerga Carrión abarcan el intervalo de tiempo entre el Silúrico y el Carbonífero. La serie silúrica y devónica está formada por pizarras y areniscas, mientras que la serie del Devónico al Carbonífero inferior incluye calizas, margas, pizarras, areniscas y lutitas negras. La potencia de toda la serie es de unos 1500 m y está afectada por una serie de cabalgamientos y pliegues asociados, con una dirección O-E a NO-SE. Los sedimentos sinorogénicos posteriores al Westfaliense B, esencialmente conglomerados silíceos y series turbidíticas, son muy abundantes y discordantes sobre los cabalga-

mientos y pliegues antes mencionados. Una generación de pliegues más jóvenes, con la misma dirección que los anteriores, producen la amplificación de los pliegues previos, afectando también a los materiales carboníferos sinorogénicos discordantes. Ejemplos de estos pliegues son los sinclinales del Curavacas y de la Liébana en el límite septentrional (Rodríguez Fernández, 1994).

El límite con la Región de Pliegues y Mantos, inmediatamente al sur, lo constituye la falla de Ruesga, denominada falla de Ubierna más hacia el oriente, que es la continuación occidental de la falla de Becerril, sobre la que se tratará en el próximo apartado. Esta falla tuvo un juego directo en el Mesozoico y luego fue invertida por la compresión alpina N-S (Espina et al., 1996). En el extremo meridional de la zona del Pisuerga-Carrión se encuentra el Corredor de Triollo que es uno de los dominios geológicos definidos por Marín (1997), junto con el área de San Martín-Ventanilla y el Domo de Valsurbio; estos dos últimos pertenecen a la Región de Pliegues y Mantos. En esa zona afloran materiales detríticos y carbonados de edades comprendidas entre el Devónico y el Estefaniense, incluyendo carboníferos pre y sinorogénico. Las principales estructuras hercínicas de los dos primeros dominios (Corredor de Triollo y San Martín-Ventanilla) son dos generaciones de cabalgamientos vergentes al NE y al NO respectivamente. La primera forma un sistema imbricado, que involucra a niveles únicamente carboníferos y tiene el despegue basal en la formación carbonífera Alba, mientras que la segunda afecta a niveles infracarboníferos y corta a la primera generación. Sobre las rampas cabalgantes de la segunda generación se forman pliegues apretados, vergentes al S.

Una estructura importante es la falla de Cotoorno que tiene un trazado NO-SE. Para Marín (1997) puede interpretarse como un cabalgamiento varisco de segunda generación o como un retrocabalgamiento alpino emplazado al NE y rotado posteriormente. Previamente esta falla era considerada el extremo sur de la falla de Ventaniella, cuyo trazado puede seguirse desde las inmediaciones de Avilés hasta el frente del Duero (Lobato, 1977 y Rodríguez Fernández et al., 1985).

La estructura general del Domo de Valsurbio en el frente meridional de la Cordillera consiste en un

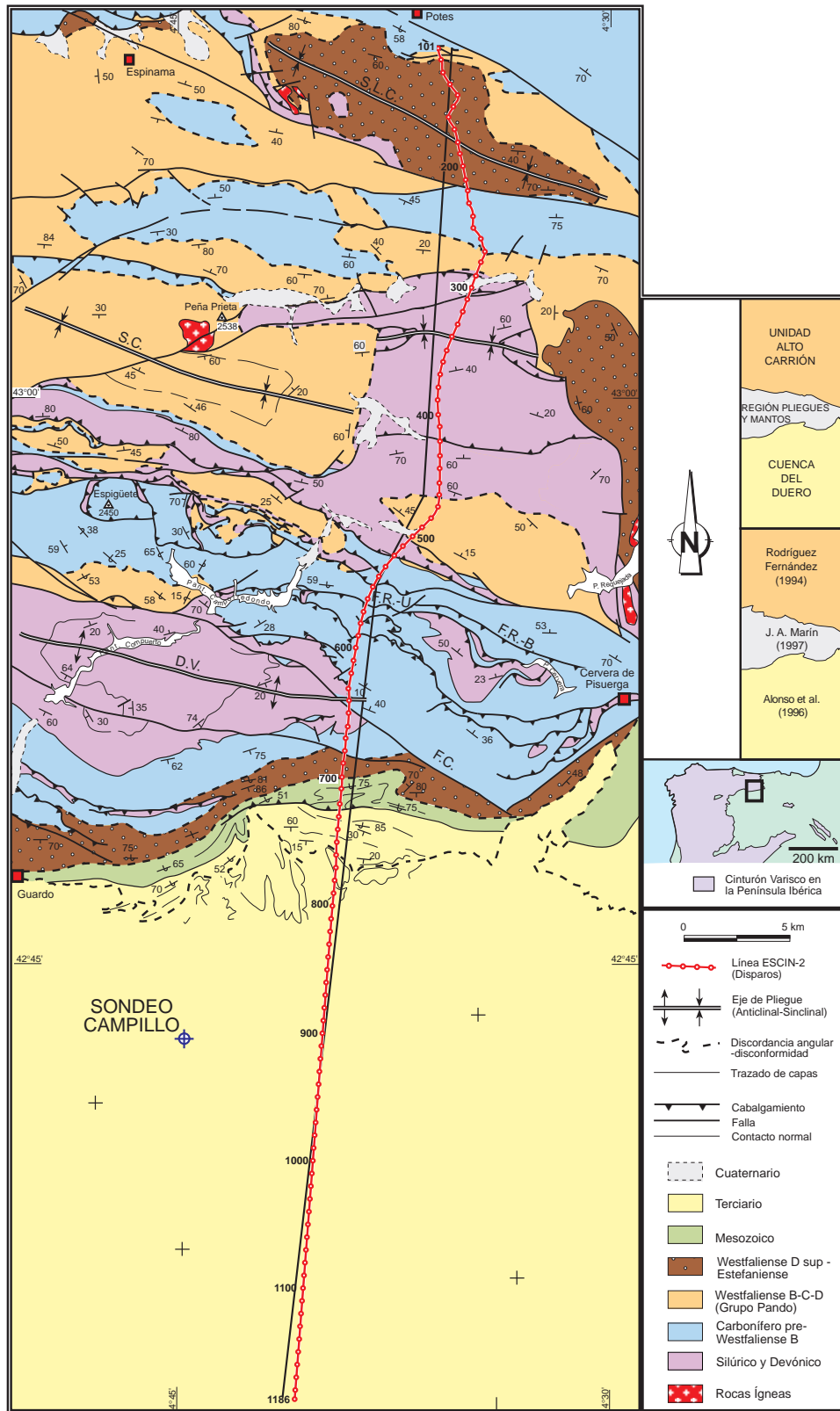


Figura 61. Mapa geológico de la zona atravesada por el perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2 y localización del sondeo El Campillo. S.L.C.: Sinclinal de la Liébana Central; S.C.: Sinclinal del Curavacas; F.R.B.: Falla de Ruesga-Becerril; D.V.: Domo de Valsurbio; F.C.: Falla de Cotoorno.

anticlinal kilométrico con su flanco septentrional buzando al N y su flanco S vertical o ligeramente invertido (Koopmans, 1962; Marín et al., 1995). La inversión afecta tanto a los materiales paleozoicos, como a los mesozoicos y terciarios que forman el pliegue frontal de propagación de falla asociado al cabalgamiento alpino responsable del levantamiento de la Cordillera Cantábrica. La morfología cerca de la superficie de dicho cabalgamiento será estudiada más detalladamente en el próximo apartado. La deformación alpina produce la reactivación y rotación de estructuras hercínicas. La rotación del flanco invertido es evidente por la discordancia progresiva desarrollada en los materiales terciarios donde las capas evolucionan en la vertical progresivamente de invertidas a subverticales, hasta yacer horizontales y también por la reactivación de estructuras hercínicas previas. Asociado al frente se forman estructuras como fallas inversa y pliegues menores. El resto de la estructura geológica superficial hacia el sur es sencilla, ya que los materiales terciarios observables son subhorizontales hasta el límite meridional del perfil. Para una descripción más detallada de la estratigrafía de los materiales meso-terciarios ver Apartado 5.1.

Adquisición y procesado

La campaña de adquisición de datos se realizó entre el 7 de junio y el 20 de julio de 1993 y el perfil registrado tiene una longitud de 65,1 km. El reconocimiento previo del trazado fue realizado por miembros del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo durante los años 1990 y 1991. El perfil transcurre por las provincias de Cantabria y Palencia, desde la vertiente norte de la Sierra de Valmayor en las inmediaciones de Potes (Cantabria), hasta el km 40 de la carretera C-624 cerca de la localidad de Membrillar (Palencia). Tanto la planta como el alzado de la línea son muy complejos. En el norte el relieve es muy quebrado, con grandes desniveles de hasta 900 m (Fig. 62) y se encuentran las cotas más altas del perfil entre 770 y 1849 m. Esto condiciona el trazado sinuoso del perfil que discurre por los caminos y pistas existentes. Esta zona corresponde a los dominios paleozoicos del perfil. En la parte sur (materiales terciarios de la Cuenca del Duero), la topografía del terreno es muy suave, con alturas que oscilan

entre 950 y 1050 m, lo que facilitó mucho el despliegue sobre el terreno del dispositivo de registro y las labores de adquisición, resultando en un trazado rectilíneo.

El registro de la línea fue llevado a cabo por la Compañía General Geofísica S.A. (CGG) bajo supervisión del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Comenzó por el norte y se realizó siguiendo las técnicas empleadas habitualmente para la sísmica convencional, aunque variando algunos parámetros de adquisición en función de los objetivos profundos que se pretendían alcanzar. Por ejemplo se aumentaron: la longitud del dispositivo hasta 14,52 km, el tiempo de registro hasta 25 s y la carga de dinamita utilizada a 20 kg.

En total se emplazaron 1086 trazas o posiciones de campo, separadas una distancia de 60 m, formando grupos de 18 geófonos por traza distanciados 3,33 m entre sí. Se realizaron un total de 210 disparos con una carga media de 20 kg introducidos en un pozo de 24 m o dos pozos de 15 a 18 m, según las características del terreno. En cada disparo el total de trazas activas era de 240, formando un dispositivo con una longitud superior a 14,5 km. En los primeros disparos de la campaña, posiciones 101 a 380, se activaron las primeras 240 trazas y se comenzó con un disparo en el extremo norte que se iba desplazando sucesivamente hacia el centro del dispositivo. El resto del experimento se realizó con un dispositivo simétrico (Fig. 63), con el tiro en el centro de las 240 trazas. En sucesivos disparos, el punto de tiro avanzaba 4 trazas, a la vez que cuatro trazas traseras del dispositivo pasaban a ocupar posiciones delanteras. Las características de la campaña de adquisición se han resumido en la Tabla VI.

Las cintas de campo fueron procesadas por la división londinense de la empresa CGG, siguiendo la secuencia desarrollada en la Tabla VII, hasta la obtención del perfil final (ver Fig. 66, más adelante) y dos perfiles migrados a velocidades constantes de 5000 y 6000 m/s respectivamente. El plano de referencia o (*datum plane*) fue seleccionado a 1000 m. Como complemento al procesado realizado por la empresa CGG, en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo se aplicó un procesado *post-stack* a la sección ESCI-N-2, utilizando el programa *SierraSEIS* de la compañía *WESTERN*

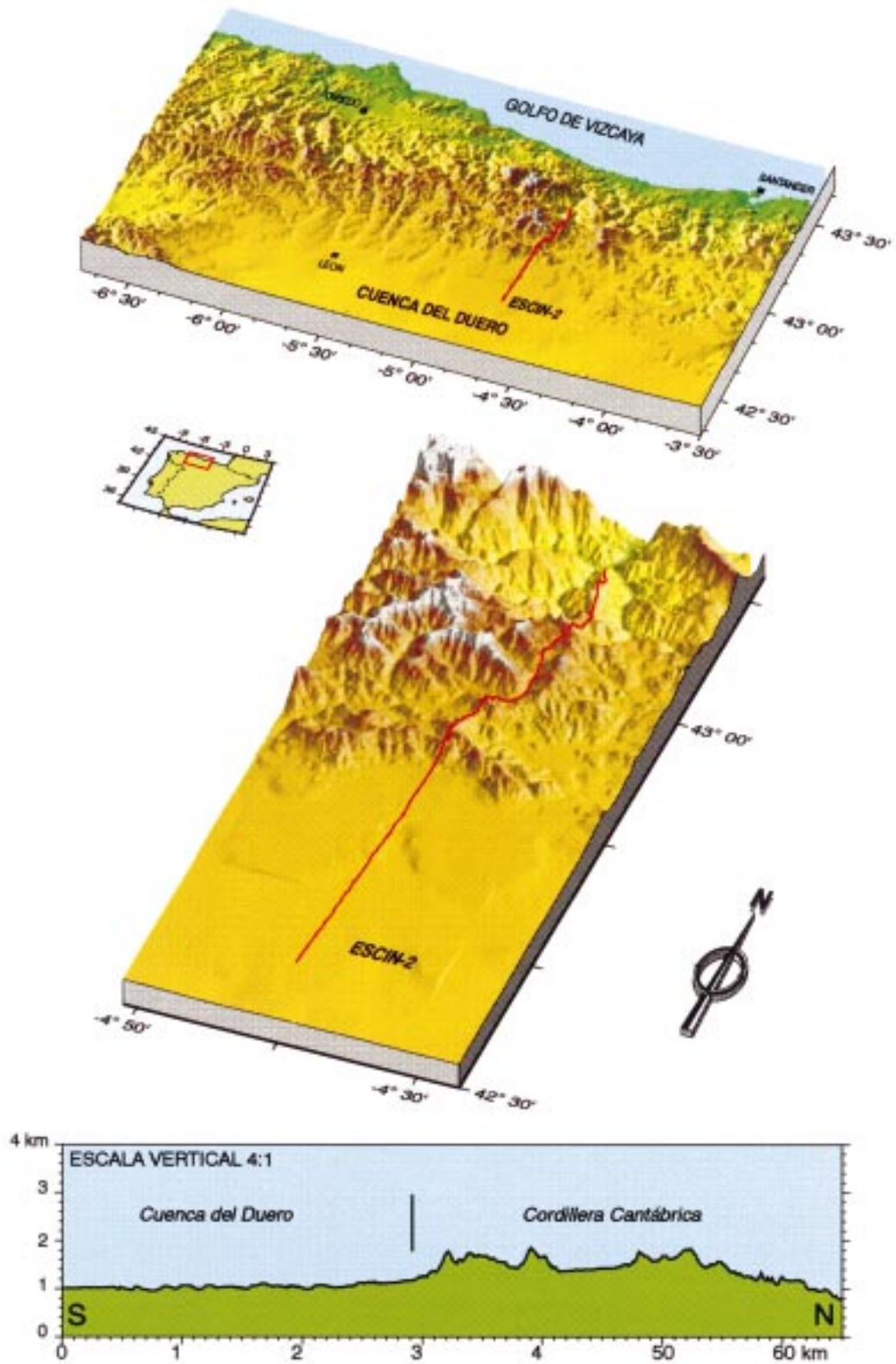


Figura 62. Bloque tridimensional de la topografía y el trazado del perfil ESCIN-2 (escala vertical exagerada) y perfil topográfico de la línea sísmica ESCIN-2 (escala vertical 4:1). Obsérvese el contraste entre los fuertes relieves de la Cordillera Cantábrica y los suaves de la Cuenca del Duero.

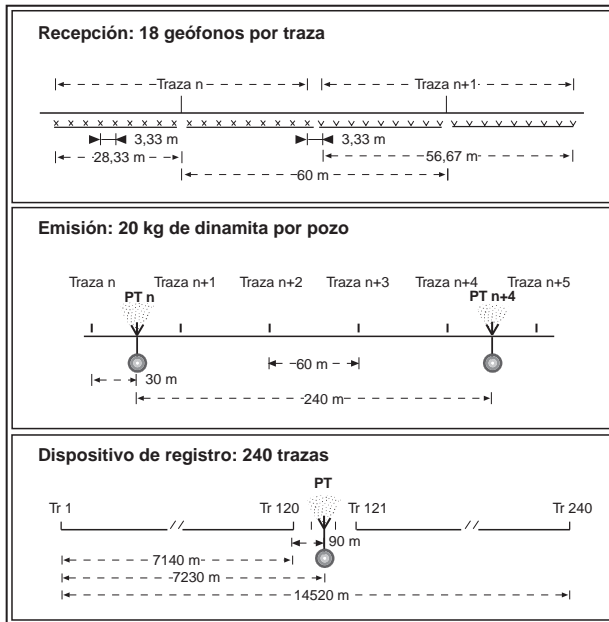


Figura 63. Geometría del dispositivo de registro utilizado para la adquisición del perfil ESCIN-2.

ATLAS. Se pretendía aumentar la relación señal-ruido de la sección y resaltar aquellas señales que tuvieran continuidad lateral para dar a la sección la mayor coherencia posible (Tabla VII).

El primer paso del procesado complementario consiste en normalizar las amplitudes de cada traza a un valor constante, de modo que la amplitud máxima de cada traza sea igual a un valor constante seleccionado por el usuario para todo el experimento. En este caso se escogió 1 como constante. Posteriormente se define un valor de amplitud entre 0 y 1 para restar a las amplitudes de cada traza. El valor se selecciona y contrasta para que reduzca lo más posible el nivel de ruido de la traza, sin llegar a borrar las señales, cuya amplitud es generalmente mayor. Se comprobó que el valor a restar no podía ser constante para todo el perfil, ya que las amplitudes medias varían lateralmente a lo largo del mismo. Por ejemplo, en el ensayo de la Figura 64b, la sustracción de un valor constante a todas las trazas generó dominios con variaciones laterales de amplitudes no deseadas en varias zonas del perfil. Como último paso se aplica un filtro de coherencia lateral, definido en función del número de trazas que se desean utilizar para determinar si una señal tiene continuidad y del buzamiento máximo de los reflectores que se desean resaltar.

Fuente de energía	Dinamita en pozo simple o doble
Profundidad del pozo	24 m
Carga media	20 kg
Número de disparos	210
Tipo de geófono	GSC 20D
Número de trazas por disparo	240
Número de trazas totales	1086
Distancia entre trazas	60 m
Disposición de los geófonos	linear
Número de geófonos por grupo	18 de 10 Hz
Espaciado entre geófonos	3,33 m
Longitud del grupo de geófonos	60 m
Configuración del dispositivo	simétrico con tiro centro
Cobertura teórica	3000 %
Instrumento de registro	SERCEL SN 348
Longitud del registro	25 s
Intervalo de muestreo	4 ms
Preamplificación	27 (42 dB)
Filtros	Paso bajo: fuera Paso alto: 62,5 Hz @ 72 dB/oct
Formato de cinta/densidad	SEG-B/6250 BPI

Tabla VI. Parámetros de campo de adquisición del perfil sísmico de reflexión ESCIN-2.

Longitud de procesado: 25 s
Muestreo del procesado: 8 ms
Plano de referencia (Datum plane): +1000 m

Secuencia Pre-stack	
1-	Demultiplexado
2-	Recuperación de amplitudes
3-	Ecuación dinámica:
	Ventana Longitud operador
	0-25 s 5000 ms
4-	Edición de trazas
5-	Colección punto espejo (longitud registro 25 s)
	Intervalo CMP 30 m nominal
6-	Filtro antialias y cambio a paso de muestreo 8 ms
7-	Correcciones estáticas a datum flotante
8-	Mute variable
9-	Correcciones dinámicas (NMO)
	Velocidad calculada a partir de paneles de velocidad constante
10-	Estáticas residuales consistentes en superficie (2 pases)
11-	Sumatorio de trazas (stack) 3000 % cobertura nominal
Secuencia Post-stack	
12-	Suma de trazas variables en el tiempo
13-	Filtro pasa-banda variable en el tiempo
14-	Atenuación del ruido aleatorio en el dominio F/X
15-	Ecuación dinámica de trazas
16-	Corrección estática del datum flotante al plano de referencia
Secuencia Post-stack II	
17-	Normalización de las trazas a un valor máximo igual a 1
18-	Resta de amplitudes variable lateralmente: rango 0,13 a 0,18
19-	Filtrado de Coherencia:
	Número de trazas - 15
	Máxima inclinación - 10 ms
	Número de inclinaciones - 21

Tabla VII. Secuencia del procesado convencional de los datos de campo, realizado por CGG, para la obtención del perfil sísmico de reflexión ESCIN-2 de la Figura 64a y de la secuencia de procesado post-stack (II), aplicada en la Universidad de Oviedo a los datos suministrados por CGG, para la obtención del perfil con filtrado de coherencia (Fig. 64b).

Como muestra la Figura 64c, la aplicación de estos procesos post-stack mejoran sensiblemente la calidad de la sección original (Fig. 64a). La mejoría se traduce no sólo en un claro incremento de la relación señal-ruido, sino también en una mayor coherencia y continuidad de los reflectores. Además, en la sección filtrada se discriminan mejor las variaciones laterales y en profundidad de las amplitudes, que en la sección original estaban enmascaradas. El resultado final se presenta más adelante en la Figura 66.

Características de los ensamblajes de los tiros

La respuesta sísmica del terreno y la calidad del registro de los 210 disparos realizados es variable a lo largo del perfil. La reflectividad varía incluso entre registros de disparos sucesivos. Probablemente el tipo de material en el que se implantaba la carga era condicionante de la calidad final del registro. En general se pueden diferenciar tres zonas caracterizadas por una respuesta sísmica del terreno diferente. Se han seleccionado 6 ensamblajes de tiros, localizados a lo largo del perfil, representativos de las diferentes fábricas sísmicas observables. Los ensamblajes están en bruto y únicamente tienen aplicada una recuperación de amplitudes y una equalización dinámica de las trazas con el fin de recuperar las señales más profundas.

La calidad de los registros es en general buena hasta el ensamblaje 597 (Fig. 65), observándose distintos niveles de reflectividad desde la superficie hasta 12-15 s (todas las referencias al tiempo corresponden a segundos medidos en tiempo doble, T.D.). Se trata de disparos efectuados en el extremo septentrional del perfil, donde la carga se implantaba en materiales paleozoicos. En el ensamblaje 233 (Fig. 65a) se observan unos fuertes reflectores continuos a 2 s (A), inclinados al N debido a la separación entre emisor y receptor, pero que una vez corregidos por el efecto de la distancia entre ambos se disponen subhorizontalmente. Por debajo la reflectividad es moderada a alta, dominada por reflectores subhorizontales discontinuos, que debajo de 9 s pasan a estar inclinadas hacia el N. La reflectividad es especialmente alta entre 12 y 14 s para decrecer por debajo. La Moho se ha podido localizar en la mayoría de los ensamblajes en la base de esta banda más reflectiva. El ensamblaje 327 (Fig. 65b) también muestra una buena respuesta sísmica aunque tiene unas características diferentes en su parte alta. Entre 3 y 5 s destacan dos estrechas bandas de reflectores alineados e inclinados al N que atraviesan el disparo de parte a parte (B). La reflectividad decrece bajo ellas para volver a aumentar superados los 6,5 s, límite a partir del cual la fábrica sísmica y la disposición de los reflectores se asemejan bastante a las del ensamblaje anterior. A 13 s la reflectividad decae. El ensamblaje 447 (Fig. 65c) es bastante reflectivo en todo su registro.

Hasta 6 s la reflectividad es moderada y los reflectores tienden a inclinarse al sur. Por debajo se incrementa, especialmente en dos niveles entre 6-9 y 11-13 s donde los reflectores se disponen subhorizontalmente. Se observa un descenso de la reflectividad bajo 13 s, donde los reflectores se inclinan al N. El ensamblaje 560 (Fig. 65d) es poco reflectivo hasta 6 s a partir de donde muestra una estructuración en bandas con variaciones de reflectividad similares al disparo anterior, aunque más acentuadas. Desde 6 hasta 12,5 s la reflectividad es especialmente fuerte en dos bandas de reflectores cortos, generalmente paralelos y subhorizontales separados por una zona menos reflectiva entre 8,5 y 11 s donde sólo destaca una fuerte reflexión subhorizontal a 9,4 s. En este tiro las trazas situadas al sur tienen evidentes problemas de estáticas superficiales, posiblemente relacionados con variaciones litológicas en superficie, que se evidencian por el retardo que presentan las llegadas directas desde la traza 170 en adelante, que no se alinean como en los disparos anteriores. Esto condiciona la peor calidad de la imagen sísmica de estas trazas cuya reflectividad en las zonas profundas no sigue el patrón general del resto.

La pérdida de calidad del registro, observable en la parte meridional del ensamblaje anterior es el preludio de la pobre calidad de los tiros 601 al 779, emplazados sobre los materiales paleozoicos más septentrionales y los cretácicos del borde de la Cuenca del Duero, aunque a partir del tiro 707 la calidad mejora levemente. En esta zona hay evidentes problemas de estáticas superficiales, como ya se vio en el ensamblaje 560, que han repercutido en la pérdida de señal en los registros. En el ensamblaje 637 (Fig. 65e) los ruidos organizado y desorganizado enmascaran toda la señal, obliterándola hasta en los niveles más profundos. Las bajas frecuencias dominan hasta los 10 s y las llegadas directas presentan un aspecto caótico con abundantes retardos y problemas de estáticas. Como veremos más adelante, la pésima calidad de estos tiros condicionó la imagen sísmica del perfil final ES-CIN-2 en esta zona de la transición entre la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero.

El resto de disparos, implantados en materiales terciarios subhorizontales, tienen muy buena calidad

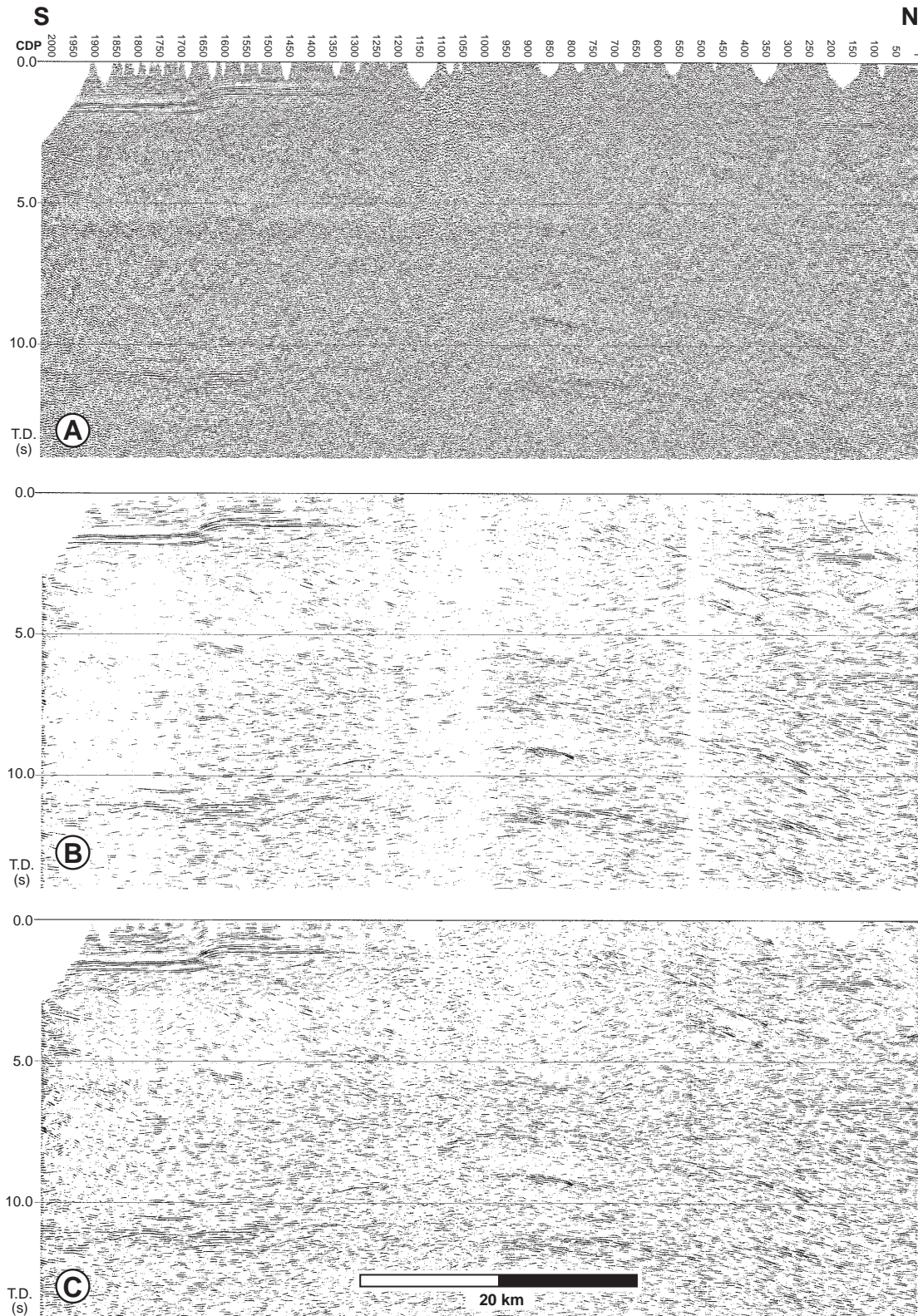


Figura 64. Perfil de sísmica de reflexión ESCIN-2: A) sección final con el procesado convencional de la empresa CGG, según el esquema de la Tabla VII. B) prueba con un filtrado de coherencia lateral al que se le ha aplicado una resta de amplitudes constante para todas las trazas. C) sección final con el filtrado de coherencia lateral de la secuencia de procesado post-stack de la Tabla VII. Se ha diseñado una resta de amplitudes variable lateralmente.

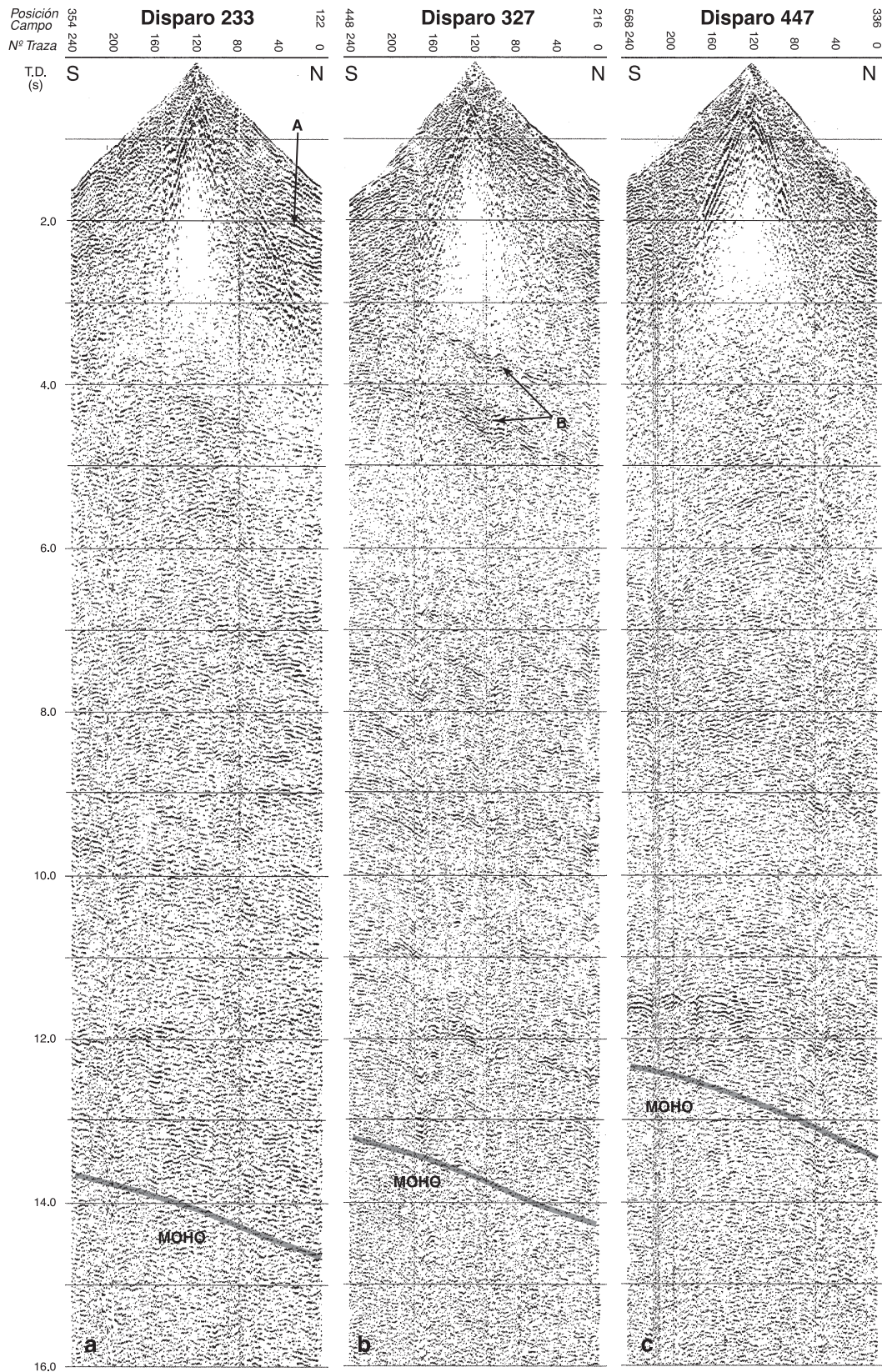
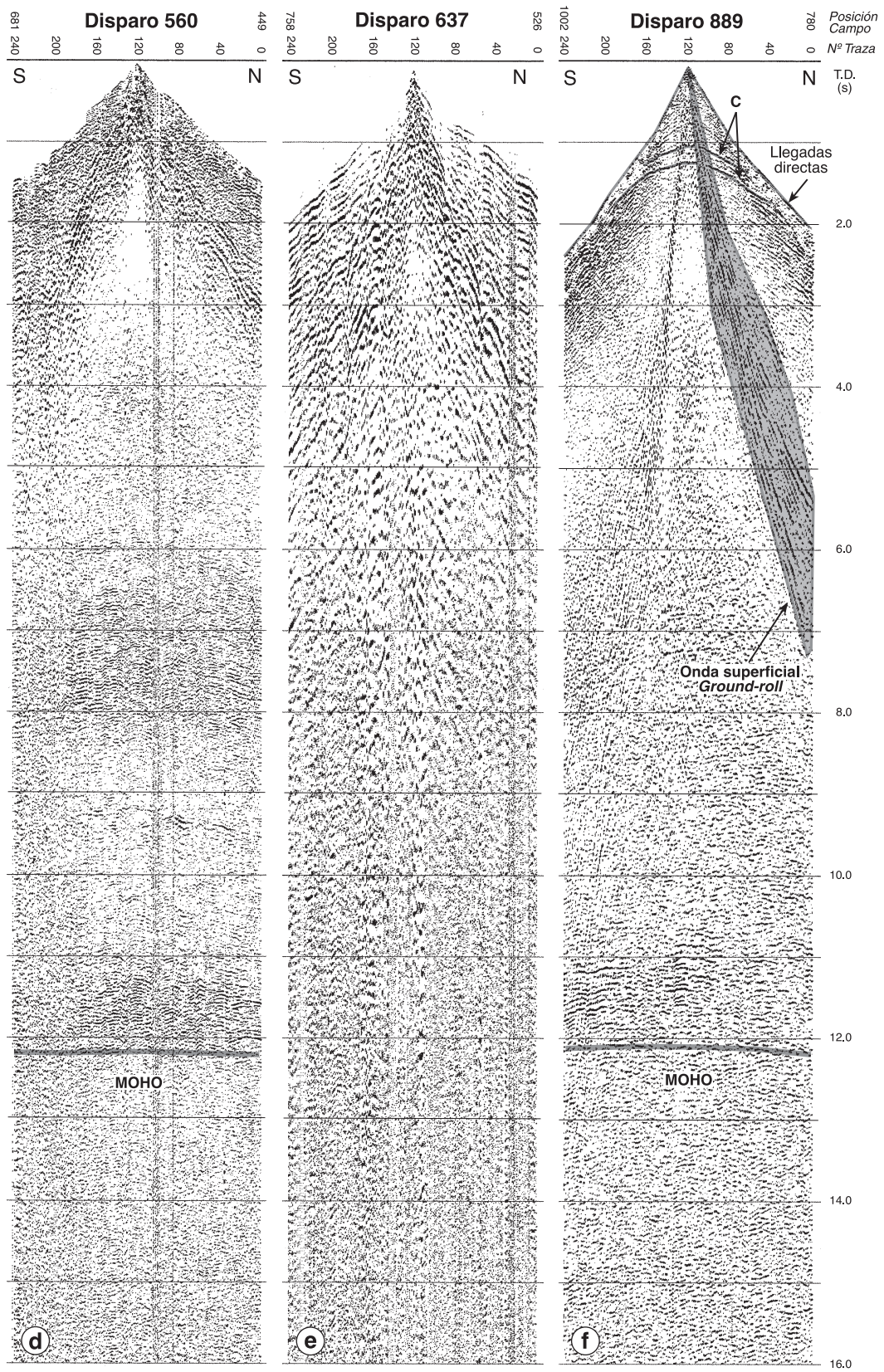


Figura 65. Ensamblajes en bruto de los tiros: 233, 327, 447, 560, 637 y 889. Sólo tienen aplicada una recuperación de amplitudes y una ecualización dinámica de las trazas. Ver texto para explicación.



tanto en niveles someros correspondientes a los materiales terciarios y cretácicos como en niveles corticales más profundos. El ensamblaje 889 (Fig. 65f) es un buen ejemplo, donde la perfecta alineación de las primeras llegadas indican que han desaparecido los problemas de estáticas anteriores. En los primeros 1,5 s se pueden ver reflectores continuos, paralelos con forma de hipérbola (C), correspondientes a reflexiones producidas por superficies horizontales, que limitan con una zona de poca reflectividad hasta 6 s. Por debajo la reflectividad aumenta ligeramente y predominan los reflectores discontinuos y subhorizontales. Entre 11 y 12 s se localizan las llegadas más energéticas, agrupadas en una banda que se puede correlacionar con la que se ha descrito en ensamblajes anteriores como el 560. Hay que destacar dos hechos observados en los ensamblajes: i) la somerización de la Moho o base de la corteza más reflectiva de norte (14,5 s en el ensamblaje 233) a sur (12,2 s en los ensamblajes 560 y 889), y ii) la corteza reflectiva por debajo de 5-6 s pasa de inclinarse claramente al N en los disparos septentrionales (223 y 447) a una disposición horizontal en los meridionales (560 y 889).

Un hecho constatable en los ensamblajes de los tiros es que los materiales paleozoicos están caracterizados por velocidades sísmicas más altas que los terciarios. Así lo indican los tiempos de llegada de la onda superficial (*ground-roll*) y las ondas directas a las trazas más alejadas (trazas 0 y 240) en los ensamblajes de los disparos 560 y 889 (Fig. 65d y f). La onda superficial se manifiesta como un ruido con inicio en el vértice del disparo y pendiente más o menos constante cuyo tiempo de llegada se incrementa desde 4 s en los materiales paleozoicos (disparo 560) hasta 7 s en los materiales terciarios (disparo 889). Del mismo modo el tiempo de llegada de las ondas directas aumenta desde 1,5 a 2,1 s respectivamente.

Descripción del perfil

En este apartado se realizará la descripción del perfil ESCIN-2 (Fig. 66). Nos centraremos en la discriminación de las diferentes fábricas sísmicas y en la descripción de aquellos reflectores o bandas de reflectores relevantes por presentar mayor amplitud y coherencia, que posteriormente serán interpretados y correlacionados con estructuras geológicas.

Una característica destacable de este perfil, es el cambio en la intensidad de la reflectividad entre los niveles someros y profundos de la corteza, que sigue un patrón de reflectividad que es común para la mayor parte de las cortezas caledonianas y variscas europeas (Mooney y Meissner, 1992). La reflectividad es débil en los primeros 5-6 s y aumenta su intensidad abruptamente bajo ese nivel hasta alcanzar un máximo entre 11 y 12 s en el límite con el manto que es poco reflectivo. Esta misma variación de la reflectividad se puede observar en la mayoría de los ensamblajes de los tiros del experimento. Debido a esta clara estructuración en dos niveles con diferentes características, se presenta una descripción por separado de la reflectividad superficial y profunda del perfil ESCIN-2.

La reflectividad superficial. La reflectividad por encima de 5-5,5 s es en general débil a moderada aunque hay un límite aproximadamente en el CDP 850 que separa una zona septentrional más reflectiva de la zona meridional donde la reflectividad es menor.

En la parte sur del perfil, por encima de 2 s, se encuentran unos reflectores horizontales y paralelos muy fuertes que están producidos por los materiales meso-terciarios que rellenan la Cuenca del Duero. La base de esta serie la ocupan unos reflectores, con gran continuidad lateral y energía. Tienen una potencia de unos 0,5 s (A en la Fig. 66) mientras que los reflectores situados por encima (B) son menos continuos y energéticos. Al norte del CDP 1650 este conjunto de reflectores están desplazados hacia arriba 0,5 s y dibujan un antiformal muy abierto bajo dicho CDP. La reflectividad en el borde septentrional de la cuenca decae bruscamente hasta desaparecer entre los CDP 1300 y 850, donde se aprecia que la señal tiene poca coherencia y las frecuencias que predominan son las más bajas del entorno. Esta zona coincide con los disparos de poca calidad descritos previamente, que han condicionado la calidad final del perfil tanto en los niveles someros como en los más profundos.

Por debajo de 2 s la corteza en el sur es prácticamente transparente y predominan los reflectores poco energéticos, cortos, discontinuos y mayoritariamente subhorizontales. Destacan dos bandas de reflectores alineados, inclinados al norte (C y D), débiles y poco continuos, que atraviesan toda la

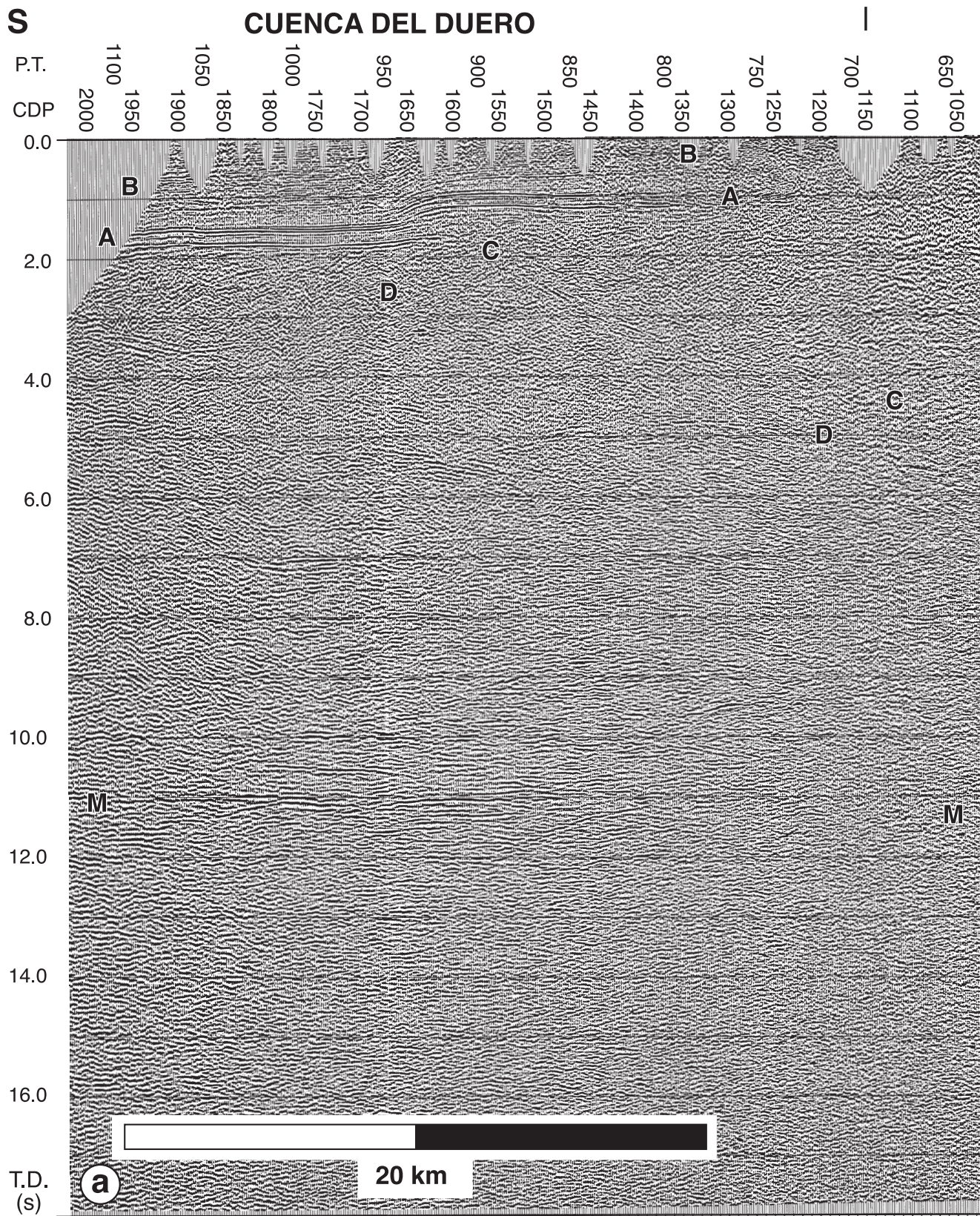
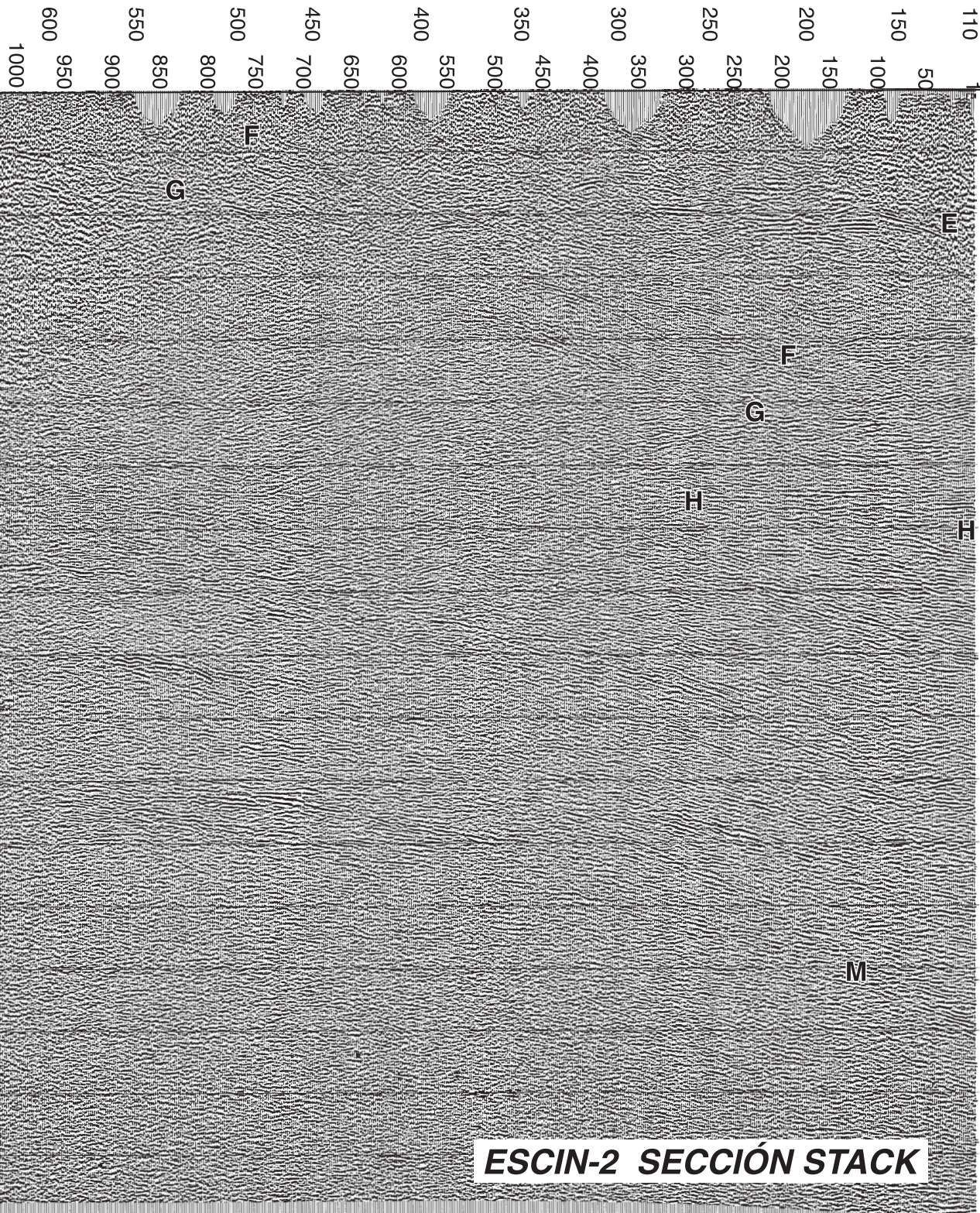


Figura 66. Interpretación de los principales reflectores del perfil ESCIN-2 sin migrar: a) sección final con el procesamiento convencional de la empresa CG (un plane) es de 1000 metros sobre el nivel del mar (ver desplegable).

CORDILLERA CANTÁBRICA

N



G, según el esquema de la Tabla VII; b) con el filtrado de coherencia lateral post-stack descrito en la Tabla VII. La altura del plano de referencia (da-

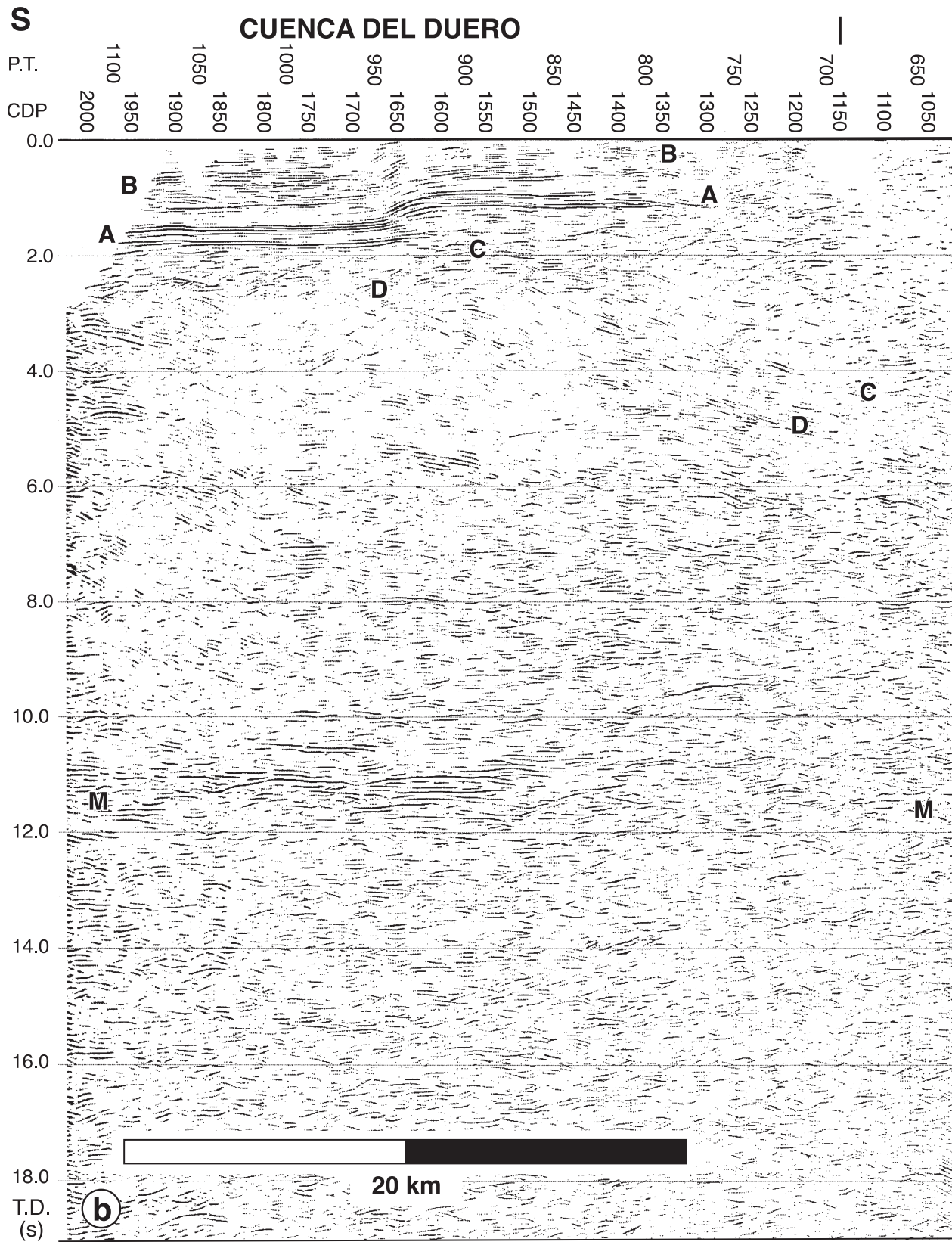
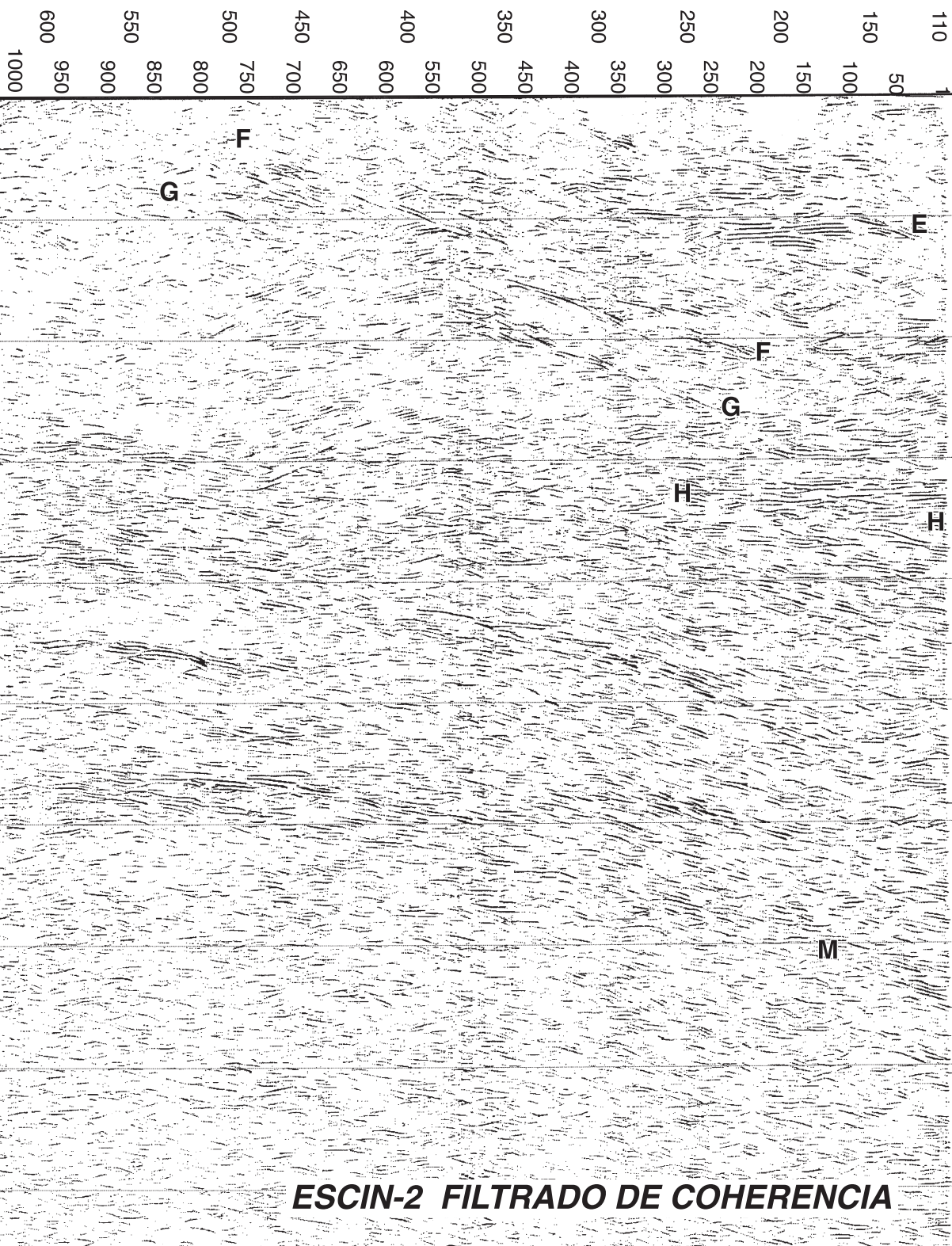


Figura 66. Interpretación de los principales reflectores del perfil ESCIN-2 sin migrar: a) sección final con el procesamiento convencional de la empresa. La referencia (*datum plane*) es de 1000 metros sobre el nivel del mar (ver desplegable).

CORDILLERA CANTÁBRICA

N



ESCIN-2 FILTRADO DE COHERENCIA

esa CGG, según el esquema de la Tabla VII; b) con el filtrado de coherencia lateral post-stack descrito en la Tabla VII. La altura del plano de

parte superior de la corteza hasta 5-6 s donde se pierden en el límite más reflectivo. Hacia arriba, la banda C corta los reflectores de la Cuenca del Duero y está relacionada con la estructura que produce el levantamiento de los reflectores A y B, mientras la banda D desaparece en la base de la cuenca.

Al norte del CDP 850 la reflectividad aumenta sensiblemente, aunque no se alcanzan niveles de energía como la reflejada en las zonas profundas. En los primeros 2 s, correspondientes a los materiales paleozoicos, los reflectores no muestra una estructuración conspicua. Esto se debe tanto a la complejidad estructural de la zona, donde predominan los buzamientos altos, como al propio diseño del experimento enfocado a alcanzar objetivos más profundos por lo que adolece de resolución para resolver estructuras complicadas en los niveles someros.

Por debajo de los primeros 2 s predominan los reflectores cortos y subhorizontales con energía moderada, pero hay tres eventos que tienen una especial importancia. El primero es una banda de reflectores horizontales situados entre 2 y 3 s, paralelos, muy energéticos y con bastante continuidad (banda E), desde el CDP 300 hasta el extremo septentrional del perfil. Por debajo de 3 s la reflectividad es más fuerte que en niveles equivalentes bajo el Duero, predominando los reflectores subhorizontales hasta 5 s. Los otros eventos importantes son dos bandas de reflectores, similares a las bandas C y D, aunque con reflectores más continuos y energéticos. Estas bandas también atraviesan la corteza, desde el límite a 5 s hasta la superficie (banda F) o se horizontalizan a 2 s (CDP 1000 en la Fig. 66) y terminan contra los reflectores de la Cuenca del Duero (banda G). La disposición de esta última banda en relación a la cuenca no es muy clara en ESCI-N, pero es muy evidente en los perfiles de reflexión convencionales (Apartado 5), donde se han interpretado reflectores inclinados en la misma dirección hasta 4 s. Estas dos bandas son claramente visibles en varios de los ensamblajes de los tiros, como el 327 entre 3 y 5 s (Fig. 65b). En la zona limitada por ambas bandas los reflectores tienen una inclinación paralela a las mismas y destacan algunos eventos más energéticos como el que se observa entre 3 y 3,5 s entre los CDP 350 y 450.

También son destacables unos reflectores cortos, espaciados e inclinados al S, diseminados entre los CDP 850 y 400 bajo la banda G. Estos reflectores son muy tenues en ESCI-N pero son más conspicuos en varios de los ensamblajes, como el 447 entre 4 y 6 s (Fig. 65c).

La reflectividad profunda. La reflectividad en la parte inferior de la corteza, bajo 5-5,5 s, es alta y tiene una distribución bastante homogénea. Los reflectores son más energéticos y continuos que en la parte superior, a excepción de los procedentes de la Cuenca del Duero. En el sur del perfil el incremento de la reflectividad se produce bajo 5,5 s y la facies sísmica hasta 10,5 s es de reflectores horizontales, discontinuos, más largos que los de niveles más someros. Por debajo, hasta 12 s, hay un importante incremento de la energía de los reflectores y de su continuidad. En el nivel M se encuentran los reflectores más continuos y energéticos de todo el perfil. Algunos alcanzan longitudes cercanas a 10 km. Los reflectores entre 5,5 y 12 s son horizontales hasta la parte central del perfil, donde todo este paquete de reflectores comienza a inclinarse progresivamente hacia el norte, hasta buzarse claramente en esa dirección en el extremo septentrional del perfil. La banda energética de la base profundiza progresivamente desde 12 s bajo la Cuenca del Duero hasta 15 s en el extremo septentrional del perfil y los reflectores que limitan con la parte somera menos reflectiva lo hacen desde 5,5 hasta 9 s. Dentro del conjunto de reflexiones descrito hay algunas bandas más energéticas, como la situada a 9 s bajo el CDP 850 o la que se localiza a 9,5 s bajo el CDP 1300 que se inclina al sur.

En el extremo norte del perfil, entre 5 y 9 s, hay una zona en forma de cuña cerrada al sur (H en la Fig. 66), que se extiende hasta el CDP 1000, donde los reflectores son horizontales, más energéticos y continuos que los situados a la misma profundidad bajo la Cuenca del Duero. Estos reflectores terminan lateralmente hacia el S contra las reflexiones inclinadas al norte descritas previamente entre 6 y 9 s.

Por debajo de la banda energética M, la reflectividad decrece bruscamente bajo 12 s. Los reflectores son subparalelos, más escasos y cortos que los de niveles superiores. Su disposición es paralela a los de niveles superiores profundizando de sur a norte solidariamente con ellos.

4.2. Interpretación del perfil ESCIN-2

La interpretación geológica del perfil ESCIN-2 se realizó integrando todos los datos geológicos y geofísicos disponibles. Posteriormente se realizó la modelización directa del perfil (apartado siguiente) con el fin de mejorar la interpretación, comprobar su compatibilidad con ESCIN-2, dar validez a la interpretación propuesta y obtener la profundidad de las diferentes estructuras interpretadas que se describen a continuación.

La estructura superficial

En esta apartado se interpreta la estructura de la corteza superior desde la superficie hasta aproximadamente 5,5 s (14 km de profundidad) donde se produce un incremento de reflectividad en el perfil ESCIN-2. El relleno sedimentario meso-terciario de la Cuenca del Duero, en el extremo sur del perfil, produce una imagen sísmica muy buena excepto en la zona cercana al borde de la cuenca (Figs. 66 y 67). Las diferentes fábricas sísmicas de los materiales terciarios y los mesozoicos permiten situar con precisión su límite, al igual que el techo del basamento paleozoico. La morfología y estructura de esta zona será estudiada más detalladamente en el Apartado 5. El borde de la cuenca no tiene una buena imagen sísmica debido a que toda la sucesión sedimentaria está verticalizada e incluso invertida, por lo que se sitúa fuera de los límites de detección del método. A ello se añade la pobre calidad de los disparos en esta zona que han producido un área, entre los CDP 950 al 1200 donde la señal es de baja calidad (Fig. 66). Por ello, la estructura interpretada en la Figura 67 ha sido realizada en base a la geología superficial y los datos aportados por los perfiles de sísmica de reflexión convencional (Apartado 5).

Las estructuras más importantes de la corteza superior son las alineaciones de reflexiones inclinadas al norte (Fig. 66), también descritas en los disparos como el 327 (Fig. 65b). Éstas se interpretan como fallas inversas de edad alpina que atraviesan toda la corteza superior desde un despegue situado en el límite con la corteza media y que en algún caso llegan a alcanzar la superficie. El cabalgamiento más meridional, llamado del Campillo (Banda C), cuya estructura es estudiada en más detalle en el Apartado 5, tiene un buzamiento de 30,5° (Fig. 66). Es el

responsable del levantamiento (*uplift*) de la parte norte de la cuenca por el movimiento inverso del bloque superior, que desplaza la base de la cuenca desde 2500 a 1600 m. En el bloque superior se forma un pliegue antiformal, dibujado por los materiales mesozoicos y la parte basal del terciario. Hacia arriba la falla se desvanece dentro del terciario, donde únicamente se observa el pliegue frontal y una discordancia sintectónica intraterciaria en el bloque inferior. La banda D no fue introducida en el modelo, pero tiene iguales características morfológicas que el cabalgamiento del Campillo, aunque no llega a afectar a la serie sedimentaria (Fig. 67).

El cabalgamiento inmediatamente al norte (Banda G) es el más importante de los cuatro, ya que el desplazamiento del bloque superior se acomoda cerca de la superficie por un pliegue monoclinial frontal que produce la verticalización e inversión del borde norte de la Cuenca del Duero. El desplazamiento de su bloque superior, junto con el del cabalgamiento más septentrional producen el levantamiento alpino de la Cordillera Cantábrica y el rejuvenecimiento de su relieve. Alonso et al. (1996) interpretaron esta falla, a partir de los datos geológicos, como un cabalgamiento vergente al S con el plano inclinado al N entre 13° y 18°, que se horizontaliza a 14 km de profundidad. La imagen obtenida de ESCIN-2 difiere parcialmente. El cabalgamiento tiene un tramo superficial de 6,5 km con una inclinación de 18°, pero rápidamente aumenta su inclinación hasta alcanzar un buzamiento de 36° que se mantiene constante hasta 14 km donde se sitúa la superficie de despegue donde confluyen todos los cabalgamientos en el límite con la corteza media.

El cabalgamiento más septentrional también atraviesa toda la corteza superior con un buzamiento casi constante de 36,5° y es el único que alcanza la superficie, donde confluye con la falla de Ruesga-Ubierna. En superficie esta falla buza 45° al norte y corta a las estructuras hercínicas con una dirección NO-SE (Marín, 1997).

Es interesante explicar la variación lateral de la reflectividad entre las partes meridionales y septentrionales del perfil. La corteza superior bajo la Cuenca del Duero es prácticamente transparente, lo que parece indicar que no está muy retrabajada por la deformación alpina. La deformación es princi-

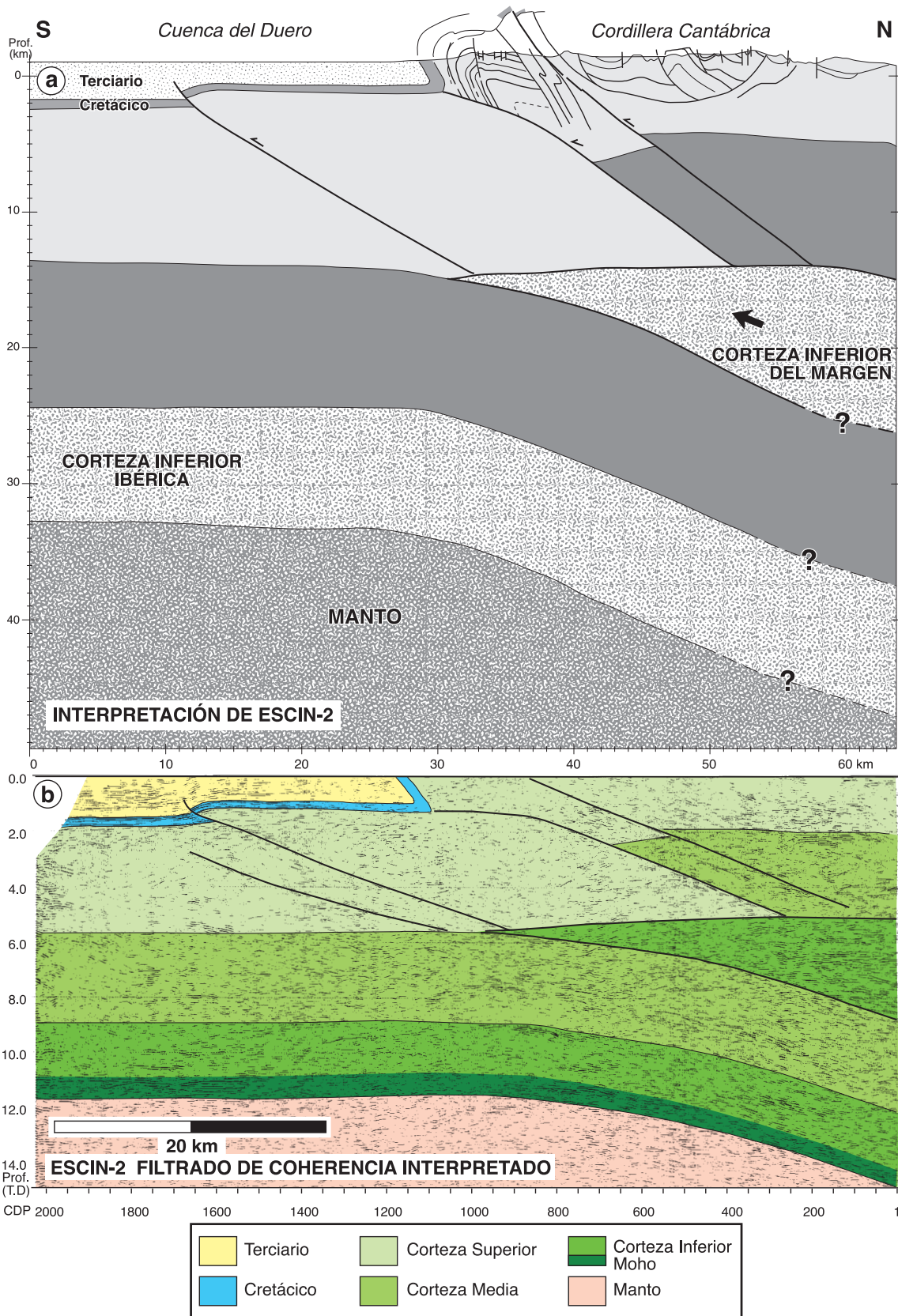


Figura 67. a) Corte geológico integrando los datos de ESCIN-2 y la geología superficial. b) Perfil interpretado ESCIN-2 sin migrar.

palmente frágil y se concentra únicamente en las superficies de los cabalgamientos que atraviesan la corteza superior. Por ello, su estructura conserva las características de la corteza varisca original, sin deformación posterior y sigue el mismo patrón de reflectividad que la corteza de las zonas externas de la Cordillera Cantábrica registrado en una sección E-O en el perfil de reflexión ESCIN-1 (Pérez Estaún et al., 1994; Gallastegui et al., 1997). Esta corteza se caracteriza por ser sísmicamente transparente y estar indeformada por debajo del despegue basal varisco de la Zona Cantábrica, concentrándose toda la deformación varisca en los materiales sobre dicho despegue. Por el contrario, la mitad norte del perfil ESCIN-2 es mucho más reflectiva, equiparable a la reflectividad de niveles inferiores del perfil. Esto se debe a que la corteza fue sometida a un retrabajamiento alpino más intenso que ha podido aumentar la reflectividad y a que el sector por debajo de 5 km se ha interpretado como una corteza media emplazada en niveles someros. El origen de la débil reflectividad inclinada al S, descrita entre los CDP 850 y 400 y en el disparo 447 (Figs. 65c y 66), puede ser un relicto de la estructura varisca que no ha sido obliterada por la deformación posterior.

La estructura profunda

En este apartado se interpreta la estructura y características de la corteza más profunda (Figs. 66 y 67). En el extremo sur del perfil, existe un brusco incremento de la reflectividad en ESCIN-2 que se ha interpretado como la base de la corteza superior, a 13,5-15 km de profundidad. El límite inferior de la corteza se sitúa en la parte basal de la corteza reflectiva, donde la reflectividad se hace aún más intensa entre 11 y 12 s. Este nivel más reflectivo señala la posición de la Moho de reflexión a 32,7 km de profundidad. Por debajo de ella la reflectividad decae bruscamente. Ambos límites, el superior y el inferior, coinciden con las bases de la corteza superior e inferior en los modelos de refracción, en los que la Moho de refracción limita la corteza inferior y el manto con velocidades de 6,7 y 8,3 km/s respectivamente. Los límites entre los tres niveles corticales interpretados (corteza superior, media e inferior) y el manto son subhorizontales, paralelos y se localizan a 13,5, 24,5 y 32,7 km de profundidad

respectivamente. Estas profundidades están dentro del rango normal de valores en los macizos paleozoicos, de acuerdo con los datos de Holbrock et al. (1992) y coinciden con los límites corticales obtenidos en el perfil de sísmica de refracción paralelo a ESCIN-2 interpretado por Pulgar et al., (1996) y Fernández-Viejo (1997) (Fig. 68).

La corteza analizada en el extremo sur del perfil ESCIN-2, bajo la Cuenca del Duero, tiene todas las características de una corteza varisca tipo descrita por Mooney y Meissner (1992) (Apartado 1.2). Según estos autores, el límite entre la corteza superior e inferior reflectiva, en la mayoría de las cortezas caledónicas y variscas europeas, se encuentra entre 12 y 18 km y la Moho de reflexión aparece como una zona de transición con alta energía y una potencia entre 1 y 2 s (aproximadamente 3-5 km) a profundidades entre 10 y 12 s.

La horizontalidad de las reflexiones y los límites entre los niveles corticales se mantiene hasta la zona central del perfil, donde comienzan a inclinarse progresivamente al N hasta alcanzar un buzamiento de 24° en el extremo septentrional. La curvatura e inclinación se produce tanto en las reflexiones a 15 km del techo de la corteza media, que se curvan solidariamente hasta alcanzar 26 km de profundidad en el norte, como en las reflexiones de la Moho, que alcanza una profundidad máxima en torno a 47 km. Este basculamiento hacia el norte de las corteza media e inferior y del manto forma un engrosamiento de la corteza o raíz cortical bajo la Cordillera Cantábrica. Por encima de las reflexiones curvadas superiores se observa una zona en forma de cuña (H en las Figs. 66 y 67) donde las reflexiones son subhorizontales y se interpretan como una cuña de corteza inferior. Esta cuña está indentada en la corteza Ibérica a la altura del límite corteza superior-inferior (15 km), produciendo su delaminación y subducción hacia el norte.

Respecto al manto por debajo de la Moho, sólo se puede indicar que los primeros kilómetros de manto subducen hacia el norte junto con la corteza inferior ibérica ya que los reflectores de la parte superior del manto son paralelos a ésta y se inclinan en la misma dirección. No hay datos directos que indiquen hasta qué profundidad está afectado el manto por la deformación bajo la raíz cortical, ni hasta qué profundidad se hunde en él la raíz cortical.

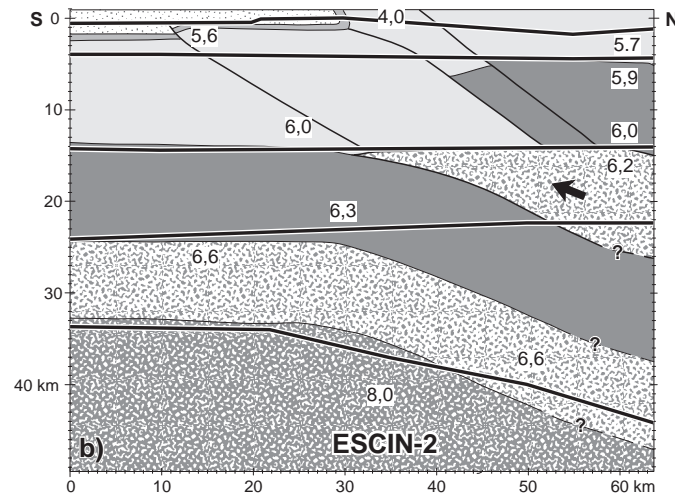
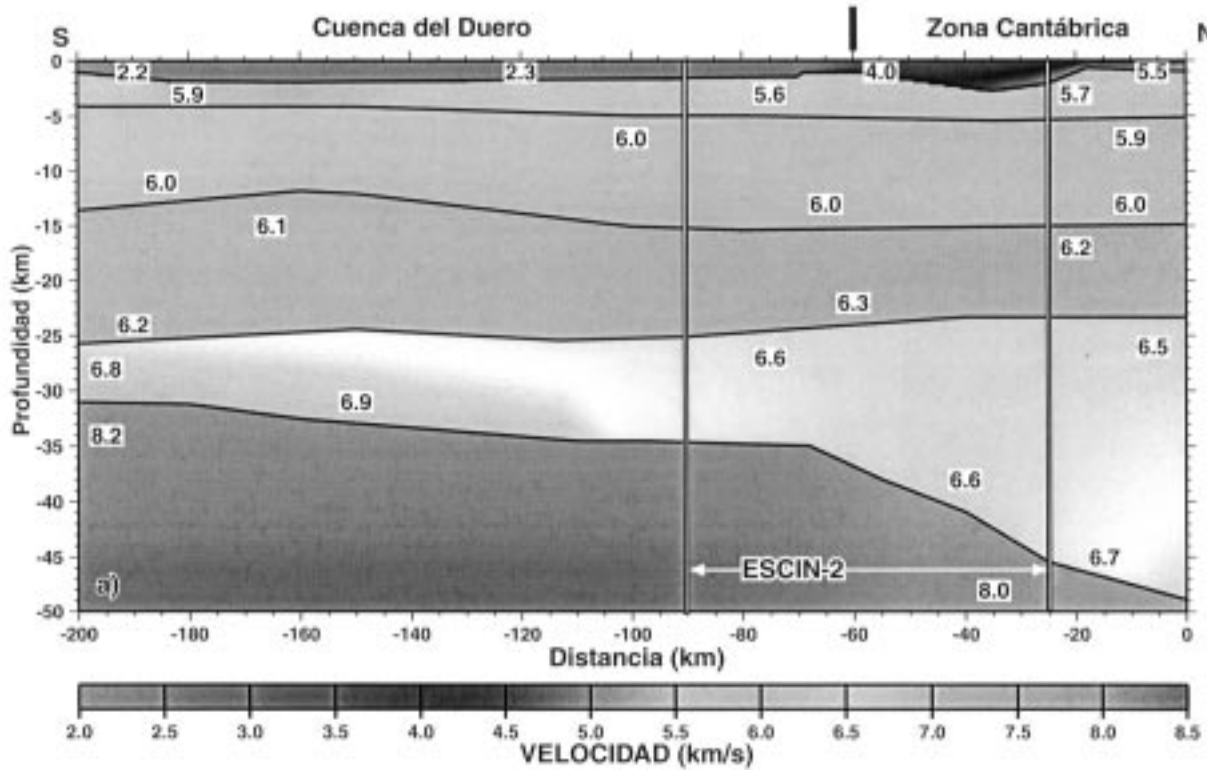


Figura 68. a) Perfil 5 de sismica de refacción del que se obtuvieron las velocidades para la modelización de ESCIN-2, tomado de Pulgar et al. (1996). Tiene una longitud de 200 km de longitud y es paralelo a ESCIN-2 (ver Figura 1 para situación). La zona encuadrada corresponde al área coincidente con ESCIN-2. b) Modelo geológico de ESCIN-2 al que se le han superpuesto las interfases y velocidades interpretados en el perfil de sismica de refacción anterior.

4.3. Modelización directa de ESCIN-2

En el primer apartado se discutió la validez y conveniencia de utilizar la modelización sísmica como complemento a la interpretación de los perfiles de sismica de reflexión. En este apartado se describe la modelización directa de ESCIN-2.

Construcción del modelo de ESCIN-2

La modelización de ESCIN-2 comenzó con la interpretación de las reflexiones del perfil y la selección de los reflectores o bandas de reflectores que se incluirían en el modelo. La elección de las superficies que se deben introducir en el modelo es

importante ya que además de los reflectores que se pueden correlacionar con estructuras que afloran, o interpretables como estructuras geológicas, se deben incluir las interfases que separan áreas con distinta velocidad de propagación de las ondas P (V_p) ya que esas zonas pueden producir cambios en las trayectorias de los rayos.

El modelo de partida en la modelización directa es un corte geológico, en el que se integran todos los datos geológicos y geofísicos disponibles, y que se asemeja lo más posible a la sección cortical en la vertical del perfil sísmico. A este corte se le añaden las velocidades de transmisión de las ondas de los materiales entre las interfases, que son las superficies susceptibles de producir una reflexión. Al tratarse de una línea perpendicular tanto a las estructuras hercínicas como a las alpinas, se da por cierto que todas las reflexiones proceden del plano vertical de la línea y no existen llegadas laterales o son de menor importancia.

El modelo final incluye todas las superficies interpretadas en el perfil y se compone de 18 superficies (Fig. 69). Algunas de ellas se introdujeron únicamente por necesidades del programa informático, con el fin de separar zonas con distinta velocidad, como la superficie horizontal a 1 km de profundidad en el extremo septentrional o las dos superficies subhorizontales bajo la Cuenca del Duero a 9 y 10 km. En los niveles más profundos se incluyeron: la superficie que separa la zona poco reflectiva en superficie de la más reflectiva bajo 5-5,5 s y que se inclina hacia el sur bajo la cordillera, el límite inferior de la corteza con el manto, el límite entre la corteza media e inferior y la superficie a 5,5 s en el extremo septentrional del perfil que limita superiormente el conjunto de reflectores H.

Una vez introducido el modelo de velocidades inicial en el ordenador se elabora un sismograma sintético mediante la técnica del trazado de rayos de incidencia normal en el modelo (Figs. 70 y 71), utilizando los programas *MIMIC+*, *QUIKRAY+* y *SLIPR* (Apartado 1.2). Los sismogramas sintéticos obtenidos por este método simulan secciones *stack* donde las trazas representan un experimento con la fuente y los receptores coincidentes. La técnica conlleva la generación de rayos de incidencia normal en todas las direcciones y la selección de aquellos que se reflejan en una interfase con un ángulo

recto y vuelven a superficie siguiendo la misma trayectoria que en el sentido descendente. En este caso se utilizó un dispositivo de fuentes-receptores con 184 posiciones por lo que cada traza del sismograma sintético (Fig. 72) equivale a 11 trazas del perfil real, proporción suficiente para comparar los datos reales y los sintéticos.

Una vez seleccionados los rayos que cumplen las condiciones previas, el ordenador calcula el tiempo de paso (*traveltime*) y el coeficiente de reflexión de cada uno y se convoluciona la serie de coeficientes de reflexión con una onda seleccionada. En este experimento se empleó una onda Ricker de fase cero con una frecuencia central de 27,7 Hz. Con el fin de mejorar la calidad del sismograma se aplicó una ecualización automática de amplitudes de las señales (*automatic gain control* - AGC).

Al ser el proceso de modelización iterativo, el modelo se modificó tantas veces como fue necesario hasta alcanzar un ajuste satisfactorio entre el sismograma sintético (Fig. 73a) y los datos reales. Los dos parámetros susceptibles de ser variados en el modelo son la velocidad de los materiales y la forma y/o profundidad de las interfases. Como las funciones de velocidad de nuestro modelo fueron definidas *a priori*, a partir de datos conocidos, únicamente se modificaron las morfologías de las interfases.

Se realizaron 15 modelos intermedios hasta obtener el sismograma sintético del modelo definitivo (Fig. 69). Las reflexiones sintéticas obtenidas del modelo reproducen fielmente las reflexiones seleccionadas de ESCIN-2 (Fig. 73b), dando validez a la interpretación y el modelo propuesto. Durante el proceso de modelización se representaron, sobre los sucesivos modelos, las trayectorias de los rayos desde la superficie a las diferentes interfases (Figs. 70 y 71). Esto permitía determinar la posición exacta de los puntos de reflexión de cada rayo en profundidad, haciendo más sencillo el proceso de interpretación del sismograma sintético, el ajuste de las interfases del modelo y la discriminación de las zonas del experimento que tenían cobertura o estaban en sombra.

La elección del modelo de velocidades

Un aspecto fundamental al abordar la construcción del modelo es la elección de las velocidades de propagación de las ondas que se asignan a cada

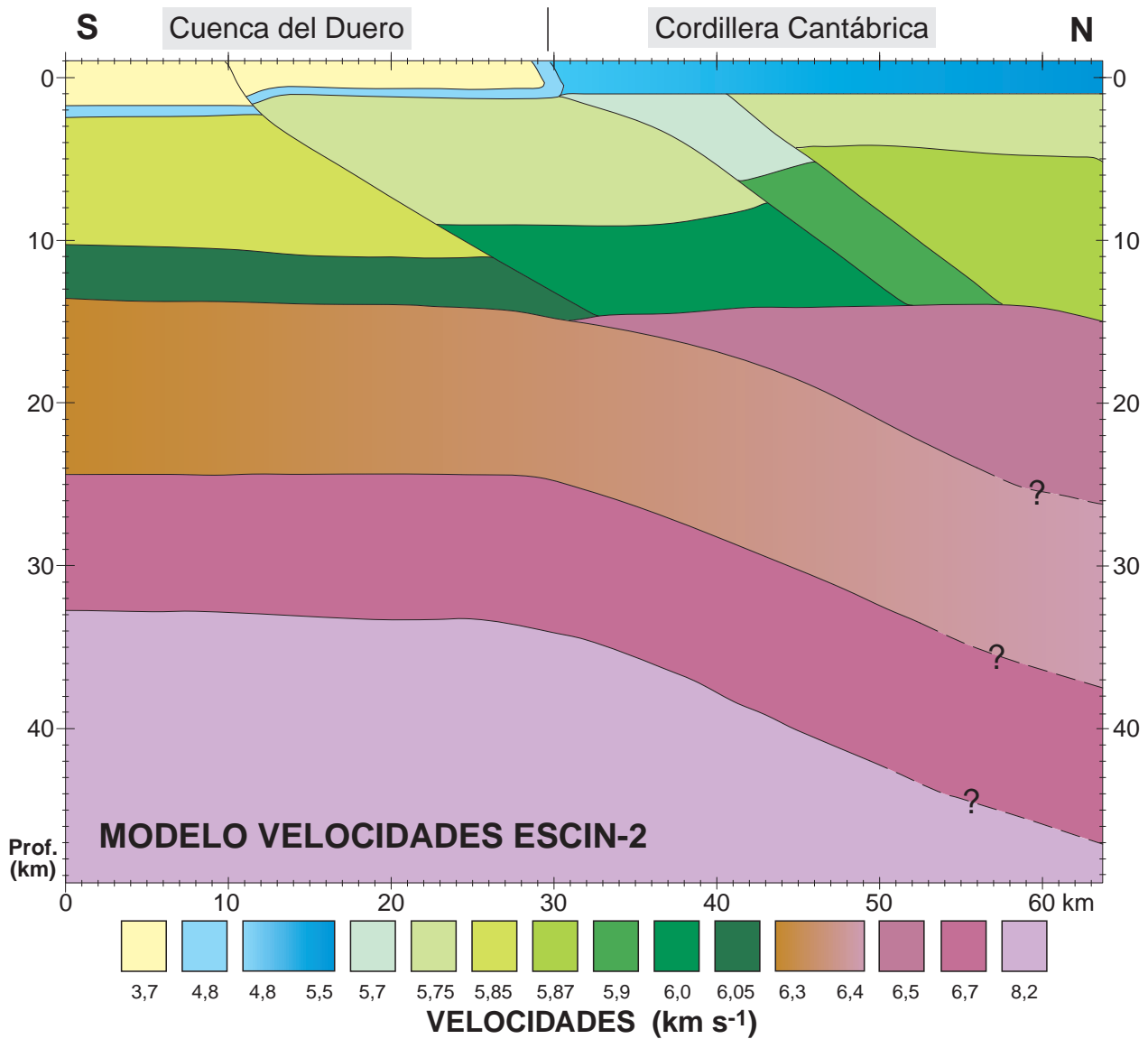


Figura 69. Modelo final del perfil ESCI-N-2 obtenido por modelización directa, con las velocidades asignadas a cada nivel. Las profundidades están referidas al nivel del mar.

una de las capas entre las superficies que producirán las reflexiones. Las velocidades deben ser lo más ajustadas posibles a la realidad de modo que reflejen las variaciones laterales y verticales de la velocidad en la sección.

Las medidas directas de velocidades en la zona son muy escasas y aportan información muy superficial, excepto en el caso del sondeo El Campillo (ver Apartado 5.2 para descripción), cercano a ESCI-N-2, que llegó a una profundidad máxima de 2825 m una vez alcanzado el basamento paleozoico (localización en Fig. 61).

Las velocidades de los materiales meso-terciarios de la Cuenca del Duero se han obtenido de los datos del sondeo El Campillo (ver Tabla X). A las series mesozoica y terciaria se les asignó unas velocidades de 4,8 km/s y 3,7 km/s respectivamente.

Las velocidades de las rocas paleozoicas que afloran al N de la Cuenca del Duero se escogieron dentro del rango de valores obtenido por Gutiérrez-Claverol et al. (1984) en medidas realizadas en muestras competentes de rocas paleozoicas de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica y en pequeños experimentos de sismica de refracción muy super-

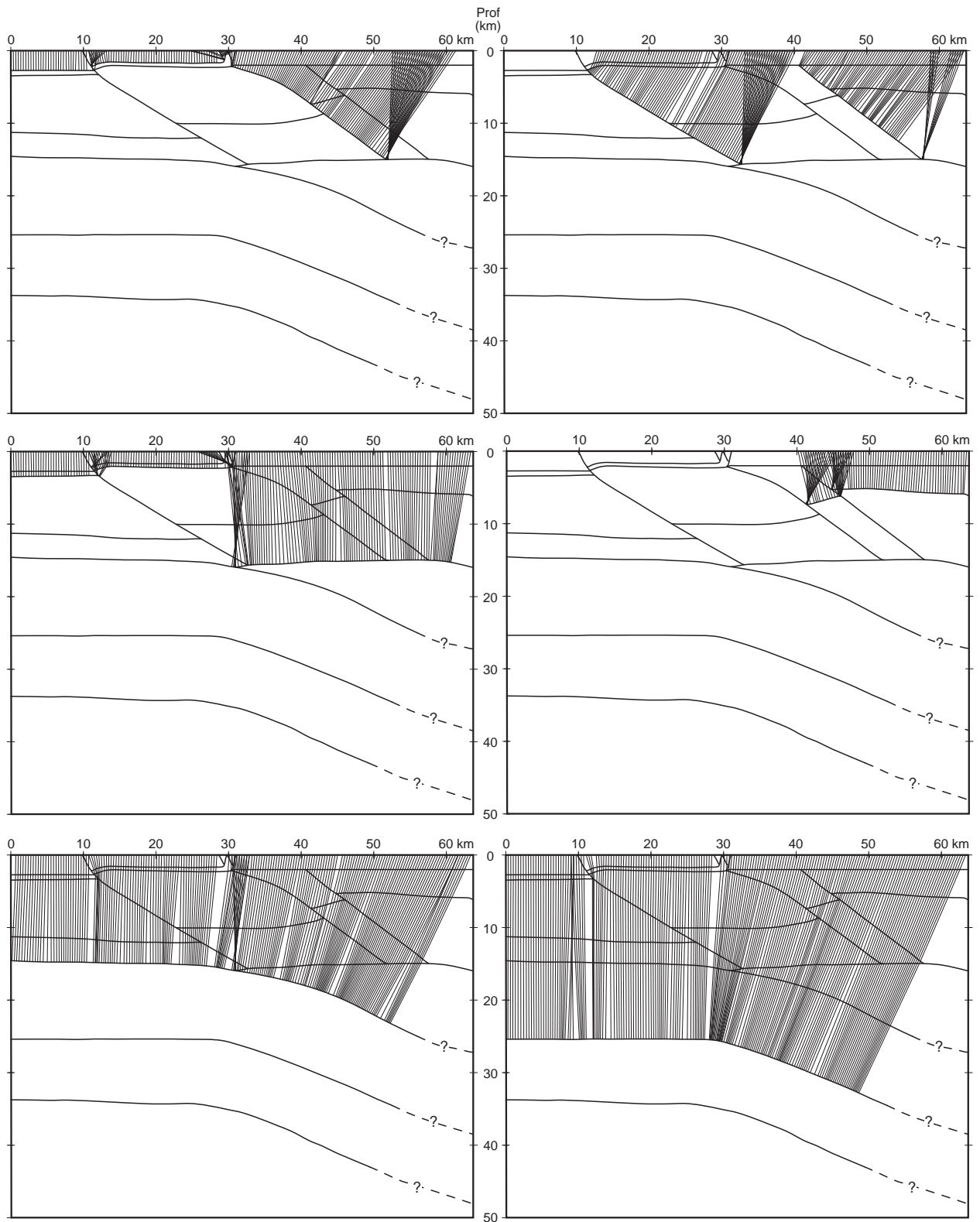


Figura 70. Trazado de los rayos de incidencia normal a las diferentes superficies del modelo. Nótese las difracciones en los extremos de los niveles truncados por los cabalgamientos.

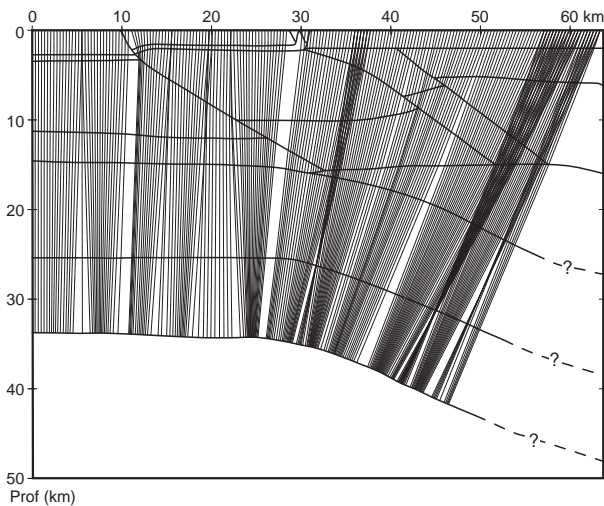


Figura 71. Trazado de los rayos de incidencia normal a la base de la corteza. Nótese la zona sin cobertura en el extremo septentrional que no es muestreado por ningún rayo.

ficial realizados *in situ* sobre dichos materiales. Los valores resultantes se enmarcan en un amplio rango de velocidades entre 2,1 y 6,9 km/s, con una velocidad media de 4,211 km/s para las medidas de los perfiles de refracción y de 5,122 km/s para las realizadas en probetas en el laboratorio. A pesar de la influencia que tienen factores muy variables como la fracturación, alteración, presión y porosidad; estos valores se han tomado como límites para el rango de velocidades elegidas. La mayor parte de las velocidades fueron tomadas del perfil de sísmica de refracción paralelo a ESCIN-2 (Fig. 68). La velocidad para los materiales paleozoicos por encima de 1 km de profundidad se definió variable lateralmente desde 5,5 km/s en el extremo norte hasta 4,8 en el límite con la Cuenca del Duero en base al gradiente negativo hacia el sur que muestran los datos de refracción mencionados (las profundidades están medidas con respecto al nivel del mar, una vez descontada la altura de base del experimento + 1000 m). Este primer nivel no tiene un significado estructural, sino que representa las rocas de la corteza superior que por estar más cerca de la superficie y debido a la fracturación, alteración y a soportar menor presión litostática tienen menor velocidad que las rocas situadas por debajo. Para las zonas profundas del perfil donde no hay datos directos las velocidades se han obtenido del perfil de sísmica de refracción antes mencionado. Las velocidades asignadas están dentro del rango

de valores normales para este tipo de corteza de acuerdo con los datos de Rudnick (1995). La corteza aparece dividida en varios niveles subhorizontales y subparalelos estructurados en una corteza superior hasta 13-15 km, una corteza media hasta 24 km y una corteza inferior que limita con una Moho a 32,8 km y profundiza hacia el norte hasta alcanzar 47 km en el extremo del perfil. Estos datos se han adecuado a la estructura interpretada en el perfil ESCIN-2 ya que los datos de refracción no tienen tanta resolución para la geometría como los datos de reflexión.

En la zona del perfil de refracción coincidente con ESCIN-2 hay un gradiente creciente al sur entre 5,7 y 5,95 km/s en la parte alta de la corteza superior y entre 5,9 y 6,05 km/s en la parte baja. Estos gradientes se han reflejado en el modelo, donde las velocidades aumentan hacia el sur de 5,75 a 5,85 km/s y de 5,9 a 6,05 km/s, lo cual supone también un incremento de la velocidad con la profundidad (Fig. 69). Los niveles con distinta velocidad están separados por las bandas de reflectores interpretados previamente en la corteza superior. Por debajo de 15 km la corteza media tiene una velocidad creciente desde 6,3 en el sur hasta 6,4 km/s en la zona inclinada al N, justificable por el incremento gradual de presión de esta corteza con el aumento de la profundidad. La cuña de corteza situada en el extremo norte tiene una velocidad de 6,5 km/s ya que se interpreta como una cuña de corteza inferior emplazada en niveles superiores. Finalmente, la corteza inferior tiene asignada una velocidad de 6,7 km/s que es la misma del modelo de refracción y el manto tiene una velocidad de 8,2 km/s de acuerdo con los datos de refracción.

Descripción del modelo

Para la realización del modelo se han integrado todos los datos geológicos y geofísicos disponibles. La información geológica superficial permite constreñir únicamente los primeros kilómetros por lo que la mayor parte de la información complementaria proviene del perfil de sísmica de refracción paralelo a ESCIN-2 interpretado por Pulgar et al. (1996) y Fernández-Viejo (1997). Los datos de refracción carecen de la resolución para definir la estructura con el detalle que aportan los perfiles de reflexión, pero permitieron dividir la corteza en

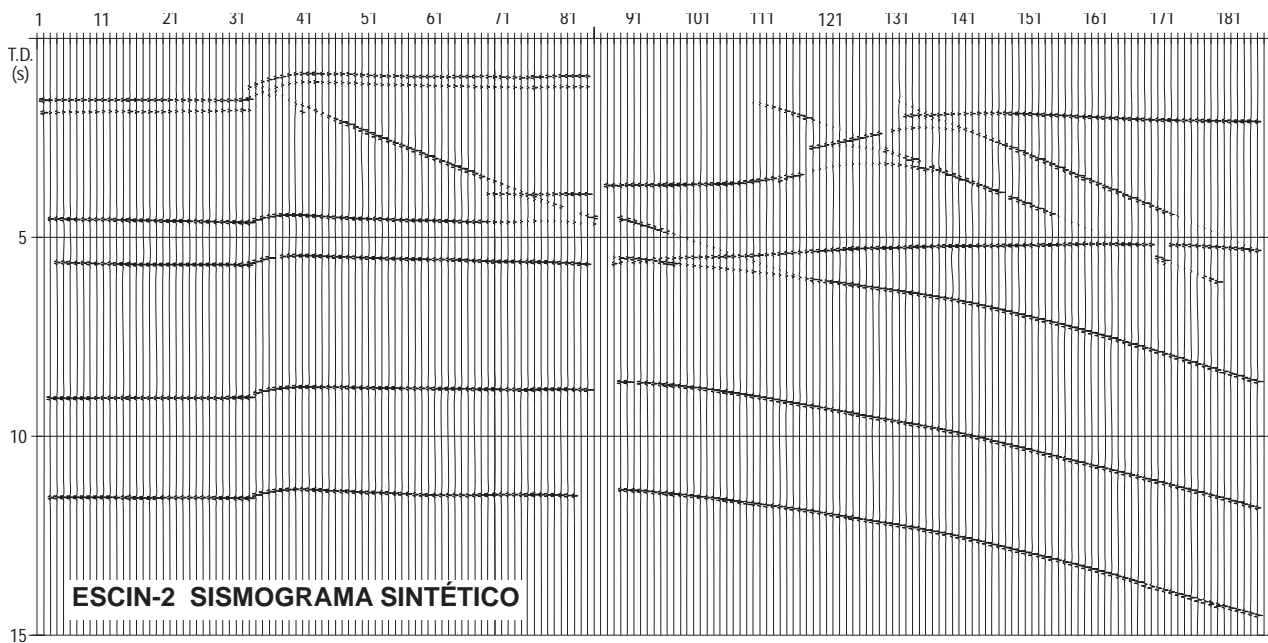


Figura 72. Sismograma sintético obtenido por trazado de rayos de incidencia normal sobre el modelo final de ESCIN-2 (Figura 71).

tres niveles: superior, media e inferior y atribuir una velocidad y profundidad de partida a cada uno de ellos. El objetivo era confirmar si ambos modelos de reflexión y refracción eran compatibles y si las profundidades obtenidas para cada uno de los niveles eran consistentes, lo que daría una mayor validez a ambos modelos. Los tres niveles corticales del modelo de refracción se han integrado en el modelo y en la interpretación de ESCIN-2 de modo que el límite que marca un cambio en la reflectividad a 5 s, coincide con el límite entre la corteza superior y media del modelo de refracción y se sitúa en el modelo de ESCIN-2 entre 14 y 15 km.

En la corteza superior se ha podido delimitar perfectamente la zona correspondiente a la Cuenca del Duero en base a la cartografía geológica y los estudios de sismica de reflexión del apartado próximo. En este modelo se han diferenciado la base del Terciario a una profundidad de 1,7 y 0,8 km a ambos lados de la banda C y el techo del basamento paleozoico a 2,5 y 1,4 km respectivamente. La estructura del flanco invertido del borde de la cuenca se ha tomado de los datos del apartado próximo ya que esta estructura no es observable en ESCIN-2. En el modelo se han introducido las bandas de reflectores C, F y G, que atraviesan la corteza superior y se han modelizado como superficies inclinadas al N con buzamientos de 30,5°, 36° y 35,6°

respectivamente de sur a norte. Todas las capas profundizan desde la superficie o desde 1 km hasta el límite con la corteza media a 14 km de profundidad. La división de la corteza superior en dos niveles con distinta velocidad obedece a la necesidad de introducir un gradiente vertical de velocidad que está presente en el perfil de refracción. Las dos superficies localizadas bajo la cuenca carecen de significado geológico, pero las que se encuentran bajo la Cordillera Cantábrica sí lo tienen, como se verá en la interpretación.

En sismica de reflexión se suele denominar corteza inferior a toda la zona, generalmente reflectiva, entre la corteza superior y el manto. A efectos de modelización y teniendo en cuenta el perfil de refracción, en nuestro modelo se ha subdividido en corteza media e inferior. Esto permite: introducir todos los niveles corticales y velocidades obtenidos en el modelo de refracción, introducir un gradiente vertical de velocidad, comprobar si las profundidades obtenidas para cada nivel en los dos experimentos son consistentes y aportar mayor detalle al corte geológico final. El límite entre ambas cortezas no se observa claramente en ESCIN-2 a excepción de la zona central donde coincide con unos fuertes reflectores situados a 9 s bajo el CDP 900 por lo que el límite entre ambas se ha trazado en base a los datos de refracción.

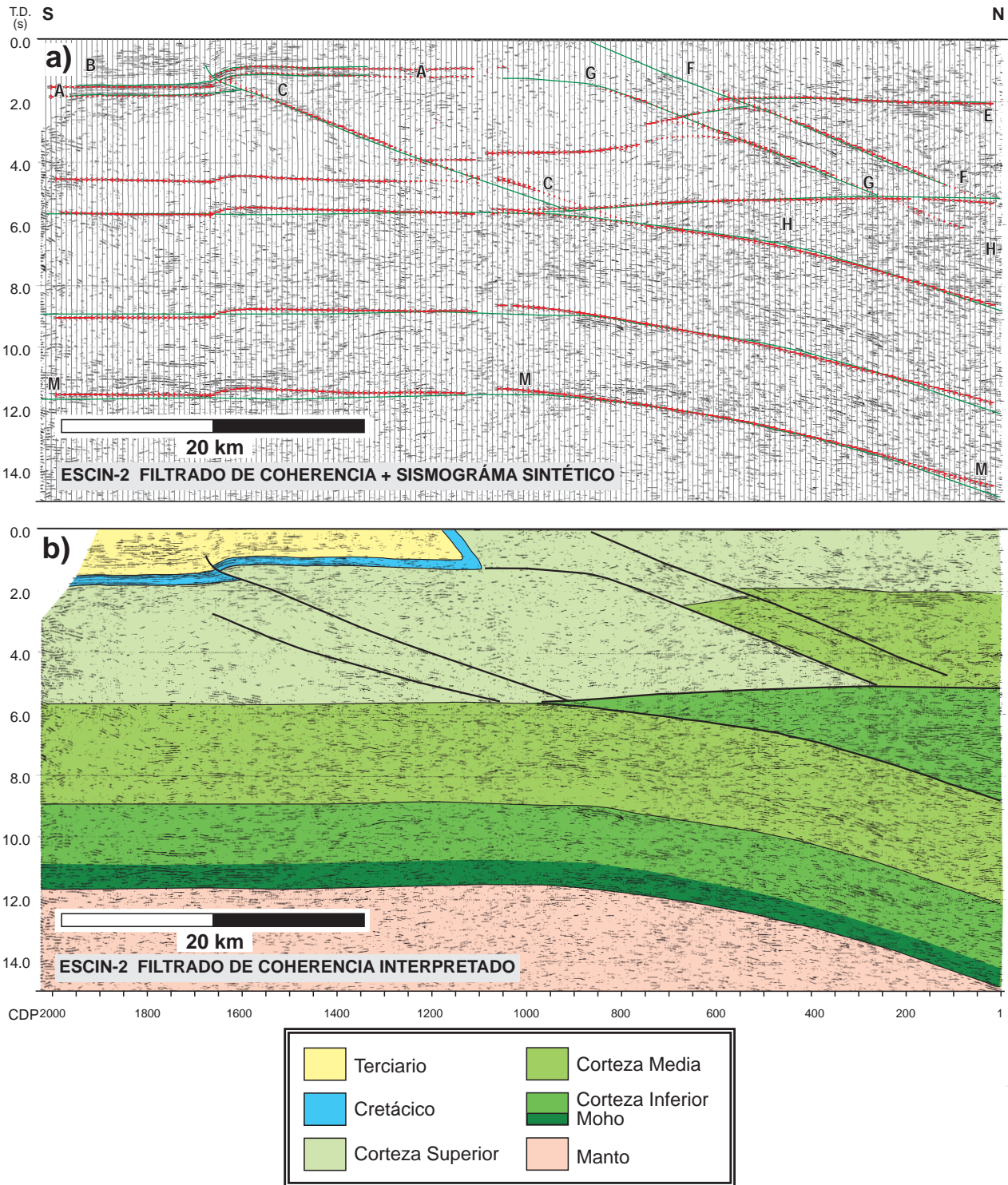


Figura 73. a) Perfil ESCI-N-2 con el sismograma superpuesto (rojo) y las líneas que se pretendían modelizar en verde. Obsérvese la buena correlación entre el sismograma sintético y los datos reales. b) Perfil interpretado ESCI-N-2 sin migrar.

El techo de la corteza media profundiza desde 13,5 km en el sur hasta 26 en el extremo opuesto, mientras la Moho, que separa la corteza y el manto poco reflectivo, lo hace del mismo modo desde 33 hasta 47 km. La cuña de corteza del extremo septentrional del perfil tiene una profundidad entre 15 y 26 km y se acuña hacia el sur para desaparecer a 15 km de profundidad bajo el borde N de la Cuenca del Duero. En el extremo septentrional del modelo final, hay una zona de incertidumbre donde la morfología de las cortezas media e inferior queda indefinida por carecer el experimento de cobertura, como muestran las figuras del trazado de rayos sobre el modelo (Figs. 70 y 71). Debido a la inclinación hacia el N de estas superficies, su muestreo se hubiera conseguido en la prolongación hacia el norte del final del perfil. Ante la falta de datos, la morfología de esta zona de la corteza se ha tomado de los modelos de gravimetría del Apartado 6 y del corte geológico del Apartado 7.

4.4. Discusión y conclusiones

La modelización directa del perfil ESCIN-2 ha permitido constatar que la interpretación geológica y el modelo cortical propuesto de este sector de la Cordillera Cantábrica y Cuenca del Duero son compatibles con los datos sísmicos del perfil. Además, la interpretación propuesta es también compatible con los datos geológicos y con el resto de datos geofísicos disponibles: datos gravimétricos (Apartado 6) y de sísmica de refracción (Fig. 68)

Como ESCIN-2 sólo ofrece la imagen de la parte meridional de la raíz cortical, para comprender el conjunto de la estructura cortical hay que referirse a modelos corticales más completos, que abarcan hasta el margen continental ibérico, e integrar los datos obtenidos del estudio del margen cantábrico (Apartado 3). El modelo construido a partir de dos experimentos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo: el perfil paralelo a ESCIN-2 y el perfil paralelo a ESCIN-4 (Pulgar et al., 1996 y 1997; Fernández-Viejo, 1997; Gallart et al., 1997; Fernández-Viejo et al., 1998, 2000), proporciona una imagen completa de la corteza desde la Cuenca del Duero hasta el margen continental noribérico y de la raíz cortical (Fig. 13). En este modelo la raíz cortical se localiza bajo la Cordillera Cantábrica debi-

do al engrosamiento de la corteza producido por la “subducción” hacia el norte de la parte baja de la corteza ibérica. La lámina de corteza continental que subduce es la que se registra como una segunda corteza inferior reflectiva bajo la Moho del margen continental ibérico, a la que nos hemos referido en el Apartado 3 (Gallart et al., 1997) (Fig. 54a).

La causa del basculamiento y subducción hacia el N de la corteza meridional, denominada “corteza ibérica”, se encuentra en el extremo septentrional de ESCIN-2 (Fig. 67). Se debe a la indentación hacia el sur, bajo la Cordillera Cantábrica, de una cuña de corteza inferior del margen cantábrico (banda H en la Fig. 66) (Pulgar et al., 1997). Como consecuencia se produce: la delaminación de la corteza Ibérica por la superficie que limita las cortezas media y superior a 15 km de profundidad, su subducción hacia el norte y el engrosamiento de la corteza bajo la cordillera con la generación de una raíz cortical. La indentación se produce por el desplazamiento hacia el sur de la corteza inferior del margen.

La corteza de la mitad sur de ESCIN-2 presenta las características de la mayoría de las cortezas variscas y caledónicas europeas indeformadas posteriormente. Se caracteriza por una estructura subhorizontal, dividida en varios niveles, con un incremento brusco de la reflectividad en el tránsito de los niveles superiores (casi transparentes sísmicamente) a los inferiores (más reflectivos) y una Moho situada a 30-32 km de profundidad bajo la corteza inferior reflectiva. Contrasta con la estructura de la mitad norte, donde la parte superior de la corteza también es reflectiva y se desarrolla un importante engrosamiento cortical (raíz cortical) por la indentación de la corteza del margen en la corteza Ibérica. Esta variación de la estructura de la corteza, que se observa en ESCIN-2, es debida al intenso retrabajamiento de la corteza durante el Terciario por procesos de deformación que involucran al basamento (*thick-skin*). La estructura desarrollada durante este periodo es muy similar a la de otros orógenos alpinos, resultantes de la colisión de dos continentes, como los Pirineos y los Alpes (ver Apartado 7).

Los procesos tectónicos que conducen a esta configuración cortical se producen durante la Orogenia Alpina que afecta a todo el norte de la Placa Ibérica durante el Terciario, debido a su desplazamiento

hacia el NO por el empuje de África. Los efectos más importantes a gran escala son: el cierre parcial del Golfo de Vizcaya y el levantamiento de la Cordillera Cantábrica en el O y la formación de los Pirineos en el E.

Por último, hay que reseñar que en el transcurso del estudio se sopesaron otras interpretaciones posibles y se trabajó con un modelo alternativo, que era geométrica y geológicamente posible (Fig. 74). En dicho modelo, la delaminación de la corteza Ibérica se produce por la indentación simultánea hacia el S de las cortezas media e inferior del margen cantábrico. El desarrollo de los cabalgamientos alpinos y el levantamiento de la Cordillera Cantábrica se producen para acomodar el acortamiento de la corteza superior, mientras que el acortamiento de las cortezas inferior y media se resuelve por su indentación hacia el sur. Este modelo implica el desarrollo de una superficie de despegue entre las cortezas superior y media. Este modelo fue desestimado ya que tras su modelización gravimétrica se constató que era incompatible con los datos gravimétricos de la zona.

5. LA ESTRUCTURA DEL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DEL DUERO

En este apartado se aborda el estudio del borde septentrional de la Cuenca del Duero (Fig. 75) a partir del análisis, e interpretación de líneas de sísmica de reflexión cedidas por la empresa *REPSOL EXPLORACIÓN*, procedentes de diferentes campañas de exploración de hidrocarburos. La interpretación de las líneas se apoyó en la información geológica y en datos procedentes de 3 sondeos realizados con el mismo fin: El Campillo, Peña y Villameriel. Los sondeos cortaron toda la sucesión sedimentaria meso-terciaria alcanzando el basamento paleozoico en dos de los casos. El objetivo se centra en el estudio de la estructura, variaciones laterales y evolución temporal del borde norte tectonizado de la cuenca, las estructuras tectónicas intracuenca que no afloran y la secuencia temporal de formación de todas las estructuras antes mencionadas. Para ello se interpretaron las líneas de sísmica de reflexión y tras su digitalización se obtuvieron los mapas de isocronas de los diferentes reflectores. Los mapas se convirtieron posteriormente a profundidad (mapas de iso-

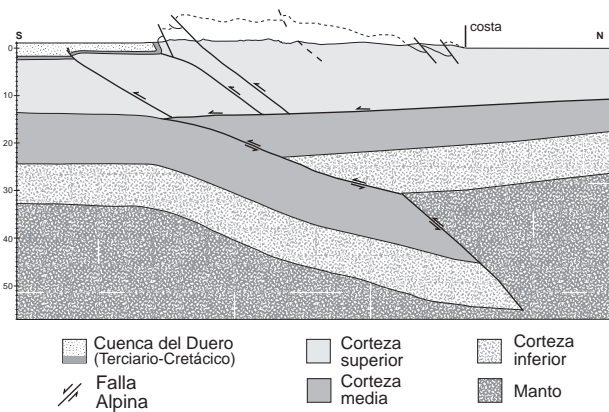


Figura 74. Interpretación alternativa de ESCI-N-2 en la que se indentan solidariamente la corteza inferior y media del margen cantábrico. La interpretación es compatible con los datos geológicos y con ESCI-N-2 pero no con la modelización gravimétrica.

batas) por inversión del trazado de rayos en 3 dimensiones o migración de mapas (ver Apartado 1.2). Con el fin de estudiar la morfología y evolución de todo el borde N de la cuenca, también se analizaron el resto de perfiles que atraviesan el borde situados al oeste de la zona de estudio y se completó el mapa de isobatas de las bases del Terciario y Mesozoico con los obtenidos por Redondo et al. (1995), en la zona tramada a rayas en la Figura 75.

5.1. Contexto geológico de la Cuenca del Duero

La Cuenca del Duero es una de las grandes cuencas cenozoicas de la Península Ibérica con una superficie de casi 50.000 km² rodeada por cadenas de montañas de rocas paleozoicas y mesozoicas (Fig. 75). El relleno endorreico terciario de la cuenca se produjo en un medio continental, por materiales siliciclásticos desde limos a conglomerados, que formaban sistemas aluviales coalescentes progradantes hacia el centro de la cuenca. El área madre se situaba en los rejuvenecidos relieves de los macizos paleozoicos de su margen. También forman parte del relleno abundantes carbonatos hacia el centro de la cuenca y niveles evaporíticos en la parte centro-oriental, relacionados con medios lacustres que representan las facies tardías de colmatación. La historia de la cuenca propiamente dicha, termina cuando el sistema endorreico es capturado por la red fluvial atlántica y las condiciones cambian a exorreicas produciéndose un drenaje de sedimentos hacia el océano Atlántico.

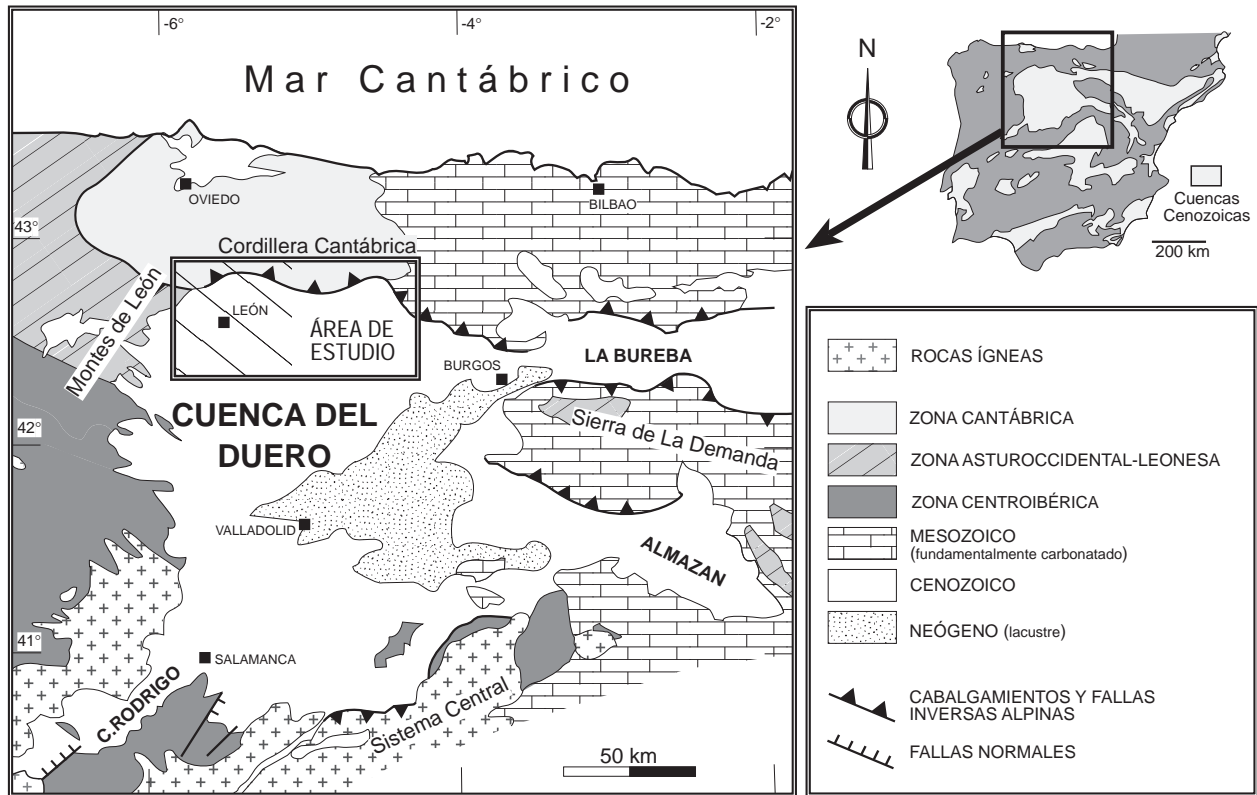


Figura 75. Esquema geológico del norte de la Península Ibérica con la situación de la zona estudiada a partir de las líneas sísmicas. A rayas se representa la zona complementada con datos de Redondo et al. (1995). Modificada de Santiesteban et al. (1996).

Los bordes de la cuenca tuvieron gran importancia en su génesis y desarrollo. Cada uno de ellos evolucionó de un modo independiente durante el Terciario, dentro de un régimen compresivo generalizado. El borde norte, objeto de este estudio, se forma en relación con un cabalgamiento vergente al S de varios km, que involucra al basamento y afecta a materiales del Cretácico al Oligoceno. Los bordes este y sur (Sistema Ibérico y Central respectivamente) están formados esencialmente por fallas inversas, con poco desplazamiento horizontal en el primer caso, que afectan a materiales del Cretácico al Paleógeno (Santiesteban et al., 1996). En todos los casos anteriores los sedimentos neógenos fosilizan a las últimas estructuras, aunque en el borde sur están ocasionalmente cortados por fallas normales. Por último, el borde oeste es el único que se comportó de un modo esencialmente pasivo, sufriendo sólo un hundimiento a favor de fallas que produjeron un escalonamiento en bloques (Rodríguez Fernández et al., 1994).

El Cretácico

El término Cuenca del Duero se utiliza para la cuenca desarrollada durante el Terciario, pero la base de la misma está ocupada por materiales esencialmente carbonatados del Cretácico superior depositados discordantemente sobre el paleozoico. Su depósito se produce en los estadios distensivos pre-orogénicos del ciclo Alpino, durante los que se produjo una transgresión marina generalizada en la Cuenca Vasco-Cantábrica, situada al NE. Esta cuenca se había individualizado geológicamente en el Cretácico inferior y desde entonces actuó como una cuenca fuertemente subsidente, donde se llegaron a depositar hasta 7000 m de sedimentos mesozoicos bajo un régimen distensivo iniciado en el Jurásico, ligado directamente a la apertura del Golfo de Vizcaya y del Atlántico Norte (García-Mondéjar, 1989). En la Cuenca del Duero, la transgresión produce el desarrollo de la extensa plataforma carbonatada norcastellana en el mar epicontinental resultante (Amiot et al., 1982) implantándose sobre

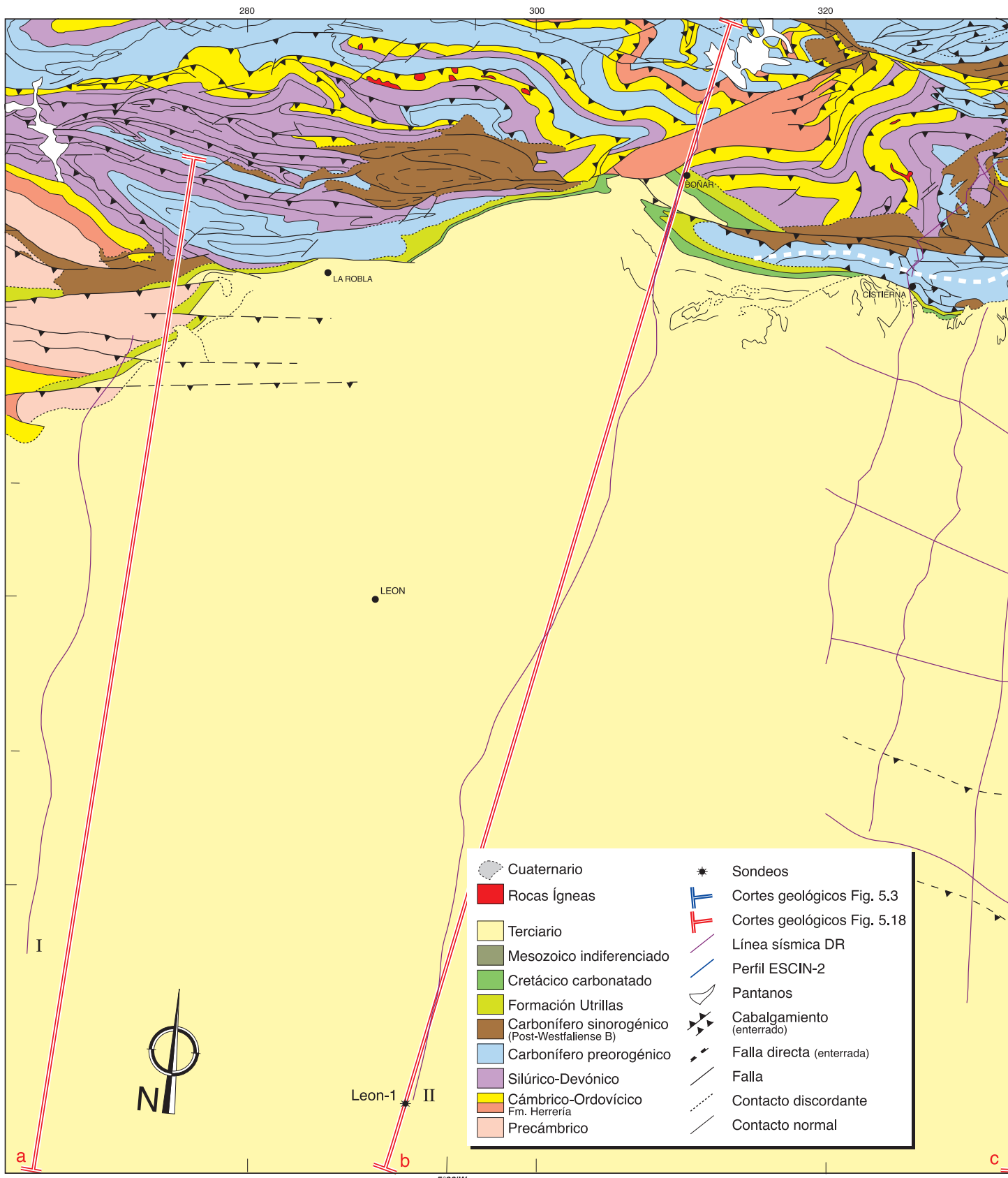
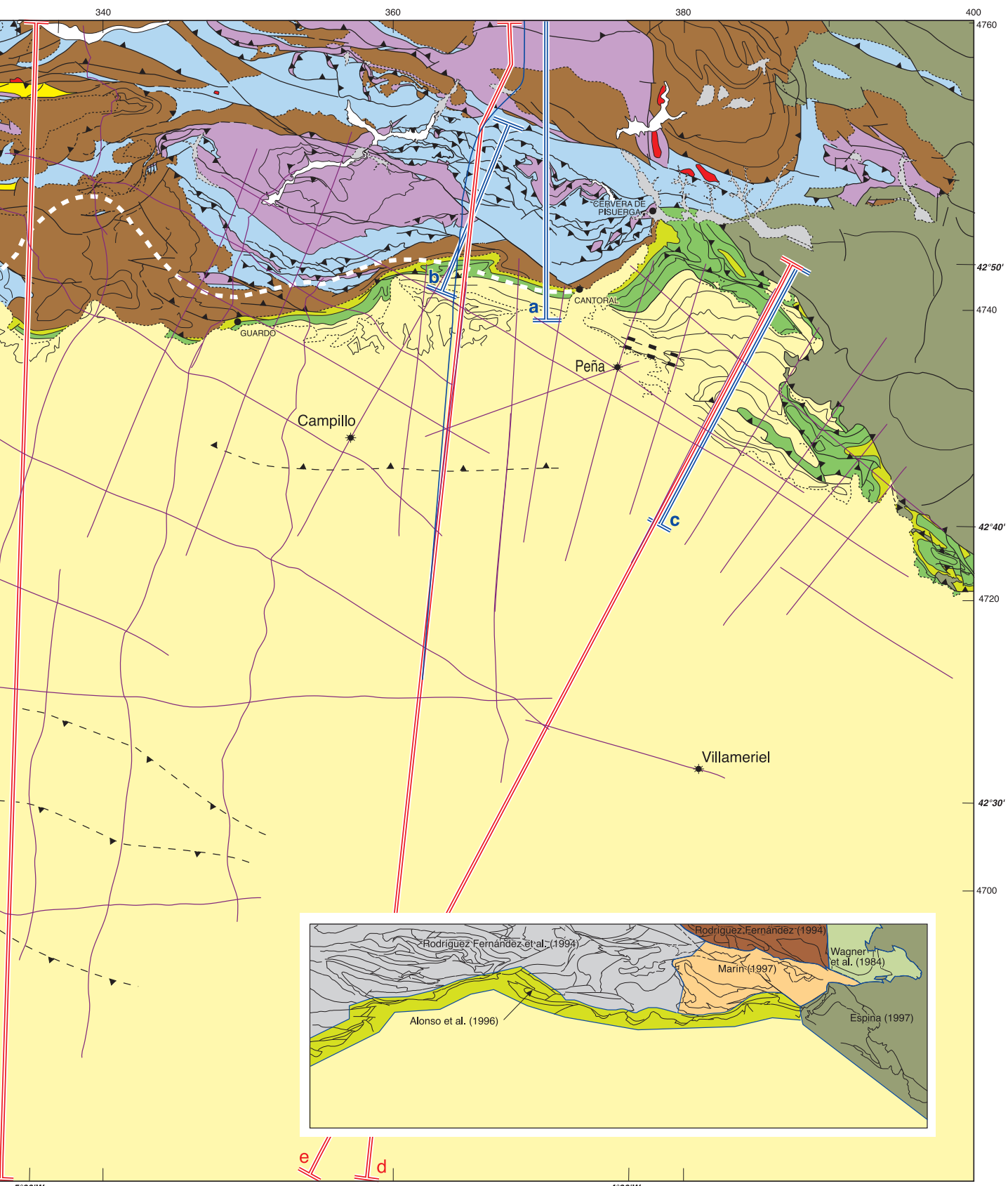


Figura 76. Mapa geológico de la zona estudiada. Se han situado las líneas de sísmica de reflexión interpretadas, los sondeos de apoyo y los cortes geológicos de las Fig.



Figuras 77 y 86. La línea blanca de rayas representa el límite septentrional del Mesozoico en el autóctono, cobijado bajo el cabalgamiento frontal alpino.

los antiguos relieves positivos paleozoicos situados al O y SO.

Actualmente los materiales cretácicos afloran a lo largo de casi todo el borde N de la Cuenca del Duero, orlando el límite entre los materiales paleozoicos y terciarios (Fig. 76). Las rocas cretácicas más antiguas de la serie reciben diferentes nombres locales como Formación Voznuevo y Vozmediano (Evers, 1967), aunque actualmente se atribuyen a la Formación Utrillas del Albiense superior-Cenomaniense, definida por Aguilar et al. (1971). Son los materiales que marcan el inicio de la transgresión que comienza en el NE y el tránsito de condiciones continentales a marinas en la zona sobre la que posteriormente se asentará la plataforma carbonatada. Se trata de una formación terrígena, correspondiente a un ambiente fluvial distal, que verticalmente pasa a medios mareales marinos con una dirección de aportes del SO (Floquet, 1991). Los materiales que la forman son esencialmente arenas y areniscas, a veces conglomeráticas, de colores blanquecinos, amarillentos o rojizos con granos de cuarzo, cuarcitas, sílex y feldespato potásico, con matriz arenosa y pasadas de arcillas. En general, la potencia disminuye de E a O pudiéndose establecer un valor medio de 350 m (Colmenero et al., 1982b). En el borde N de la Cuenca del Duero se dispone discordantemente sobre el Paleozoico mientras que hacia el NE, en la Cuenca Vasco-Cantábrica lo hace sobre los niveles del Jurásico superior-Cretácico inferior marcando la transición entre la sedimentación terrígena y la carbonatada que caracteriza el Cretácico superior. La falla de Becerril constituye el límite entre la Cuenca Vasco-Cantábrica y la plataforma norcastellana y separa las dos zonas donde yace sobre distintos materiales, ya que representa el borde de la cuenca antes de la transgresión (Espina, 1997). Esta falla actuó como directa desde el Jurásico superior, con hundimiento del bloque noreste donde se habían depositado materiales desde el Triásico, mientras el bloque situado al suroeste permaneció como un alto estructural donde se erosionaban los materiales mesozoicos previamente depositados. Posteriormente, durante la deformación alpina terciaria, sufrió una inversión tectónica completa que compensó todo el juego normal mesozoico (Espina, 1997).

Por encima de esta formación se encuentra una sucesión carbonatada del Cretácico superior que reci-

be diferentes nombres locales. Por ejemplo, se denomina Formación Boñar en las cercanías de la localidad del mismo nombre, mientras que está dividida en siete formaciones diferentes en la banda de Ubierna en el NE. Estos niveles se depositaron en una plataforma carbonatada que sufrió varias etapas transgresivas y regresivas. El espesor de la serie carbonatada varía de unas zonas a otras a lo largo del borde N de la cuenca, alcanzándose el máximo espesor en la zona oriental (500-600 m) en las cercanías de la falla de Becerril y disminuyendo progresivamente hacia el oeste, donde llegan a desaparecer a la altura del meridiano de la Robla (León). Este acuñaamiento de la serie calcárea es constatable tanto en afloramientos en superficie, como en los perfiles de reflexión de esa zona (Redondo et al., 1995).

La serie carbonatada comienza con unos niveles de transición de margas, areniscas, arcillas y limos de tonos grises y amarillos con niveles de arena fina y areniscas calcáreas que se adelgazan hacia el O (Rodríguez Fernández et al., 1994). La edad de estos materiales varía a lo largo del borde, pero abarca el periodo Turoniense-Santoniense, al igual que su potencia que oscila entre 80 y 170 m. Por encima se deposita una serie carbonatada concordante de calizas y margas con una potencia de hasta 300 m correspondiente al Santoniense-Campaniense que hacia el este llega a tener edad Maastrichtiense (Carralera, 1969). La serie marina evoluciona hacia techo a sedimentos con una creciente influencia continental que supone el comienzo de la regresión marina y la transición Cretácico-Terciario.

El Terciario

Con el cambio del régimen tectónico distensivo cretácico al compresivo Terciario, relacionado con la compresión de Iberia contra la Placa Europea por el empuje de África, que produjo el levantamiento de los Pirineos y el cierre parcial del Golfo de Vizcaya, se produjo en esta zona una inversión tectónica y una importante variación paleogeográfica. Debido a la compresión se formó un pliegue de propagación de falla, con el flanco frontal invertido, que afecta a los materiales meso-terciarios y constituye el borde septentrional de la cuenca. El pliegue está relacionado con un cabalgamiento vergente al S que afecta el basamento hasta 14 km de

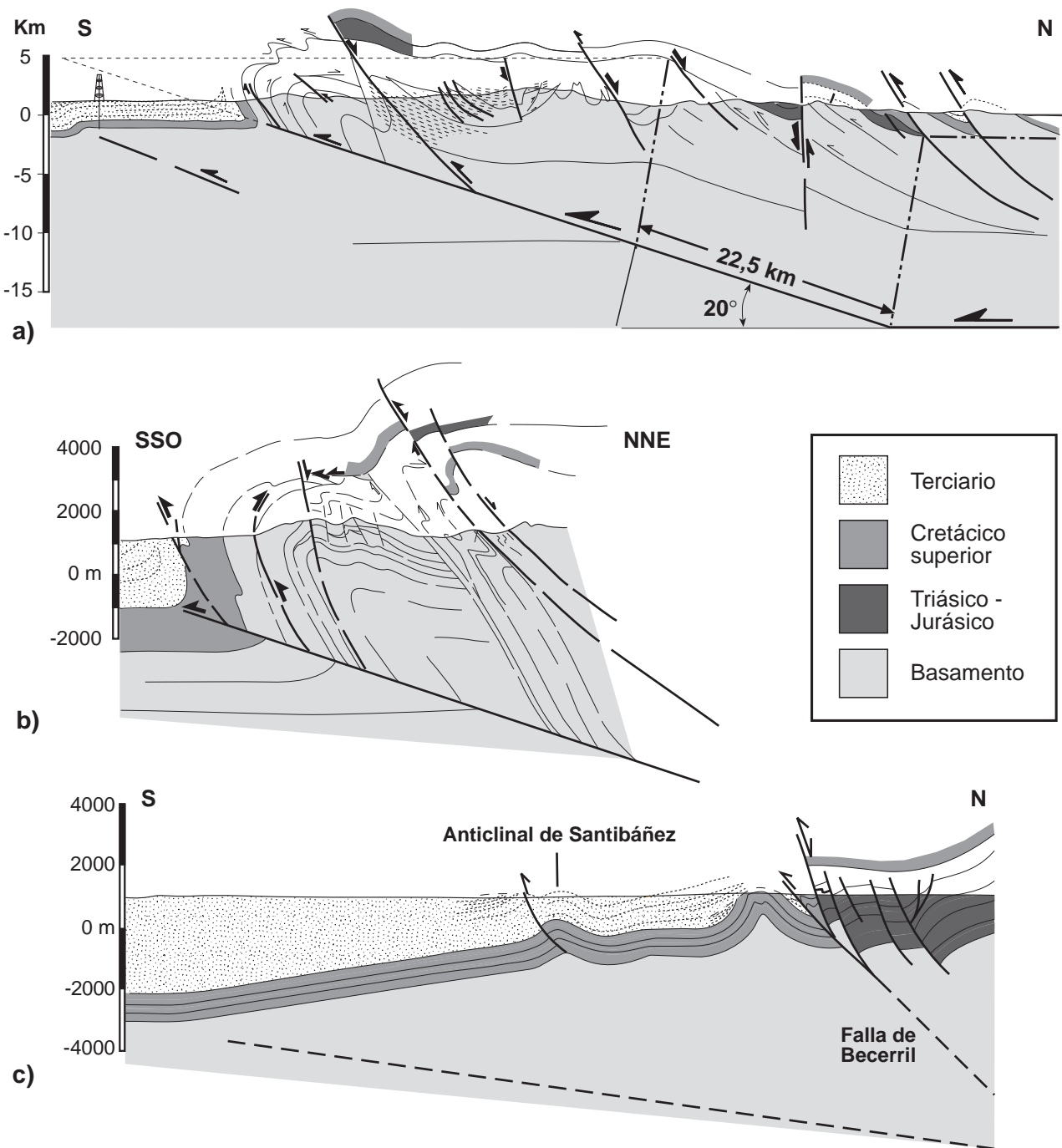


Figura 77. a) Corte geológico de la Cordillera Cantábrica y borde norte de la Cuenca del Duero. Obsérvese el levantamiento de la cordillera y formación del borde de la cuenca por el emplazamiento de un cabalgamiento alpino vergente al sur en el basamento paleozoico (Alonso et al., 1996). b) Corte geológico del borde de la cuenca al este de Guardo según Marín (1997) en una sección próxima a ESCIN-2. c) Corte geológico del borde norte de la cuenca en la banda de Ubierna, según Espina (1997). Situación de los cortes en la Figura 76.

profundidad, con una inclinación de 15° y un desplazamiento de 25 km (Fig. 77a). Este cabalgamiento alpino no aflora en superficie, pero produjo la inversión del Mesozoico (Fig. 77b) y el levantamiento de la Cordillera Cantábrica (Alonso et al.,

1996). Esta elevación de la cordillera marcó el inicio del desarrollo de la cuenca de antepaís terciaria del Duero, propiamente dicha. Desde ese momento la cuenca se rellenó paulatinamente por abanicos aluviales progradantes hacia el centro de la misma,

enraizados en los jóvenes relieves que se estaban formando en el N y que terminarían colmatándola. En el borde NE, en la denominada banda de Ubierna (entre la falla de Becerril y el anticlinal de Santibáñez), la deformación alpina produjo el reajuego inverso de la falla normal de Becerril que invirtió su movimiento, compensando totalmente su juego extensional. El bloqueo de dicha falla originó un tren de pliegues en el bloque inferior que se relevan progresivamente hacia el centro de la cuenca (Espina et al., 1996; Espina, 1997). Los pliegues son asimétricos y en ocasiones desarrollaron cabalgamientos en sus flancos meridionales (Fig. 77c).

Los primeros depósitos terciarios corresponden a la Formación Vegaquemada (Evers, 1967), que tiene un espesor variable, con un máximo de 350 m y puede dividirse en dos miembros. El inferior es preorogénico, no tiene un afloramiento continuo a lo largo del borde de la cuenca y alcanza una potencia máxima de 125 m. Está formado por calizas, areniscas y lutitas (Colmenero et al., 1982a) y es concordante con el Cretácico, representando el tránsito de condiciones marinas a continentales (facies Garumniense). El tramo superior es discordante con el anterior, más potente y marca el inicio de la actividad tectónica durante el Paleógeno. Está compuesto por una serie de secuencias granodecrecientes de conglomerados polimícticos a lutitas, provenientes de la erosión de rocas del macizo paleozoico y de los sedimentos preorogénicos cretácicos y paleógenos (Fig. 78).

Por encima se depositaron los sistemas de abanicos aluviales poligénicos de Cuevas y Candanedo (Mabesoone, 1959; Evers, 1967), de gran potencia (superior a 1200 y 900 m respectivamente) y extensión, que forman coladas masivas de conglomerados de clastos carbonatados cretácicos y poligénicos paleozoicos, respectivamente. Su datación es difícil por la ausencia de registro paleontológico aunque Colmenero et al. (1982a y b) los atribuyen al Oligoceno-Neógeno. En la banda de Ubierna, la Formación Vegaquemada y el sistema de Cuevas pasan lateralmente a la Formación Ojeda, de características similares (Espina, 1997). En esta formación existe una datación realizada con fauna de ostrácodos en unas calizas lacustres que ha proporcionado una edad Oligoceno superior a más de 1000 m de la base (López Olmedo et al., en pren-

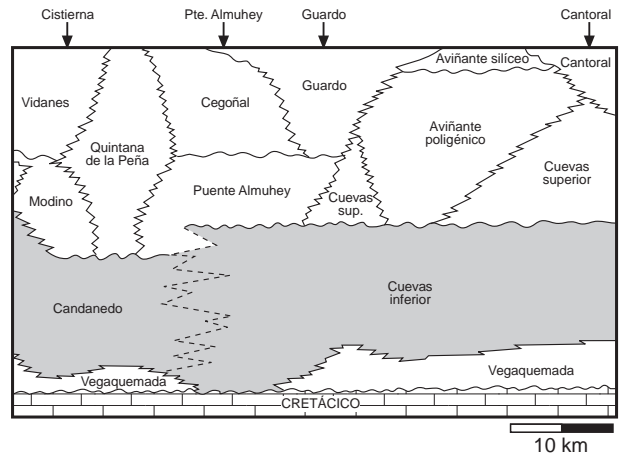


Figura 78. Distribución vertical y lateral (E-O) de los abanicos aluviales terciarios en la zona occidental del área estudiada, entre Cistierna y Cantoral. Modificada de Colmenero et al. (1982a).

sa). La sedimentación terciaria continuó con el depósito discordante de los abanicos de Modino, Quintana de la Peña, Puente Almuhey y poligénico de Aviñante que son sistemas aluviales coalescentes en sus zonas distales formados por conglomerados poligénicos de clastos paleozoicos. Su edad es Mioceno pre-Vallesiense (Mabesoone, 1959) con un espesor de unos 100 m. El ciclo sedimentario terciario culminó con el depósito discordante y en ocasiones erosivo de los Sistemas de Vidanes, Cegoñal, Guardo, Aviñante silíceo y Cantoral. Todos ellos están formados por conglomerados de clastos silíceos paleozoicos. El dato de edad más moderno procede de un yacimiento de mamíferos en Relea (Palencia) cuya edad es Mioceno superior (Portero et al., 1982) y se encuentra por debajo de depósitos silíceos posttectónicos, por lo que data los últimos eventos tectónicos.

5.2. Los sondeos

En la zona estudiada hay un total de 3 sondeos (situación en la Figura 76) realizados para la exploración de hidrocarburos entre los años 1969 y 1990, cuyas características técnicas se han resumido en la Tabla VIII. Los datos de estos sondeos han sido fundamentales como apoyo de las interpretaciones de las líneas sísmicas. Los datos técnicos y las columnas geológicas sintéticas de los sondeos Peña y Villameriel fueron extraídos de Lanaja (1987). Los datos del sondeo El Campillo, cedido por REPSOL

	EL CAMPILLO	PEÑA	VILLAMERIEL
Coordenadas Geográficas	4° 44' 43,92" O 42° 43' 10,83" N	4° 31' 20,90" O 42° 46' 00,30" N	4° 26' 53,40" O 42° 31' 05,30" N
Coordenadas UTM	357.071 4.731.248	375.430 4.736.120	381.040 4.708.410
Mapa IGN (1:50.000)	132 - Guardo	132 - Guardo	165 - Herrera de Pisuerga
Línea sísmica	N10	E13	E09
Punto de tiro	550	1550	145
Altitud (m) Nivel de referencia	1129,10 1135,80	1180,5	911,785 916,805
Profundidad (m)	2.825	2.323	2.933
Nivel de Parada	Paleozoico	Wealdense ?	Paleozoico
Año	1990	1971-72	1969
Empresa	REPSOL	AMOSPAIN	ENPENSA

Tabla VIII. Localización y características técnicas de los sondeos de prospección de petróleo en la Cuenca del Duero. Situación de los sondeos en la Figura 76.

EXPLORACIÓN y que será descrito en detalle en un próximo apartado, proceden del informe del sondeo de Delgado (1990) que incluye todos los datos técnicos de diagráfias, descripción litológica del sondeo, etc.

El sondeo "El Campillo"

El sondeo El Campillo fue realizado en la provincia de Palencia entre enero y mayo de 1990. Fue contratado por *REPSOL EXPLORACIÓN* para investigar la existencia de hidrocarburos en la Formación Utrillas y en niveles del Cretácico superior en una trampa anticlinal localizada previamente mediante experimentos de sísmica de reflexión. El sondeo se emplazó a una altura de 1129,10 m en el punto de tiro 550 de la línea N10 y la perforación comenzó sobre conglomerados poligénicos terciarios (Mioceno-Oligoceno). Los resultados de la investigación fueron negativos por lo que se abandonó la perforación una vez alcanzada la profundidad final de 2825 m, momento en que se estaban atravesando niveles paleozoicos atribuidos al Ordovícico superior o Silúrico.

Además de la descripción litológica del sondeo, realizada sobre muestras tomadas en intervalos varia-

bles entre 2 y 5 m, se realizaron otra serie de testificaciones y estudios geológicos y geofísicos: i) estudio palinológico, bioestratigráfico, estratigráfico, geoquímico y micropaleontológico; ii) pruebas de producción de hidrocarburos; iii) testificación eléctrica; iv) diagráfia sónica (*sonic-log*), perfil sísmico vertical (*VSP*) con *vibroscis* y testificación sísmica de velocidades.

A lo largo del sondeo se localizaron dos discordancias angulares, la primera de ellas entre el Terciario continental y los materiales de la facies Garum y la segunda entre la Formación Utrillas y el paleozoico infrayacente. La columna estratigráfica simplificada del sondeo (Figs. 79 y 80A) se presenta en la Tabla IX.

La elaboración de un sismograma sintético (Apartado 1.2 y Fig. 80c) a partir de la diagráfia sónica compensada de velocidades (Fig. 80b) permitió reconocer en los perfiles sísmicos los reflectores correspondientes al techo de las calizas cretácicas (base del Terciario), techo de la Formación Utrillas y la base del Mesozoico en el perfil N10, que sirvió de punto de partida para la interpretación del resto de perfiles.

Profundidad (m)	Descripción litológica
0 - 1004	Terciario (Continental) Conglomerados y microconglomerados heterométricos con intercalaciones de arcillas y areniscas poco consolidadas.
1004 - 1831	Areniscas y arcillas con intercalaciones de microconglomerados, algunas calizas y margas hacia muro.
~~~~~	<i>discordancia</i>
1831 - 1895	<b>Maastrichtiense (facies Garum)</b> Arcillas abigarradas algo arenosas y arcillas blandas ligeramente calcáreas.
1895 - 2329	<b>Cenomaniense superior - Campaniense</b> Calizas, calcarenitas, dolomías y margas con niveles fosilíferos. Niveles de arenisca, arcillas y calcarenitas a muro. Tanto hacia muro como hacia techo la serie se hace progresivamente más margosa.
2329 - 2555	<b>Albiense-Cenomaniense inferior (Formación Utrillas)</b> Areniscas blancas, rojizas, oscuras y transparentes con intercalaciones de niveles de arcillas. Se incluyen aquí los niveles de transición de techo con presencia de arcillas.
~~~~~	<i>discordancia</i>
2555 - 2825	Paleozoico (Ordovícico superior - Silúrico superior) Areniscas de grano fino a medio, cuarcitas y arcillas.

Tabla IX. Columna estratigráfica sintética del sondeo El Campillo. Profundidad en m referida a la altura de la mesa del sondeo 1135 m.

Correlación entre los sondeos

Los tres sondeos atraviesan una potente sucesión terciaria (incluyendo el Garum) con una potencia entre 1572 y 2227 m (Fig. 79). La sintética descripción litológica de los sondeos Peña y Villameriel no permite diferenciar claramente los distintos sistemas de abanicos aluviales y formaciones terciarias, aunque intentaremos hacer una división y correlación del Terciario en base a los datos del sondeo El Campillo. La parte alta de los sondeos Peña y El Campillo está formada por conglomerados y microconglomerados (930 y 1004 m de potencia respectivamente) que corresponde a los sistemas de abanicos superiores definidos previamente y que en el sondeo Villameriel se correlaciona con 1200 m de arcillas arenosas que corresponden a las facies distales de dichos abanicos. Por debajo, en el sondeo Villameriel se describe una serie de 750 m de arcillas calcáreas con pasadas de areniscas y conglomerados mientras que en El Campillo hay una serie de 827 m de areniscas y arcillas con pasadas de microconglomerados con algunas calizas y margas hacia muro. Estos niveles se interpretan como facies distales del complejo de Cuevas y la Formación Vegaquemada. En estos dos sondeos

el Garum lo forman una serie de arcillas abigarradas algo arenosas y/o calcáreas con una potencia de 277 y 64 m respectivamente. La potencia atribuida al Garum en el sondeo Peña es de 632 m, sin embargo, la gran disparidad de las potencias del Garum y Terciario entre este sondeo y los dos anteriores nos ha llevado a pensar que en realidad se han incluido bajo la denominación Garum las arcillas propiamente dichas y los niveles inferiores de los abanicos terciarios suprayacentes cuyas facies distales son parecidas.

Frente a las fuertes variaciones laterales, tanto de potencia como de facies, observables en el Terciario sinorogénico, el Cretácico situado discordantemente por debajo, muestra una mayor homogeneidad litológica y es prácticamente isopaco, lo que indica una aparente estabilidad en la plataforma calcárea donde se está depositando. En El Campillo se atraviesa una serie de 434 m de calizas, calcarenitas, margas y dolomías con algunos niveles de arcillas, sobre todo hacia muro, cerca de la transición con la Formación Utrillas. En Peña y Villameriel la potencia de la sucesión carbonatada es de 443 y 405 m respectivamente. Los últimos materiales cretácicos atravesados son las arenas de la

Formación Utrillas discordantes sobre el paleozoico con una potencia variable entre 217 y 237 m donde se incluyen los niveles de transición a la serie carbonatada superior. Cabe destacar que en el sondeo Peña, debajo de esta formación hay descritos 75 m de arcillas, areniscas y conglomerados atribuidos al Wealdense, pero como hemos visto, hay criterios geológicos de campo que hacen muy discutible esta atribución, como es la ausencia de niveles anteriores a la Formación Utrillas al SO de la falla de Becerril.

Descripción del sismograma sintético, reflectores interpretados

Pasaremos a describir la correlación entre las reflexiones del sismograma sintético (Fig. 80) y de la línea N10 y a enumerar los niveles que se han seleccionado para interpretar en este estudio. En la Figura 81 se ha situado el sismograma sintético en el lugar que ocupa el sondeo El Campillo (punto de tiro 550) en la línea N10. La correlación es buena entre las reflexiones del sismograma sintético y de la sección sísmica real. Las diferencias observables entre ambos son razonables teniendo en cuenta que una traza de la sección sísmica es la respuesta media de un área con una extensión lateral de varios cientos de metros, mientras que al testificar un sondeo la información que se obtiene es de menos de un metro alrededor del sondeo.

En el sismograma sintético (Fig. 80c) se pueden ver una serie de reflexiones intraterciarias entre 0,3 y 1,1 s en tiempo doble (T.D.) que en general tienen una buena correlación con las reflexiones observables en la sección sísmica (Fig. 81) entre 0 y 0,9 s, pero de difícil atribución a un nivel geológico concreto por no haber ningún nivel guía en la serie. El Terciario se caracteriza por ser altamente reflectivo con un elevado número de reflexiones subhorizontales, generalmente paralelas, de gran amplitud y baja o moderada frecuencia que tienen una continuidad lateral de decenas de kilómetros. Inmediatamente por debajo, en el sintético, se observan 3 fuertes reflexiones de gran amplitud, la primera de las cuales se correlaciona con el techo del Garum y la segunda (0,9 s) con el techo de la sucesión carbonatada cretácica. En un principio se intentaron interpretar ambos niveles en toda la zona del estudio, aunque finalmente se desestimó la

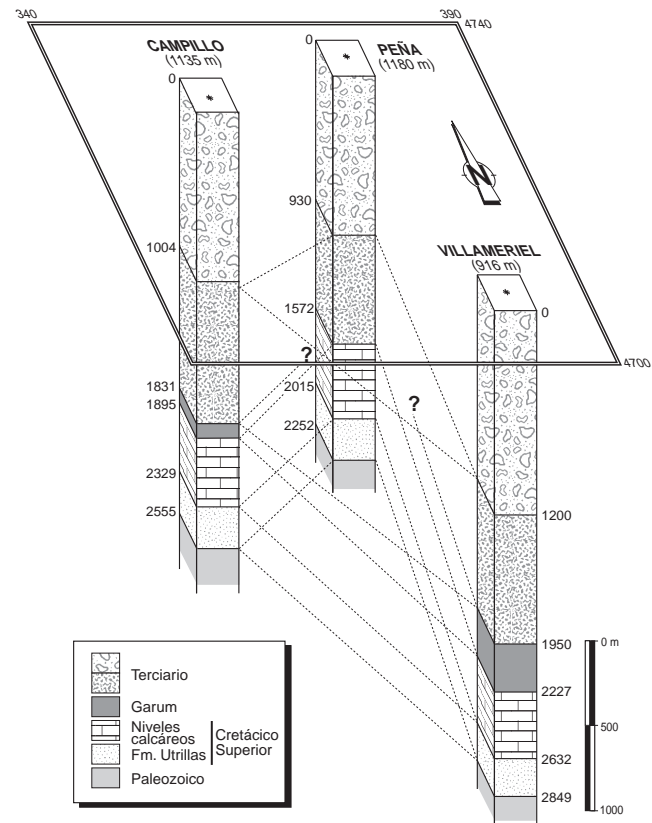


Figura 79. Correlación de los niveles interpretados en los tres sondeos para prospección de petróleo empleados como apoyo en la interpretación de los perfiles sísmicos (profundidades referidas al nivel de base de cada sondeo). Situación en la Figura 76.

interpretación del techo del Garum ya que no mantenía su continuidad lateral en otros perfiles y era difícil de seguir con una mínima fiabilidad. La reflexión del techo de las calizas cretácicas era fácilmente correlacionable y por ello fue el primer nivel escogido para su estudio. El Cretácico carbonatado muestra una facies sísmica dominada por reflexiones paralelas, de menor frecuencia y más energéticas aunque en ocasiones la amplitud decae de tal modo que llega a ser casi reflectivamente transparente como consecuencia de su homogeneidad litológica, como se puede ver bajo el punto de tiro 520 en el perfil N10. Por debajo, el contacto con la Formación Utrillas produce una reflexión muy débil en el sintético, que sin embargo se correlaciona con una fuerte reflexión, a 1,1 s, de gran amplitud y continuidad lateral en la sección sísmica, que en ocasiones va acompañada por otra reflexión similar inmediatamente por encima. Esta fábrica sísmica se mantiene en el resto de perfiles, por lo que fue

escogido como segundo nivel para interpretar. El último nivel seleccionado es la discordancia Meso-zoico-basamento paleozoico que produce una débil reflexión (1,18 s T.D.) tanto en el sintético como en la sección sísmica, al contrario de lo que *a priori* se podía esperar. Hay que mencionar que esta reflexión es de difícil seguimiento lateral y en general se ha interpretado en el nivel que separa los reflectores cretácicos, de gran continuidad lateral, de otros con una facies de reflexiones cortas, discontinuas y subhorizontales o levemente inclinadas que caracteriza la reflectividad del basamento.

5.3. Los perfiles de sísmica de reflexión

Para la realización de este estudio se interpretaron un total de 38 líneas de sísmica de reflexión, pertenecientes a las campañas Duero-Reinosa, con claves DR85, DR87 y DR88. Para facilitar la lectura de la memoria se han sustituido los nombres originales, algunos tan engorrosos como DR87-01VD, por nombres más sencillos como E10 y en el Anexo I se encuentran las tablas de equivalencias de los nombres. La longitud total de los perfiles supera los 1100 km y cubren un área de 6400 km² en las provincias de León, Palencia y Burgos (Fig. 82). 25 líneas tienen una orientación N-S a NE-SO, perpendicular al borde de la cuenca y a la dirección de las estructuras alpinas (perfiles denominados Nxx). Las 13 restantes tienen una orientación E-O a NO-SE y cortan subperpendicularmente a las anteriores (perfiles denominados Exx). Las líneas forman una malla que permite correlacionar las estructuras interpretadas en dos dimensiones y obtener una imagen tridimensional de las mismas. También se consultaron otras 6 líneas situadas al oeste de las primeras para estudiar la estructura del borde de la Cuenca hasta su extremo occidental. El nivel de base (*datum plane*) de todas las campañas es 900 m sobre el nivel del mar.

Descripción de las fábricas sísmicas

En este apartado se describen los rasgos que caracterizan a las fábricas sísmicas de los materiales interpretados en los perfiles de la campaña Duero-Reinosa (DR). Si la labor de sintetizar las características de la fábrica sísmica estudiada en 38 perfiles de sísmica de reflexión, que cubren un área

aproximada de 6400 km², es complicada, todavía lo es más en el caso del Terciario de la Cuenca del Duero por tratarse de materiales sinorogénicos, con frecuentes cambios laterales de facies, que además se forman por la coalescencia de abanicos aluviales de distintas procedencias. La palabra que define la fábrica sísmica terciaria es la variabilidad, que es tanto más acentuada cuanto más nos acercamos al borde septentrional de la cuenca, mientras que en las zonas distales la fábrica es más homogénea.

La reflectividad del Terciario es muy buena y se caracteriza por reflectores mayoritariamente paralelos, alternándose aquellos con longitudes de hasta decenas de kilómetros, con otros más cortos e incluso niveles acústicamente transparentes. La frecuencia dominante es más alta que la de los reflectores cretácicos. Dentro del Terciario no se observan discordancias, excepto en las zonas donde se desarrollan abanicos de capas y discordancias progresivas en relación con cabalgamientos como los de Santibáñez, Campillo o el cabalgamiento del borde norte de la cuenca. Son frecuentes las variaciones laterales de la reflectividad, sobre todo en las zonas cercanas al borde de la cuenca como se puede ver en la Figura 81 donde la facies sísmica del nivel T₂ varía lateralmente a ambos lados del cabalgamiento del Campillo. También es frecuente observar variaciones de la reflectividad en la vertical, más frecuentemente en las cercanías del borde, aunque no se puede definir un patrón común de variabilidad ya que con frecuencia perfiles paralelos y contiguos muestran una estructuración vertical diferente. En el sector N del perfil N08 (Anexo III-b) se puede ver que la reflectividad es mucho más alta en la parte inferior del Terciario que en la superior, mientras que en el sector S del mismo perfil o en el E12 (Anexo IV-b) la reflectividad es homogénea tanto vertical como lateralmente. El Terciario yace discordante sobre el Cretácico, aunque las discordancias son de bajo ángulo y observables a gran escala, como en el extremo oriental del E03-este (Anexo IV-c) y sobre todo en los perfiles transversales, como el N03 (Anexo III-a) donde se dispone en *onlap*. La última característica del Terciario es que su potencia varía considerablemente, como se puede observar en la Figura 89d (isobatas de la base del Cretácico). Con frecuencia no se puede determinar exactamente la potencia máxima

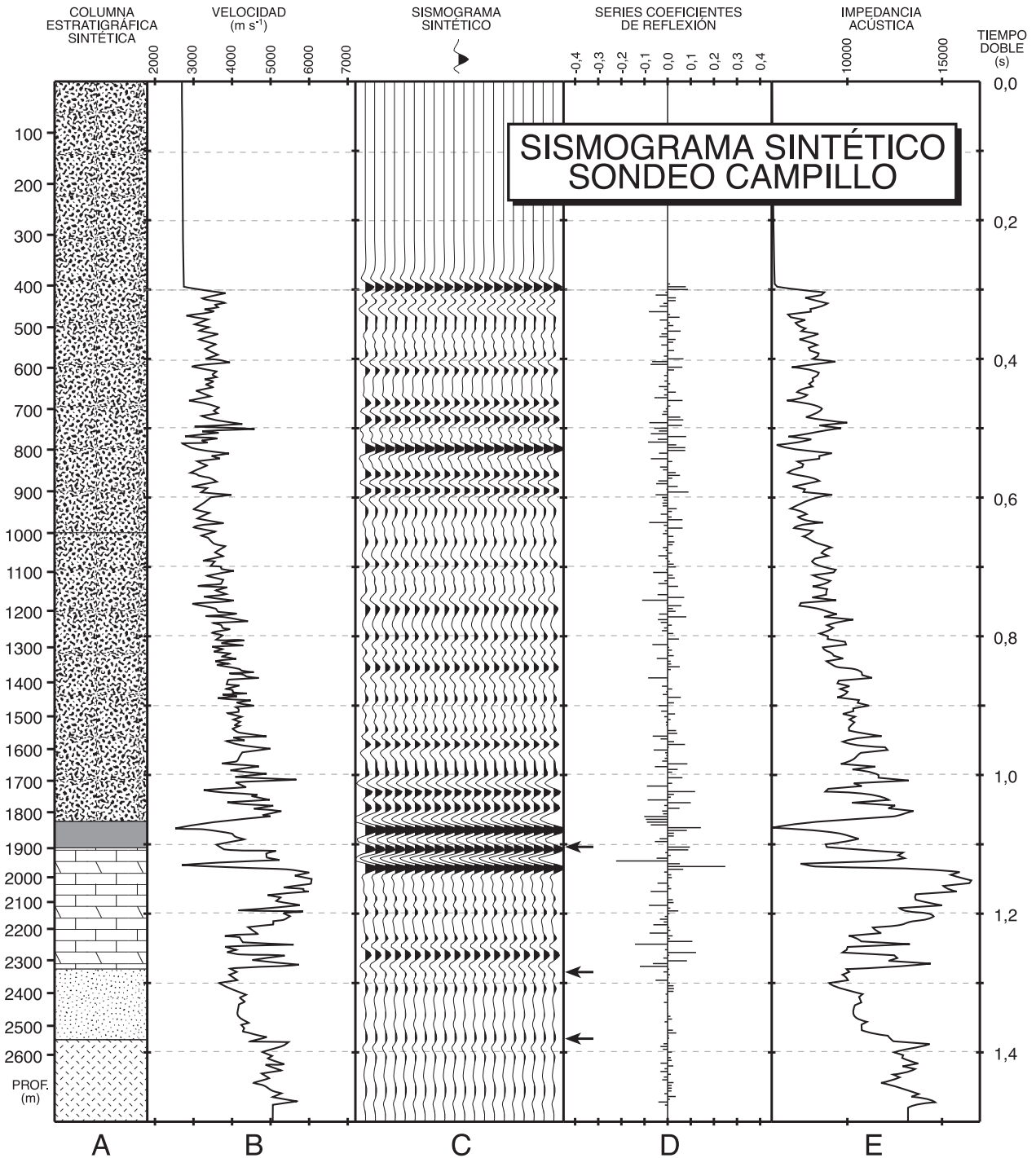


Figura 80. A) Columna estratigráfica sintética del sondeo El Campillo (misma leyenda que la Fig. 79). B) Registro de velocidades (*sonic-log*) calibrado obtenido en el sondeo. C) Sismograma sintético obtenido al realizar la convolución de una onda Ricker de fase 0 con la serie de coeficientes de reflexión. Las flechas indican los niveles que fueron interpretados en los perfiles de reflexión. D) Serie de coeficientes de reflexión calculado en el ordenador a partir de la curva de impedancia acústica. E) Curva de impedancia acústica obtenida a partir del registro de velocidades (B) al aplicarles las densidades calculadas mediante la ley de Gardner (Apartado 1.3).

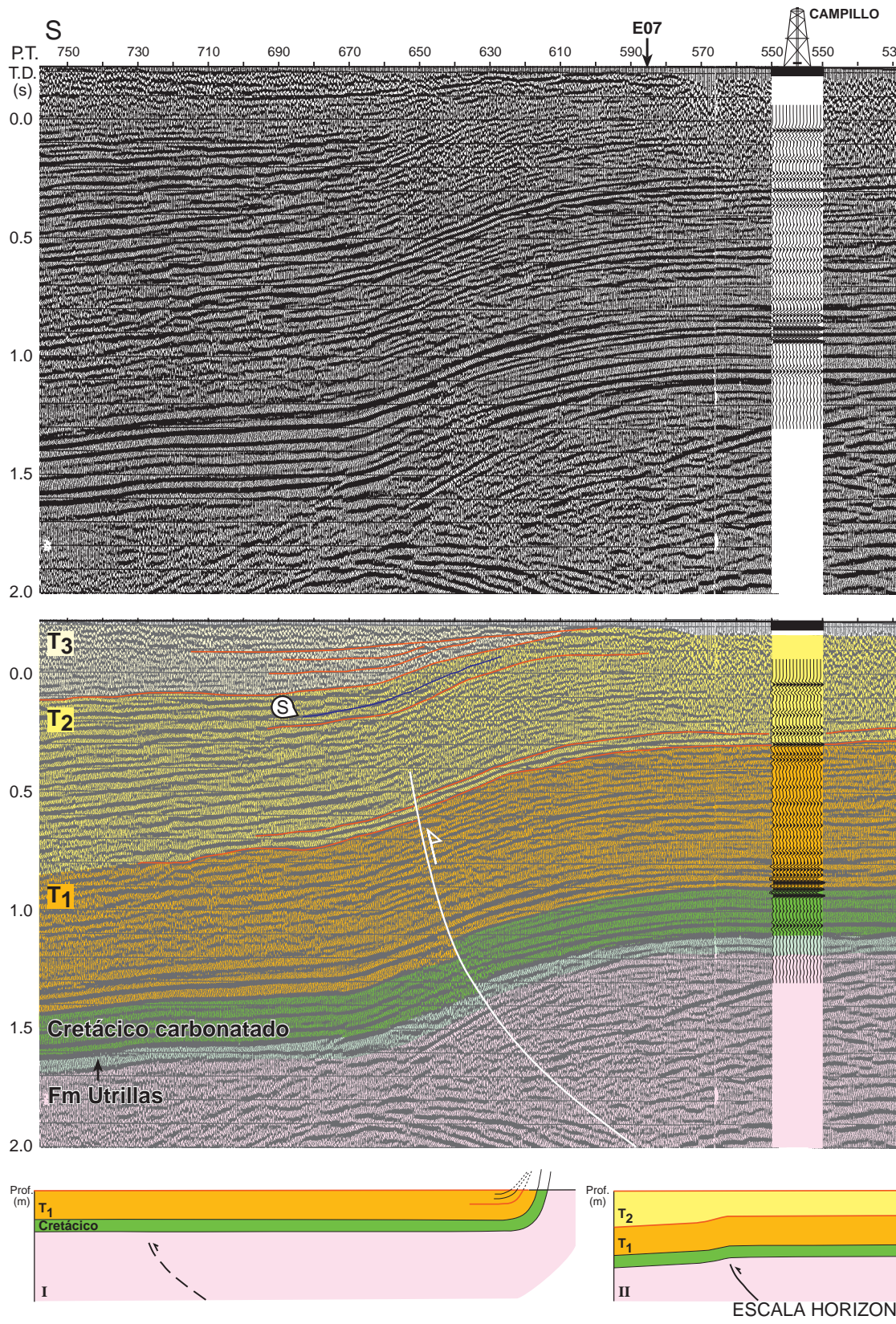
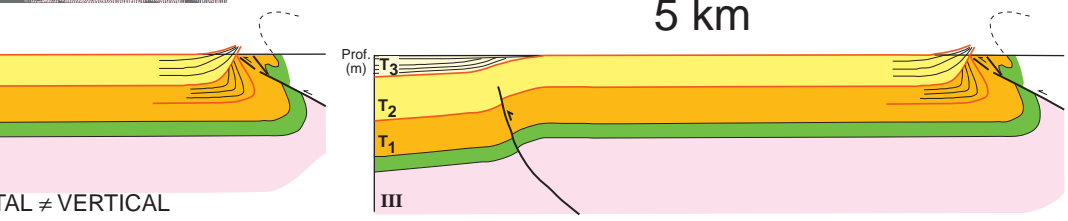
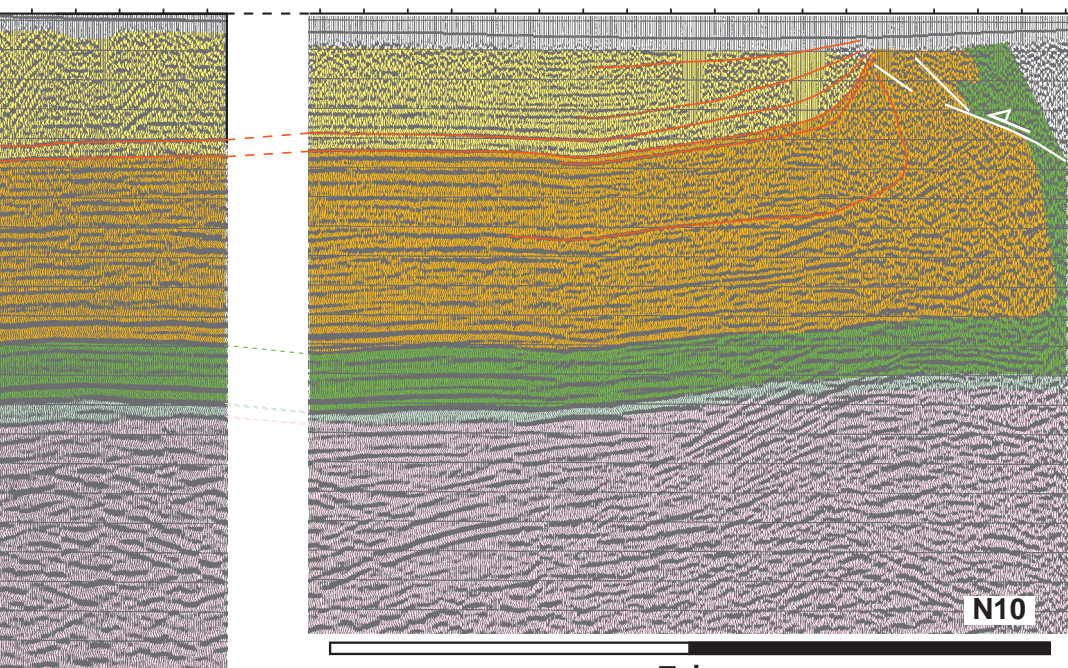
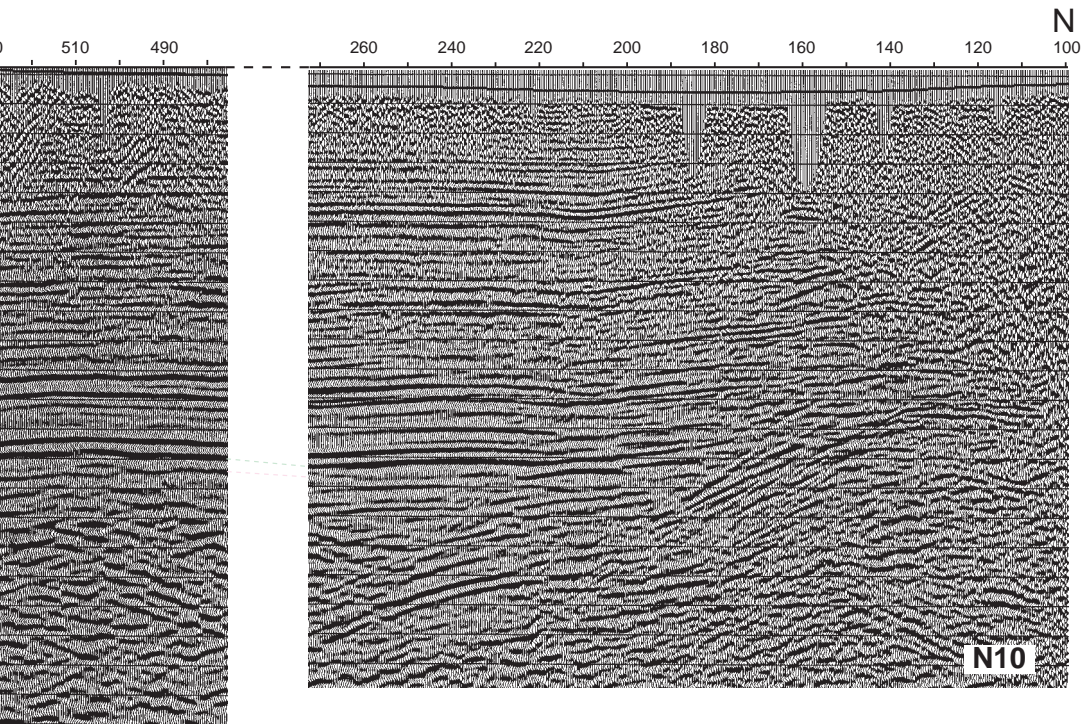


Figura 81. a) Localización del sondeo El Campillo y el sismograma sintético en la línea N10 para correlacionar los reflectores con el mapeo de Santibáñez en la Figura 85. b) Reconstrucción de las diferentes etapas de formación de las estructuras y depósito de los carbonatos de Santibáñez.



de la línea con horizontes geológicos. El reflector S corresponde a la base del abanico de capas relacionado con el cabalgamiento de los niveles T₁, T₂, y T₃. La escala horizontal es distinta de la escala vertical (ver desplegable).

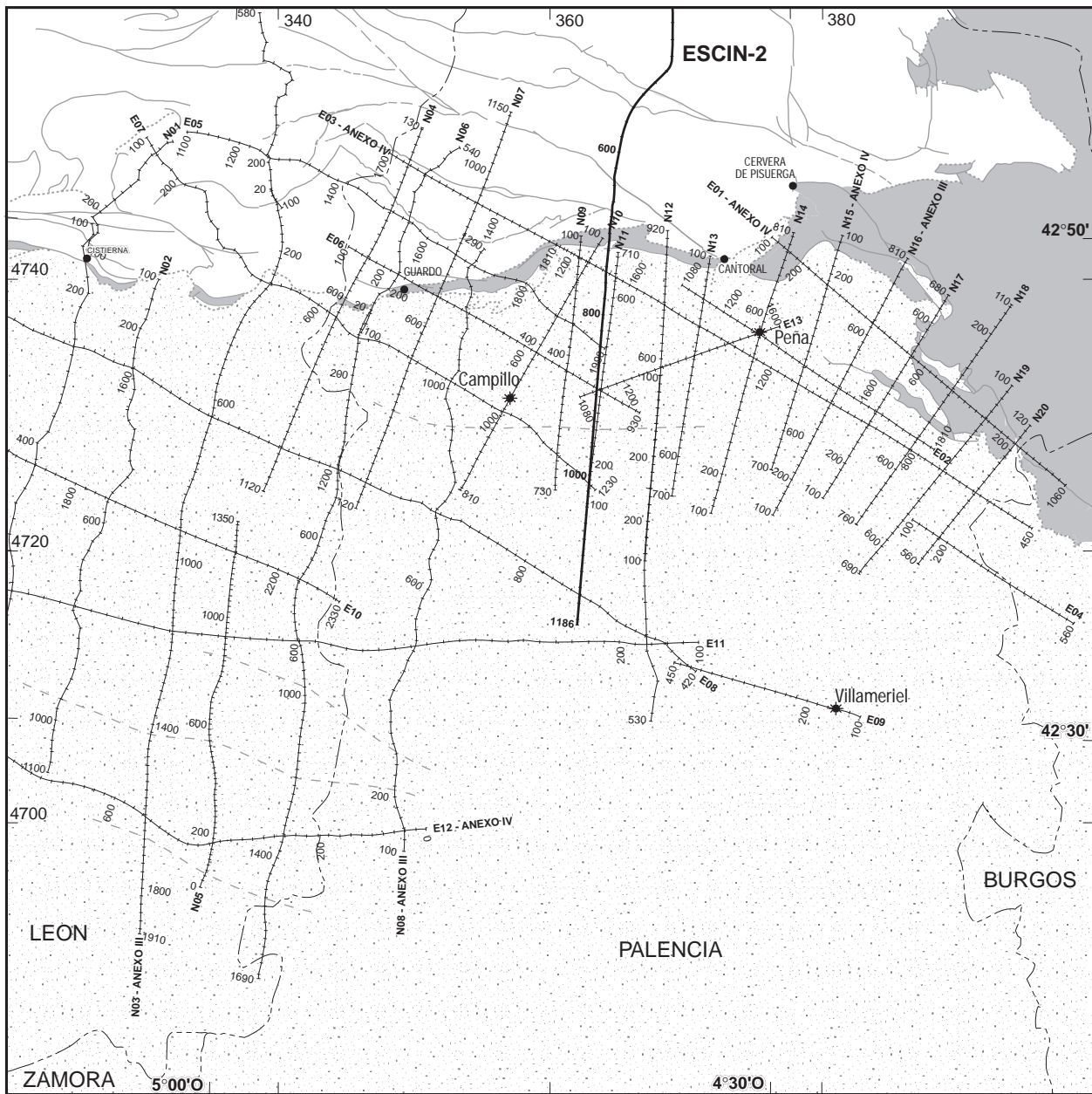


Figura 82. Mapa con la situación de las 38 líneas interpretadas y de los sondeos El Campillo, Peña y Villameriel. Los nombres originales de las líneas se encuentran en el Anexo I.

original del Terciario, ya que está tectónicamente levantado y erosionado en su parte superior. Las variaciones de espesor están especialmente marcadas en la dirección S hacia donde se acuña, a la vez que el basamento pierde profundidad (Anexo III-a y b). También se observan variaciones de espesor en perfiles con otras orientaciones como el E03-este (Anexo IV-c). En el sector sur las variaciones de espesor son especialmente importantes en la direc-

ción N-S, no así en la dirección E-O donde son pequeñas y graduales (Anexo IV-b).

La reflectividad de la serie cretácica es muy buena. En general los reflectores son más energéticos que los terciarios, aunque presenta niveles intercalados con amplitudes muy bajas, casi acústicamente transparentes (extremo oeste del Anexo IV-b). A techo del Cretácico se encuentran dos o tres reflexiones de gran amplitud y continuidad, habiéndose es-

tablecido el límite Terciario-Cretácico en la segunda de ellas (Fig. 80c). Los reflectores son paralelos entre sí y las frecuencias predominantes son más bajas que las del Terciario. El Cretácico se dispone discordante sobre el basamento, aunque la discordancia no se observa muy claramente en los perfiles sísmicos debido a la escasa estructuración interna de las reflexiones del basamento. El límite entre ambos no constituye un fuerte reflector, como era previsible, sino que se localiza por un cambio de facies marcado por la pérdida de coherencia de las reflexiones del basamento. La potencia del Cretácico no tiene bruscas variaciones, oscilando entre 0,25 y 0,4 s. La serie aumenta su potencia hacia el sur y sobre todo destaca la marcada reducción del espesor hacia el oeste, llegando a desaparecer las calizas cretácicas totalmente a la altura de la Robla.

La reflectividad del basamento es muy heterogénea, por lo que no se puede hablar de unos rasgos comunes diferenciales. Nos limitaremos a citar las diferentes fábricas observables. En general el basamento es poco reflectivo dominando los reflectores cortos, subhorizontales o ligeramente inclinados (Anexo IV-b). En ocasiones, reflexiones más energéticas se disponen paralelas a la cobertera aunque con menor amplitud, frecuencia y organización interna, como en la mitad occidental de la línea E03-este (Anexo IV-c) donde localmente incluso forman un ángulo con la serie cretácica. Otra estructura frecuente son los reflectores o bandas de reflectores alineados e inclinados al N bajo la cobertera o más frecuentemente en el Paleozoico al N de la Cuenca del Duero (Anexo III-a) que suelen alcanzar la base del perfil. En muchas ocasiones los reflectores del basamento tienen amplitudes similares a las de la cobertera y dibujan estructuras curvadas complejas de difícil interpretación, como en la línea N08 (Anexo III-b) bajo el punto de tiro 1000.

La estructura del sector NE de la Cuenca del Duero

En este apartado se describen una selección representativa de las líneas interpretadas y de las estructuras observadas en ellas. Se hará especial hincapié en la descripción de las estructuras localizadas en la Cuenca del Duero propiamente dicha, por cuanto la estructura del borde y zonas paleozoicas se abordará más detalladamente en apartados posteriores. Se describirán un total de siete lí-

neas, cuatro transversales a las estructuras y tres longitudinales a las mismas.

Línea N03. El perfil sísmico N03 (Anexo III-a) está orientado en dirección N-S y tiene una longitud de 70,2 km. Por el norte comienza en los materiales paleozoicos situados al norte de la falla de León y atraviesa materiales sinorogénicos del carbonífero antes de cruzar el borde de la Cuenca del Duero y adentrarse en el Terciario. La calidad del perfil es muy buena, excepto en el registro de los materiales paleozoicos donde la reflectividad decrece. Aún así, en esa zona se pueden distinguir tres bandas de reflectores alineados e inclinados al norte, que cortan todo el perfil desde la superficie hasta su límite inferior. Cabe reseñar que éste es el perfil donde el cabalgamiento alpino del frente de la cordillera tiene un mayor desplazamiento, cortando y cobijando a toda la serie meso-terciaria con un ángulo bajo.

El depocentro original del Terciario, una vez restituida la serie a su posición horizontal, se localiza inmediatamente por delante del cabalgamiento del frente, aunque un levantamiento posterior de esta zona produjo el basculamiento hacia el sur del Terciario y su máxima potencia actual (1,52 s) se encuentra desplazado unos kilómetros por delante del frente. Desde el depocentro hacia el sur los reflectores terciarios son subhorizontales y paralelos entre sí. La serie terciaria reduce su espesor en esa dirección, a la vez que el basamento pierde profundidad.

El Terciario yace discordante sobre el Cretácico, disponiéndose en *onlap* hacia el sur, aunque localmente puede parecer concordante por ser la discordancia de muy bajo ángulo. Dentro de la serie terciaria no se encuentran discordancias angulares y pueden diferenciarse dos niveles con distinta reflectividad. El inferior es menos reflectivo y se acuña hacia el sur hasta desaparecer casi en el extremo meridional del perfil. El superior es más reflectivo y también se acuña en la misma dirección, aunque la disminución de espesor es menos acentuada.

Los reflectores de la serie Cretácica tienen en general muy buena continuidad lateral y son más energéticos que los terciarios. Tiene un espesor de 0,25 s y es prácticamente tabular, aunque aumenta ligeramente su espesor hacia el sur hasta alcanzar 0,3 s. En el norte los reflectores están basculados hacia el sur, junto con el Terciario, mientras que

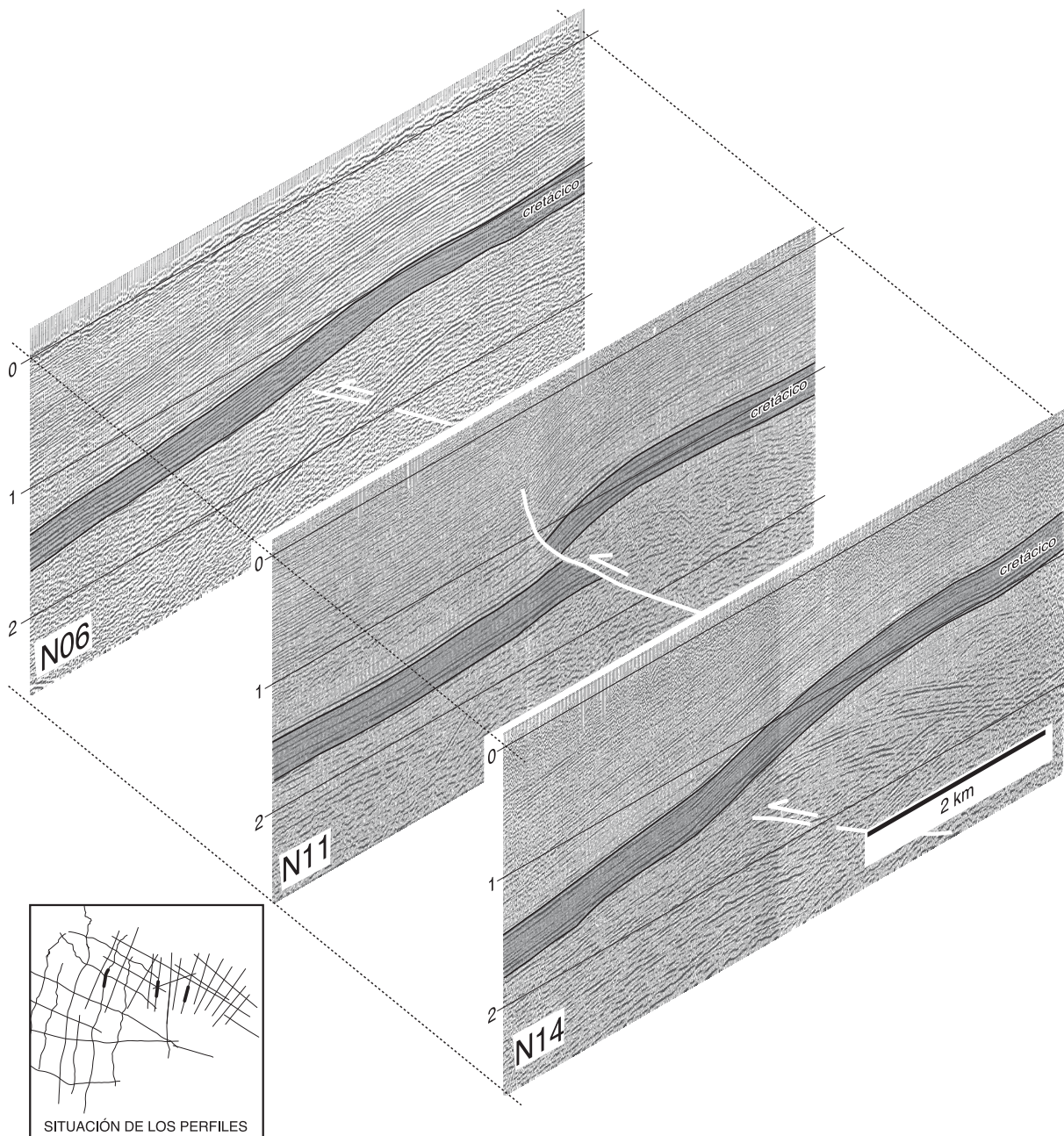


Figura 83. Detalles de las líneas N06, N11 y N14 mostrando la evolución lateral del cabalgamiento del Campillo hacia el E y O a sendos pliegues monoclinales (Cretácico sombreado). En el recuadro se muestra la situación de los perfiles interpretados y en negrita los perfiles representados en la figura.

desde el depocentro hasta el extremo sur, se inclinan ligeramente hacia el N, formando una rampa con una pendiente muy constante. En el extremo sur el Cretácico está afectado por cuatro fallas inversas inclinadas al S. Algunas de ellas sólo cortan a la base del Mesozoico, produciendo un pequeño pliegue de propagación de falla fosilizado por el

Terciario, mientras que otras incluso afectan a los primeros niveles terciarios.

El basamento bajo la cobertera es transparente y únicamente se observan unas reflexiones conspicuas inclinadas al N bajo los CDP 600 y 840.

Línea N08. El perfil sísmico N08 (Anexo III-b) tiene una dirección N-S y una longitud de 45,4 km.

Su extremo septentrional comienza en el paleozoico al norte del borde de la cuenca y en su mayor parte discurre sobre el Terciario. La reflectividad del perfil es muy buena, incluyendo la imagen del cabalgamiento alpino que corta y cobija a la serie meso-terciaria, aunque con un desplazamiento ligeramente inferior al del perfil anterior.

El Cretácico y Terciario son horizontales por delante del frente de la cordillera, hasta el P.T. 980 donde progresivamente comienzan a inclinarse hacia el sur, formando un pliegue monoclinial con el flanco sur fallado. La falla es inversa, verge al sur y tiene una trayectoria subvertical en la cobertera, mientras que en el basamento pierde inclinación y se inclina al norte. A esta estructura se le ha denominado cabalgamiento del Campillo y su traza tiene una dirección E-O. El desplazamiento producido por la falla es pequeño y se consume en la parte superior del Terciario donde se desarrolla un abanico de capas, por delante del cabalgamiento, que se horizontalizan progresivamente hasta que los últimos niveles terciarios yacen horizontal y discordantemente sobre los niveles inferiores del abanico. En el bloque cabalgante el basamento está elevado formando el levantamiento del Campillo, que también se observa en otras líneas cercanas como la N10 (Fig. 81).

El Terciario del bloque superior del cabalgamiento se estructura en unos niveles superiores menos reflectivos, sobre otros de mayor reflectividad. Esta fábrica sísmica varía al S del cabalgamiento del Campillo donde los niveles inferiores mantienen su facies sísmica mientras que los superiores aumentan lateralmente su reflectividad y espesor.

Por delante del cabalgamiento la serie se encuentra basculada hacia el S. El basculamiento es producido por la evolución del cabalgamiento que produce el levantamiento del bloque norte y origina un pliegue monoclinial que finalmente se falla. Hacia el E y O el cabalgamiento termina lateralmente en sendos pliegues monocliniales observables en las líneas N14 y N06 respectivamente (Fig. 83). El depocentro final del Terciario se encuentra por delante del cabalgamiento bajo el P.T. 800 a 1,48 s. Del depocentro hacia el sur el Terciario es horizontal, tiene forma de cuña que disminuye el espesor hacia el sur y yace discordante disponiéndose en *onlap* sobre el Cretácico que forma una rampa inclinada al N.

La serie cretácica es muy similar a la del perfil descrito previamente, con forma tabular aunque el espesor aumenta ligeramente hacia el S pasando de 0,3 a 0,42 s. En esta zona se localizan unas fallas inversas, afectando únicamente al Cretácico, que se pueden correlacionar con las de perfiles contiguos.

El basamento es más reflectivo que en el caso anterior. Se pueden distinguir varias estructuras antiforales de difícil interpretación bajo el P.T. 530 y en la zona del cabalgamiento del Campillo. Este cabalgamiento se sigue en profundidad por unos reflectores poco energéticos inclinados al N que también se observan en los perfiles contiguos y en el perfil de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2 estudiado en el apartado anterior.

Línea N16. La línea sísmica N16 (Anexo III-c) tiene una longitud de 20 km y está orientada en dirección NE-SO, perpendicular a la dirección de las estructuras del borde de la cuenca en la banda de Ubierna. El perfil comienza en el flanco sur del anticlinal de Barrio, donde aflora el Cretácico carbonatado del borde NE de la banda de Ubierna (Fig. 84). Atraviesa perpendicularmente a dicha banda, y al anticlinal y cabalgamiento de Santibáñez que la limitan por el sur.

La reflectividad es buena excepto en el extremo septentrional donde la serie meso-terciaria está verticalizada en el flanco SO del anticlinal de Barrio. De ese punto hasta el extremo sur toda la cobertera se inclina al SO con un ángulo constante. La uniformidad de la rampa se rompe por la presencia del anticlinal y cabalgamiento de Santibáñez. El flanco N del anticlinal tiene un bajo buzamiento y hacia el N se localiza un sinclinal que discurre por el fondo de la banda de Ubierna (Fig. 84). El flanco sur está más inclinado y se pierde la señal sísmica en la zona del cabalgamiento, aunque ésta se recupera al sur del cabalgamiento.

El Terciario es concordante con el Cretácico y sus reflectores son isopacos a ambos lados del cabalgamiento de Santibáñez. La cartografía geológica superficial (Espina, 1997) indica que esos niveles están involucrados en un abanico de capas en el flanco sur del anticlinal de Barrio formado en relación con la inversión de la falla de Becerril (ver corte geológico en la Fig. 77c). La cartografía superficial también indica que los niveles terciarios superiores del bloque sur del cabalgamiento de Santibáñez es-

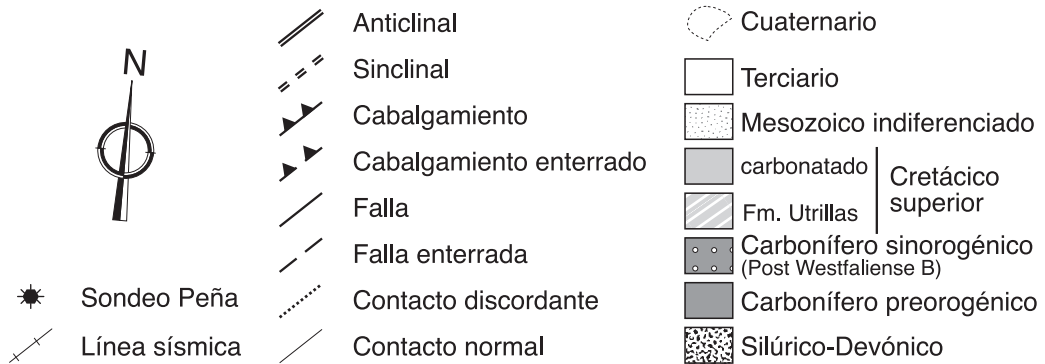
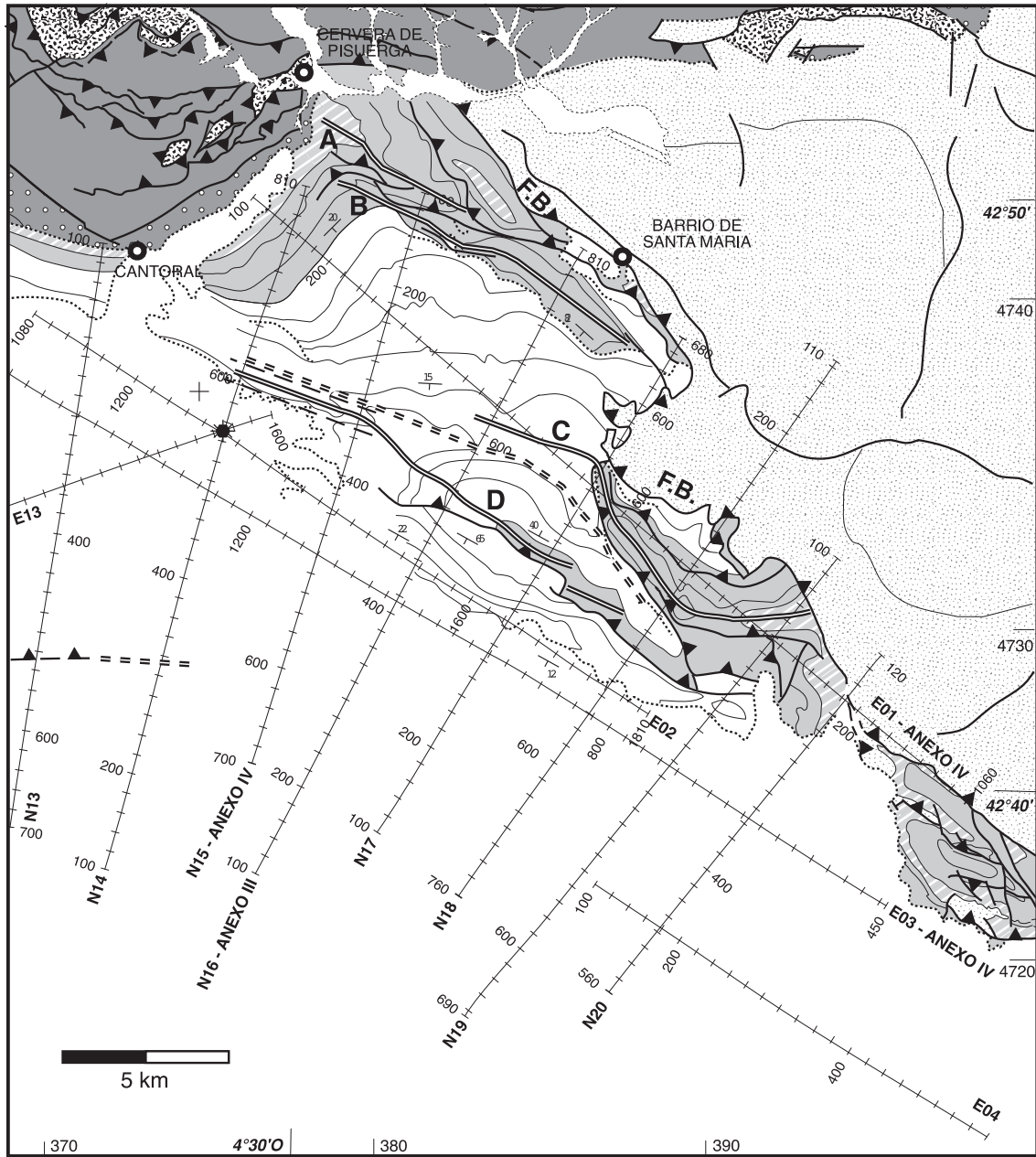


Figura 84. Mapa geológico del sector oriental del borde norte de la Cuenca del Duero (banda de Ubierna). A: Anticlinal de Caderamo; B: Anticlinal de Barrio; C: Anticlinal de Villaescusa; D: Anticlinal de Santibáñez; F.B.: Falla de Becerril. Según Espina et al. (1996).

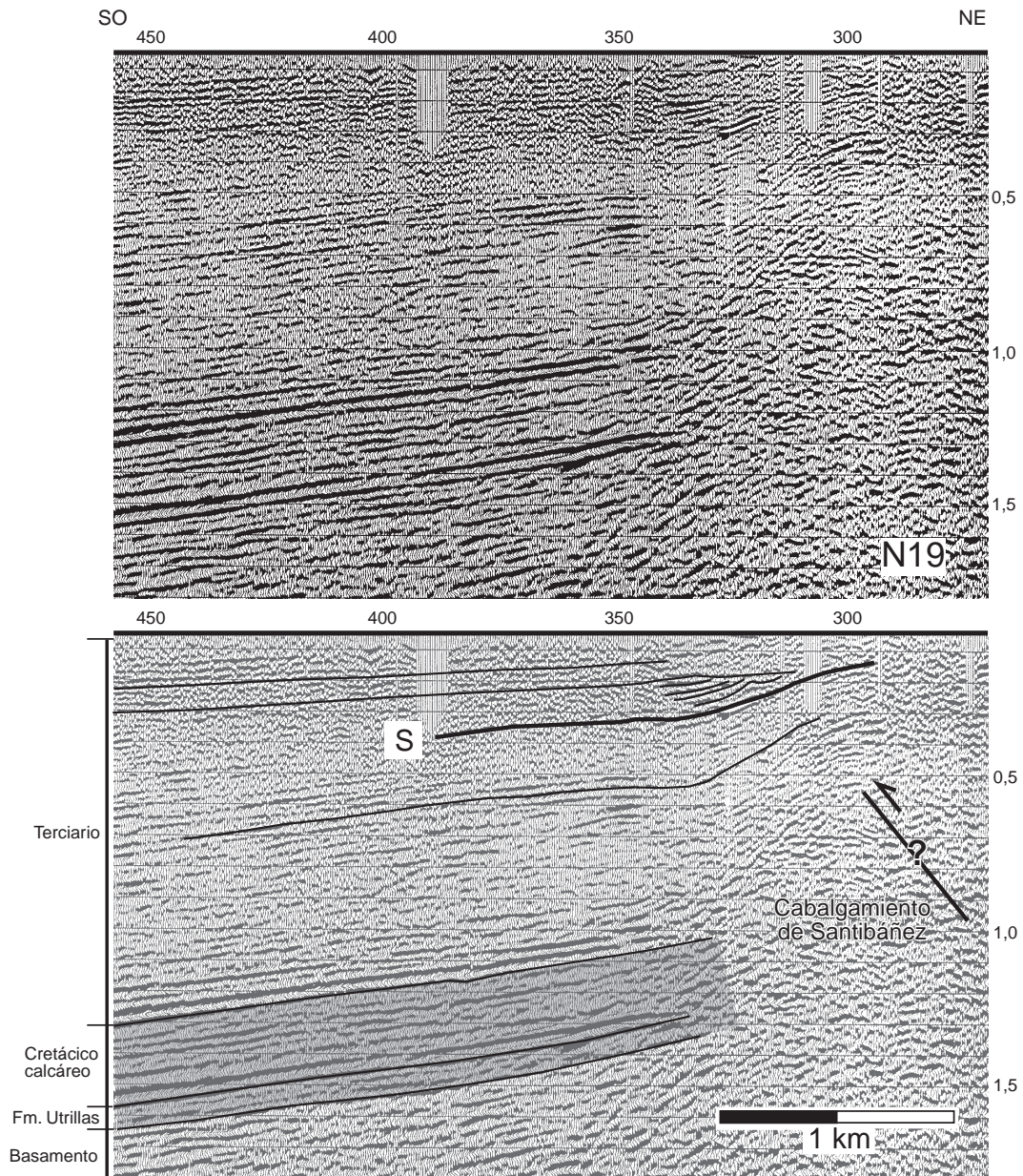


Figura 85. Detalle de la línea N19 e interpretación de la misma, mostrando el abanico de capas relacionado con el emplazamiento del cabalgamiento de Santibáñez. El reflector S corresponde a la base de dicho abanico, correlacionado también en la línea N10 de la Figura 81a.

tán involucrados en un abanico de capas, relacionado con el emplazamiento de dicho cabalgamiento, que también se observa en las líneas adyacentes como la N19 (Fig. 85). Dicho abanico se encuentra en la zona erosionada por encima de la superficie topográfica. La reflectividad es homogénea en el Terciario y no hay acuñaamientos ni discordancias entre los reflectores.

El Cretácico está formado por reflectores paralelos y es prácticamente isopaco, con un ligero aumento de

espesor hacia el sur. El basamento es poco reflectivo y los reflectores paralelos a los de la cuenca son en su mayoría múltiples. No se observan reflectores estructurados susceptibles de ser interpretados.

Línea N15. La línea N15 (Anexo III-a) tiene una dirección NNE-SSO casi paralela a N16 y una longitud de 16,5 km, siendo la calidad del perfil muy buena. Su trazado es casi perpendicular a las estructuras del borde de la cuenca. En su extremo norte comienza en los niveles cretácicos del flanco

SO del anticlinal de Barrio, pero casi todo su trazado discurre sobre el Terciario del Duero.

Este perfil muestrea la terminación noroccidental del cabalgamiento de Santibáñez que en esta sección aparece con una morfología de pliegue monoclinial entre los P.T. 200 y 400. Los reflectores de la cobertera están inclinados al S en la banda de Ubierna, inclinación que aumenta progresivamente hacia el sur, hasta la charnela de la flexión sinclinal. Esta charnela está cortada longitudinalmente por dos fallas verticales, posibles retrocabalgamientos, que hunden el bloque N, afectando al Cretácico y parte del Terciario. La expresión superficial de dichas fallas son un par anticlinal-sinclinal, continuación del anticlinal de Santibáñez y del sinclinal meridional. Desde ese punto hacia el sur, ya en el extremo oriental del levantamiento del Campillo, la serie se inclina progresivamente hacia el sur en lo que constituye la rampa que se forma en el extremo oriental del cabalgamiento del Campillo, que evoluciona lateralmente a un pliegue monoclinial como se observa en la línea N14 situada inmediatamente al O, en la Figura 83.

El Terciario se dispone concordante sobre el Cretácico. Los reflectores de ambos niveles son paralelos y mantienen su espesor prácticamente constante. Dentro de la serie terciaria se ha interpretado el reflector S, isocrono con el reflector de la base del abanico de capas formado en el bloque sur del cabalgamiento de Santibáñez, que se observa en la de la línea N19 de la Figura 85. Dicho reflector es por lo tanto coetáneo con el inicio del emplazamiento de dicho cabalgamiento. El basamento es reflectivo aunque no hay una estructuración suficiente como para interpretar estructuras y la mayoría de los reflectores son múltiplos de la serie meso-terciaria.

Línea E12. El perfil E12 es la línea con dirección E-O más meridional de la zona estudiada. Es paralela a la dirección de las principales estructuras y tiene una longitud de 72 km aunque únicamente 29,4 se encuentran dentro de la zona del estudio (Anexo IV-b). La reflectividad es muy buena ya que toda la línea discurre sobre materiales terciarios. Las características descritas para este perfil son extrapolables a los perfiles paralelos situados al norte.

El Terciario es horizontal e isopaco con una potencia casi constante entre 1,1 s en el extremo oriental y 1,0 en el occidental. La fábrica sísmica es homo-

génea, caracterizada por reflectores paralelos muy continuos que alternan con reflectores más cortos. El Terciario se dispone en *onlap* hacia el oeste aunque con un ángulo extremadamente bajo.

Los reflectores cretácicos tienen menor frecuencia y más amplitud y continuidad lateral que los terciarios, hasta el punto de que algunos atraviesan todo el perfil de E a O. La potencia del Cretácico disminuye un 62,5% de oeste a este, pasando de 0,4 a 0,25 s. El acuñaamiento se produce por reducción de espesores y no por acuñaamientos ni discordancias entre los reflectores.

El basamento es acústicamente transparente sin ninguna estructuración aparente. Las reflexiones más energéticas que se observan son múltiplos de la serie cretácica.

Línea E03 (este). El perfil E03 (Anexo IV-c) tiene una longitud de 40 km con una dirección NO-SE oblicua a las estructuras del borde N de la Cuenca del Duero y paralelo a las estructuras de la banda de Ubierna. Todo su trazado discurre sobre materiales terciarios y la reflectividad es muy buena. En el NO muestrea los materiales del levantamiento del Campillo y en el SE el bloque cabalgado del cabalgamiento de Santibáñez.

La serie sedimentaria tiene una morfología de domo muy abierto entre el extremo NO y el P.T. 850 en la zona correspondiente al levantamiento del Campillo en las inmediaciones del sondeo Peña. Desde ese punto hasta el límite SE del perfil la serie sedimentaria es horizontal.

Aunque la base del Terciario actualmente está a mayor profundidad en la zona SE del perfil, los reflectores muestran que la potencia del Terciario disminuye hacia el SE. El levantamiento posterior de la zona del Campillo es responsable de que la serie terciaria se encuentre más elevada en el NO. La disminución de potencia se produce tanto en los niveles terciarios inferiores, como en los superiores. La potencia entre el reflector S, isocrono con la base del abanico de capas relacionado con el anticlinal de Santibáñez y los reflectores infrayacentes aumenta netamente hacia el frente de la cordillera indicando una fuerte subsidencia en esta zona relacionada con el levantamiento de la Cordillera. La base del Terciario es concordante sobre el Cretácico excepto en el SE donde se disponen en *onlap* hacia el NO con un ángulo muy bajo hasta el P.T. 1100.

El Cretácico está formado por reflectores paralelos y su potencia disminuye hacia el NO, al contrario de lo que ocurre con el Terciario. En el extremo NO está afectado por dos fallas verticales de escasa importancia que afectan también a la base del Terciario.

El basamento es reflectivo en una zona entre los P.T. 860 y 1260, donde los reflectores son fuertes, relativamente continuos y paralelos a la base de la cobertera o ligeramente oblicuos a la misma.

Línea E01. El perfil E01 (Anexo IV-d) está orientado en dirección NO-SE y es longitudinal a la dirección de las estructuras del borde de la banda de Ubierna. Su longitud es de 28,5 km. Sólo la mitad occidental tiene buena imagen sísmica, mientras la línea atraviesa los materiales terciarios, ya que la reflectividad decae en los materiales mesozoicos al otro lado del cabalgamiento de Villaescusa, al este del P.T. 540. En el extremo oeste la serie aflora en superficie parcialmente cubierta en discordancia por los niveles terciarios más jóvenes (Fig. 84) y en el mapa se observa que los niveles inferiores de Cretácico (Fm. Utrillas) reposan discordantemente sobre el Carbonífero sinorogénico que constituye el basamento acústico. Desde el borde oeste toda la serie meso-terciaria está basculada hacia el este formando la semicubeta de la banda de Ubierna y se horizontaliza en las cercanías del cabalgamiento de Villaescusa donde se pierde la imagen sísmica.

El Terciario lo forman reflectores paralelos bastante continuos que reposan concordantes sobre el Cretácico que es prácticamente isopaco. En el basamento se observan reflectores paralelos a la base de la cuenca. La mayoría son múltiplos, aunque no se puede descartar que el origen de estos reflectores sea la presencia de rocas estratificadas o estructuras.

Estructura del frente tectónico sur de la Cordillera Cantábrica

La descripción del borde septentrional de la Cuenca del Duero en la zona estudiada se ha dividido en dos partes diferenciadas por el tipo de estructuras que se desarrollan y su orientación. El límite entre ambas se sitúa en la localidad de Cantoral (Fig. 76).

En la zona occidental, el borde y sus estructuras siguen una dirección predominante E-O y son coetáneas con el levantamiento del macizo paleozoico

por un cabalgamiento alpino ciego de bajo ángulo vergente al S, descrito por Alonso et al. (1996), que afecta al basamento paleozoico y a los materiales meso-terciarios. La edad alpina de las estructuras del borde de la cuenca ya la puso en evidencia Evers (1967) que utilizó métodos gravimétricos para estudiar la profundidad de la cuenca terciaria y deducir una inclinación de hasta 60°N de la falla inversa del borde. El buzamiento de la rampa cabalgante deducida a partir de la geología de superficie por Alonso et al. (1996) es de 15°, horizontalizándose a 14 km de profundidad, y su desplazamiento al norte alcanza unos 25 km (Fig. 77a). La estructura del borde propiamente dicho, es la del pliegue de propagación del cabalgamiento, que produce la rotación, y localmente la inversión, de las formaciones mesozoicas en el flanco frontal del pliegue. El Terciario más antiguo también está localmente invertido y el buzamiento de sus capas disminuye progresivamente hacia la parte alta de la sucesión, formando una discordancia progresiva. Se han descrito algunas estructuras asociadas al cabalgamiento, como pliegues menores de dirección E-O y retrocabalgamientos rotados por cizalla simple, que actualmente aparecen como fallas inversas subverticales (Fig. 77b).

En la zona oriental, la estructura que forma el borde de la cuenca es la falla de Becerril, que junto con el cabalgamiento de Santibáñez limita la banda de Ubierna. Se trata de una falla directa mesozoica, con una dirección NO-SE y fuerte buzamiento al NE, que sufrió una inversión completa como consecuencia del acortamiento N-S alpino, provocando el levantamiento de los mesozoicos del bloque septentrional sobre el Cretácico y Terciario de la cuenca que fueron plegados y basculados hacia el SO. Espina (1997) estimó que el salto inverso de esta estructura, 2500-3000 m, es mayor que el directo y por medidas de estrías de fallas dedujo que su movimiento es oblicuo, inverso y dextral (Fig. 77c). En la banda de Ubierna el bloqueo episódico de la falla de Becerril originó un tren de pliegues, con dirección NO-SE, formados por *buckling* que afectan al basamento y la cobertera meso-terciaria con el desarrollo de pliegues asimétricos vergentes al sur con el flanco sur invertido y el flanco norte buzando hasta 50°. El plegamiento se propagó hacia el sur por relevos sucesivos de los pliegues y en

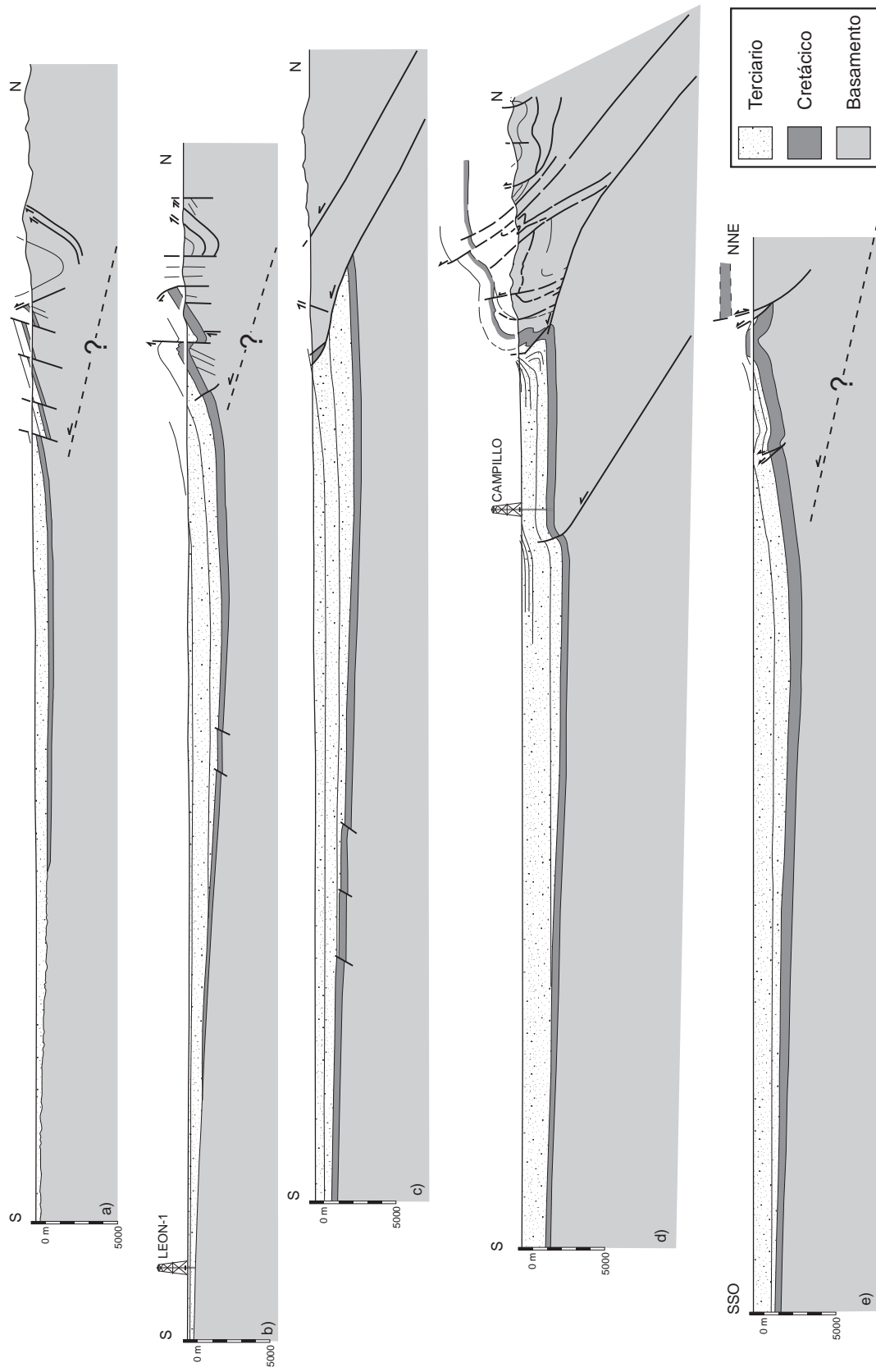


Figura 86. Cortes geológicos realizados en la Cuenca del Duero y su transición a la Cordillera Cantábrica. Situación en la Figura 76.

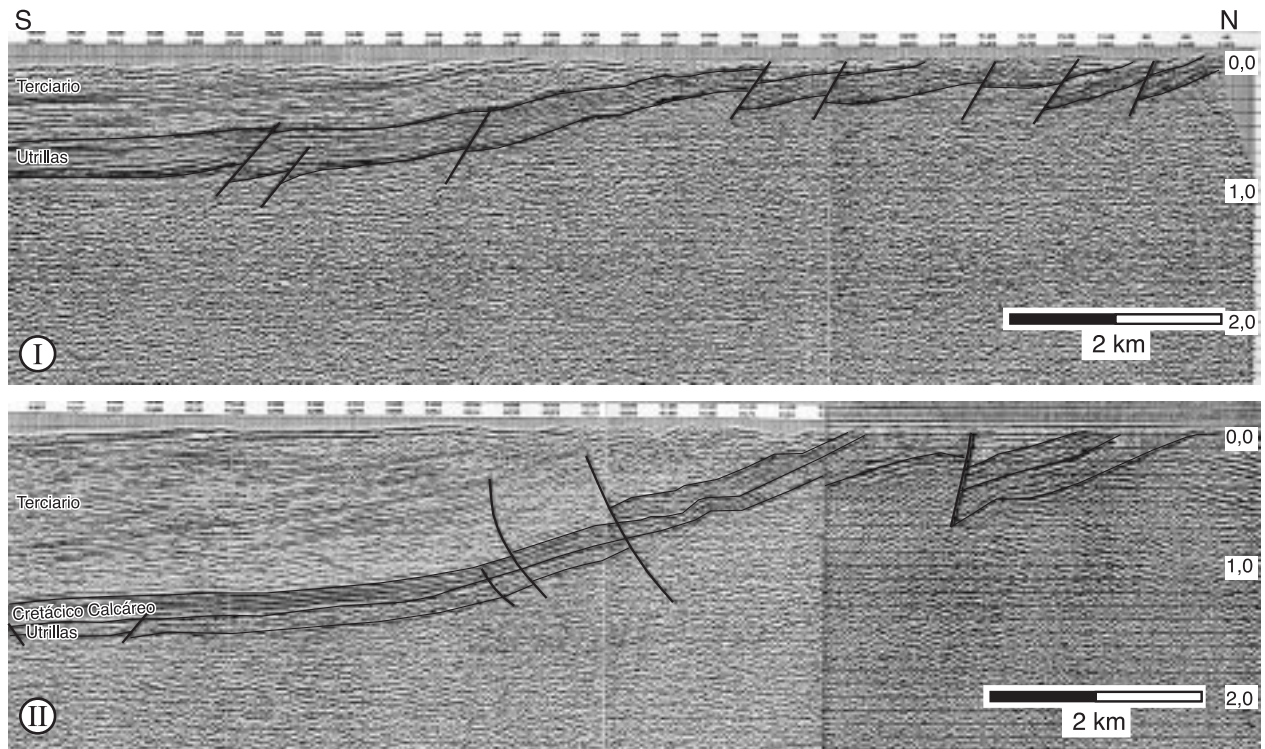


Figura 87. Perfiles sísmicos en el extremo occidental del borde N de la Cuenca del Duero (Tomados de Redondo et al., 1995). Situación en la Figura 76.

los flancos inversos de los pliegues se desarrollaron cabalgamientos con poco desplazamiento como los de Villaescusa y Santibáñez (Espina et al., 1996) (Fig. 84).

Pasaremos a describir las estructuras observadas a lo largo del borde norte de la cuenca en base a la interpretación de las líneas de sísmica que lo atraviesan y la geología superficial. Además se han incluido los datos de dos perfiles al oeste de Cistierna, fuera de la zona estudiada, interpretados por Redondo et al. (1995). Todos estos datos, proporcionan una imagen completa del borde y la variación lateral de sus estructuras.

Zona occidental. La zona occidental comprende el tramo desde Cantoral hasta el límite occidental de la cuenca (Fig. 76). En la zona más oriental (aproximadamente hasta Cistierna) el cabalgamiento corta y desplaza al Mesozoico y Terciario inferior del borde de la cuenca, aunque no llega a aflorar por estar recubierto por depósitos postectónicos (Anexo V-a, b y c). Al oeste de la citada localidad el cabalgamiento frontal no llega a cortar al mesozoico y su despla-

miento se compensa por el pliegue de propagación asociado, que conforma el borde de la cuenca.

Al este de Cistierna el cabalgamiento corta al flanco invertido del anticlinal de propagación de falla que se desarrolla en el borde de la cuenca (Anexo 5-a, c y d). Como se observa en las Figuras 76 y 92, el desplazamiento y cobijamiento del Mesozoico y Terciario inferior es máximo entre Guardo y Cistierna, donde ambos están invertidos, especialmente en la zona de los afloramientos de Carbonífero sinorogénico del Sinclinal de Valderrueda (Fig. 86C y Anexo V-b), para decrecer progresivamente hacia el E y O a la vez que lo hace el ángulo de rotación del flanco invertido. En los límites de este tramo, unos kilómetros al O de Cistierna en el extremo occidental y en las inmediaciones de Cantoral en el extremo oriental, el flanco sur del pliegue pasa a buzar hacia el sur en posición normal y el cabalgamiento no llega a cortar a los materiales mesozoicos sino que es compensado por el pliegue de propagación. En las líneas N03 (Anexo III-a) y E07 el desplazamiento real medido en la superficie del ca-

cabalgamiento llega a ser de 8,5 km. En ambas líneas esta superficie es altamente reflectiva y el Cretácico y Terciario subhorizontales del bloque cabalgado son claramente visibles, cobijados bajo la superficie del cabalgamiento. En la línea N03 esta superficie no es completamente plana, y dibuja varias inflexiones con una morfología de rampa inferior con distintas inclinaciones. El cabalgamiento no llega a aflorar por estar fosilizado por los últimos depósitos terciarios subhorizontales. El mesozoico invertido del bloque superior está afectado en ocasiones por fallas menores inversas asociadas al cabalgamiento principal. El buzamiento observado en el cabalgamiento en la línea N03 es de aproximadamente 24° y se puede seguir en profundidad hasta 4 s (máxima profundidad de la línea) aunque la reflectividad decrece sensiblemente por debajo de 2 s.

Hacia el este el cabalgamiento pierde desplazamiento progresivamente. A la altura de Guardo, líneas N04, N06 y N07, el cabalgamiento corta el flanco invertido del pliegue frontal con un desplazamiento real de unos 3 km que disminuye hasta 2,2 km en el perfil N08 (Anexo III-b). En la línea N06 (Anexo V-c) la reflectividad de la superficie del cabalgamiento es buena permitiendo el estudio de su morfología. Comienza con una rampa de bloque inferior con un alto ángulo en el norte, corta el flanco inverso del pliegue de propagación de falla y finalmente adopta una disposición de semirrellano sin llegar a aflorar. La superficie del cabalgamiento se ve bien en las partes someras, pero pierde reflectividad por debajo de 1,4 s. Las siguientes líneas hacia el este no llegan a muestrear todo el borde aunque la geología indica que la serie mesozoica continúa invertida junto con el Terciario basal (N10). Por encima de este Terciario yace discordantemente otro más joven, que buza unos 50° al sur con la secuencia normal y en poca distancia se horizontaliza. En las cercanías de la línea N12, más al este, el Cretácico ya se dispone vertical (Fig. 86d). Finalmente en la línea N13 (Anexo V-e) la base del mesozoico está inclinada hacia el sur como consecuencia de que el flanco sur del pliegue frontal se dispone en posición normal; aspecto corroborado por los datos de campo en las inmediaciones de Cantoral.

Hacia el oeste la transición a un flanco normal y la disminución del desplazamiento del Mesozoico por

el cabalgamiento es muy rápida. La línea N01 (Anexo V-a) ya presenta una estructura formada por el pliegue frontal con el flanco invertido cortado por el cabalgamiento alpino. Aunque no hay criterios para calcular exactamente el desplazamiento del cabalgamiento, se puede estimar que es mucho menor que el descrito para la zona central, ya que no hay casi cobijamiento e inmediatamente debajo del frente del cabalgamiento el Mesozoico se verticaliza formando el sinclinal de bloque cabalgado.

Más hacia el O, entre Cistierna y el extremo occidental de la Cuenca del Duero la serie Mesozoica buza normalmente hacia el sur, en el flanco delantero del pliegue de propagación de falla del cabalgamiento frontal alpino, pero éste no llega a cortarla. En Boñar la serie mesozoica está afectada por una falla subvertical que eleva el bloque sur. Esta falla fue interpretada por Alonso et al. (1996) como un retrocabalgamiento rotado por una cizalla simple relacionada con el cabalgamiento alpino principal (Figs. 86b y 87b). En el sector al oeste de Boñar el buzamiento del Mesozoico del borde de la Cuenca es bajo y mantiene el buzamiento casi constante hasta 20 km al sur del frente de la Cordillera Cantábrica. En este tramo está cortado por fallas inversas vergentes al N que tienen poco desplazamiento. Fallas equivalentes se observan en la geología superficial del borde occidental donde los mismos autores interpretan estas fallas como reactivaciones y rotaciones de cabalgamientos variscos similares al descrito previamente (Figs. 86a y 87a). En ambos casos el cabalgamiento no produce reflexiones conspicuas.

Las reflexiones del Paleozoico al norte del borde de la Cuenca del Duero: Un aspecto muy interesante de todos estos perfiles es el estudio de la reflectividad del basamento paleozoico al N de la Cuenca del Duero. Como hemos visto, el cabalgamiento frontal alpino del borde de la cuenca produce, en general, unas reflexiones moderadas a fuertes, inclinadas al norte. En ocasiones se muestran como dos reflexiones continuas de gran amplitud y en otras como bandas de reflectores discontinuos subparalelos. En general tienen buena continuidad en profundidad y algunas se pueden seguir hasta el límite de registro de las líneas sísmicas (4 s) con una inclinación bastante constante. En la mayoría de los perfiles se han encontrado otras bandas con una

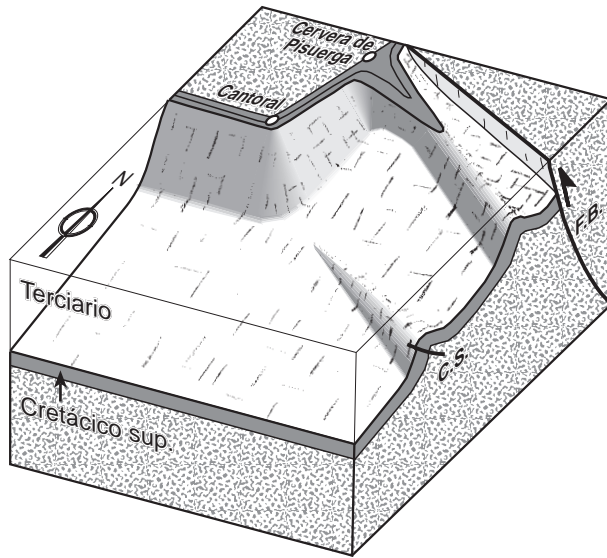


Figura 88. Esquema tridimensional de la zona de transición entre la banda de Ubierna y el sector occidental del borde de la Cuenca del Duero (C.S.: Cabalgamiento de Santibáñez; F.B.: Falla de Becerril). Obsérvese el mesozoico rotado hacia el SE en la zona de transición (Cantoral-Cervera) y los pliegues de Villaseca (al norte) y Santibáñez, en la Banda de Ubierna. No escalado.

fábrica sísmica similar, subparalelas al cabalgamiento alpino del frente, que también atraviesan toda la corteza muestreada y son fácilmente correlacionables con importantes fracturas cartografiadas, normalmente variscas. Estas bandas con inclinación al norte han sido interpretadas como cabalgamientos alpinos paralelos al del borde, que producen un rejuego alpino de importantes estructuras variscas.

Por ejemplo, en la línea N01 (Anexo V-a) en el punto de tiro (P.T.) 180 afloran en superficie unos reflectores inclinados al N coincidiendo con la posición de la falla de Sabero, que constituye el límite meridional de la cuenca estefaniense del mismo nombre. En la línea N03 (Anexo V-b) se pueden distinguir hasta dos cabalgamientos alpinos paralelos al cabalgamiento del frente. El primero sale a superficie en el P.T. 120 coincidiendo con la falla de Morgovejo, que limita la cuenca estefaniense de Valderrueda y también es observable en el P.T. 190 de la línea E07. Más hacia el norte, entre los P.T. 450 y 480 hay otra banda ancha, de hasta 0,2 s de potencia, con alta reflectividad, que separa dos zonas con distinta fábrica sísmica. Esta banda coincide en superficie con una importante estructura varisca como es la falla de León, que en esta

zona se manifiesta en superficie como un sistema de fallas anostomosadas de dirección aproximadamente E-O.

Las estructuras variscas están en general pobremente representadas en los perfiles, debido a los fuertes buzamientos que presentan. Sin embargo, se han podido interpretar algunas de ellas, como el cabalgamiento del manto del Esla bajo el P.T. 360 en la línea N01 (Anexo V-a). Se manifiesta como un fuerte reflector inclinado al suroeste, bajo el que se encuentra otro reflector con un trazado subparalelo, aunque algo más débil (0,6 s bajo el P.T. 380), correspondiente al manto de Corniero que constituye el autóctono relativo del manto del Esla según Alonso (1987). Los reflectores del manto inferior, sugieren la presencia de un pliegue frontal anticlinal en el último manto. En las líneas más orientales de esta zona no se observan reflectores conspicuos alpinos ni variscos dentro del basamento paleozoico. Como hemos visto en el Apartado 4, en el perfil ESCIN-2 existen bandas de reflectores inclinados al N, similares a las descritas en los perfiles anteriores, que atraviesan toda la corteza superior hasta 5,5-6,0 s.

Zona oriental. La sísmica en esta zona no aporta buena información sobre la estructura del borde ya que únicamente los perfiles más orientales atraviesan la falla de Becerril y la reflectividad decae completamente tanto en las inmediaciones de dicha falla como en su bloque NE, como se ve en la línea N16 (Anexo III-c). En el bloque SO, la denominada banda de Ubierna entre la falla de Becerril y el cabalgamiento de Santibáñez (Fig. 84), el tren de pliegues y los cabalgamientos que se generan en las inmediaciones de la falla afectan al basamento (Anexo III-c, Figs. 77c y 86e) y los altos buzamientos que llegan a alcanzar los materiales meso-terciarios plegados, impiden que exista imagen sísmica en esta zona. La reflectividad de la covertera también decae bruscamente en las inmediaciones del cabalgamiento de Santibáñez.

El extremo NO de la banda de Ubierna, segmento entre Cantoral y Cervera de Pisuerga, constituye el límite entre las zonas occidental y oriental del borde de la cuenca (Fig. 84). El borde toma una dirección NE-SO, con el Mesozoico basculado hacia el SE, oblicua a las estructuras de la zona occidental y perpendicular a las de la oriental. Se

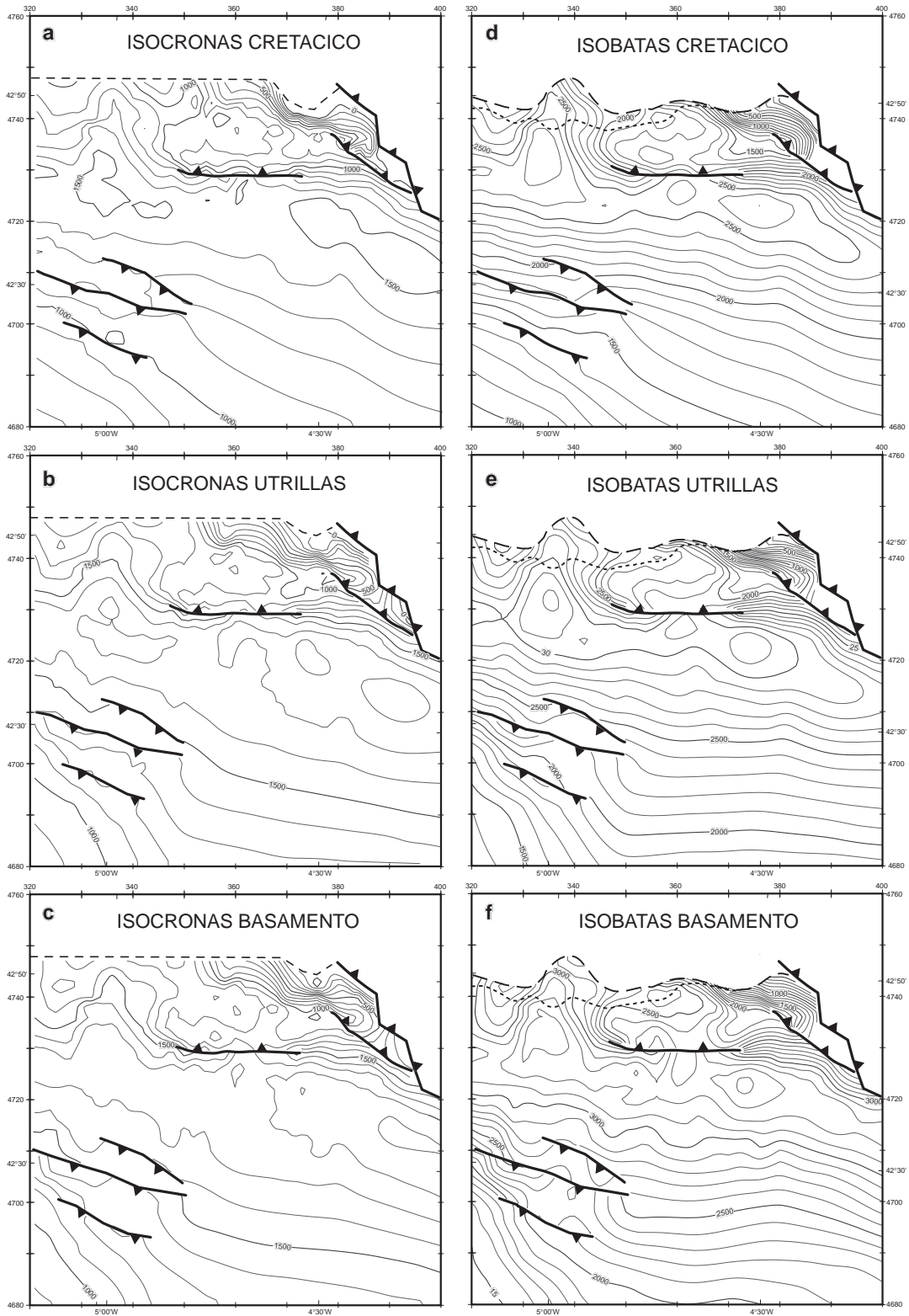


Figura 89. a,b,c) Mapas de isocronas (milisegundos) de los techos del Cretácico calcáreo, formación Utrillas y basamento obtenidos al digitalizar los reflectores correspondientes en las líneas sísmicas. d,e,f) Mapas de isobatas (metros) de los horizontes anteriores obtenidos por conversión a profundidad de los primeros, aplicando los modelos de velocidades de la Figura 91. Las profundidades son positivas hacia abajo y el nivel 0 corresponde al plano de referencia de los perfiles sísmicos a 900 m. La línea rayada indica la máxima extensión hacia el N de los materiales cretácicos y la línea punteada la posición del frente del cabalgamiento alpino en superficie.

		T. DOBLE total (s)	T. SIMPLE intervalo (s)	PROFUNDIDAD* (m)	Velocidad media (m/s)
Terciario	El Campillo	0,900	0,4500	1673	3717
	Peña	0,665	0,3325	1292	3885
	Villameriel	1,420	0,7100	2216	3121
Cretácico calcáreo	El Campillo	1,100	0,1000	2107 (434)	4340
	Peña	0,900	0,1175	1735 (443)	3770
	Villameriel	1,680	0,1300	2621 (405)	3115
Fm. Utrillas	El Campillo	1,175	0,0375	2333 (226)	6026
	Peña	0,976	0,0380	1972 (237)	6236
	Villameriel	1,750	0,0350	2838 (217)	6200

Tabla X. Velocidades medias calculadas para los diferentes materiales en los sondeos de la Cuenca del Duero. La profundidad se refiere a la de la base de la serie medida desde el nivel de base (*datum plane*) situado a 900 m sobre el nivel del mar (en paréntesis: potencia del intervalo).

trata de un área de transición entre las terminaciones oriental del cabalgamiento frontal y occidental de la falla de Becerril. Se encuentra en una zona compleja estructuralmente y el basculamiento hacia el SE del Cretácico y Terciario entre Cantoral y Cervera de Pisuega tiene una orientación NE-SO, anómala dentro de un régimen compresivo N-S como el alpino, que rejuega estructuras previas variscas y mesozoicas, con direcciones E-O y NO-SE respectivamente. El cabalgamiento frontal alpino provoca la elevación y rotación del basamento, Mesozoico y Terciario basal, mientras hacia el este, estos niveles forman el bloque inferior de la falla de Becerril donde están plegados pero no están rotados ni elevados en el borde de la cuenca, como en la zona anterior. La diferente respuesta de ambas zonas a la compresión coetánea N-S terciaria, provoca que el área entre ambas deba acomodar la deformación. Un posible mecanismo sería la generación de una falla subvertical NE-SO que separara ambos dominios mientras se deforman independientemente. Otra posibilidad, la que se observa en este caso, es la formación de una estructura lateral con orientación NE-SO donde el basamento y Mesozoico se levantan y rotan solidariamente hacia el SE a la vez que se deposita el Terciario y se pliega el Mesozoico y Terciario basal, como se puede ver en el mapa geológico (Fig. 84) y en el esquema tridimensional de la zona (Fig. 88).

Los mapas de isobatas

Los mapas de isobatas (unidades en metros) se obtuvieron a partir de los de isocronas (unidades en milisegundos) construidos tras la digitalización de los reflectores de las líneas sísmicas, tal y como se ha descrito en el Apartado 1.2 (Fig. 89). La conversión a profundidad de los mapas de isocronas se realizó mediante la técnica de inversión del trazado de rayos en 3 dimensiones o migración de mapas (ver Apartado 1.2) que implica la construcción de un modelo de distribución de las velocidades de las ondas sísmicas en el subsuelo. En el siguiente apartado se describirá la elección y construcción de dichos modelos. Además de los mapas de isobatas de la zona que se estudió más en detalle, se completaron dos mapas de isobatas de las bases del Terciario y Mesozoico (Fig. 90) en todo el borde norte de la Cuenca del Duero, ampliando los mapas de la Figura 89 d y f con los obtenidos por Redondo et al. (1995). Estos dos mapas han permitido estudiar e interpretar todo el borde norte de la cuenca desde su extremo occidental al oeste de la Robla, hasta la banda de Ubierna y realizar los cortes geológicos de la cuenca de la Figura 86.

El modelo de velocidades. Hay varios métodos para seleccionar el modelo de velocidades que permita transformar a profundidad los mapas de isocronas o líneas de igual tiempo doble de llegada. De la adecuada elección del modelo de velocidades de-

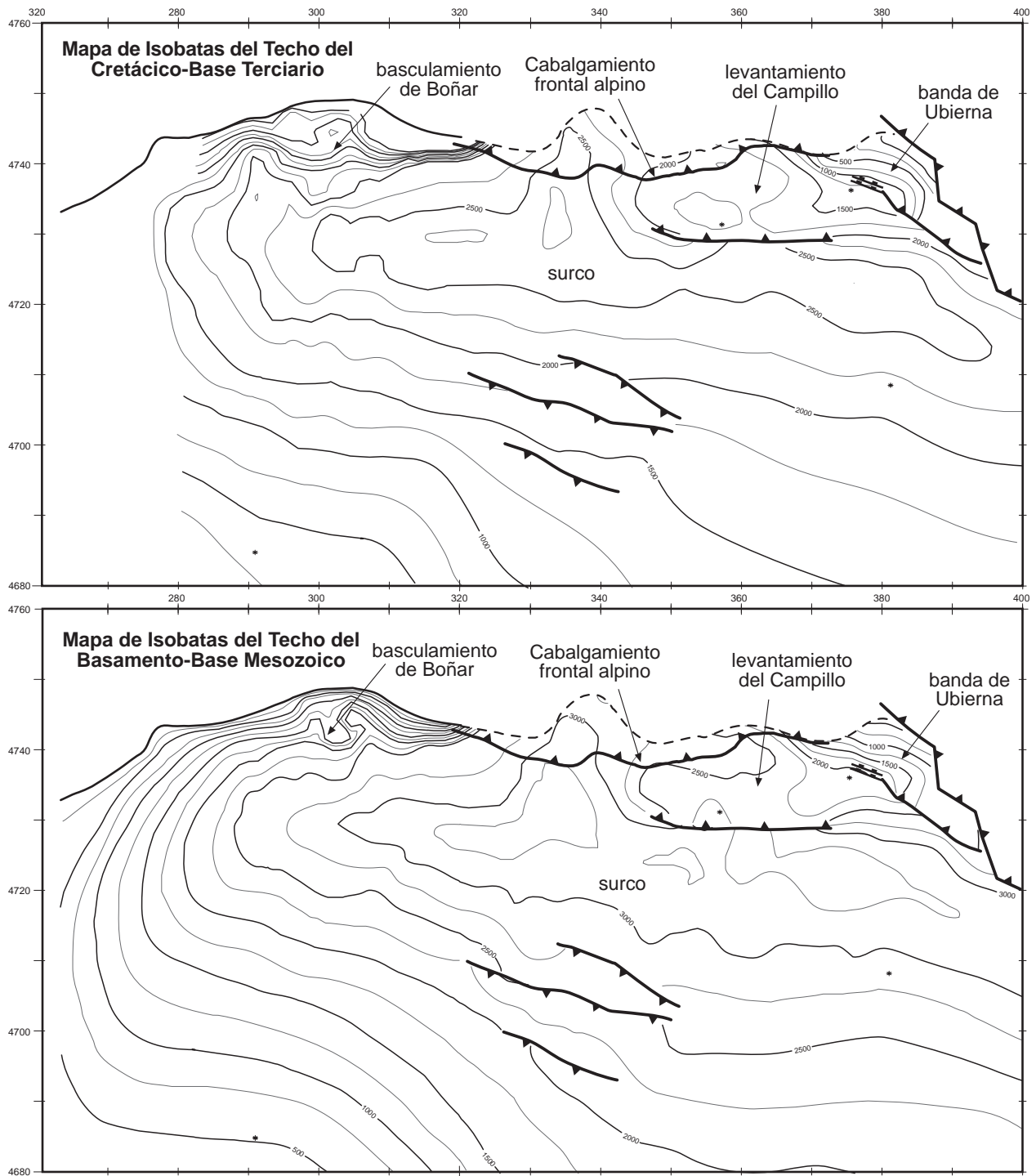


Figura 90. Mapa de isobatas de los techos del Cretácico y basamento en todo el sector septentrional de la cuenca. Realizado con datos propios complementados en el sector oriental con datos de Redondo et al. (1995).

pende la obtención de un modelo de profundidades correcto. Uno de los métodos posibles es utilizar las velocidades de intervalo (V_{int}) calculadas a partir de las velocidades de *stack* de las líneas sísmi-

cas mediante la *formula de Dix* (1955) (T_1 y T_2 : tiempo simple del techo y muro del intervalo, v_{rms} : velocidad cuadrática media, se asume que es la velocidad de *stack*).

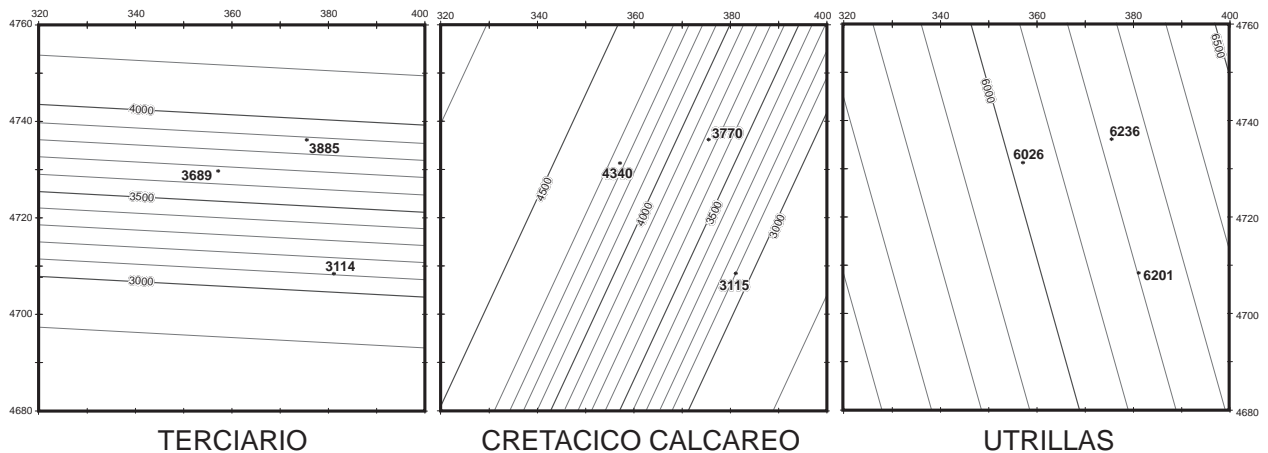


Figura 91. Mapas de isóneas de la velocidad de transmisión de las ondas sísmicas (m/s) aplicados para convertir a profundidad (isobatas) los mapas de isocronas de la Figura 89.

$$V_{\text{int}} = \frac{T_2 V_{\text{rms}_2}^2 - T_1 V_{\text{rms}_1}^2}{T_2 - T_1}$$

Siguiendo este método se definieron los modelos de velocidades de 6 líneas sísmicas, tres de las cuales atravesaban los sondeos, pero su utilización fue desestimada ante la magnitud del error observado entre las profundidades obtenidas tras la conversión y las medidas en los sondeos.

Debido al desconocimiento de la distribución detallada de las velocidades en el subsuelo, se optó por hacer un modelo de velocidades sencillo, calculando una velocidad media para cada paquete de roca interpretado en los perfiles, a partir de los datos de los sondeos (Tabla X). Se tomó la potencia en segundos de cada uno de los tres tramos interpretados y se dividió por el tiempo simple de tránsito de la onda por cada uno de ellos, medido en los perfiles sísmicos en la vertical de los sondeos. Con las velocidades obtenidas en la vertical de los sondeos de los tres tramos de roca se construyeron los mapas de velocidades (unidades en m s^{-1}) de la Figura 91 para el Terciario (techo del Cretácico), Cretácico calcáreo (techo de Utrillas) y la Formación Utrillas (techo del basamento). Con estos modelos se realizaron las conversiones a profundidad de los reflectores correspondientes y se obtuvieron los mapas de isobatas de las bases de los tres niveles (Fig. 89). Los mapas de velocidades de los dos primeros niveles se suavizaron manualmente ya que presentaban gradientes muy fuertes en dirección N-S y E-O respectivamente, y las velocidades in-

terpoladas en los bordes eran incongruentes desde el punto de vista geológico.

Las velocidades obtenidas son consistentes para este tipo de materiales, excepto en el caso de las velocidades de la Formación Utrillas, que parecen ser excesivamente elevadas. El error podría deberse a una incorrecta atribución de la potencia de esta formación en la interpretación de los sondeos. De cualquier manera, debido a su poca potencia, el posible error en metros introducido en los mapas de isobatas es mínimo.

Descripción de los mapas de isobatas. Los mapas de isobatas (Fig. 89) reflejan fielmente la estructura tridimensional de las principales estructuras interpretadas bidimensionalmente en los perfiles sísmicos y que ya han sido descritas. El nivel de altura 0 en los mapas de isobatas corresponde a +900 m que es el nivel de base de los perfiles sísmicos. Para describirlos nos centraremos en el de la base del Terciario de la zona estudiada más en detalle (Fig. 92), ya que el resto reflejan morfologías similares debido al carácter prácticamente tabular del Mesozoico. También nos apoyaremos en los mapas de isobatas de la base del Terciario y Mesozoico de toda la cuenca para describir el sector más occidental y el borde oeste (Fig. 90).

Las cuatro estructuras más importantes de la zona son: el levantamiento del Campillo, el basculamiento de la base de la cuenca situado al sur de Boñar, el surco que limita por el S y separa las estructuras anteriores (donde se registran actualmente las máximas potencias de relleno terciario) y la

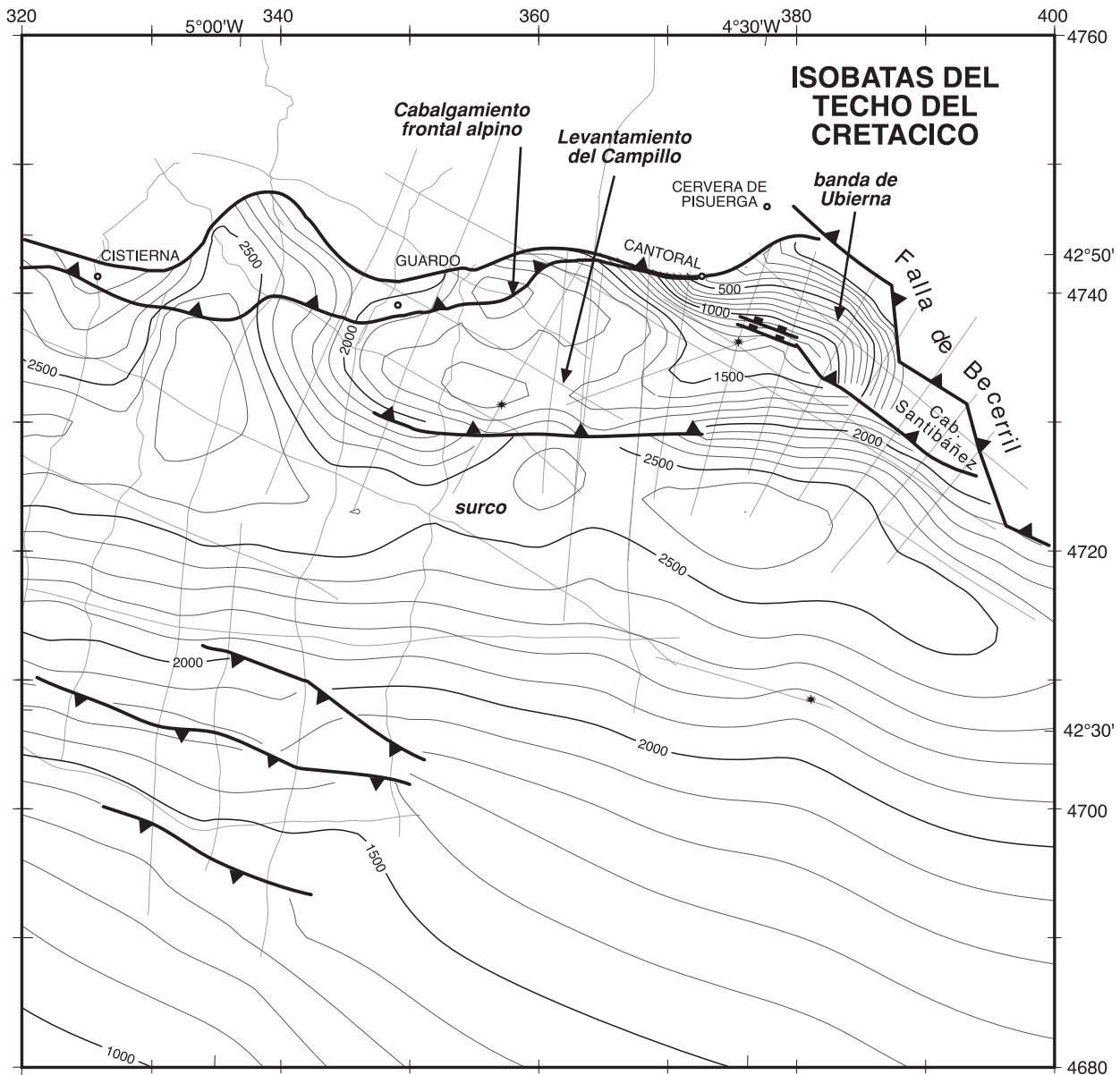


Figura 92. Mapa de isobatas (m) del techo del Cretácico en el que se han representado las estructuras interpretadas en los perfiles, así como la línea de máxima extensión hacia el N de los materiales cretácicos (línea rayada) y la posición del frente del cabalgamiento alpino. Las profundidades son positivas hacia abajo y el nivel 0 corresponde al plano de referencia de los perfiles sísmicos a 900 m.

semicubeta formada en la banda de Ubierna entre la falla de Becerril y el cabalgamiento de Santibáñez (Figs. 90 y 92).

El levantamiento del Campillo es la estructura que se produce en el bloque superior del cabalgamiento del mismo nombre (Figs. 90 y 92). Tiene la morfología de una meseta bastante plana con una leve inclinación al O donde la profundidad del Terciario oscila entre 1500 y 1900 m. La máxima diferencia

de altura entre el levantamiento y el surco es de 650 m que disminuyen progresivamente hacia los extremos E y O. El cabalgamiento evoluciona en estas direcciones a dos rampas, con inclinación de 6° y 9° respectivamente, al norte del surco que se forma inmediatamente por delante.

El basculamiento de Boñar afecta a todo el borde de la cuenca al oeste de Cistierna (Fig. 90). Las bases del Terciario y Mesozoico están inclinadas ha-

cia el sur con una inclinación entre 30° y 4° . La inclinación disminuye hacia el borde oeste de la cuenca donde la base de la cuenca se eleva progresivamente hasta aflorar. Por el sur está limitada por el mismo surco que bordea el levantamiento del Campillo.

El surco o depocentro donde se alcanzan las mayores profundidades tiene forma alargada en la dirección E-O y atraviesa toda la zona de estudio (Figs. 90 y 92). Hacia el oeste pierde profundidad progresivamente. Se encuentra por delante del cabalgamiento del Campillo y del basculamiento del Boñar, aunque la mayor profundidad del Terciario (más de 2700 m) se alcanza en una cubeta que se forma en una ramificación lateral hacia el N del surco, que separa las dos estructuras anteriores. La transición entre la cubeta y el extremo oriental del levantamiento se produce por una rampa con una inclinación de 7° .

Del surco hacia el sur, la profundidad disminuye progresivamente y la base del Terciario y del Mesozoico se inclinan hacia el N en torno a 2° . En esta zona inclinada se localizan tres fallas inversas vergentes al norte, bastante verticales, con poco desplazamiento y una orientación $N120^\circ E$ que únicamente afectan al Mesozoico y los términos basales del Terciario. La profundidad mínima del Terciario en el extremo meridional de la zona, varía entre 250 y 1000 m.

En el extremo noreste de la zona, al este del levantamiento del Campillo se encuentra la banda de Ubierna (Figs. 90 y 92). Las profundidades de la base del Terciario son menores y las isobatas dibujan una forma de semicubeta limitada en el sur por el cabalgamiento de Santibáñez y abierta al SO por una rampa inclinada 13° en la terminación NO del cabalgamiento.

La estructura de la Cuenca del Duero

En este apartado se describen las principales características estructurales deducidas de la interpretación de los perfiles de sismica y los mapas de isobatas. El borde de la cuenca ya ha sido descrito anteriormente y en este apartado se describen las estructuras situadas al sur del mismo. La descripción se hará también en dos partes, diferenciando las estructuras de la zona occidental y de la zona oriental (banda de Ubierna).

Zona occidental. Las estructuras principales en esta zona son: el cabalgamiento ciego del Campillo y el levantamiento asociado del mismo nombre (Fig. 81), el basculamiento de Boñar y el surco terciario (ver Figs. 90 y 92).

El cabalgamiento del Campillo se sitúa unos 15 km al sur del frente de la Cordillera Cantábrica y verge al S con un buzamiento de unos 25° , aunque su inclinación aumenta con la profundidad hasta aproximadamente 30° . En el perfil ESCIN-2 se ha interpretado que este cabalgamiento corta la corteza superior, hasta converger en profundidad en una superficie de despegue a 14-15 km en el límite entre las cortezas superior y media. Su traza es prácticamente recta y sigue una dirección E-O, con una longitud de 27 km. El desplazamiento real observado en el Mesozoico no es muy grande ya que se forma un pliegue de propagación de falla que consume parte de la deformación. La separación vertical entre los dos bloques tiene un máximo de 650 m. La magnitud del desplazamiento decrece progresivamente hacia ambos lados y el cabalgamiento evoluciona lateralmente a dos pliegues monoclinales en las terminaciones laterales del cabalgamiento (Fig. 83).

En los perfiles como el N10 que atraviesan el cabalgamiento (Fig. 81) se observa que esta estructura involucra al basamento y corta al Cretácico y la parte inferior del Terciario (T_1) donde el cabalgamiento se verticaliza. El desplazamiento decrece hacia arriba, de tal manera que en la parte superior de T_2 las capas ya no están falladas sino que están deformadas en un pliegue de propagación de falla (Fig. 81). En el Terciario más joven (T_3) se desarrolla un abanico de capas que pierden progresivamente inclinación hacia el N, formando una discordancia progresiva. En superficie, los últimos niveles terciarios y cuaternarios son horizontales, por lo que no hay expresión superficial del cabalgamiento que únicamente es visible en sismica de reflexión. Entre T_3 , donde se desarrolla el abanico de capas, y T_1 que es un nivel isopaco a ambos lados del cabalgamiento, los niveles terciarios intermedios (T_2) incrementan su espesor al sur de la falla e incluso se observa una variación lateral de la fábrica sísmica debida a un cambio en el tipo de sedimentos. Todos estos datos indican que el depósito de los niveles T_2 y T_3 son sintectónicos con el desarrollo del

cabalgamiento del Campillo (Fig. 81), que se genera por la migración de la deformación desde el cabalgamiento frontal alpino hacia el sur.

El bloque cabalgante constituye el levantamiento del Campillo. Consiste en una elevación del basamento y la cobertera, sin rotación de la capas, formando una meseta plana, levemente inclinada al oeste que tiene una extensión aproximada de 318 km². La estructura más importante es el anticlinal frontal del cabalgamiento, cuya traza es paralela al cabalgamiento. El flanco delantero buza al sur mientras el trasero es subhorizontal. En el NE del levantamiento, inmediatamente por delante del frente, el basamento y la cobertera están rotados hacia el sur formando un amplio sinclinal con el flanco sur horizontal (Fig. 81). Este sinclinal es parte del par anticlinal-sinclinal formado en el borde de la cuenca por la propagación del cabalgamiento frontal alpino. Hacia el E, el levantamiento limita con la banda de Ubierna, que se encuentra topográficamente más elevada. El límite lo constituyen el cabalgamiento de Santibáñez y el pliegue monoclin al que evoluciona lateralmente esta estructura hacia el oeste.

Al oeste de Cistierna, en el basculamiento de Boñar, tanto el Mesozoico como el Terciario están rotados solidariamente hacia el sur (Fig. 87), debido al emplazamiento del cabalgamiento frontal alpino. El basculamiento se produce a lo largo de un lapso grande de tiempo, durante el que el depocentro de la cuenca migra progresivamente hacia el sur desde posiciones más septentrionales cercanas al frente de la cordillera varisca, hasta ocupar la posición observada en los mapas de isobatas, debido al emplazamiento del cabalgamiento frontal alpino. Esta migración se evidencia ya que los niveles inferiores del Terciario tienen forma de cuña que incrementa claramente su espesor hacia el norte y a la vez están inclinados al sur hacia el actual depocentro (Figs. 86b y 87b). Esto indica que el depocentro coetáneo con su depósito, relacionado con el inicio del levantamiento de la cordillera, se situaba en una posición más septentrional que el actual.

El surco o depocentro de máximas potencias del Terciario, donde la base del Terciario alcanza profundidades entre 2600 y 2800 m se sitúa al sur del levantamiento del Campillo y del basculamiento de Boñar. Hacia el oeste el surco pierde progresiva-

mente profundidad y la cuenca se cierra en esa dirección por un levantamiento progresivo del basamento acompañado de un levantamiento y disminución de potencia de la parte inferior del Terciario sin evidentes discordancias.

Este surco marca la posición final del depocentro de la cuenca y de la zona de máxima subsidencia formada inmediatamente por delante de ambas estructuras. En frente del sector entre Guardo y Cervera el surco presenta una ramificación hacia el norte que separa las estructuras mencionadas anteriormente. En esta zona la deformación se consumió en el emplazamiento del cabalgamiento frontal alpino (Anexo III-a) y no migró hacia el sur, como ocurre en la zona del Campillo. Alonso et al. (1996) atribuyeron la migración de la deformación al bloqueo del cabalgamiento del frente por la disposición de las anisotropías variscas, que no favorecerían su desarrollo, mientras que entre Guardo y Cistierna continúa activo y toda la deformación se consume en el emplazamiento del cabalgamiento, por presentar la estratificación una orientación favorable a su desarrollo. Por ello entre Guardo y Cistierna el Terciario aumenta su espesor significativamente hacia el N y el depocentro permaneció prácticamente estable, inmediatamente por delante del cabalgamiento frontal alpino. En esta zona también se observa, sin embargo, una ligera rotación hacia el sur del Mesozoico y Terciario del borde N (Anexo III-a, Fig. 86c), ya que se sitúa entre dos zonas que experimentaron una elevación tardía por causas tectónicas que condujo a la rotación de este área de un modo pasivo.

Desde el surco hacia el sur la estructura de la cuenca es sencilla y las únicas estructuras reseñables son una serie de fallas subparalelas, inversas, vergentes al N, que afectan al basamento, Mesozoico y ocasionalmente a los primeros niveles Terciarios. Su desplazamiento es pequeño y su trazado cercano a N120°E, dirección aproximada de las principales estructuras distensivas mesozoicas, apunta a que se trata de rejuegos de fallas normales de dicha edad. En esta zona el Mesozoico y basamento están inclinados 2° hacia el norte formando una rampa. Los niveles terciarios son subhorizontales y paralelos. La serie terciaria tiene forma de cuña adelgazada hacia el sur ya que los reflectores se disponen en *onlap* sobre la rampa del mesozoico, alcanzando los niveles

superiores posiciones progresivamente más meridionales (Anexo III-a y b). La disposición general del Terciario indica que la rampa se forma por flexión de la corteza hacia el norte donde se está aplicando una carga litostática producida por la acción combinada del propio peso de los materiales paleozoicos levantados por los cabalgamientos frontal alpino y del Campillo, y los depósitos terciarios que van rellenando la cuenca. La subsidencia es máxima hacia el frente alpino, como indica el mayor espesor del Terciario en esa zona, pero las áreas más meridionales también experimentan subsidencia, como indica que el Terciario al sur del surco que se dispone en *onlap* sobre el Mesozoico es horizontal.

Zona oriental. Como ya se ha mencionado previamente, la reflectividad de las líneas sísmicas decae completamente al NE de la falla de Becerril, en lo que constituye el bloque que sufrió una inversión tectónica debido a la compresión alpina. La información que proporcionan los perfiles sísmicos en el bloque SO es también escasa o nula en las inmediaciones de esta falla y del Cabalgamiento de Santibáñez debido a la complejidad estructural de la zona y la presencia de pliegues asociados con altos buzamientos en sus flancos por encima del límite de detectabilidad del método sísmico (Fig. 77c). Por ello, para la descripción de la zona nos referiremos frecuentemente a datos geológicos de Espina et al. (1996) y Espina (1997).

La zona entre la falla de Becerril y el cabalgamiento de Santibáñez (banda de Ubierna) tiene forma de semicubeta tectónica abierta parcialmente al SO (Figs. 77c y 84). En el borde NE los materiales terciarios están plegados solidariamente con el Mesozoico en los anticlinales de Barrios y de Villaescusa. En el borde NO, el Terciario está basculado hacia el centro de la semicubeta buzando unos 20° junto con el Mesozoico (Anexo IV-b). En el límite SO, la cubeta está parcialmente cerrada por el flanco N del anticlinal de Santibáñez donde el Terciario se inclina al N (ver perfil N16, Anexo III-c). En el flanco sur de dicho pliegue se formó un cabalgamiento, interpretado como una falla de flanco que cobija la parte inferior del Terciario (Espina, 1997). Dicho cabalgamiento termina lateralmente hacia el NO evolucionando a un pliegue monoclinial por donde la cubeta se abre hacia el centro de la Cuenca del Duero (línea N15, Anexo IV-a).

Espina et al. (1996), estudiaron las discordancias angulares y las relaciones de capa en el tren de pliegues formado en el bloque meridional de la falla de Becerril tras el bloqueo parcial de su movimiento inverso terciario. Deducen que el anticlinal de Santibáñez se desarrolló en relevo y con posterioridad a los pliegues de Barrios y Villaescusa, más cercanos al borde NE. Los datos de sísmica lo corroboran, ya que los reflectores basales del Terciario en las líneas: N16, N15 y E01 (Anexos 3-c, 3-a y 3-b), son isopacos en ambos flancos del pliegue de Santibáñez. Su depósito es por lo tanto previo al desarrollo de este pliegue, mientras que estos mismos niveles están involucrados en las discordancias progresivas desarrolladas en los flancos de los anticlinales de Barrios y Villaescusa.

Durante el emplazamiento del cabalgamiento de Santibáñez, se originó un abanico de capas en el flanco sur de su anticlinal frontal, que forma una discordancia sintectónica en el Terciario más joven (línea N19, Fig. 85). La base de esta discordancia, denominado reflector S, se ha correlacionado en el resto de líneas y se localiza por encima de los niveles terciarios que están involucrados en la deformación asociada a la falla de Becerril. Mientras que la parte baja del Terciario es isopaca, la serie terciaria involucrada en el abanico de capas asociado al anticlinal de Santibáñez, aumenta su espesor hacia el centro de la Cuenca.

Como se ha mencionado, el cabalgamiento de Santibáñez evoluciona lateralmente al NO a un pliegue monoclinial (línea N15, Anexo IV-a). En la zona de flexión sinclinal presenta una estructura compleja formada por dos fallas subverticales muy próximas, que también se observan en la línea inmediatamente al O. En ambas fallas se hunde el bloque NE, movimiento contradictorio con el del cabalgamiento. Su origen puede relacionarse con rejuegos alpinos de la falla de Cotoorno, cuya prolongación hacia el SE se alinea con el cabalgamiento de Santibáñez y las dos fallas entre ambas estructuras (Fig. 76).

A ambos lados del cabalgamiento de Santibáñez los materiales buzando hacia el SO donde se localiza el surco con las mayores potencias de sedimentos terciarios. El buzamiento medio de todo este sector, a ambos lados del cabalgamiento de Santibáñez, es de 9° hacia el SO y afecta a toda la serie

terciaria (Anexo III-c) menos a los niveles superiores que se horizontalizan ligeramente. Por lo tanto este basculamiento no está relacionado con ninguno de los pliegues ni estructuras mencionados previamente sino que se trata de una rotación tardía de toda la zona producida con posterioridad al inicio del desarrollo del anticlinal de Santibáñez.

Relación temporal entre las estructuras. Un apartado de especial interés es establecer la secuencia temporal de formación de las estructuras que se han descrito. Para ello es necesario integrar los datos geológicos de campo con los datos geofísicos, especialmente la sismica de reflexión. Diversos autores han estudiado el orden de emplazamiento de estas estructuras mostrando una pauta de migración de la deformación desde el borde septentrional de la cuenca hacia el sur. Para Pulgar et al. (1996) y Espina (1997), en la banda de Ubierna la deformación alpina se propaga hacia el SO desde la falla de Becerril hacia el anticlinal de Santibáñez, generando un tren de pliegues que se relevan sucesivamente en el tiempo hacia el SO. Para Alonso et al. (1996), el levantamiento del Campillo se produce por la propagación hacia el sur de la deformación del frente de la Cordillera al este de Guardo, mientras que entre Guardo y Cistierna el frente principal continúa activo y toda la deformación se consume en el emplazamiento del cabalgamiento frontal alpino.

Los perfiles de sismica pueden aportar poca información nueva a las conclusiones obtenidas por los autores anteriores en la banda de Ubierna, ya que los datos geológicos son concluyentes, pero confirman sus interpretaciones. Éstos muestran que los niveles más antiguos del Terciario, que forman la discordancia sintectónica cartografiada en el frente de la deformación alpina en las inmediaciones de la falla de Becerril (Fig. 77c y Anexo III-c), son isopacos a la altura del cabalgamiento de Santibáñez, indicando que este cabalgamiento aún estaba inactivo mientras la deformación se producía en el frente de la Cordillera. Por otra parte, la discordancia sintectónica desarrollada por delante del anticlinal de Santibáñez y coetánea con su emplazamiento (ver Fig. 85) involucra a los materiales terciarios más modernos situados sobre los anteriores y por lo tanto es posterior a las estructuras formadas en el frente. Esta disposición temporal de las estructuras confirma la migración hacia el sur de la deformación desde el frente

alpino. Por último, el basculamiento al SO de toda la zona es tardío, en todo caso posterior al inicio del desarrollo del anticlinal de Santibáñez y parece prolongarse en el tiempo tras el cese del emplazamiento del cabalgamiento del mismo nombre.

En lo que respecta a las estructuras del Campillo y del frente de la cordillera, los datos geológicos no son suficientes para deducir la relación temporal entre las estructuras ya que ni el cabalgamiento del Campillo, ni el levantamiento del mismo nombre tienen expresión superficial al estar cubiertos por depósitos terciarios y cuaternarios horizontales. En la línea N10 (Fig. 81) se han interpretado diferentes niveles dentro del Terciario de acuerdo con su fábrica sísmica y las relaciones tectónica-sedimentación que muestran respecto del cabalgamiento del Campillo y del cabalgamiento frontal alpino. Los niveles inferiores terciarios (T_1) están invertidos en el extremo norte del perfil en concordancia con el Mesozoico. Su depósito proviene de la erosión de nuevos relieves que se están formando más al norte debido al levantamiento que produce el inicio del emplazamiento de los cabalgamientos alpinos. Estos niveles son isopacos y tienen una fábrica sísmica constante a ambos lados del cabalgamiento del Campillo. Ello indica que en el momento del emplazamiento del cabalgamiento del frente de la cordillera el cabalgamiento del Campillo aún no había comenzado a emplazarse (Etapa I, Fig. 81).

En la base de los niveles terciarios intermedios (T_2) hay tres reflectores muy energéticos que lo separan de T_1 . El nivel T_2 tiene distinta fábrica sísmica que el inferior y además muestra una variación lateral de sus características a los lados del cabalgamiento del Campillo. Esta variación consiste en un cambio neto de la fábrica sísmica y un incremento de la potencia de la serie al sur del cabalgamiento. Ambos factores indican que el depósito de T_2 se produjo en un momento en el que el cabalgamiento del Campillo comenzaba a ser activo, produciendo un levantamiento de poca magnitud del bloque norte, aunque suficiente para producir variaciones en la potencia de los depósitos sinsedimentarios a ambos lados del cabalgamiento y un cambio en las condiciones de sedimentación (Etapa II, Fig. 81). No hay criterios para saber si el cabalgamiento cortaba a los materiales de la base de la secuencia meso-terciaria o si únicamente afectaba al basa-

mento y producía el levantamiento del bloque norte. Simultáneamente, el frente alpino del borde de la cuenca permanece activo produciendo la rotación de T_1 y el depósito de T_2 formando una discordancia progresiva en la que los reflectores se horizontalizan hacia arriba.

La base del nivel superior (T_3) indica el momento en el cual la deformación alpina cesa en el frente de la cordillera y migra definitivamente hacia el cabalgamiento del Campillo produciendo el levantamiento del bloque norte, acompañado de una fuerte subsidencia diferencial y una discordancia angular progresiva en el bloque sur (Etapa III, Fig. 81).

Cabe preguntarse si existe una relación temporal entre migración de la deformación en la zona del Campillo y en la banda de Ubierna. Para establecer la secuencia relativa de emplazamiento de los cabalgamientos de Santibáñez y Campillo se correlacionó la base de la discordancia progresiva del primero a lo largo de las sucesivas líneas hasta obtener el reflector equivalente (S) en el perfil N10. El reflector S se sitúa por debajo de la base del abanico de capas producido durante el emplazamiento del cabalgamiento del Campillo (Fig. 81), por lo que se establece que este cabalgamiento comienza su etapa de mayor desarrollo (etapa III) un poco más tarde que el de Santibáñez, si bien son contemporáneos durante la mayor parte de su actividad. La migración de la deformación hacia el sur en la zona del Campillo es por lo tanto contemporánea con el desarrollo del pliegue y cabalgamiento de Santibáñez en la banda de Ubierna.

Con respecto a la zona al O de Boñar, hemos visto que el basculamiento se produce gradual y progresivamente a lo largo del lapso de tiempo durante el que se produce la deformación en el resto del borde de la cuenca, como indica la migración progresiva del depocentro hacia el sur (Fig. 86b y c) sin aparentes saltos bruscos, como el observado en la zona del Campillo. Así pues la deformación en este sector es de difícil datación relativa, pero se puede suponer que su historia comienza con el levantamiento por el N de la cordillera en los primeros estadios de deformación, como muestra el depósito de los niveles inferiores del Terciario que sobrepasan el límite actual del cabalgamiento frontal alpino aumentando o manteniendo su espesor hacia el norte (Fig. 86b). El desarrollo del cabalgamiento

frontal alpino es simultáneo con el del resto de las zonas. Los últimos estadios de emplazamiento del cabalgamiento y basculamiento hacia el sur son coetáneos con la migración de la deformación hacia el sur en las otras zonas.

El ligero basculamiento hacia el sur que se observa en el sector de máximo desplazamiento del cabalgamiento localizado entre el levantamiento del Campillo y el basculamiento de Boñar es claramente tardío y debe ser contemporáneo con la primera estructura. Se produce por un basculamiento pasivo de este sector que se localiza entre dos zonas sometidas a elevación por causas tectónicas.

5.4. Síntesis y discusión de la estructura de la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero

En este apartado se desarrolla la síntesis y discusión de los datos obtenidos en los Apartados 4 y 5 sobre la estructura somera y profunda de la Cuenca del Duero y la Cordillera Cantábrica.

La Cuenca del Duero y su borde septentrional: estructura y evolución temporal

La Cuenca del Duero se desarrolla en el surco formado por delante del pliegue frontal de un cabalgamiento alpino enraizado en el basamento y del levantamiento de la Cordillera Cantábrica resultante de la elevación de su bloque superior. Los depósitos terciarios que la rellenan son los productos de la erosión de los rejuvenecidos relieves de la cordillera, depositados por abanicos aluviales.

Las estructuras alpinas del sector septentrional de la Cuenca del Duero se forman como consecuencia de la compresión alpina N-S y su orientación está controlada por la disposición de las anisotropías preexistentes. En la zona occidental, al oeste de Cantoral, tienen una dirección E-O, ya que ésta es la dirección predominante de las anisotropías variscas, algunas de las cuales rejuegan o sufren rotaciones. En la zona oriental, al este de Cantoral, su dirección es NO-SE, que es la dirección de las estructuras extensionales mesozoicas que sufrieron una inversión tectónica parcial en el Terciario. Respecto a la edad absoluta de la deformación, es difícil establecerla con precisión debido al carácter continental de los depósitos terciarios que dificulta su datación. Las únicas edades disponibles proce-

den de dos abanicos aluviales, que ocupan una posición intermedia y alta dentro de la serie terciaria sinorogénica, datados del Oligoceno superior y Mioceno por López Olmedo et al. (en prensa) y Mabesoone (1959) respectivamente.

La morfología del borde norte de la cuenca varía lateralmente en función de la estructura que conforma dicho borde: el cabalgamiento y pliegue frontal alpino en el sector occidental y la falla de Becerril en el sector oriental. Además, en el primer caso el estilo de la deformación varía lateralmente en función de las estructuras asociadas al cabalgamiento que se forman y del desarrollo alcanzado por el pliegue frontal.

En el sector occidental, el borde de la cuenca sigue una dirección E-O y la principal estructura que se desarrolla es el cabalgamiento frontal alpino. Debido a su emplazamiento se produce el levantamiento de la Cordillera Cantábrica en su bloque superior y la inversión o basculamiento del Mesozoico y parte inferior del Terciario del borde norte de la cuenca en su pliegue frontal. En los perfiles sísmicos hay un buen registro de este cabalgamiento vergente al sur y de otros cabalgamientos paralelos que afectan al basamento paleozoico, tanto bajo la Cuenca del Duero como al norte de la misma. Estos últimos coinciden en superficie muchas veces con fracturas variscas preexistentes. Cerca de la superficie buzcan entre 25 y 30° al norte, pero en profundidad su inclinación aumenta hasta 30-36° y atraviesan toda la corteza superior hasta una profundidad de 14-15 km donde confluyen en un nivel de despegue entre las cortezas superior y media.

En el extremo occidental, la zona del basculamiento de Boñar al oeste de Cistierna, el Mesozoico y Terciario buzcan entre 4° y 30° al sur en el flanco delantero del pliegue del cabalgamiento frontal y están cortados por fallas inversas, vergentes al norte o verticales, que corresponden a retrocabalgamientos rotados (zona de Boñar) o fracturas previas variscas reactivadas y rotadas (extremo occidental). En este sector el cabalgamiento frontal alpino permanece enterrado y no llega a cortar a la serie meso-terciaria. Al este, desde unos km al oeste de Cistierna hasta Cantoral, el flanco delantero del pliegue alpino está localmente invertido y el cabalgamiento lo corta, desplazando al Mesozoico y Terciario de la base de la cuenca. El máximo gra-

do de inversión del pliegue se produce entre Cistierna y Guardo, en el sector donde aflora el Carbonífero sinorogénico del sinclinal de Valderrueda. En esta zona también se observa el máximo desplazamiento aparente del Mesozoico (aproximadamente 8,5 km). Hacia el E y O de esta zona disminuyen progresivamente la inversión del Mesozoico y Terciario y el desplazamiento del Mesozoico por el cabalgamiento. En los extremos de este sector, el Mesozoico y Terciario reposan normalmente al sur y el cabalgamiento no los corta sino que únicamente los bascula en la misma dirección.

En el tramo entre Guardo y Cantoral la deformación alpina migró desde el borde de la cuenca hacia el sur, tras el cese de la actividad del cabalgamiento frontal, manifestándose en el emplazamiento del cabalgamiento del Campillo, unos 14 km al sur del frente, que produjo el levantamiento pasivo, sin rotación, del basamento en el bloque superior (levantamiento del Campillo). La migración supuso el brusco desplazamiento del depocentro de la cuenca desde el frente hacia una posición más meridional, por delante del cabalgamiento del Campillo. En la zona del levantamiento de Boñar, sin embargo, no hay una migración de la deformación, y el basamento rotó y se basculó hacia el sur progresivamente, a la vez que se propagaba el cabalgamiento frontal. Simultáneamente el depocentro de esta zona se desplazó progresivamente desde el frente hacia una posición equivalente lateralmente a la de la zona del Campillo. Es difícil establecer la edad relativa de la deformación en ambas zonas, aunque parece que los últimos estadios de rotación del basamento en la zona de Boñar fueron contemporáneos con la migración de la deformación en la zona del Campillo. El segmento del frente montañoso entre las dos zonas (Boñar y Guardo-Cantoral) corresponde al área donde el cabalgamiento tuvo un mayor desplazamiento en superficie. En este sector (entre Guardo y Cistierna) la deformación no migró hacia el sur y toda la compresión alpina se consumió en el emplazamiento del cabalgamiento frontal. El depocentro permaneció por delante del cabalgamiento frontal y únicamente sufrió un pequeño desplazamiento hacia el sur debido al basculamiento pasivo de la cuenca y el basamento en esa dirección, por estar situados entre las dos zonas anteriores que estaban sometidas a elevación por causas tectónicas.

Alonso et al. (1994) proponen que las diferentes magnitudes del desplazamiento del cabalgamiento alpino en el frente de la Cordillera Cantábrica, están condicionadas por la posición de las estructuras variscas antes de la deformación alpina. El cabalgamiento se propagaría fácilmente en el flanco S del sinclinal de Valderrueda que antes de la deformación estaba inclinado al N. Sin embargo, encuentra mayores dificultades en el resto del borde donde las estructuras variscas estaban originalmente inclinadas al S y fueron rotadas a su posición actual con inclinación al N. El hecho de que estos cabalgamientos afecten a grandes bloques corticales hasta una profundidad de 14 km, puede poner en cuestión que el desarrollo de tales cabalgamientos esté controlado o condicionado por la disposición de las anisotropías tan superficiales. La causa habría que buscarla en heterogeneidades a escala mayor que puedan condicionar el desarrollo y evolución de estas estructuras.

En el sector oriental la falla de Becerril constituye el borde de la cuenca y su inversión tectónica, como consecuencia de la compresión terciaria, llevó aparejada la formación del tren de pliegues que constituyen la banda de Ubierna. La deformación también migró progresivamente hacia el sur, por el relevo sucesivo de los pliegues de la banda de Ubierna, y finalmente se produjo un basculamiento de toda la zona hacia el SO. Este basculamiento es posterior al inicio del emplazamiento del cabalgamiento de Santibáñez y puede estar relacionado con el emplazamiento de un cabalgamiento ciego deducido por Espina (1997) que carece de imagen sísmica (Fig. 77c).

El desarrollo del Anticlinal de Santibáñez es casi simultáneo con la migración hacia el sur de la deformación en el cabalgamiento del Campillo. Así lo indica el reflector S (Figs. 81 y 85), isocrono en ambas zonas, que se encuentra en la base de las discordancias sintectónicas asociadas a ambas estructuras, aunque la primera comienza su nucleación poco antes de que el segundo se emplace.

La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero

Las estructuras alpinas más importantes relacionadas con la compresión N-S, que reorganizaron la estructura de un modo más intenso y acomodaron

la mayor parte del acortamiento de la cadena, se encuentran en el margen continental noribérico y en el borde norte de la Cuenca del Duero. En el resto de la Cordillera Cantábrica, que se elevó como un bloque de un modo casi pasivo, las estructuras alpinas tienen poco desarrollo en superficie y las principales estructuras de esta edad resultan del rejuego de estructuras previas variscas y distensivas mesozoicas. Sin embargo, bajo esta zona de moderada deformación superficial, la estructura cortical en niveles más profundos fue reorganizada intensamente con el desarrollo de una raíz cortical por duplicación de la corteza.

Los cabalgamientos alpinos, interpretados en los perfiles sísmicos, son responsables de la deformación del borde N de la Cuenca del Duero y el levantamiento de la Cordillera Cantábrica, que por lo tanto ha de considerarse como un levantamiento nucleado en el basamento (*basement cored uplift*). Son estructuras con orientación aproximada E-O, vergentes al sur, con un espaciado kilométrico, que atraviesan toda la corteza superior con un buzamiento alto entre 30° y 36°. Todos convergen en un nivel de despegue a 14-15 km de profundidad, lo que indica que la deformación alpina afecta al basamento y es de tipo *thick-skin*, sin embargo la deformación interna que se registra en los bloques que delimitan es en general de poca entidad. Por ejemplo, en la zona de los Picos de Europa la deformación alpina se limita a reactivaciones de fallas variscas y la formación de fallas menores subverticales con escaso desplazamiento (Farias y Heredia, 1994). Entre los Picos de Europa y la costa, las principales fallas inversas terciarias son rejuegos de fallas normales mesozoicas en las que se eleva el bloque septentrional, como la que limita por el norte la Cuenca meso-terciaria de Oviedo-Cangas de Onís o las fallas que prolongan lateralmente el rejuego inverso de fallas normales mesozoicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Espina, 1997) (ver Figs. 29 y 43).

Una cuestión controvertida es el alto ángulo de los cabalgamientos, entre 30° y 36°, que puede parecer demasiado elevado, más aún si lo comparamos con los 14° de inclinación deducidos por Alonso et al. (1996) para el cabalgamiento frontal alpino del borde norte de la Cuenca del Duero. Sin embargo, la existencia de: deformación de tipo *thick-skin* en

orógenos, levantamientos nucleados en el basamento y reflectores inclinados interpretados como cabalgamientos o zonas de cizalla que atraviesan la corteza, incluso hasta niveles más profundos que los aquí citados, está bien documentada en numerosos trabajos revisados por Cook y Varsek (1994). Uno de los más conocidos es el perfil *COCORP Wind River* (Smithson et al., 1979) en el que se muestra un cabalgamiento con un buzamiento aparente de 30°-38° (el real podría llegar a 48°) y desplazamiento de 29 km que superpone el basamento precámbrico sobre materiales del Paleozoico al Terciario de una cuenca formada por delante del mismo. Su imagen es casi idéntica a la del borde septentrional de la Cuenca del Duero observada en ESCIN-2, con la diferencia de que este cabalgamiento alcanza niveles corticales mucho más profundos, entre 25-30 km, en la base de la corteza. Otro ejemplo de levantamiento del basamento a favor de cabalgamientos con alto ángulo se ha descrito en los Andes en las Sierras Pampeanas como efecto de la subducción de bajo ángulo de la placa Nazca bajo Sudamérica (Jordan et al., 1983; en Cook y Varsek, 1994). En general se acepta que los cabalgamientos de alto ángulo en regímenes de *thick-skin* se suelen horizontalizar en profundidad en la corteza media o inferior, como ocurre bajo la Cordillera Cantábrica.

La estructura profunda de la corteza se ha descrito en el apartado anterior por lo que únicamente mencionaremos la edad de su deformación deducida de las estructuras que afectan a la Cuenca del Duero. La edad de la deformación debe ser entre el Eoceno y el Mioceno, similar a la de la subducción en el margen cantábrico y dentro del rango de edades de las dataciones del Terciario sinorogénico de la Cuenca del Duero.

La Cuenca del Duero como cuenca de antepaís (foreland basin)

La Cuenca del Duero tiene las características de una cuenca de antepaís (*foreland basin*), pero con unas peculiaridades que la hacen un caso singular. Su particularidad radica en que esta cuenca se desarrolla debido a la actividad tectónica, casi simultánea, en tres frentes montañosos que evolucionan independientemente y de un modo diferente, dentro de un mismo evento orogénico: la Cordillera Cantá-

brica en el norte, el Sistema Central en el sur y la Cordillera Ibérica en el este, permaneciendo el borde oeste como esencialmente pasivo. Además muchas cuencas se desarrollan en regímenes tectónicos controlados por la subducción de placas, pero no en una situación tan compleja como la de la Cordillera Cantábrica. En ésta la subducción es de corteza continental ibérica inducida por la indentación hacia el sur de la corteza inferior del margen, que está deslizándose bajo la corteza superior del margen.

Son muchos los autores que han propuesto definiciones de cuenca de antepaís, desde las simples: “*cuenca sedimentarias entre el frente de una cadena montañosa y el cratón adyacente*” (Allen et al., 1986), hasta las muy elaboradas: “*regiones alongadas con potencial para la acumulación de sedimentos, que se forma sobre corteza continental entre un cinturón orogénico y el cratón adyacente, principalmente como respuesta a procesos geodinámicos relacionados con subducción y los cinturones de pliegues y cabalgamientos periféricos o de retroarco resultantes*” (DeCelles y Giles, 1996). Todas ellas tienen en común la existencia de un cinturón orogénico o zona sometida a acortamiento y de un cratón hacia el que progresa la deformación, llegando ésta a involucrar incluso a materiales que rellenan la cuenca. Desde este punto de vista la Cuenca del Duero no satisface estrictamente la definición, ya que no existe un cratón (*sensu stricto*) hacia el que se dirige la compresión, ya que esta cuenca forma un sistema casi centrípeto en el que la compresión proviene de tres frentes diferentes y se dirige hacia el centro. Por ello esta cuenca no tiene bien desarrollado un elemento común a la mayoría de estas cuencas, como es la protuberancia delantera (*forebulge*) o zona levantada por delante del surco (*foredeep*) de la cuenca, debido a la flexión de la corteza en respuesta a la carga del material que se emplaza en el frente de la deformación y el propio relleno sedimentario de la cuenca. Aunque en la Cuenca del Duero hay una somerización del basamento hacia el centro de la cuenca, no se llega a producir exhumación del mismo, debido a que la subsidencia en los tres bordes activos compensa parcialmente su potencial levantamiento. Si consideramos independientemente el borde septentrional de la Cuenca del Duero, sí que hay un surco pronunciado por delante del frente de la cordillera

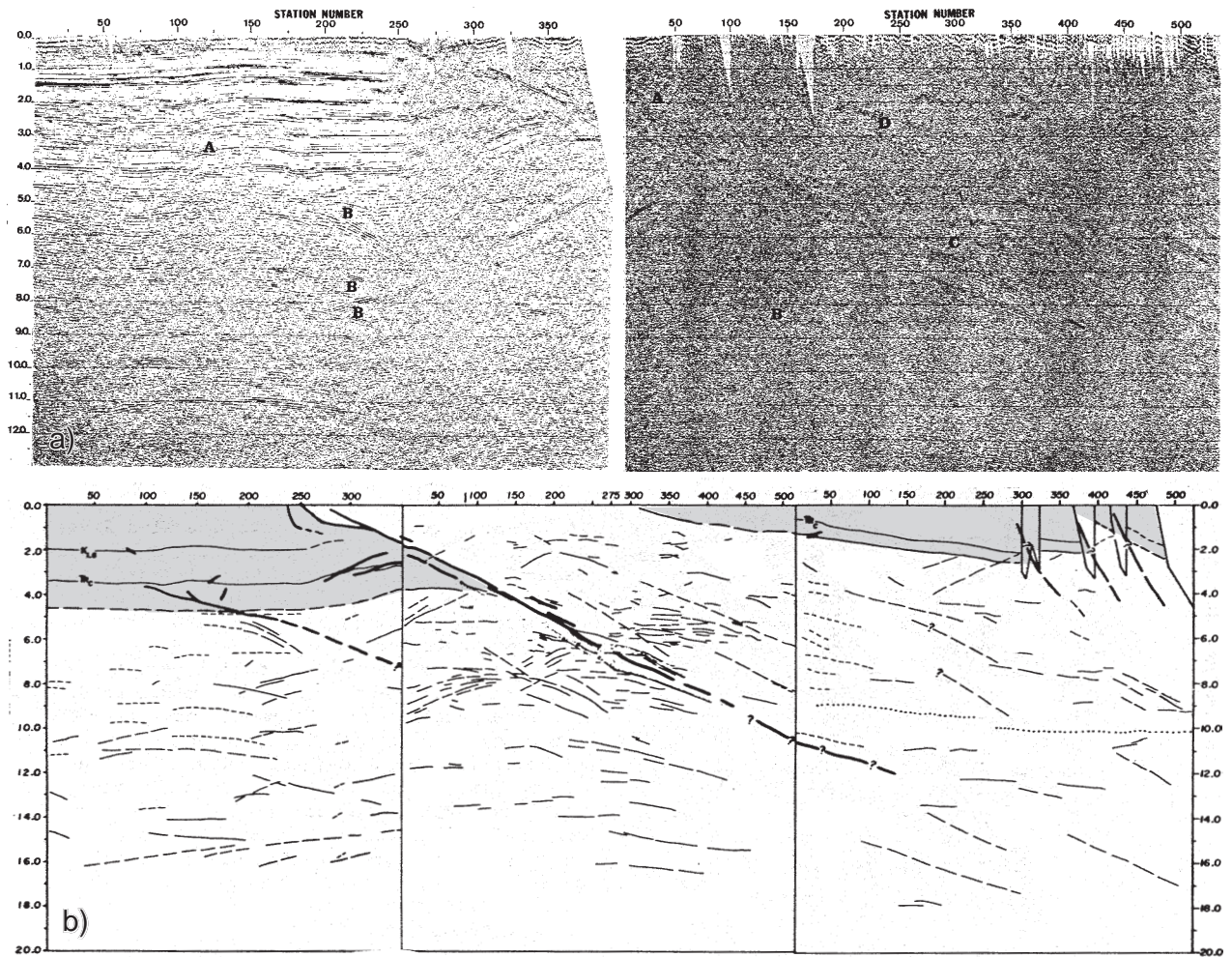


Figura 93. a) Secciones no migradas del perfil Wind River (líneas 1 y 1A). b) Interpretación de las reflexiones de los perfiles anteriores más el perfil 2. Obsérvese la similitud entre la morfología del cabalgamiento y la cuenca en el SO con la de la Cuenca del Duero y el cabalgamiento frontal alpino (Tomadas de Smithson et al., 1979).

y se desarrollan depocentros que migran en la dirección de avance de los cabalgamientos, a la vez que la deformación.

Ingersoll y Busby (1995) proponen una clasificación de las cuencas sedimentarias en las que distinguen 26 tipos de cuencas de las cuales 4 corresponden a cuencas de antepaís:

- Cuencas de antepaís periféricas: cuencas sobre márgenes continentales estirados que constituyen una placa que subduce y han sido arrastrados a zonas de subducción durante procesos de colisión (ejemplo actual: Golfo Pérsico; ejemplo antiguo: Cuenca molásica suiza del Cenozoico medio-Alpes) (Ver Fig. 119, más adelante).

- Cuencas de antepaís de retroarco: cuencas en el lado continental de sistemas de arco-fosa (*arc-trench systems*) en márgenes continentales formados por compresión relacionada con subducción o colisión. Se las ha relacionado frecuentemente con zonas de subducción de bajo ángulo (ejemplo actual: Andes foothills; antiguo: Cuenca cretácica de Sevier en Wyoming).

- Cuencas de antepaís intramontañosas: cuencas formadas en medio de levantamientos enraizados en el basamento o *basement core uplifts* (ejemplo actual: Cuencas de las Sierras Pampeanas en Argentina; antiguo: Cuencas Larámides en Wyoming) (Figs. 93 y 94).

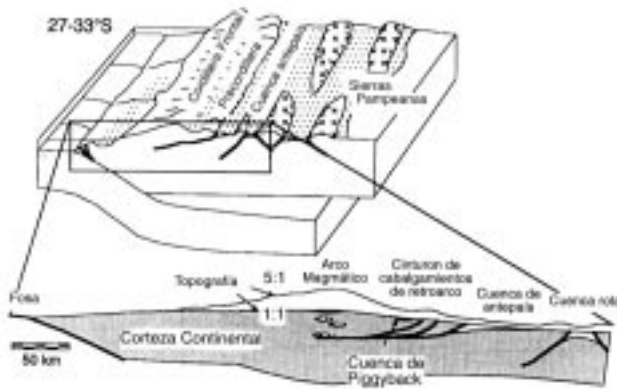


Figura 94. Estructura de las Sierras Pampeanas como ejemplo actual de cuenca de antepaís intramontañosa (Tomada de Miall, 1995).

- Cuenca de *Piggyback*: cuencas formadas y transportadas sobre láminas cabalgantes en movimiento (ejemplo actual: Cuenca de Peshawar en Pakistán; antiguo: Neógeno de los Apeninos en Italia).

Las cuencas periféricas son cuencas de colisión al igual que algunas de las cuencas de retroarco, aunque se forman en los lados opuestos del orógeno y tienen vergencias también opuestas. Las cuencas de retroarco no colisionales tienen similitudes con las intramontañas ya que algunas de las últimas se forman en relación con zonas de subducción y están situadas sobre láminas de corteza subducida con un ángulo muy bajo. La principal diferencia radica en que la deformación en las primeras es de tipo epitelial y en las segundas afecta al basamento (*thick-skin*), provocando levantamientos del mismo (Figs. 93 y 94).

Es difícil encuadrar la Cuenca del Duero dentro de uno de los tipos de cuencas reseñados. Por sus peculiares características tiene rasgos de varios de los grupos pero no queda recogida plenamente en ninguno de ellos. Si consideramos que la cuenca se forma sobre una corteza continental que subduce hacia el norte habría que considerarla como una cuenca periférica similar a la cuenca molásica suiza de los Alpes o a las cuencas terciarias al sur de los Pirineos. Sin embargo, el contexto geotectónico no es el mismo, ya que no existe una colisión continental *sensu-stricto*, como en las anteriores, por tratarse de la subducción de una corteza delaminada por la indentación de otra corteza sin que exista en el margen opuesto un continente colisionando.

La Cuenca del Duero se ajusta más a las características de las cuencas intramontañas. Si comparamos la imagen sísmica e interpretada del perfil Wind-River (Fig. 93) con la de ESCIN-2 veremos que tienen grandes semejanzas. Ambas muestran el desarrollo de una cuenca sedimentaria por delante de cabalgamientos que involucran al basamento y producen su levantamiento pasivo, igual al levantamiento de la Cordillera Cantábrica por los cabalgamientos alpinos.

6. GRAVIMETRÍA

La velocidad sísmica y la densidad de los materiales rocosos son propiedades físicas de los materiales, que están relacionadas entre sí y se pueden determinar por métodos diferentes. Ambas propiedades pueden ser utilizadas para modelizar la corteza por métodos independientes y llegar a un modelo cortical único que las satisfaga, dando mayor validez al modelo obtenido.

La modelización gravimétrica se aborda en este trabajo con el fin de complementar los datos aportados por la geología superficial y los perfiles sísmicos, y además resolver varias cuestiones:

- Confirmar la presencia de la raíz cortical bajo la Cordillera Cantábrica interpretada en los experimentos de sísmica.
- Obtener la morfología de dicha raíz cortical, que no está bien definida en el resto de experimentos geofísicos llevados a cabo. En efecto, los perfiles de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo (perfil 5 y ESCIN-4) carecen de suficiente resolución para resolver dicha estructura con el suficiente detalle (Pulgar et al., 1996; Fernández-Viejo, 1997 y Gallart et al., 1997). Por otra parte, el perfil ESCIN-2 no llega a atravesar completamente la raíz, muestreando únicamente su flanco meridional.
- Aportar más datos al modelo cortical construido desde la Cuenca del Duero hasta el margen noribérico y confirmar los modelos obtenidos a partir de la interpretación de los otros datos geofísicos.

La modelización se efectuó con el programa *GM-SYS* (v. 1.01) de *Northwest Geophysical Associates*, en una estación de trabajo *Sun Ultra-2*. Di-

ESTACIÓN BASE	LATITUD	LONGITUD	g OBSERVADA (mgal)	ALTURA (m)
OVIEDO ¹	43° 21' 30"	-5° 51' 18"	980.415,78	245,0
RIBADESELLA	43° 27' 35"	-5° 03' 16"	980.500,62	35,0
LEÓN	43° 27' 48"	-5° 34' 56"	980.174,38	822,8
OVIEDO ²	43° 21' 42"	-5° 50' 48"	980.435,87	232,4

1 - Facultad de Geología (datos de la BGI)

2 - Catedral (estación fundamental 7) (Aller, 1993)

Tabla XI. Coordenadas, valor de la gravedad observada y altura de las estaciones base empleadas durante la campaña de adquisición de nuevas medidas y la campaña complementaria de ESCIN-1 (Aller, 1993).

cha aplicación permite la modelización hasta en 2,75 D. Se optó por modelizar en 2D, por cuanto los perfiles tienen un trazado perpendicular a las estructuras modelizadas y se asume que su continuidad lateral en la dirección normal a la del perfil es suficientemente grande como para no estar introduciendo efectos de borde en nuestro modelo. Los cuerpos geológicos se representan por prismas horizontales de extensión lateral suficiente para evitar introducir efectos de borde de los lados del perfil. La contribución de cada prisma al valor de la gravedad se calcula mediante los algoritmos de Won y Bevis (1987), basados en el método de Talwani et al. (1959).

6.1. El mapa de anomalías gravimétricas: datos empleados

Los valores de la gravedad empleados para la elaboración del mapa de anomalías de Bouguer en tierra y de aire libre en mar se recopilaron de varias fuentes. Un total de 3201 medidas en tierra (Fig. 95a), proceden de campañas realizadas por diversas instituciones y fueron proporcionadas por el BGI (*Bureau Gravimétrique International* - París). A éstas se le sumaron 349 mediciones realizadas durante el proyecto ESCIN, como un estudio complementario a lo largo de la línea de sismica de reflexión profunda ESCIN-1 y áreas circundantes (Aller, 1993). Por último, los datos de mar proceden de la base de datos de todo el globo de Sandwell y Smith (1997).

Con el fin de aumentar la densidad de los datos, en aquellas zonas de interés para este estudio que presentaban un muestreo insuficiente, se realizó un levantamiento gravimétrico durante los años 1994 y

1995, entre los meridianos 5°O y 5°30'O. El gravímetro empleado fue un *Lacoste & Romberg modelo G-921*, que proporciona una precisión teórica de $\pm 0,01$ mgal con un rango de 5000 mgal. Las estaciones base empleadas como referencia para los recorridos diarios fueron las estaciones fundamentales números 9 y 24 (Ribadesella y León) de la red de bases gravimétricas de España, así como una estación en Oviedo en el edificio de la Facultad de Geología cuyos parámetros fueron proporcionados por la BGI. A lo largo de la campaña se midieron un total de 474 estaciones y la gravedad teórica se calculó con referencia al *World Geodetic System* (1980).

La estación base de Oviedo en la Facultad de Geología, al igual que todas las medidas proporcionadas por la BGI, están referenciadas a la Red de Estandarización Gravimétrica Internacional de 1971 (*International Gravity Standardization Network*, ISGN-71). Sin embargo, las estaciones base de la red de bases gravimétricas de España de Ribadesella, León y Oviedo están referenciadas al valor de una estación base en Potsdam, al que se referenciaban las estaciones base con anterioridad (Tabla XI). Con la mejora de los aparatos de medida se comprobó que el valor de la estación de Potsdam era 14 miligales más alto del valor real. Para homogeneizar todos los datos y referirlos a la ISGN-71, se le restaron 14 mgal a los valores de la anomalía de Bouguer con corrección topográfica obtenidos a partir de las últimas estaciones.

La toma de medidas se realizó, siempre que fue posible, en vértices geodésicos y en los demás casos se localizó la posición geográfica en mapas del Servicio Geográfico del Ejército (1:50.000) de los que se obtuvieron la longitud y latitud de cada pun-

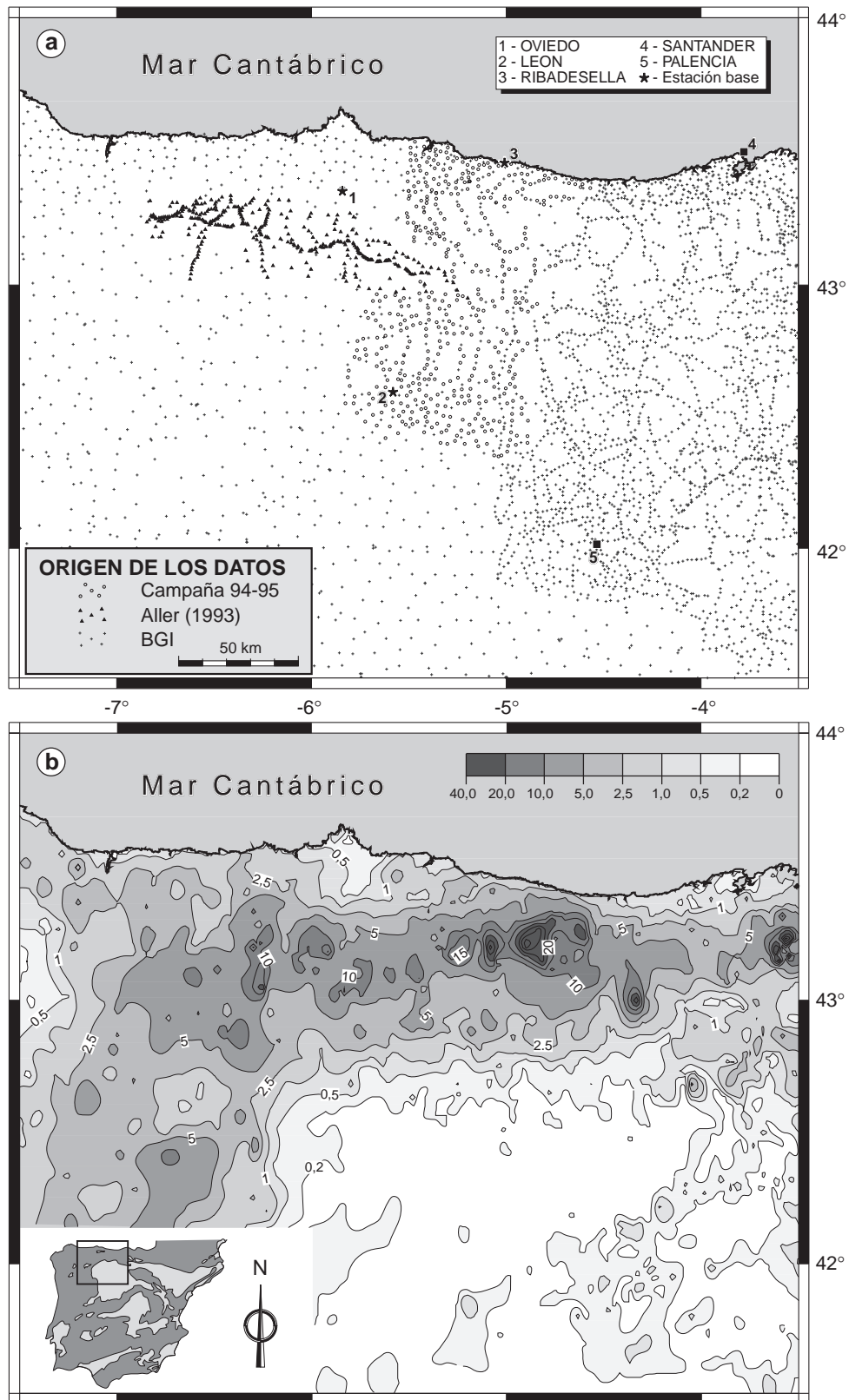


Figura 95. a) Mapa de situación y origen de los puntos de medida de la gravedad utilizados para componer el mapa de anomalías de Bouguer en tierra. Las estrellas representan la localización de las tres estaciones base utilizadas en la campaña de recogida de datos 1994-95. b) Mapa de isolíneas de la corrección del terreno calculada y aplicada para obtener la anomalía de Bouguer completa.

to. La altura se midió con un altímetro Thommen, que proporciona precisiones teóricas de ± 1 m. Las medidas se realizaron en itinerarios cerrados de 3 a 10 estaciones entre 2 vértices geodésicos. El altímetro era calibrado en el primer vértice y durante la toma de datos se asumió que el error entre las alturas medida y real en el vértice de cierre, se había producido de un modo lineal con el tiempo a lo largo del recorrido. Se calculó una corrección para cada estación intermedia y se desestimaron todas las mediciones en las que el error de la altura obtenida al cerrar el itinerario era superior a ± 10 m.

Para el cálculo de la anomalía de Bouguer se empleó una densidad de reducción de $2,67 \text{ g cm}^{-3}$. Teniendo en cuenta las dimensiones del área de estudio y la variedad de tipos rocosos presentes, cada uno con su densidad, se empleó una única densidad de reducción que corresponde al valor medio de la corteza y es un valor ampliamente utilizado en estudios regionales. Además de las correcciones mareales y de deriva, la presencia de fuertes relieves topográficos en la zona del estudio, con alturas entre 0 y más de 2600 m, aconsejó realizar la corrección del terreno para obtener la anomalía completa de Bouguer de los datos de tierra (ver Apartado 1.2). La corrección para cada valor de la gravedad se calculó mediante un modelo digital de elevaciones del terreno de malla 0,2 km, teniendo en cuenta la elevación de un área alrededor de cada estación entre 0,5 y 20 km. También se realizó una estimación, en varias estaciones, de la corrección para distancias hasta 167 km y menor de 0,5 km, pero los valores raramente excedían de 1 mgal, por lo que su aplicación fue desestimada. El modelo digital de elevaciones del terreno (Fig. 1b) se elaboró a partir de información topográfica cedida por el *INDUROT (Instituto de Urbanismo y Ordenación del Territorio - Universidad de Oviedo)* con datos de isolíneas de elevación en intervalos de 100 m y la batimetría fue digitalizada de la carta batimétrica de Lallemand et al. (1985) y cartas náuticas del Instituto Hidrográfico de la Marina para las profundidades menores de 200 m. Los mayores valores de corrección (Figs. 95 y 96), cercanos a 40 mgal, se obtuvieron para las medidas realizadas en la Cordillera Cantábrica, especialmente en la zona de los Picos de Europa, mientras que las anomalías medidas en la Cuenca del Duero prácticamente no

tienen corrección por situarse en una zona con relieve muy suave (Figs. 1b y 96).

Con los datos de mar y las medidas en tierra se compuso el mapa de anomalías de aire libre en mar y Bouguer con corrección topográfica en tierra (Figs. 96 y 97).

Descripción de las anomalías gravimétricas

El modo convencional de representar las anomalías gravimétricas es mediante mapas de isolíneas como el de la Figura 97. Para su elaboración se interpoló el valor de la anomalía en los nodos de una malla rectangular con los datos de la anomalía de aire libre en el mar y la anomalía de Bouguer con la corrección topográfica en tierra.

Desde el punto de vista teórico, la anomalía de aire libre (AAL) debe mostrar una correlación directa con la topografía cuando la corteza se encuentra isostáticamente compensada. Existe una buena correlación entre la morfología de la AAL y la batimetría de la plataforma ibérica, talud continental y fondos del Golfo de Vizcaya (Fig. 96). Las zonas poco profundas como la plataforma continental y el Banco Le Danois coinciden con valores positivos de las anomalías, mientras que las anomalías negativas se encuentran en las zonas más profundas. Uno de los elementos más destacables del mapa es el par anomalía positiva-negativa, alargado en la dirección E-O a lo largo de todo el margen noribérico (Fig. 38). Su longitud es de unos 700 km y se extiende a ambos lados de los límites del mapa presentado en este trabajo. La anomalía negativa es asimétrica con un gradiente más fuerte al sur y se sitúa a lo largo de la base del talud continental donde las profundidades superan los 4000 m. Tiene una anchura entre 50 y 80 km y valores inferiores a -70 mgal. En esta zona llega a alcanzar un mínimo de -177 mgal (Fig. 97). Su máximo asociado discurre sobre la plataforma ibérica y presenta varios máximos locales de los que el más importante se sitúa sobre el Banco Le Danois y alcanza valores cercanos a 150 mgal. La pendiente entre el máximo y el mínimo tiene un fuerte gradiente de 16 mgal km^{-1} . El gradiente positivo hacia el centro del Golfo se debe al progresivo adelgazamiento hacia el norte, tanto de la capa de sedimentos como de la corteza, con la consiguiente somerización del manto. El valor de la anomalía tiende a 0 indicando la transición al equilibrio isostático.

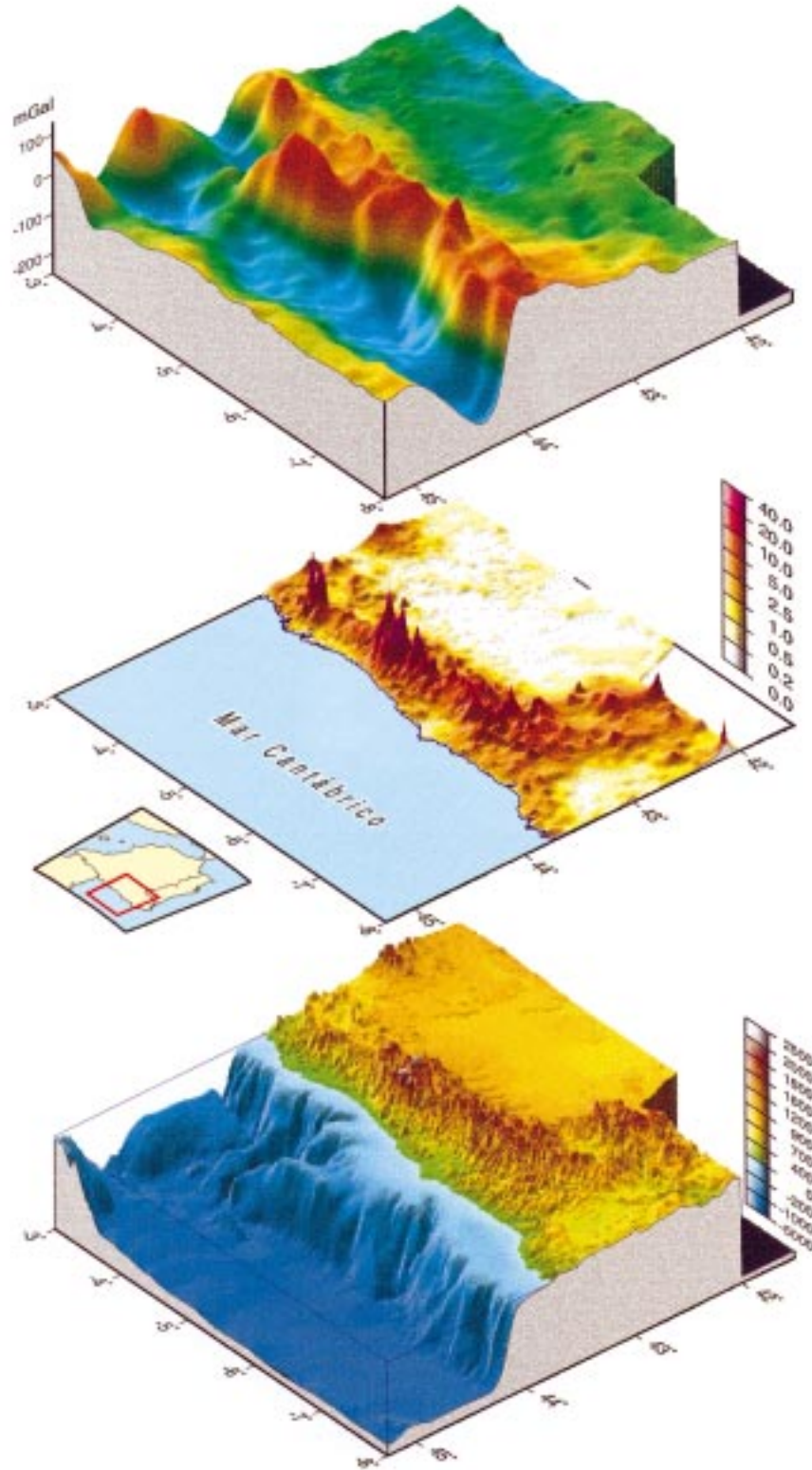


Figura 96. Vistas tridimensionales desde el NO de: mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer completa en tierra y de aire libre en mar (Fig. 97), valores de la corrección de terreno aplicados para obtener la anomalía de Bouguer completa (Fig. 95b) y modelo digital del terreno de la zona estudiada con exageración vertical (Fig. 1b). Obsérvese la buena correlación entre la batimetría y la anomalía de aire libre y la concordancia entre las zonas con mayor corrección topográfica y los mayores relieves de la cordillera.

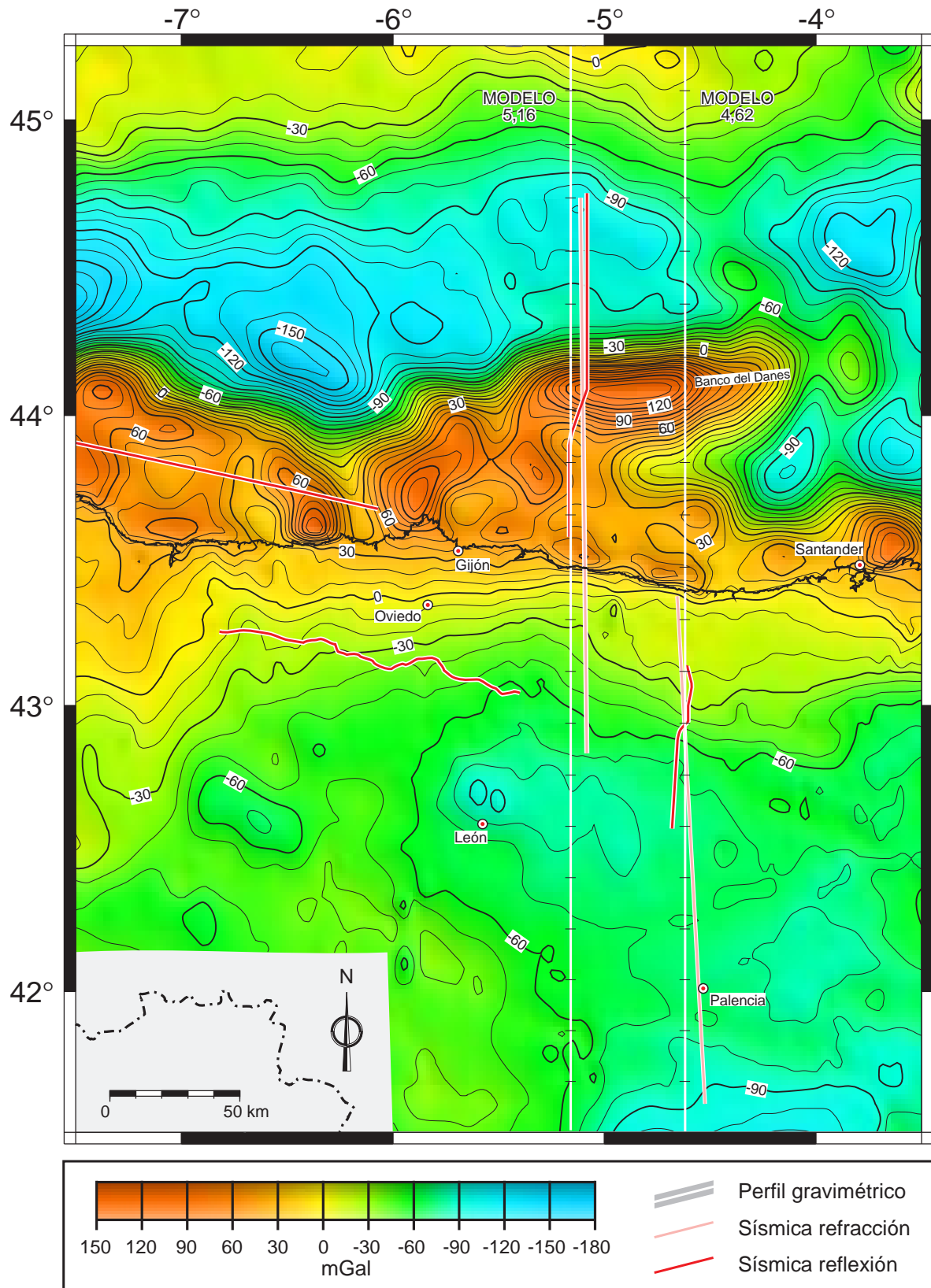


Figura 97. Mapa de la anomalía de aire libre en mar y de Bouguer completa en tierra. Las líneas representan los perfiles gravimétricos modelizados y las líneas de reflexión y refracción/gran ángulo de la zona. El intervalo de contorno es 10 mgal.

En la zona de máximo de la plataforma ibérica se pueden distinguir tres máximos relativos con valores superiores a 90 mgal cuyo origen no se puede atribuir únicamente a la batimetría. El situado sobre el Banco Le Danois es el más intenso y a él contribuyen tanto el efecto de borde antes mencionado como el que los sedimentos de la plataforma se adelgacen y llegue a aflorar basamento premezozoico en el fondo del mar (ver Apartado 3.1). Los otros dos máximos tienen poca longitud de onda, por lo que su origen debe ser somero y se escapa al objetivo de nuestra modelización, centrada en las anomalías de gran longitud de onda producidos por estructuras de escala cortical. De ellos, el máximo situado al NO del Cabo Peñas puede estar relacionado con la presencia de rocas basálticas y vulcanodetríticas como las que se encuentran dentro de la sucesión paleozoica en la costa (Gallastegui et al., 1992).

En el cálculo de la anomalía de Bouguer (AB) en tierra, se sustraen del valor de la gravedad observada los efectos de: latitud, elevación y masa de roca sobre el geoide de referencia, por lo que dichas anomalías reflejan las variaciones de la densidad bajo el nivel de referencia. Si la tierra fuera una masa homogénea el valor de la AB debería ser 0. Por lo tanto, la variación del valor de la anomalía entre dos puntos está causada por irregularidades en la distribución de densidades, atribuibles a la disposición de las masas rocosas.

En el mapa de la AB se observa un suave gradiente negativo hacia la Cuenca del Duero, tanto de N a S desde la costa cantábrica, como de O a E desde la atlántica (Fig. 98). Este gradiente se debe al efecto combinado de: el relleno de la cuenca con sedimentos de menor densidad que el sustrato paleozoico circundante y el engrosamiento de la corteza desde los márgenes continentales, donde la corteza está adelgazada, hacia el centro de la placa donde alcanza un espesor entre 30 y 35 km. Se observan algunos mínimos locales, de poca amplitud y longitud de onda, generados por cuerpos a escasa profundidad, que se pueden explicar a partir de la geología superficial. En la parte Oriental el relleno sedimentario terciario de la Cuenca Terciaria del Bierzo genera un mínimo con valores por debajo de -60 mgal. Una serie de pequeñas anomalías negativas o inflexiones de las isolíneas localizadas en

la parte oriental de Asturias, entre $-6,5^\circ$ y -7° , se pueden explicar por la presencia de cuerpos intrusivos de edad varisca y naturaleza mayoritariamente ácida e intermedia que tienen su manifestación superficial en los stocks ígneos de Salas, Porcía, Salave, Represas y Boal (Alonso et al., 1991). El gradiente desde la costa cantábrica hasta la Cuenca del Duero es diferente a ambos lados del meridiano 5°O . En el sector oeste el gradiente es suave desde la Cuenca del Duero y aumenta progresivamente hacia la costa. Por el contrario, en el sector este el gradiente es fuerte desde el borde de la Cuenca del Duero hasta aproximadamente los Picos de Europa, donde el gradiente disminuye y las isolíneas se separan dando lugar a una zona de meseta relativamente plana. La transición de la zona de meseta a la costa se produce a través de una zona con fuerte gradiente. El límite entre ambos sectores coincide con el límite geológico entre la Región del Ponga en el oeste y la Región de los Picos de Europa en el este. La variación lateral del gradiente también está reflejada en el mapa de la anomalía de Bouguer sin corrección (Fig. 98), por lo que se excluye que se trate de un error introducido al aplicar la corrección topográfica. Su origen debe ser por lo tanto alguna estructura situada en un nivel cortical de intermedio a somero, ya que las estructuras profundas generan anomalías de mayor longitud de onda. Sin embargo, su origen no debe atribuirse a variaciones de la densidad de los materiales paleozoicos que afloran, ya que la zona de meseta se extiende hacia el este sobre los afloramientos de rocas mesozoicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica, hasta el límite oriental del mapa, donde las isolíneas vuelven a juntarse (Figs. 97 y 98).

El mínimo absoluto de esta zona se localiza al norte de León y se extiende en dirección E-O paralelo al borde septentrional de la Cuenca del Duero sobre su depocentro (Fig. 98). Otros mínimos importantes ocupan el extremo SE del mapa, en el vértice de la cuenca, en las inmediaciones de los sistemas Central e Ibérico.

6.2. Modelización gravimétrica

Situación de los perfiles modelizados

Con el fin de estudiar la estructura de la corteza se realizaron dos perfiles gravimétricos paralelos N-S,

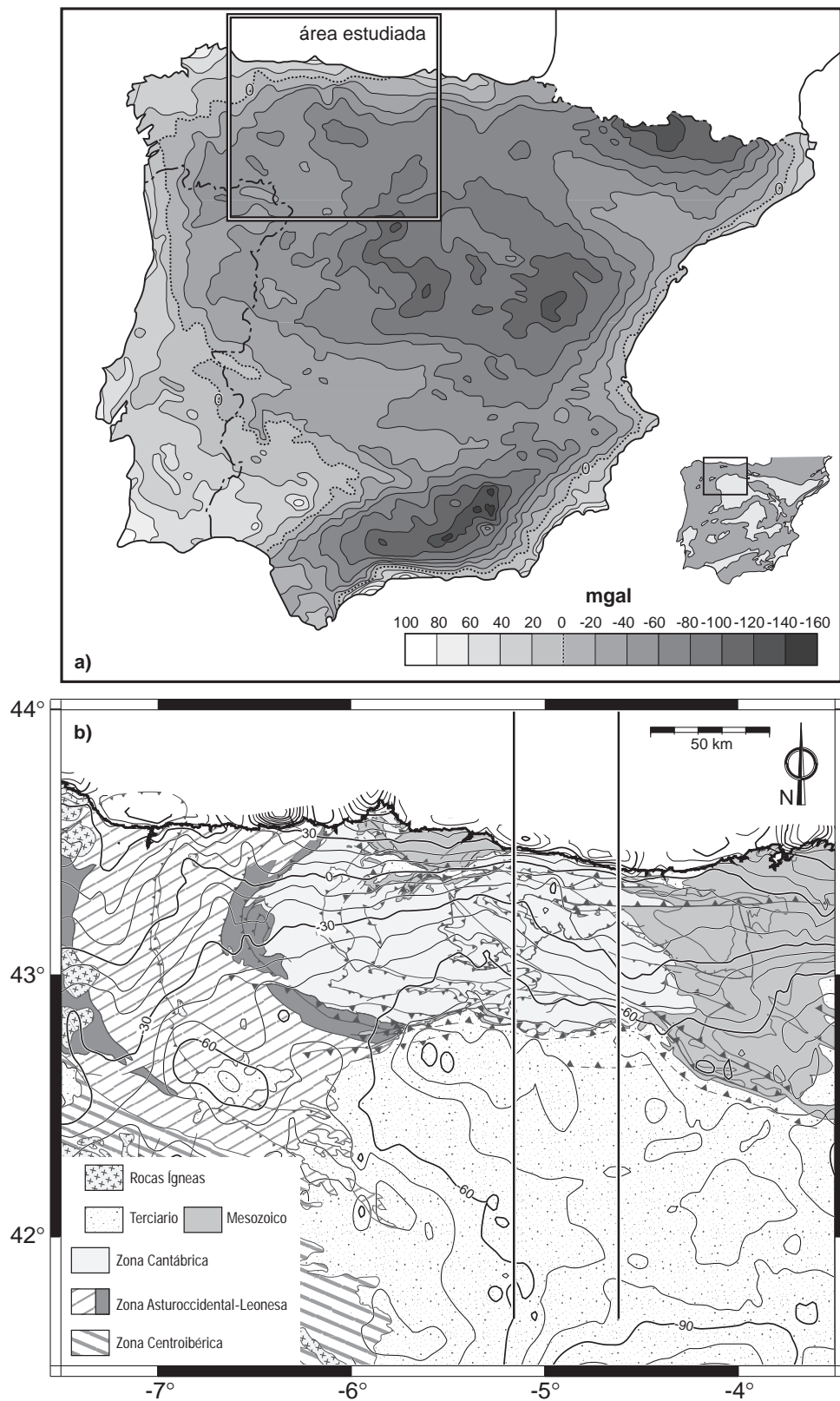


Figura 98. a) Mapa de la anomalía de Bouguer en la Península Ibérica y localización del mapa de la anomalía de Bouguer completa de la Figura 97. El intervalo de contorno es 20 mgal (modificada de Sanz Nuñez et al. 1991). b) Mapa de la anomalía de Bouguer completa en tierra con la geología superficial y la situación de los perfiles modelizados.

a lo largo de los meridianos 4,62°O (4° 37' 12"O) y 5,16°O (5° 9' 36"O). Ambos perfiles tienen una longitud de 417 km y comienzan en la latitud 45,25° en la llanura abisal del centro del Golfo de Vizcaya. Atraviesan el margen noribérico, la Cordillera Cantábrica y terminan en la Cuenca del Duero en la latitud 41,5° (Figs. 1 y 97). El perfil 5,16 (oeste) es prácticamente coincidente con los perfiles ESCIN-4 de sismica de reflexión vertical y de gran ángulo (Figs. 51 y 58), mientras que el perfil 4,62 (este) lo es con el perfil ESCIN-2 de reflexión vertical y el perfil 5 de refracción (Figs. 66 y 68). Estos perfiles son paralelos a otros dos modelizados por Fernández-Viejo (1997) y Fernández-Viejo et al. (1998) a lo largo del meridiano 8,5°O y 5,8°O. De esta misma zona es la modelización gravimétrica del perfil ESCIN-4 hasta la costa de Álvarez-Marrón et al. (1997a).

Las densidades de las rocas

Son muy escasas las medidas directas de la densidad de las rocas de la zona. Evers (1967) realizó un estudio gravimétrico del borde septentrional de la Cuenca del Duero (Fig. 11), que incluyó una campaña gravimétrica y medidas de densidad de las rocas. Se obtuvieron densidades medias de 2,67 g cm⁻³ para los materiales paleozoicos y 2,46 g cm⁻³ para el Cretácico superior y Terciario. En la Cuenca del Ebro, donde las facies sedimentarias son similares a las de la Cuenca del Duero, estudios de detalle atribuyen una densidad de 2,6 g cm⁻³ a los conglomerados del borde de la cuenca y 2,45 g cm⁻³ a las rocas terciarias (Torné et al., 1989). Otras medidas de valores de densidad seca y aparente fueron obtenidas en probetas de dolomías de la Formación Láncara del Cámbrico y cuarzoarenitas de la Formación Barrios del Cambro-Ordovícico en la Cordillera Cantábrica (González Buelga, 1995). Aun teniendo en cuenta el carácter puntual de estos valores y la gran variedad de tipos rocosos de la sucesión sedimentaria paleozoica presente en nuestros modelos, se han tenido en cuenta para la elección de su densidad (Tabla XII).

Ante la escasez de medidas directas, la mayor parte de las densidades de los modelos se asignaron por conversión a densidad de las velocidades de transmisión de las ondas P de los modelos sísmicos descritos en apartados precedentes. Las densidades de

FORMACIÓN	DENSIDAD SECA (g cm ⁻³)	DENSIDAD APARENTE (g cm ⁻³)
LÁNCARA (n = 1)	2,7000	2,7050
BARRIOS (n = 6)	2,5281	2,5287

n = número de muestras

Tabla XII. Valores de la densidad seca y densidad aparente de diferentes muestras de rocas de la sucesión sedimentaria del Paleozoico inferior de la Zona Cantábrica (Cordillera Cantábrica).

los sedimentos y rocas meso-terciarias de la plataforma y llanura abisal proceden de los modelos de velocidad definidos para la conversión a profundidad de las líneas de reflexión de la plataforma y del perfil ESCIN-4 (Figs. 42 y 53). Las densidades de los niveles corticales más profundos se derivaron de los modelos de reflexión vertical y de gran ángulo ESCIN-4 y perfil 5 (Figs. 13, 60 y 68). Para la conversión velocidad a densidad se utilizó el gráfico de Ludwig et al. (1970). Éste fue obtenido de un modo empírico, representando las medidas de laboratorio de la velocidad de transmisión de las ondas P y densidad de diferentes tipos rocosos (Fig. 99). Otros autores, como Nafe y Drake (1957), Birch (1961) o Woollard (1966), también encontraron relaciones similares entre la velocidad y la densidad basándose en un gran número de datos de sondeos y de estudios de diferentes rocas corticales y del manto. Birch incluso propuso la siguiente relación lineal (Ley de Birch):

$$V_p = a(m) + bp$$

donde V_p es la velocidad de las ondas compresionales, $a(m)$ es una constante relacionada con el peso atómico medio ($20 < m < 21$ para rocas de la corteza), b es una constante y ρ la densidad. Otros autores como Shankland y Chung (1974) sugieren que la relación velocidad-densidad es más complicada y depende de otros parámetros.

Barton (1986) hizo una revisión crítica de diferentes modelos gravimétricos calculados y concluyó que la utilización de las velocidades sísmicas de una roca como única indicación de su densidad no es fiable a la hora de reproducir las variaciones de la gravedad, debido al rango de densidades posibles de las rocas que tienen una determinada velocidad y viceversa. A pesar de ello y de la disper-

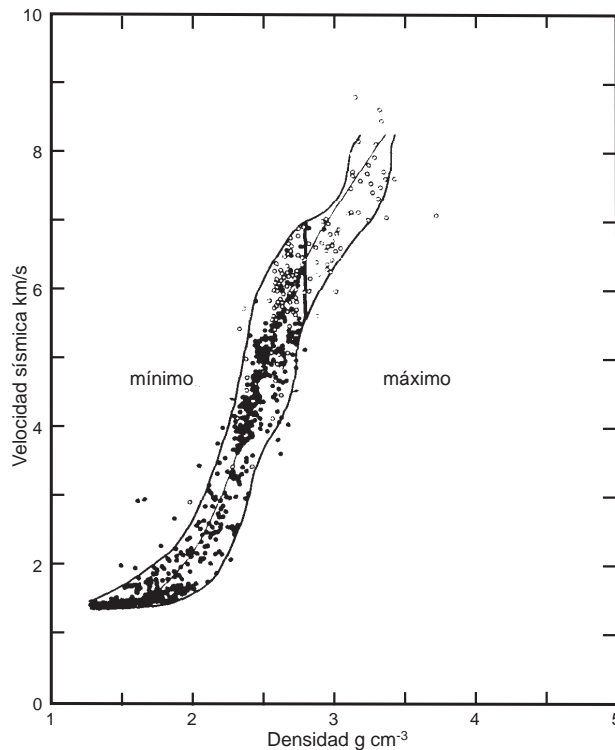


Figura 99. Medidas de laboratorio de la velocidad de las ondas P y densidad de rocas según Ludwig et al. (1970). La línea central es la relación media velocidad-densidad utilizada normalmente para cálculos gravimétricos de modelos sísmicos. Tomada de Barton, 1986.

sión de los datos, Meissner (1986) considera que la transformación de velocidad a densidad para estudios gravimétricos debe considerarse como válida.

Descripción de los perfiles de valores de la gravedad observada

Los perfiles con los valores de la gravedad observada, que se describen en este apartado, fueron obtenidos del mapa de anomalías gravimétricas a lo largo de las transectas 4,62 y 5,16, cuyas coordenadas se detallan en apartados previos. Son los perfiles a partir de los que se elaboraron los modelos gravimétricos 4,62 y 5,16 de la corteza, que se describirán en el apartado siguiente.

El perfil 4,62. El perfil 4,62 fue trazado a lo largo del meridiano 4,62°O. Es paralelo a los perfiles terrestres de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2 y al perfil 5 de refracción paralelo al anterior (Fig. 100). Los perfiles sísmicos han permitido constreñir la morfología del modelo, reduciendo los grados de libertad en su elaboración, y convertir las velocidades del modelo de refracción a densidad.

En el sector continental la curva de valores de la gravedad tiene valores negativos y un gradiente creciente hasta la costa. En el extremo sur la curva comienza con un valor de -99 mgal y tras un pequeño incremento de la gravedad la curva se horizontaliza con valores entre -75 y -80 mgal. No existe un mínimo netamente marcado sobre el depocentro del borde septentrional de la Cuenca del Duero. A partir del borde N de la cuenca los valores de la gravedad se incrementan hasta alcanzar 0 mgal en las inmediaciones de la costa. El segmento ascendente de la curva comienza con un tramo de fuerte pendiente, al norte de la Cuenca del Duero, cuya pendiente disminuye abruptamente y conecta con una zona prácticamente plana entre -10 y -20 mgal cerca de la costa. Este sector más horizontal se localiza en el área de los Picos de Europa y la Cuenca Vasco-Cantábrica, mencionado en la descripción del mapa de anomalías, donde las isolinéas se espacian formando una zona relativamente plana.

La transición tierra-mar corresponde a un segmento de fuerte incremento de la gravedad. En el sector marino la curva de valores de la gravedad se divide en una zona de valores positivos en la plataforma continental y el Banco Le Danois y otra de valores negativos sobre la llanura abisal. Sobre la plataforma se localizan tres máximos de corta longitud de onda y valores de 50, 42 y 123 mgal respectivamente. Los dos últimos están separados por un mínimo (-15 mgal) debido a la profundización del fondo del mar al atravesar oblicuamente el Cañón de Lastres. La curva adopta una fuerte pendiente en el talud continental conectando el máximo septentrional, situado sobre el Banco Le Danois, y un gran mínimo absoluto de -96,5 mgal situado inmediatamente al pie del talud. Entre el mínimo y el extremo norte, donde se alcanza un valor de 0 mgal, el gradiente es bastante constante.

El perfil 5,16. El perfil 5,16 discurre a lo largo de la longitud 5,16°O y es coincidente con la línea de sísmica de reflexión profunda marina ESCIN-4 y el perfil de reflexión de gran ángulo paralelo a la misma (Fig. 102a). Al igual que en el modelo anterior estos perfiles y la proyección de los terrestres permitieron derivar las densidades y constreñir la morfología del modelo gravimétrico.

La forma de la curva de valores gravimétricos es muy parecida a la del perfil contiguo. Los valores

de la anomalía gravimétrica en tierra son negativos y alcanzan un mínimo de -81 mgal coincidente con el depocentro de la Cuenca del Duero. El gradiente creciente desde el depocentro hacia el sur es muy suave, hasta alcanzar una zona de máximo de aproximadamente -61 mgal y terminar casi horizontal en el extremo sur. La forma de la curva desde el depocentro hacia el norte difiere de la del modelo previo. El gradiente creciente inicial es menos pronunciado y aumenta progresivamente hacia el norte sin inflexiones de mención, hasta alcanzar el valor de 0 mgal en la línea de costa.

En el sector marino se diferencian claramente dos zonas al igual que en el perfil oriental: desde la costa hasta el talud y sobre la llanura abisal. Los valores de la anomalía son positivos sobre la plataforma y se disponen formando tres máximos absolutos de corta longitud de onda y valores de 58, 52 y 126 mgal, este último sobre el Banco Le Danois. Las mayores diferencias entre los dos perfiles se encuentran en el talud y la llanura abisal. Al N del Banco Le Danois los valores decrecen con una pendiente dividida en dos tramos, de mayor y menor inclinación respectivamente, frente a la pendiente constante mostrada en el modelo 4,62. Esta pendiente conecta con un mínimo de -110 mgal desplazado 22 km al N del pie del talud continental, mientras que en el modelo 4,62 se encuentra inmediatamente al pie del mismo. En el extremo norte los valores se incrementan con un fuerte gradiente hasta 8 mgal en el límite de la transecta.

Descripción de los modelos gravimétricos

En este apartado se describen los modelos corticales obtenidos de la modelización de las curvas gravimétricas. Su geometría está constreñida por los perfiles de reflexión ESCIN-2 y ESCIN-4 y los perfiles de refracción/gran ángulo paralelos a los mismos. Es importante resaltar que la modelización se ha enfocado a reproducir las anomalías de gran longitud de onda, originadas por cuerpos con contraste de densidad importantes a escala cortical, mientras que se han obviado las anomalías de pequeña longitud de onda generadas por pequeños cuerpos superficiales. Por ello se pueden observar pequeños desajustes locales que deben estar relacionados con variaciones de la densidad en niveles someros o a efectos laterales de estructuras menores cercanas a los perfiles.

Las características más relevantes que muestran ambos modelos son: el adelgazamiento progresivo de la corteza desde la Cuenca del Duero hasta el Golfo de Vizcaya y la confirmación de la presencia de una raíz cortical bajo la Cordillera Cantábrica que alcanza una profundidad máxima de 50 km bajo la costa.

El modelo 4,62. La corteza a lo largo de esta transecta se ha dividido en tres niveles de acuerdo con los datos de refracción y de reflexión (Fig. 100). Bajo la Cuenca del Duero, donde la corteza no está prácticamente deformada por los eventos tectónicos terciarios, los niveles corticales son: subhorizontales, paralelos y sus densidades: 2,67, 2,75 y 2,85 g cm⁻³ para las cortezas superior, media e inferior, respectivamente. La profundidad de sus límites coinciden con las profundidades obtenidas de los experimentos de refracción y reflexión, situándose la base de la corteza a aproximadamente 32 km. En el extremo sur la corteza aumenta ligeramente su profundidad hasta 34 km en las inmediaciones de los sistemas montañosos Central e Ibérico donde la corteza también está engrosada debido a la deformación terciaria. En superficie se han representado los materiales de la Cuenca del Duero así como el levantamiento del Campillo en el bloque superior del cabalgamiento del mismo nombre. A las rocas cretácicas de la base (arenas de la Formación Utrillas y calizas cretácicas) se les ha asignado una densidad media de 2,62 g cm⁻³. Los materiales terciarios disminuyen progresivamente su densidad hacia el sur desde 2,6 g cm⁻³ de los conglomerados del borde de la cuenca hasta 2,25 g cm⁻³ de los depósitos más distales, pasando por densidades intermedias de 2,47 y 2,37 g cm⁻³. Esta distribución de densidades es necesaria para la correcta modelización de la gravedad observada y representa la evolución de las facies sedimentarias desde los términos proximales más gruesos (conglomerados) a los distales más finos (arenas y limos). La transición del Paleozoico a la Cuenca del Duero no se refleja en una clara inflexión de la curva de la anomalía observada ya que el salto es de únicamente 6 miligales (ver Figura 11). Por ello, las densidades de los conglomerados terciarios y las rocas paleozoicas del borde de la cuenca deben ser muy similares. Las profundidades de las bases del Cretácico y Terciario se han obtenido de los mapas de isobatas construidos a partir

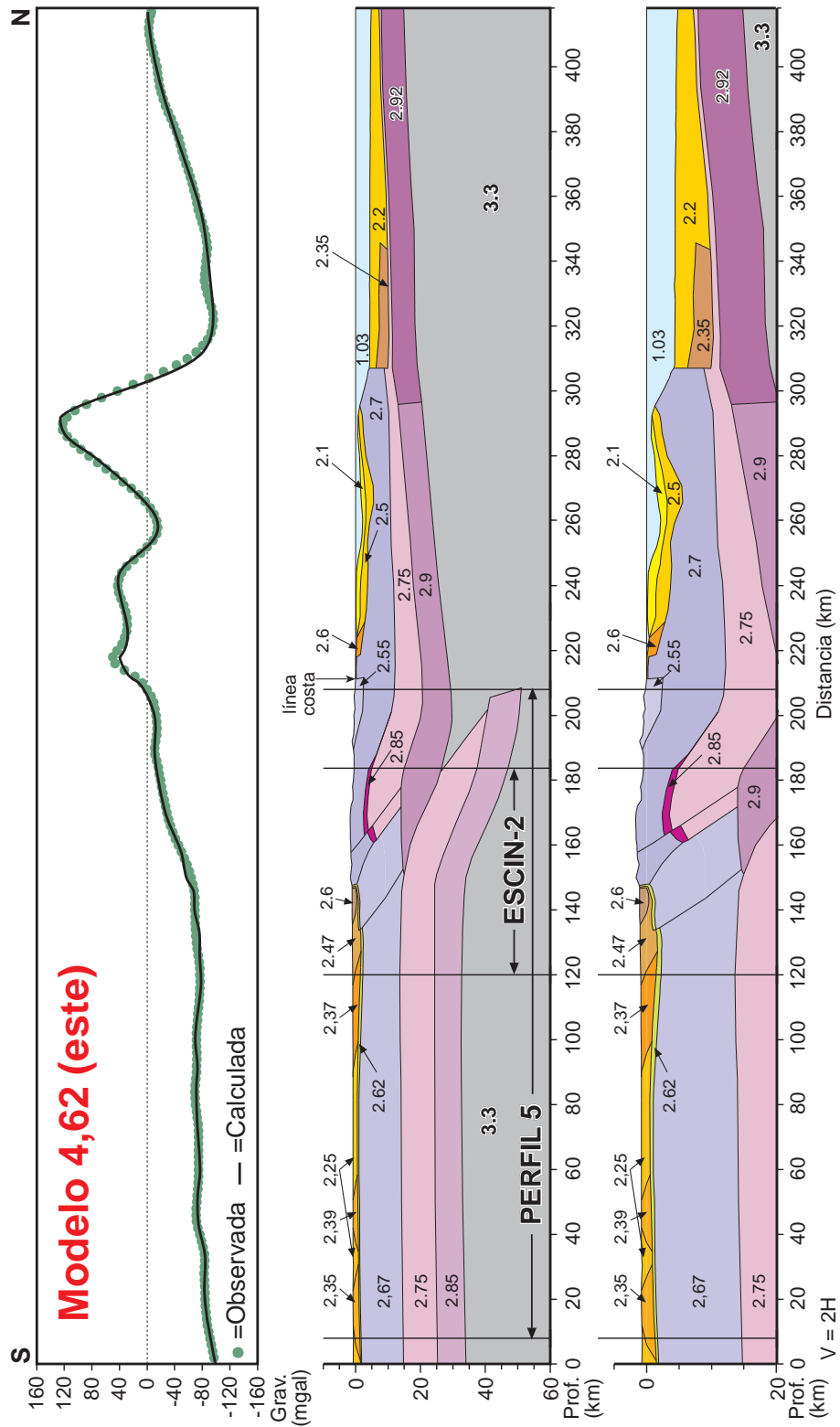


Figura 100. Resultado de la modelización del modelo 4,62 a lo largo del meridiano 4,62°O. Se incluye una ampliación de la parte superior del modelo a escala V=2H. Las densidades se expresan en g cm^{-3} .

de la interpretación de perfiles sísmicos (Apartado 5). La base de la cuenca asciende en dirección sur desde su borde norte, para incrementar su profundidad en el extremo sur donde se localiza el borde meridional de la Cuenca del Duero.

La curva de la gravedad desde el depocentro de la Cuenca del Duero hasta la costa, en esta sección, es más compleja que en el modelo 5,16. Atraviesa la zona donde las isólinas del mapa de anomalías delimitan una “zona de meseta” con valores de la gravedad más altos de los que correspondería al prolongar el gradiente del oeste. Esta zona se sitúa sobre los Picos de Europa y sobre parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Las abruptas inflexiones de la curva indican que el cuerpo que las origina está muy cerca de la superficie y se han encontrado dos modelos posibles que se ajustan a la curva observada. En el primer modelo se ha modelizado un cuerpo tabular entre las cortezas superior y media, con una densidad de $2,85 \text{ g cm}^{-3}$ a una profundidad de aproximadamente 5 km (Fig. 100). En el segundo modelo, la causa del incremento de la anomalía de Bouguer se explica por un aumento en superficie de la densidad de los materiales paleozoicos hasta $2,75 \text{ g cm}^{-3}$ (Fig. 101). En última instancia se ha seleccionado el primer modelo por eliminación del segundo. En primer lugar, no hay argumentos que justifiquen un incremento de la densidad de los materiales paleozoicos de esta zona, que está constituida por materiales similares a los del resto de regiones de la Zona Cantábrica. Además, el área ocupada por la “zona de meseta” no se limita a los afloramientos paleozoicos, sino que se extiende también sobre las rocas mesozoicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Por ello se escogió el modelo que atribuye un origen más profundo a la anomalía, independiente de la geología superficial y se introdujo el cuerpo tabular del modelo final. Hay que hacer constar que no hay otros datos objetivos, más allá de la interpretación gravimétrica, que apunten a la presencia de tal cuerpo denso, aunque este cuerpo podría ser la causa de la fuerte reflectividad entre 2 y 3 s (T.D.) en el extremo norte de ESCIN-2, en el límite entre las cortezas superior y media. Tampoco se ha encontrado una respuesta satisfactoria, ni al origen, ni a la naturaleza de tal cuerpo aunque si su morfología es paralela a la de las cortezas, debe de tratarse de un

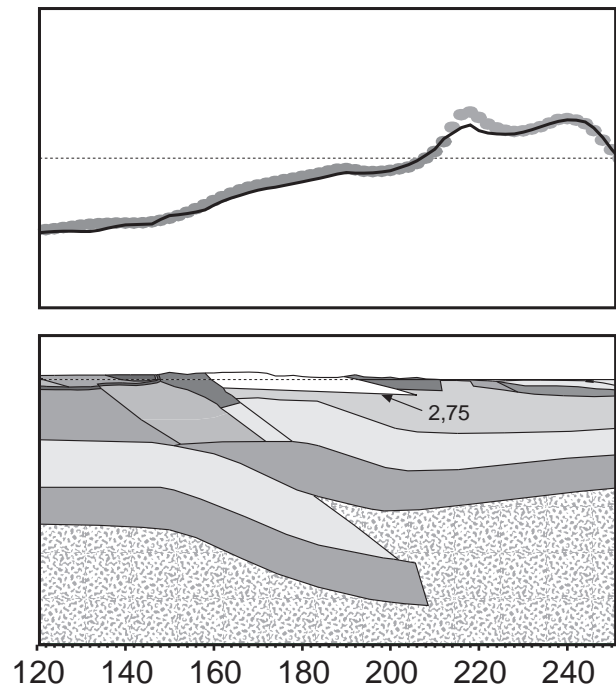


Figura 101. Modelo alternativo en el sector central del modelo 4,62. El cuerpo denso entre la corteza superior y media es sustituido por un incremento de la densidad en los materiales paleozoicos ($2,75 \text{ g cm}^{-3}$) para explicar la zona de meseta sobre los Picos de Europa y la Cuenca Vasco-Cantábrica. En el texto se explican los criterios geológicos por los que se ha desestimado esta interpretación. Las densidades y forma del resto de cuerpos son iguales a las del modelo 4,62.

cuerpo formado o emplazado durante la extensión mesozoica de la corteza y deformado posteriormente por la compresión alpina. Por último, en superficie se han modelizado los materiales paleozoicos de los Picos de Europa y del Manto del Ponga como un cuerpo con densidad más baja ($2,55 \text{ g cm}^{-3}$) para modelizar la zona plana previa al fuerte gradiente hacia la costa. La importante karstificación de los materiales calcáreos de ambas zonas justifica la disminución de densidad respecto de las rocas paleozoicas circundantes.

Bajo la Cordillera Cantábrica la profundidad de los límites de las cortezas se ajustan a las obtenidas para ESCIN-2 y se han prolongado hacia el norte de modo que satisfagan los datos gravimétricos. En el modelo se han representado: la indentación de la corteza del margen hacia el sur delaminando la corteza ibérica, la raíz cortical de corteza ibérica subducida hacia el norte y la duplicación de las cortezas media e inferior interpretada en el perfil ESCIN-2. La raíz cortical alcanza una profundidad

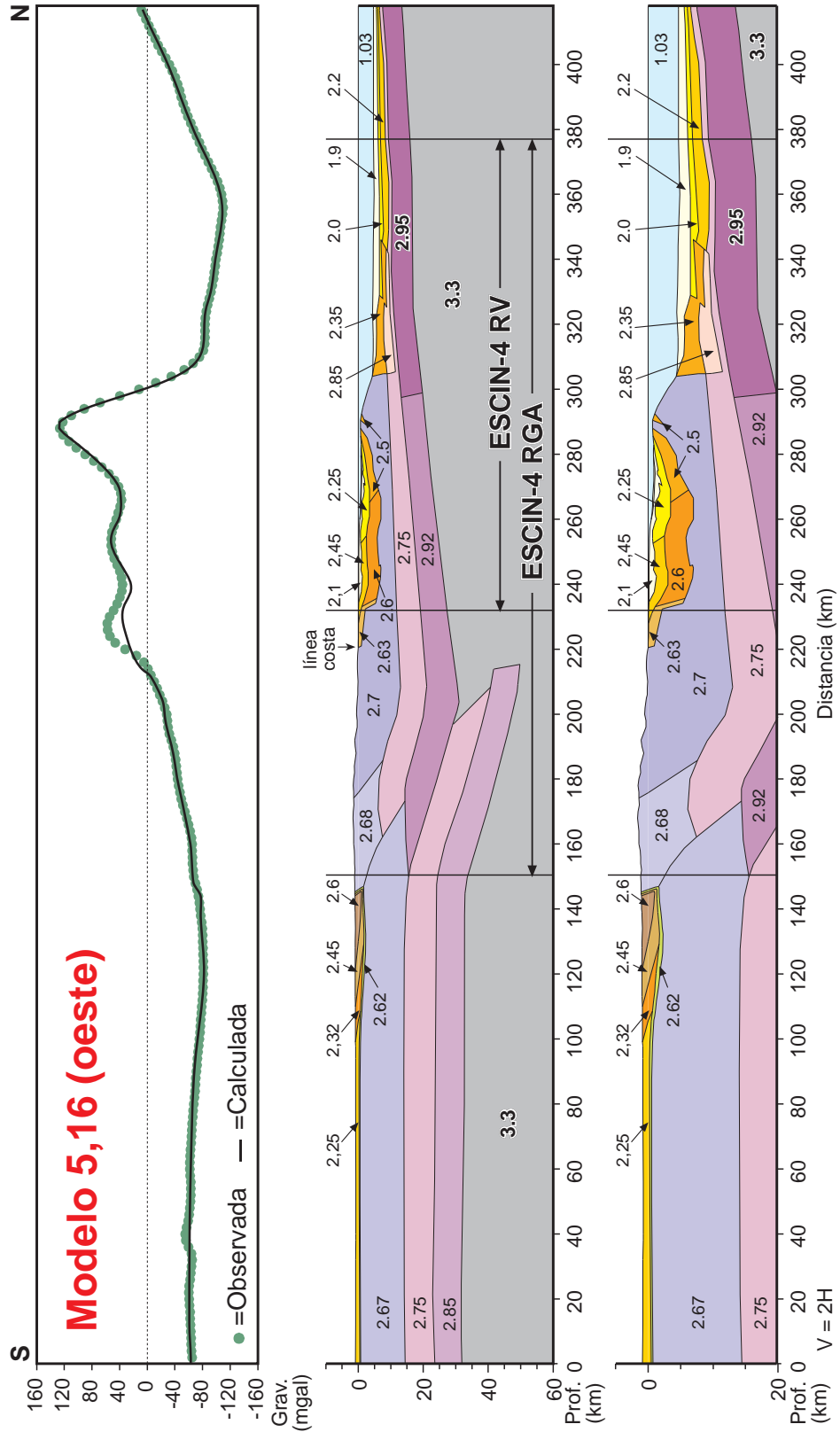


Figura 102. Resultado de la modelización del modelo 5,16 a lo largo del meridiano 5,16°O. Se incluye una ampliación de la parte superior del modelo a escala V=2H. Las densidades se expresan en $g\ cm^{-3}$. RV.: reflexión vertical; R.G.A.: reflexión de gran ángulo.

de 50 km bajo la línea de costa. En este sector se ha incrementado ligeramente la densidad de la corteza superior hasta $2,7 \text{ g cm}^{-3}$ y la de la corteza inferior hasta $2,9 \text{ g cm}^{-3}$. El incremento de la última representa un paso intermedio entre la corteza inferior ibérica y la del Golfo de Vizcaya, a la que se le ha asignado una densidad de $2,92 \text{ g cm}^{-3}$. Esta densidad corresponde a la de una corteza más densa que la corteza inferior continental estándar.

Finalmente, en la zona marina la corteza se adelgaza progresivamente desde 30 km de profundidad en la zona de la raíz, hasta 19 bajo el talud y 15 en el extremo norte. No se dispone de datos de profundidad de los sedimentos cretácicos y terciarios que recubren la plataforma hasta el Banco Le Danois por lo que se han modelizado de modo que ajusten la curva de la anomalía observada. La distribución de densidades de los sedimentos, mayor en las zonas cercanas a la costa y con un incremento significativo de la densidad con la profundidad, se ha definido teniendo en cuenta los datos del modelo 5,16 donde las densidades están más contrastadas con los datos sísmicos. Los sedimentos al pie del talud tienen una potencia máxima de 6 km y se adelgazan hacia el N hasta 2,4 km. Los materiales con densidad de $2,35 \text{ g cm}^{-3}$ representan los depósitos deformados en la zona tectonizada al pie del talud, mientras que a los depósitos sin y postectónicos se les asigna una densidad de $2,2 \text{ g cm}^{-3}$, que es una densidad media obtenida de los datos de la transecta 5,16.

El modelo 5,16. La corteza se ha dividido en tres niveles, al igual que en el modelo anterior. Las densidades asignadas a las cortezas superior, media e inferior son iguales a las del modelo 4,62: $2,67$, $2,75$ y $2,85 \text{ g cm}^{-3}$ respectivamente (Fig. 102). También se han incluido en el modelo las rocas meso-terciarias de la Cuenca del Duero donde hay una gradación de las densidades del Terciario desde $2,6 \text{ g cm}^{-3}$ de los conglomerados del borde, hasta $2,25 \text{ g cm}^{-3}$ de las facies distales, pasando por densidades intermedias de $2,32$ y $2,45 \text{ g cm}^{-3}$. Como en el modelo anterior este rango de densidades permite ajustar las curvas observadas y calculadas también en el borde de la cuenca, donde el salto en miligales entre la cuenca y el basamento paleozoico es pequeño.

La estructura de la corteza bajo la Cordillera Cantábrica es muy similar a la del modelo 4,62. Única-

mente cabe reseñar que la raíz cortical que subduce hacia el norte tiene un ángulo de inclinación ligeramente menor y su extremo se encuentra unos 10 km más al norte alcanzando una profundidad máxima de 50 km. De cualquier manera, como se discutirá en apartados posteriores, la resolución que alcanza este método para estructuras tan profundas es baja y hay cierto grado de libertad en la resolución de su morfología. A la corteza superior se le asignó una densidad de $2,7 \text{ g cm}^{-3}$, igual a la del modelo anterior, pero ha sido necesario introducir una corteza con una densidad intermedia de $2,68 \text{ g cm}^{-3}$ entre esta última y la corteza superior bajo la Cuenca del Duero. El perfil discurre por la zona donde el gradiente entre la cuenca terciaria y el mar es casi constante y la morfología de la corteza ha sido suficiente para ajustar la gravedad del modelo por lo que no ha sido necesario introducir el cuerpo denso del modelo 4,62.

La estructura en el sector marino de este modelo está mucho mejor definida, por ser paralelo al perfil ESCIN-4, del que se han obtenido las geometrías de las cuencas sedimentarias de la plataforma y de la llanura abisal. Las densidades han sido derivadas de las velocidades empleadas para la conversión a profundidad de los perfiles sísmicos. La densidad de los sedimentos disminuye al alejarse de la costa y aumenta con la profundidad como cabe esperar al disminuir la porosidad por la presión litostática. Los materiales mesozoicos de la base de la cuenca disminuyen su densidad hacia el Banco Le Danois desde $2,63$ a $2,6$ y $2,5 \text{ g cm}^{-3}$, mientras que al Terciario se le asignaron densidades de $2,45$ y $2,25 \text{ g cm}^{-3}$ y el Mioceno sup-Cuaternario tiene la menor densidad, $2,1 \text{ g cm}^{-3}$. En la llanura abisal cabe destacar la presencia de un cuerpo denso dentro de la zona tectonizada al pie del talud ($2,35 \text{ g cm}^{-3}$), cuya densidad es $2,85 \text{ g cm}^{-3}$. Este cuerpo denso permite ajustar la curva de la gravedad calculada a la inflexión en la pendiente de la curva de la anomalía observada, al pie del talud. Su efecto es desplazar el mínimo absoluto hacia el norte y que no se encuentre al pie del talud como en el modelo 4,62. Este cuerpo denso representa material del basamento introducido en la zona tectonizada por los cabalgamientos del mismo e involucrado en la deformación. Los sedimentos sintectónicos con la deformación al pie del talud tienen una densidad de

2,2 y 2,0 g cm⁻³, mientras que la densidad de los postectónicos es 1,9 g cm⁻³. Al igual que en el modelo anterior, la corteza se adelgaza hacia el norte. La corteza inferior incrementa su densidad, y refleja la transición de una corteza inferior continental a una corteza de transición muy estirada y posiblemente intruida por materiales mantélicos.

6.3. Discusión y conclusiones

La raíz cortical

Una de las conclusiones más sobresalientes, deducidas del estudio de todos los datos geofísicos estudiados en este trabajo, y puesto en evidencia en otros trabajos mencionados a lo largo de esta memoria, es la presencia de una raíz cortical bajo la Cordillera Cantábrica, similar a la de otras cordilleras de colisión recientes como: Himalayas, Alpes y Pirineos; aunque con unas dimensiones más reducidas. Su existencia es evidente en el perfil de reflexión ESCIN-2, en varios perfiles N-S y E-O de refracción/reflexión de gran ángulo, en los modelos gravimétricos y en resultados preliminares de modelos magnetotélúricos en estudio (Pous et al., 1998).

Sin embargo, la observación detallada del mapa de las anomalías gravimétricas arroja un cierto grado de duda sobre la existencia de tal raíz. En el mapa no se refleja la anomalía negativa que cabe esperar que genere una masa de corteza continental, menos densa, hundida en el manto más denso, por lo que su existencia no se infiere directamente del mapa. En perfiles gravimétricos realizados en orógenos con estructuras corticales similares, como los Pirineos (Torné et al., 1989; Casas et al., 1997) o los Alpes (Bayer et al., 1989), la raíz de corteza ibérica está asociada a un mínimo de la anomalía de Bouguer, al que contribuyen, en menor medida, los sedimentos de la cuenca de antepaís (Cuenca del Ebro).

Se realizaron pruebas dirigidas a comprobar la causa de la ausencia de un mínimo negativo significativo en el mapa en la zona de la raíz. Para ello se eliminaron la raíz y la duplicación de corteza del modelo 4,62. La geometría cortical resultante es similar a la de un margen pasivo estirado (Fig. 103a). El valor de la gravedad del modelo sin raíz

aumentó entre 60 y 80 mgal en el sector de la raíz entre la Cuenca del Duero y la costa. Por lo tanto, la existencia de la duplicación cortical y de la raíz son necesarias para ajustar el perfil gravimétrico.

Es interesante evaluar la magnitud de la contribución de la raíz cortical al valor la gravedad. La raíz produce una anomalía negativa, aproximadamente en forma de campana de Gauss, con un mínimo central de -100 mgal que tiende progresivamente a 0 hacia los bordes del modelo (Fig. 103b). Entonces: ¿porqué su presencia no es evidente en el mapa de anomalías y la zona ocupada por la raíz coincide con un tramo de pendiente continua inclinado hacia el continente? Son varias las causas que se pueden invocar para explicar el enmascaramiento del mínimo y la conclusión es que hay que atribuirlo a la conjunción de todas ellas.

La primera es el importante adelgazamiento cortical de sur a norte, acompañado de la somerización del manto, que introduce un importante gradiente positivo hacia el norte en el valor de la gravedad. En la Figura 104b se ha representado únicamente el efecto gravimétrico de la somerización de la base de la corteza del modelo 4,62 desde 35 hasta 15 km de profundidad. El perfil gravimétrico B, calculado para el modelo b, tiene una fuerte inclinación hacia el sur como resultado de la somerización del manto. El perfil gravimétrico C fue calculado del modelo c, igual al anterior con el añadido de la raíz cortical (Fig. 104c). La anomalía de la raíz en este modelo se ve enmascarada en gran medida por el gradiente producido por la somerización del manto y reducida aparentemente a un mínimo de -40 mgal, frente a los -100 mgal del modelo de la Figura 103b.

Si al perfil gravimétrico C se le añade la contribución del mar y de las cuencas sedimentarias (modelo d), el resultado es que la contribución de la raíz al perfil gravimétrico D (Fig. 104d) es prácticamente irreconocible. Por el sur los sedimentos de la Cuenca del Duero rebajan la anomalía aproximadamente 40 mgal, mientras que por el norte la contribución del agua del mar y los sedimentos rebajan el gradiente y confieren al modelo gravimétrico una morfología similar a la de los modelos 4,62 y 5,16.

Por último, al enmascaramiento de la anomalía negativa generada por la raíz también contribuye la

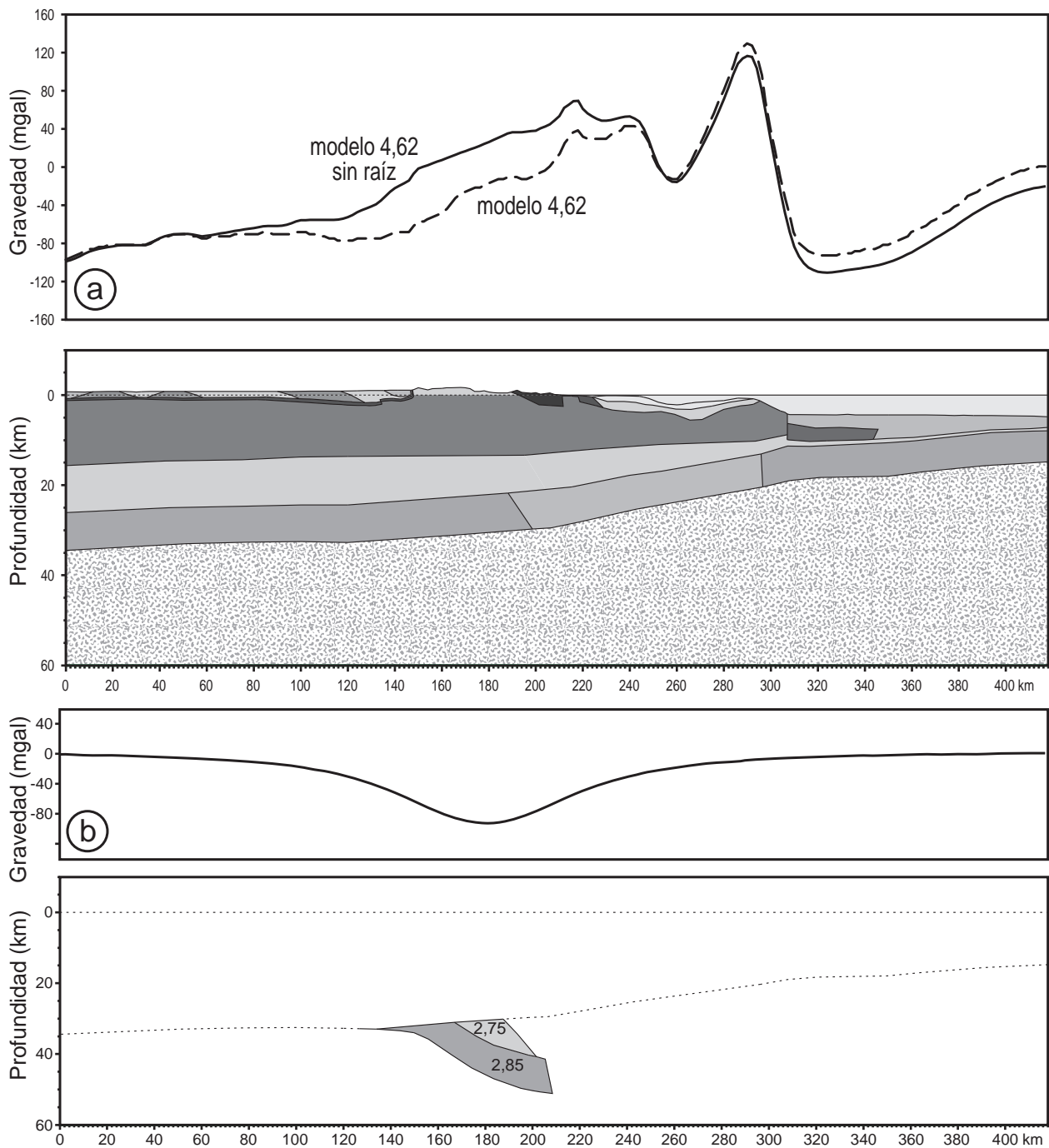


Figura 103. a) Modelo 4,62 simplificado, sin raíz ni duplicación cortical. Los perfiles gravimétricos calculados corresponden a los del modelo 4,62 (rayas) y del modelo simplificado (línea continua). El valor de la gravedad aumenta entre 40 y 60 mgal en la zona donde se elimina la raíz. Las densidades son iguales a las de la Figura 100. Exageración vertical 1,5. b) Contribución de la raíz cortical del modelo 4,62 al valor de la gravedad. El mínimo tiene un valor central de -100 mgal. Exageración vertical 1,5.

corteza inferior y media del margen indentadas hacia el sur. Al ser más densas que los materiales de los niveles corticales sobre los que se indentan, generan una anomalía positiva que compensa finalmente la anomalía negativa de la raíz.

La corteza inferior

La naturaleza de la corteza inferior en la transición entre la plataforma y la llanura abisal es un tema de especial interés, planteándose dudas sobre su afini-

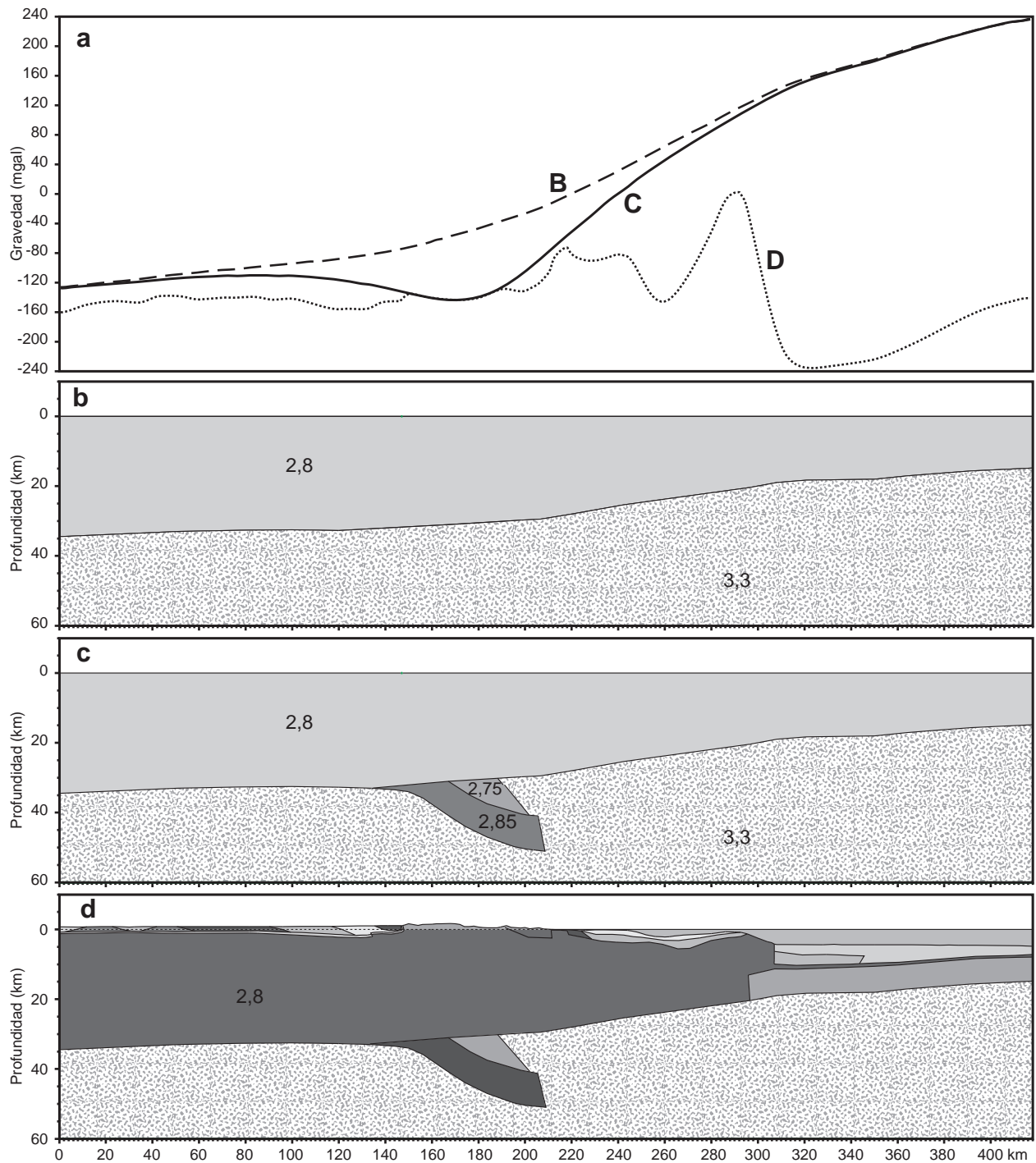


Figura 104. a) Perfiles gravimétricos calculados de los modelos siguientes. b) Modelo que refleja la somerización del manto del modelo 4,62 una vez eliminadas la raíz cortical, las cuencas sedimentarias y el mar. El perfil gravimétrico B calculado para este modelo muestra el efecto sobre la gravedad de la somerización del manto en el modelo 4,62. c) Modelo igual al anterior con la raíz cortical del modelo 4,62. El perfil C muestra que la contribución de la raíz a la gravedad (Fig. 103b), es enmascarada por el efecto gravitatorio de la somerización del manto. d) La contribución a la gravedad de la raíz en el perfil D es prácticamente irreconocible al añadir el efecto de las cuencas sedimentarias y del mar. Exageración vertical 1,5.

dad en este sector del margen. El carácter oceánico de la corteza del centro del Golfo de Vizcaya ha sido demostrado, aunque no está claro si al este del Cabo Peñas la corteza es igualmente oceánica. Las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos del golfo se cierran hacia el vértice este del Golfo de Vizcaya y su convergencia se produce inmediatamente al este del cabo mencionado. El mapa de Sibuet et al. (1980) representa el límite entre la corteza oceánica y la corteza continental de transición en el sector estudiado (Fig. 35) donde se produce un punto triple entre la corteza continental ibérica, al sur, y el límite entre las cortezas oceánica y de transición del margen conjugado.

Los dos modelos gravimétricos presentados muestran un incremento progresivo de la densidad de la corteza inferior hacia el N, desde una corteza continental con densidad de $2,85 \text{ g cm}^{-3}$, a una corteza más densa bajo la llanura abisal ($2,92$ y $2,95 \text{ g cm}^{-3}$ en los modelos 4,62 y 5,16, respectivamente) con una corteza de transición entre ambas con densidad intermedia ($2,9$ y $2,92 \text{ g cm}^{-3}$). Las densidades de las cortezas bajo la llanura podrían representar tanto una corteza oceánica como una corteza continental de transición intensamente estirada e intruida por material mantélico debido a la apertura del golfo. Nos inclinamos por la hipótesis de que en este sector, la corteza al pie del talud es de transición, lo que implica que es la corteza de transición del margen ibérico la que se ha deslizado hacia el sur bajo el talud continental. En sectores occidentales del margen esto se constata por la asimétrica disposición de las anomalías magnéticas del golfo, más cercanas al margen noribérico que al armoricano. Las densidades de la corteza inferior son mayores en el modelo 5,16, por lo que en esa dirección sus propiedades se asemejan paulatinamente a las de una corteza oceánica, propiamente dicha.

Los modelos

A modo de conclusión, los modelos gravimétricos de las dos transectas estudiadas integran y son compatibles con el resto de datos geológicos y geofísicos presentados en esta memoria y en otros trabajos: perfiles de sismica de reflexión convencional en la Cuenca del Duero y margen noribérico, perfiles de sismica de reflexión profunda ESCIN-2

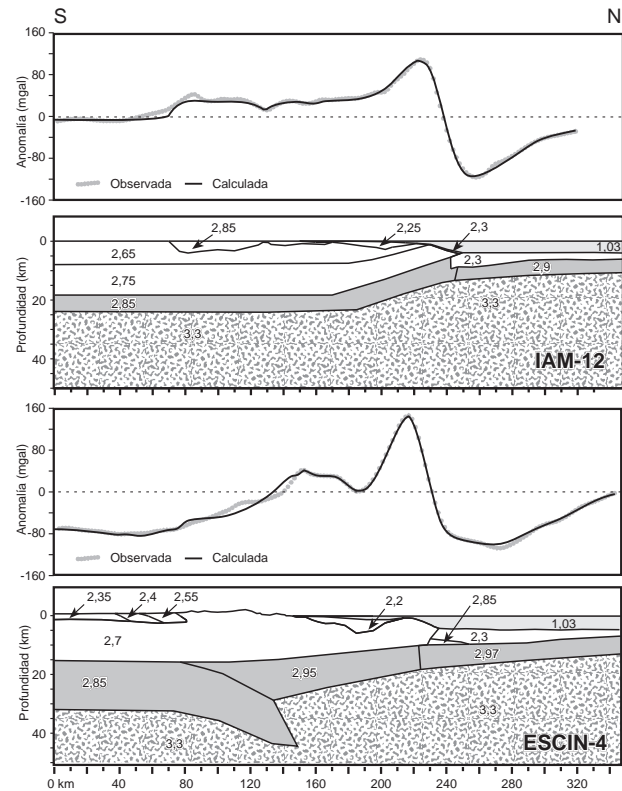


Figura 105. Modelos gravimétricos IAM-12 y ESCIN-4 en el margen noribérico (situación en la Figura 115, perfiles 19 y 20 respectivamente). Se observa la disminución de la raíz hacia el oeste hasta su total desaparición en el modelo más occidental. Según Fernández-Viejo et al. (1998).

y ESCIN-4, perfiles de refracción/gran ángulo (perfil 5 y ESCIN-4). Las profundidades obtenidas por este método son consistentes con las obtenidas de otros experimentos y las ligeras variaciones observables entran dentro del margen de error razonable teniendo en cuenta la variedad de datos empleados y el diferente grado de precisión que se puede alcanzar con cada uno de los métodos.

De la modelización gravimétrica se deduce que la corteza bajo la Cuenca del Duero tiene una profundidad entre 30 y 34 km. Este espesor es muy común en el resto de cortezas variscas europeas indeformadas o ligeramente estiradas durante el Mesozoico, como es el caso de la corteza estudiada. Como se ha discutido, queda probada la existencia de una duplicación de cortezas y la formación de una raíz cortical que alcanza prácticamente 50 km de profundidad bajo la Cordillera Cantábrica. Respecto a la extensión lateral de la raíz, en los modelos de refracción la Moho recupera su profundidad

normal al oeste del meridiano $5,72^{\circ}\text{O}$ y los modelos gravimétricos más occidentales reflejan esta evolución. El tamaño de la raíz es menor en el modelo gravimétrico ESCIN-4 (Fernández-Viejo et al., 1998), que en los modelos presentados en esta memoria, y no existe raíz en el modelo gravimétrico IAM-12 en el extremo occidental del margen noribérico (Fig. 105).

Se ha confirmado el estiramiento al que fue sometida la corteza varisca durante el Mesozoico con el consiguiente adelgazamiento de la corteza hacia el norte, en el proceso que culminó con la generación de corteza oceánica en el centro del Golfo de Vizcaya. Por último también se muestra el engrosamiento tectónico de la corteza en el talud y Banco Le Danois donde incluso aflora basamento premesozoico.

Como se ha discutido, hay dudas sobre la naturaleza de la corteza bajo el talud y la llanura abisal, aunque parece tratarse de una corteza de transición estirada y fuertemente intruida por material de origen mantélico que aumenta su densidad. El gradiente positivo desde el talud hacia el centro del Golfo se debe al progresivo adelgazamiento hacia el norte, tanto de la capa de sedimentos como de la corteza, con la consiguiente somerización del manto. El valor de la anomalía tiende a 0 indicando la transición al equilibrio isostático.

El efecto más significativo del adelgazamiento cortical sobre la gravedad es la presencia del par máximo-mínimo a lo largo del margen, especialmente en el Banco Le Danois donde el máximo alcanza su mayor amplitud. Los pares máximo-mínimo son característicos de los bordes de placa y suelen ser más pronunciados en los márgenes convergentes (Watts y Talwani, 1974; Grow y Bowin, 1975; Spence y Long, 1995). Las causas invocadas para explicar estos pares son:

- El efecto de borde producido por el rápido adelgazamiento cortical y el paso de aguas someras a profundas.
- Los sedimentos del borde del talud y la zona tectonizada ligados a la subducción, que por su baja densidad acentúan el mínimo.
- La somerización del manto asociada al adelgazamiento cortical que contribuye a acentuar el máximo.

- Por último, la frecuente presencia de rocas de alta densidad en niveles poco profundos dentro de la corteza continental cercana al talud.

El par máximo-mínimo de esta zona se ha comprobado que es atribuible en mayor o menor medida a todas estas causas. Por un lado, el mínimo se sitúa en el borde del talud a profundidades superiores a -4000 m y en una zona donde existe una gran potencia de sedimentos (aproximadamente 5000 m) asociados al borde. Por otro, los modelos ponen en clara evidencia la somerización del manto. Respecto a la cuarta causa, la presencia de rocas de origen profundo en el Banco Le Danois mencionadas en apartados previos, apunta a que es posible la presencia de rocas de este estilo en niveles poco profundos de la corteza exhumadas durante la extensión mesozoica.

Limitaciones del método y los modelos

En este apartado se discutirán algunas de las limitaciones del modelo y del método de modelización gravimétrica que dan lugar a ciertas indefiniciones y desajustes en el modelo final.

En cuanto a desajustes entre las gravedades calculada y observada en ambos modelos, cabe destacar únicamente el pobre ajuste de la curva en el primer máximo de la anomalía de aire libre en la línea de costa. La causa puede ser que en esta zona se juntan datos de la anomalía de Bouguer y de la anomalía de aire libre de distinta procedencia. Por otra parte, no se ha prestado especial atención a este máximo por cuanto su corta longitud de onda y su relativa amplitud apuntan a que su fuente tiene un origen muy somero y por lo tanto independiente de la estructura cortical que se pretende modelizar.

Las limitaciones del método se refieren por una parte a la imposibilidad de resolver inequívocamente la estructura profunda y por otra la posibilidad de modelizar una anomalía con diferentes modelos alternativos. Ambas limitaciones influyen en el modo de resolver las transiciones entre las cortezas inferiores, donde el límite entre cualquiera de ellas puede desplazarse varios km hacia el norte o sur, sin que la curva de la gravedad calculada varíe substancialmente. Las limitaciones tampoco permiten resolver inequívocamente la forma de la terminación de la raíz cortical, que

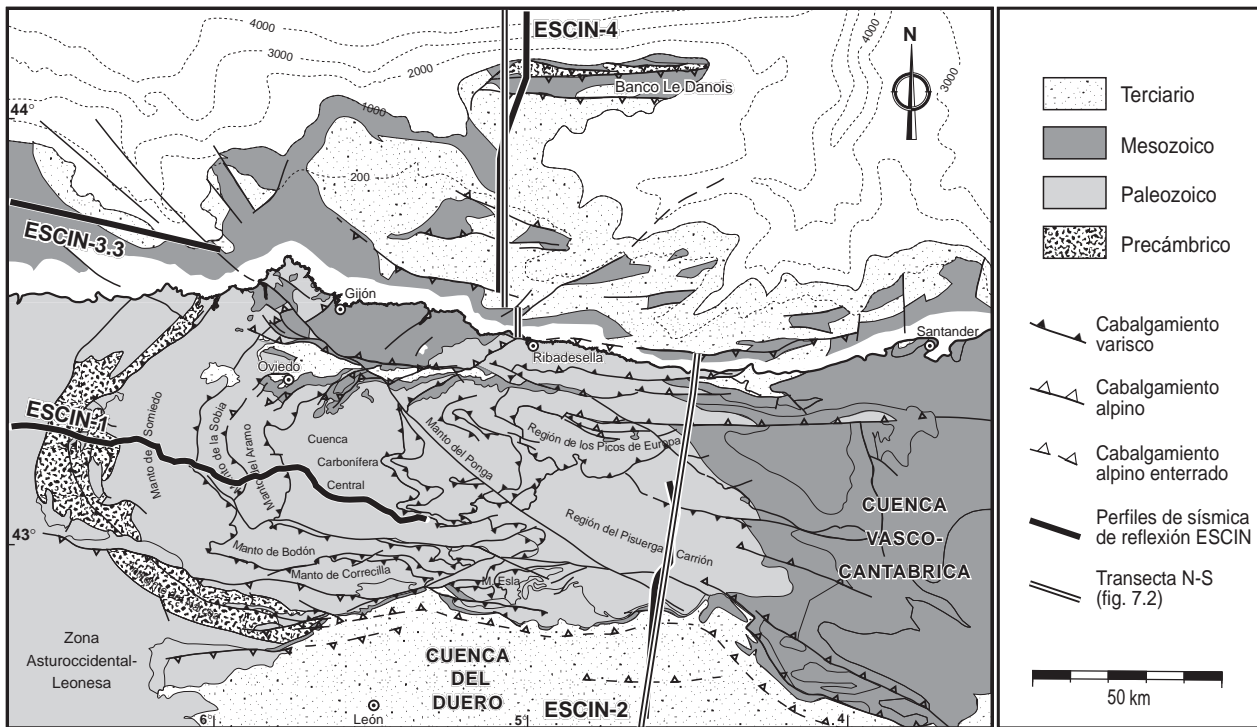


Figura 106. Esquema geológico del área estudiada y localización de la transecta cortical N-S. Modificada de Alonso y Pulgar (1995).

admite muchos grados de libertad, debido a la ausencia de experimentos de sismica de reflexión para constreñir su forma. Finalmente, la modelización gravimétrica admite dos posibles soluciones para el sector central del modelo 4,62, aunque los datos geológicos dan mayor validez a la interpretación del cuerpo denso entre las cortezas superior y media presentada en el modelo 4,62, que a la existencia de variaciones de la densidad en superficie del modelo alternativo (Fig. 101).

7. LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA

La transecta cortical que se presenta en este apartado, de aproximadamente 420 km de longitud, sintetiza los estudios presentados en los apartados anteriores y resume los resultados principales de este trabajo. En su trazado N-S, cercano al meridiano 5°O, desde la llanura abisal del Golfo de Vizcaya hasta la Cuenca del Duero (Fig. 106), atraviesa el margen noribérico, el extremo occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica y toda la Cordillera Cantábrica (regiones del Ponga, Picos de Europa, Pisuerga-Carrión y Pliegues y Mantos). Para la elab-

boración de la transecta (Figs. 107a y 108a) se han integrado todos los datos geofísicos con la información geológica disponible y numerosos sondeos situados en la plataforma continental y la Cuenca del Duero.

La transecta está dividida en dos sectores: el sector norte comienza en la llanura abisal del centro del Golfo de Vizcaya y alcanza hasta la falla al N de Ribadesella, donde el corte se desplaza al este y se prolonga hasta el centro de la Cuenca del Duero (Fig. 106). El trazado de la transecta coincide en su mitad septentrional con los perfiles ESCIN-4 de sismica de reflexión vertical y de gran ángulo, y en la meridional con el perfil ESCIN-2 de sismica de reflexión vertical y el perfil 5 de sismica de refracción, datos que en conjunto han permitido la elaboración de la misma. Como complemento a la construcción de la transecta, se realizó una restauración parcial, para obtener una reconstrucción de la estructura del margen continental pasivo a principios del Terciario (Fig. 107b), así como una representación esquemática de la evolución cinemática del margen durante la convergencia terciaria (Fig. 109).

En primer lugar se presenta una síntesis de la estructura cortical entre la Cuenca del Duero y el margen noribérico y en apartados posteriores, se analizan diferentes aspectos sobre las estructuras que caracterizan la corteza de este sector. Un apartado se dedica a la comparación de la estructura cortical en las direcciones N-S y E-O, donde las estructuras dominantes son alpinas y variscas respectivamente. La estructura de la Cordillera Cantábrica en dirección N-S es similar a la de otros orógenos de colisión, por lo que se incluye una discusión sobre las coincidencias y diferencias con cordilleras comparables como: los Pirineos, con los que está genéticamente relacionada, y los Alpes. También se presenta un mapa de la profundidad de la base de la corteza (Moho) en el NO de la Península Ibérica y sus márgenes continentales en el que se han integrado datos de todos los experimentos geofísicos disponibles. El apartado concluye con una discusión sobre la subducción de corteza bajo la Cordillera Cantábrica, sobre la zona tectonizada que se desarrolló durante el Terciario al pie del talud continental, que fue definida por varios autores como una fosa marginal relictada asociada a una subducción (Sibuet y Le Pichon, 1971 y Le Pichon et al., 1971) y posteriormente como un prisma de acreción (Dérégnaucourt y Boillot, 1982; Boillot y Malod, 1988 y Álvarez Marrón et al., 1997c) y sobre aspectos relacionados con la reología de la corteza.

7.1. Síntesis de la estructura de la corteza entre la Cuenca del Duero y el margen Noribérico: la transecta N-S

En la Figura 108 se presenta la transecta cortical completa junto con los datos geofísicos empleados en su construcción y en la Figura 107 se muestra una ampliación de su zona central y su reconstrucción antes de la compresión terciaria. La estructura geológica más superficial se ha sintetizado de varias fuentes. La geología de la Cordillera Cantábrica y el borde septentrional de la Cuenca del Duero se ha modificado ligeramente de los cortes geológicos de Alonso et al. (1996) y Pulgar et al. (1999) (Fig. 77a). La estructura de la Cuenca del Duero se ha interpretado de los perfiles de sísmica de reflexión convencional y sondeos descritos en el Apartado 5, mientras que la zona marina se ha interpre-

tado a partir de los perfiles de sísmica de reflexión convencional, el perfil de sísmica de reflexión ESCIN-4 y los numerosos sondeos de la zona (Apartado 3). La estructura más profunda se ha ajustado mediante los datos geofísicos sintetizados en la Figura 108, que incluyen: los perfiles de sísmica de reflexión profunda ESCIN-2 y ESCIN-4, al que se le ha superpuesto el resultado del análisis multicanal de las reflexiones de gran ángulo procedentes de la base de la corteza obtenidas por Gallart et al. (1997) (Figs. 54 y 108b), el modelo de velocidades y las zonas con cobertura del perfil 5 de sísmica de refracción y ESCIN-4 de sísmica de reflexión de gran ángulo (Pulgar et al., 1996; Fernández-Viejo, 1997 y Gallart et al., 1997) (Fig. 108d) y los modelos obtenidos para comprobar la compatibilidad de la estructura con los datos gravimétricos (Fig. 108c). Estos datos, que corresponden a experimentos realizados en momentos y con métodos diferentes, son concordantes entre sí y han permitido constreñir de un modo bastante preciso la posición de la Moho en los dominios continental y oceánico, así como elementos significativos de la estructura cortical que han permitido obtener una interpretación completa de la corteza.

La estructura general de la transecta es el resultado de la superposición de la deformación alpina, producida por el cierre parcial del Golfo de Vizcaya, sobre la estructura de la corteza consolidada después de la Orogénesis Varisca. La corteza tiene unos 30-32 km de espesor en su extremo sur y está estructurada sísmicamente en tres niveles, corteza superior (hasta 13 km), media (hasta 24 km) e inferior; espesores y características similares a las de la corteza varisca en el resto de Europa (Mooney y Meissner, 1992). La arquitectura cortical cambia radicalmente al N del frente meridional de la Cordillera Cantábrica, donde se ponen en evidencia los efectos de la deformación alpina hasta niveles muy profundos. La reorganización de la corteza dio lugar a la formación de una importante raíz cortical bajo la cordillera, cuya geometría está constreñida por una parte por los perfiles de sísmica de reflexión ESCIN-2 y ESCIN-4 (Fig. 108b), y por otra por los experimentos de sísmica de refracción/gran ángulo (Fig. 108d), en el sector sin cobertura entre los anteriores (Pulgar et al., 1996; Fernández-Viejo, 1997 y Gallart et al., 1997). La raíz cortical se

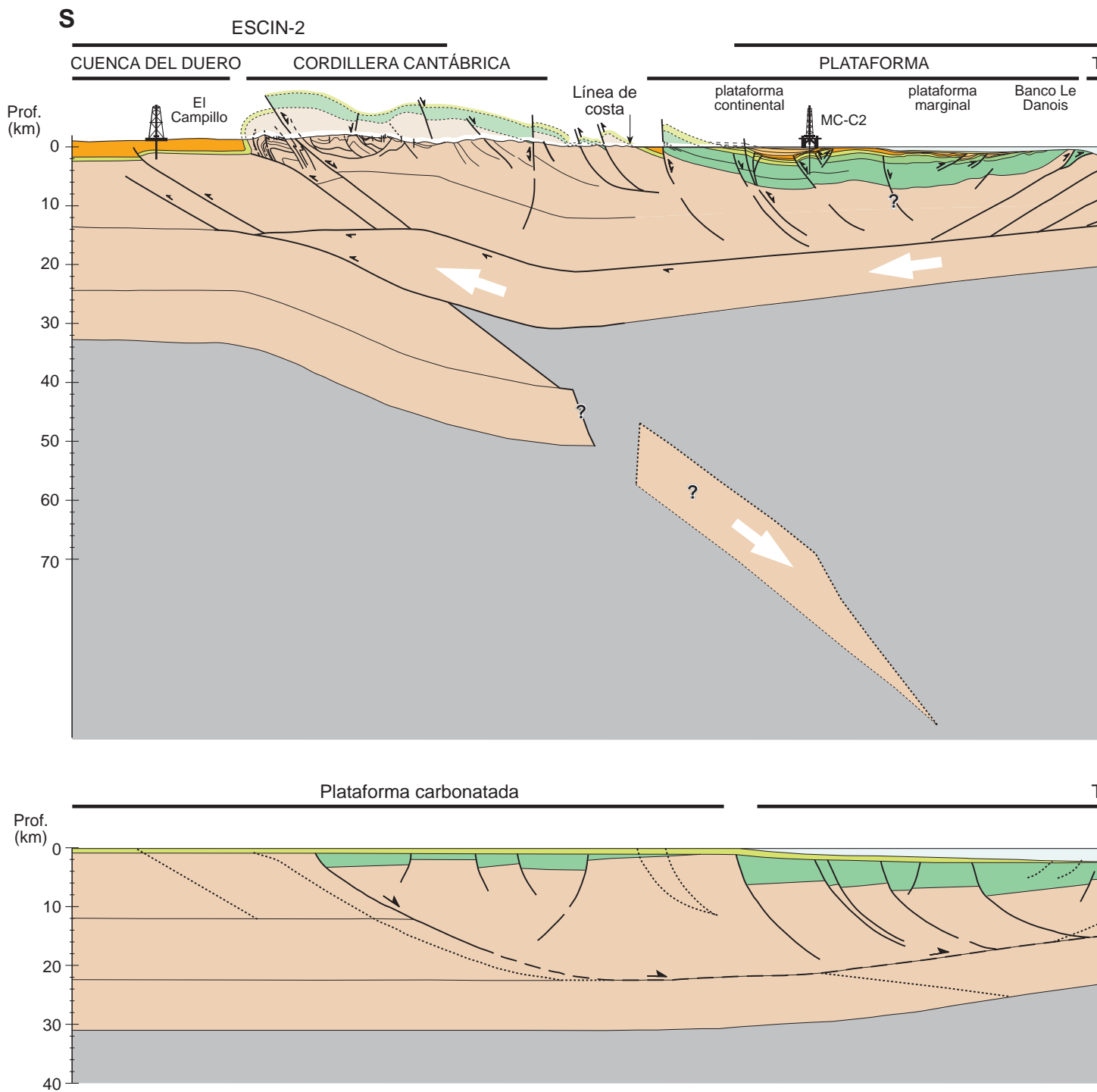


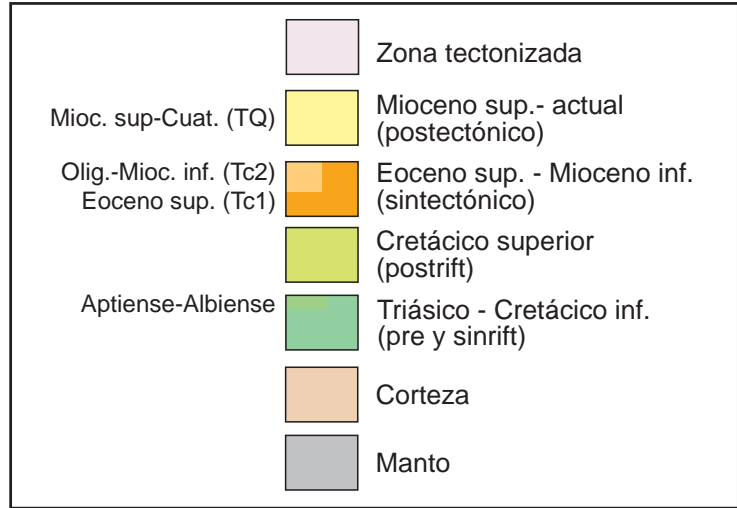
Figura 107. a) Transecta cortical N-S de la Cordillera Cantábrica y del margen continental noribérico. b) Restauración parcial del margen a su morfología antes de la co

ESCIN-4

N

ALUD

LLANURA ABISAL

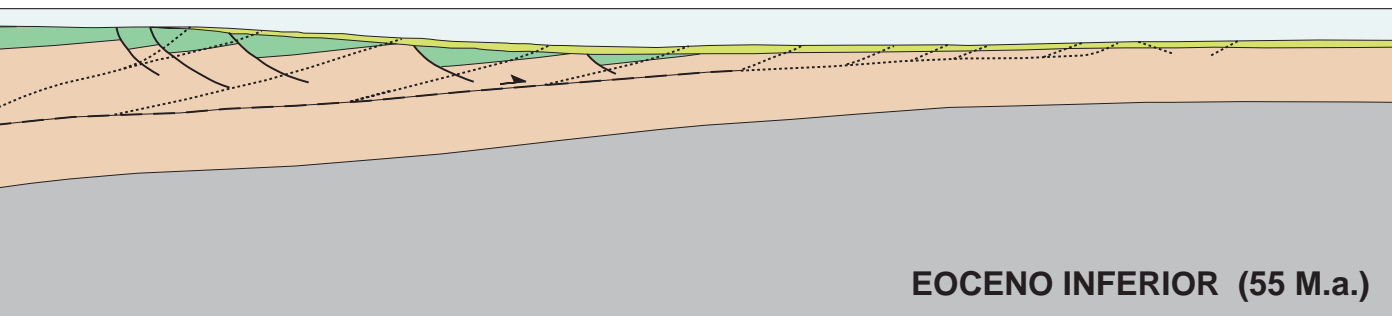


ACTUAL

~96 km

Alud continental

Llanura abisal



EOCENO INFERIOR (55 M.a.)

Compresión terciaria.

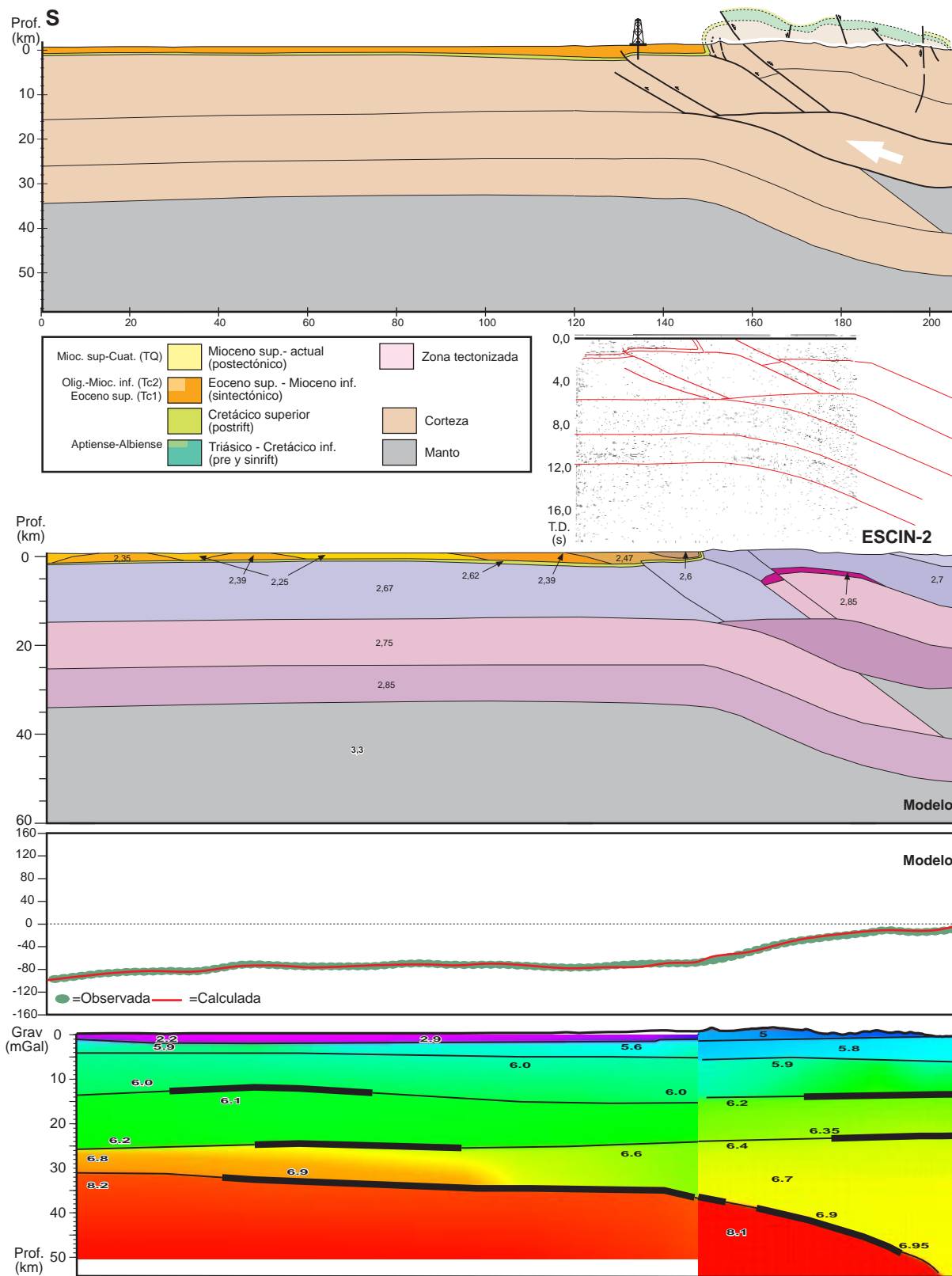
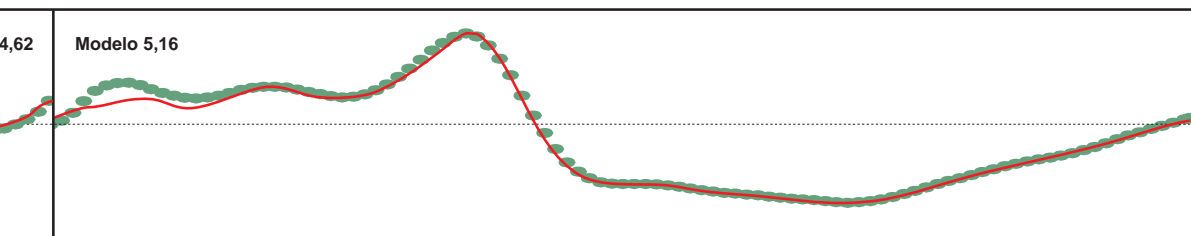
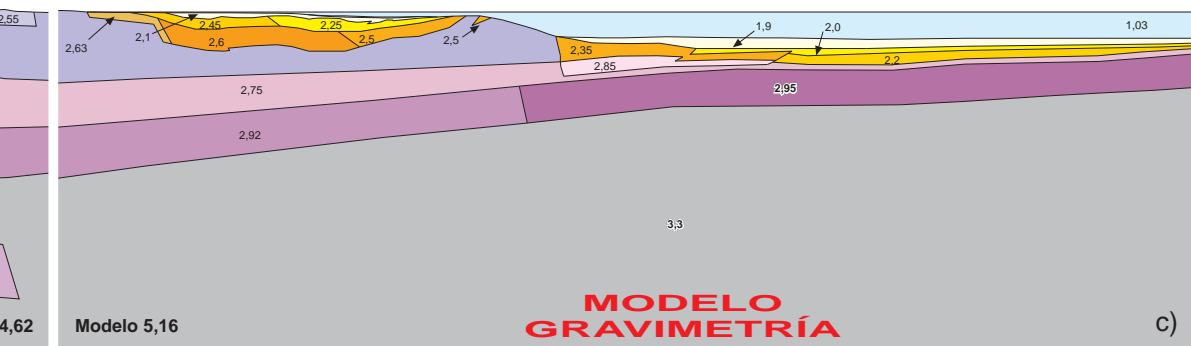
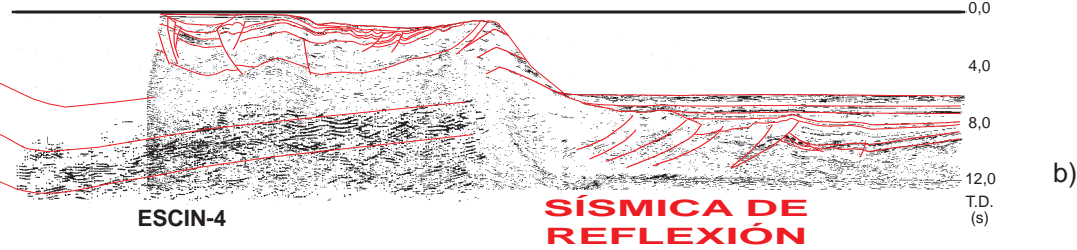
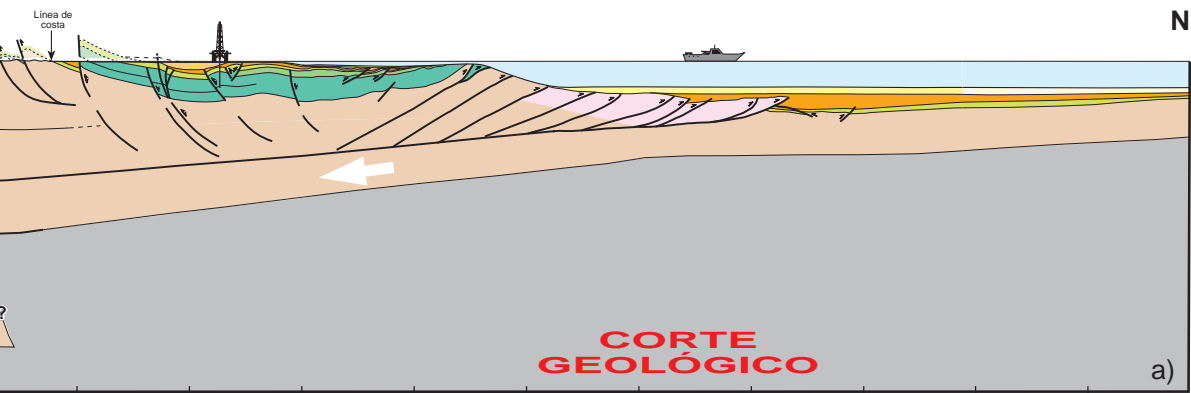


Figura 108. a) Transecta N-S completa de la Cordillera Cantábrica y del margen continental noribérico. b) Perfiles de sísmica de reflexión de las reflexiones de gran ángulo procedentes de la base de la corteza obtenidas por Gallart et al. (1997). c) Modelo gravimétrico de la corteza y fracción y reflexión de gran ángulo (Pulgar et al., 1996 y Fernández-Viejo, 1997). Situaciones en las Figuras 106 y 116.



en vertical ESCIN-2 y ESCIN-4 con el filtrado de coherencia. Al perfil ESCIN-4 se le ha superpuesto el resultado del análisis multicanal de la compuesta con los modelos descritos en el Apartado 6. d) Modelo de velocidades de la corteza obtenido de los perfiles de sísmica de re-

forma por la subducción hacia el N de la corteza Ibérica, que alcanza una profundidad máxima cercana a 55 km cerca de la línea de costa, duplicando la corteza bajo una Moho más somera (Moho del margen a 30 km de profundidad) que se manifiesta en los perfiles de refracción/gran ángulo, así como en la zona cubierta por el análisis multicanal de las reflexiones de gran ángulo en la corteza inferior superpuesta a ESCIN-4 (Fig. 108b). La forma final de la raíz cortical ha sido construida en base a la modelización de los datos gravimétricos.

La estructura de la corteza superior tiene forma de cuña orogénica con doble vergencia y las estructuras del orógeno adoptan una disposición en abanico con vergencias opuestas en los extremos: cabalgamientos vergentes al S que afectan a toda la corteza superior en el frente de la Cordillera Cantábrica, un imbricado de láminas de corteza vergentes al N en la zona del talud continental y estructuras subverticales en la zona intermedia. En ambos extremos del prisma orogénico se desarrollan dos cuencas de antepaís terciarias, al S la Cuenca del Duero y al N las cuencas de la plataforma cantábrica y del Golfo de Vizcaya (Fig. 107a).

La Cordillera Cantábrica representa un bloque del basamento deformado y levantado por una serie de cabalgamiento de escala cortical vergentes al S. El cabalgamiento principal situado en el frente sur de la Cordillera Cantábrica fue deducido por Alonso et al. (1996) y Pulgar et al. (1999) a partir de los datos geológicos. El cabalgamiento se inclina al N entre 15° y 18° y tiene un desplazamiento de alrededor de 22 km al S. Estos autores interpretaron la estructura del borde N de la Cuenca del Duero como un gran anticlinal de propagación de falla asociado al cabalgamiento. El perfil ESCIN-2 (Fig. 108b) confirmó la presencia del cabalgamiento frontal alpino enraizado a 14-15 km en la corteza media, con una inclinación de 36° al N (Figs. 107a y 108a), mayor que la deducida en base a los datos geológicos (Fig. 77a). El desmantelamiento de los nuevos relieves generados por el levantamiento de la Cordillera, aportó los sedimentos continentales que rellenan la Cuenca del Duero. La deformación se extendió hasta unos 20 km al S del frente, donde hay evidencias de cabalgamientos ciegos afectando al basamento (p.e. el cabalgamiento del Campillo), paralelos al cabalgamiento frontal, que se emplazan tras el blo-

queo de la deformación en el frente. Una parte del acortamiento de la Cordillera Cantábrica se resuelve por deformación interna del basamento, mediante la formación de estructuras como fallas y pliegues nuevos, pero la mayor parte lo hace por el rejuogo de estructuras anteriores: rejuogo de cabalgamientos y reapretamiento de pliegues variscos e inversión tectónica de las fallas extensionales (Pulgar et al., 1999). En el sector de la plataforma cantábrica también se desarrollaron estructuras de compresión similares: cabalgamientos enraizados dentro de la secuencia mesozoica, pliegues de diversas escalas e inversión tectónica de fallas distensivas mesozoicas. Las estructuras terciarias de la plataforma tienen una orientación dominante N110°E a N120°E, que es la dirección de las estructuras distensivas mesozoicas previas que controlan el desarrollo de las estructuras posteriores.

En el extremo N de la cuña orogénica, la estructura fundamental es un imbricado de láminas de la corteza del margen, desarrollado en el talud, que se prolonga al N afectando a los sedimentos depositados sobre la llanura abisal del Golfo de Vizcaya, que hemos denominado zona tectonizada. Esta serie de cabalgamientos acomoda gran parte del acortamiento de la corteza superior y produce el aumento de la pendiente del talud (17°) y el levantamiento de todo el margen, pasando las zonas que formaban el paleotalud continental del margen pasivo del final del Cretácico, a constituir parte de la plataforma continental actual. La estructura del talud no tiene buena imagen sísmica en el perfil ESCIN-4 (Fig. 108b), por lo que se ha deducido fundamentalmente en base a los datos aportados mediante las inmersiones del batiscafo Cyana, en las que se reconocieron cabalgamientos que superponen basamento sobre rocas mesozoicas (Capdevila et al., 1980; Malod y Boillot, 1980; Malod et al., 1982). La interpretación de los depósitos sintectónicos al pie del talud en el perfil ESCIN-4 (Fig. 56) ha permitido determinar que la deformación progresó hacia el frente, al igual que ocurría en el borde S de la cordillera, con un emplazamiento hacia delante (*forward*) de los cabalgamientos. Los cabalgamientos de la zona tectonizada convergen en una superficie situada sobre el techo de la corteza inferior que es la superficie de despegue intracortical sobre la que

tiene lugar toda la deformación del margen (Fig. 107a). La corteza inferior, que está recubierta por sedimentos indeformados en su extremo N, se puede seguir sísmicamente con mucha continuidad en los experimentos de sísmica de reflexión (Fig. 108b) y de refracción/gran ángulo, bajo la zona tectonizada y el margen continental hasta la vertical de la línea de costa, (Fig. 108d).

El modelo de deformación presentado en la transecta es el de una corteza superior más deformada, sobre una corteza inferior menos deformada, separadas por una superficie intracortical de despegue general (Fig. 107a). La corteza inferior de la parte septentrional de la transecta (corteza del margen cantábrico) está deslizada hacia el S bajo el talud, a lo largo del despegue intracortical, e indentada en la corteza de la parte meridional (corteza ibérica), dividiendo a la última en dos partes: una parte superior deformada y levantada formando la Cordillera Cantábrica, y una parte inferior doblada hacia abajo, produciendo su subducción hacia el N en el manto superior y generando la raíz y duplicación cortical observada en los experimentos de sísmica (Figs. 108b y 108d) (ver Apartado 7.4 para ampliación sobre la subducción). La cuña de corteza del margen está indentada en el límite corteza superior-media de la corteza ibérica a 14-15 km de profundidad, aprovechando la debilidad cortical en la transición frágil-dúctil (Mooney y Meissner, 1992). La corteza inferior del margen que se indenta en la corteza ibérica, tiene su imagen sísmica en los reflectores subhorizontales en forma de cuña interpretados en el extremo N del perfil ESCIN-2 (Figs. 67 y 108b), que tienen las características sísmicas de los reflectores de la corteza inferior y contrastan con los reflectores inmediatamente por debajo, inclinados al N, que corresponden a la corteza media-inferior ibérica. Este sector de la raíz cortical donde se duplican y superponen cortezas de distintas profundidades queda registrado por la zona de velocidades anómalas en los perfiles de refracción/gran ángulo y también ha sido modelizada gravimétricamente (Figs. 108c y d).

La superficie de despegue intracortical se interpreta como una antigua superficie de despegue extensional y de adelgazamiento cortical que actuó sobre la corteza durante la formación del margen continental pasivo mesozoico, rejugada durante el

acortamiento alpino. El estiramiento queda reflejado en la corteza superior por el desarrollo de cuencas extensionales mesozoicas, en todo el margen mesozoico al N del actual frente meridional de la Cordillera Cantábrica, representadas en la reconstrucción del margen de la Figura 107b. Las cuencas son asimétricas, observándose un adelgazamiento generalizado hacia el N, especialmente en las cuencas situadas al N de la línea de costa actual. En la reconstrucción del margen se ha interpretado que el estiramiento cortical, manifestado por las fallas extensionales en la corteza superior, ha tenido lugar por mecanismos de cizalla dúctil a nivel de la corteza media e inferior y estas zonas de cizalla extensional definen las zonas de debilidad cortical rejugadas durante la convergencia alpina.

En lo que respecta al manto superior, inmediatamente por debajo de la Moho, las velocidades sísmicas obtenidas en los perfiles de refracción/gran ángulo (Fig. 108d) oscilan entre 8,2 kms⁻¹ en el extremo sur de la transecta y 7,7-7,9 bajo la Moho de la corteza del margen y del sector septentrional de la raíz cortical (Pulgar et al., 1996; Fernández-Viejo, 1997 y Gallart et al., 1997). Las últimas velocidades son ligeramente anómalas, especialmente en las inmediaciones de la raíz cortical, posiblemente debido a la deformación concentrada en este sector. La geometría y cinemática del modelo propuesto implica la existencia de un despegue al nivel de la Moho en el sector septentrional, mientras que en el meridional la parte superior del manto es doblado hacia abajo solidariamente con la corteza inferior ibérica.

El acortamiento total deducido tras la restauración parcial de la transecta es de aproximadamente 96 km (Fig. 107b). El método empleado fue la restauración por longitudes de las líneas correspondientes a la base del Cretácico superior, el límite corteza media-inferior y la Moho. La distribución del acortamiento no es uniforme a lo largo de la transecta, sino que se concentra en los bordes de la cuña orogénica. En el extremo meridional Alonso et al. (1996) dedujeron que el cabalgamiento alpino del frente de la cordillera tiene un desplazamiento hacia el S de alrededor de 22 km, aunque el desplazamiento máximo en superficie, observado en los perfiles de sísmica de reflexión convencional (Apartado 5) es de 8,5 km. A este acortamiento habría que

añadir el asociado a la deformación interna del basamento elevado, manifestado en el rejuego de estructuras variscas y las estructuras alpinas de nueva formación (Pulgar et al. 1999). El resto del acortamiento, entre 74 y 87 km, quedaría concentrado en el imbricado de láminas vergentes al N de la zona tectonizada del actual talud cantábrico. En este sector es donde la restauración tiene sus mayores limitaciones, ya que el acortamiento deducido es un valor mínimo, obtenido para el modelo geológico propuesto del talud restaurado. La deficiente respuesta sísmica bajo el talud no permite constreñir suficientemente la interpretación del imbricado, dejando mayor margen a la interpretación geológica. Como en este sector el modelo es más especulativo, el acortamiento deducido podría variar ligeramente en función de la interpretación de la geometría y el desplazamiento de los cabalgamientos.

Los datos sísmicos no permiten precisar la extensión exacta del segmento de corteza ibérica que subduce bajo el margen. Como resultado de la restauración del corte se ha estimado que hay un déficit de corteza inferior en torno a 50 km, que se ha interpretado como una lámina que se pudo separar y hundir en el manto (Fig. 107a). Esta interpretación está de acuerdo con resultados preliminares de modelos magnetotélúricos de la Cordillera Cantábrica, en los que se interpretan raíces corticales hundidas en el manto por debajo de 50 km de profundidad (Pous et al., 1998).

Evolución cinemática y edad de la deformación

En la Figura 109 se presenta una representación esquemática de la evolución cinemática de todo el sector estudiado durante el episodio compresivo alpino. La edad de la deformación ha sido definida a partir de los datos regionales sintetizados en la Figura 110, que en parte han sido discutidos en apartados anteriores. El inicio del proceso de acortamiento debió comenzar durante el Eoceno inferior-medio, por rejuegos de las estructuras extensionales mesozoicas que suponían zonas de debilidad cortical (Fig. 109a). El deslizamiento hacia el S de la corteza del margen cantábrico bajo la corteza ibérica condujo al desarrollo del imbricado de láminas en el paleotalud de finales del Cretácico (Fig. 107b), que daría lugar al talud actual, y la deformación de los sedimentos en la zona tectonizada, a la

vez que se produce indentación de la corteza inferior del margen en la corteza ibérica y el inicio de la subducción hacia el N de la última (Fig. 109b). En este momento es cuando se produce el levantamiento y emersión en el sector de la actual zona costera asturiana, generando relieves que aportan sedimentos que rellenan la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís. De esta edad son las primeras estructuras compresivas, que se forman en la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís y en la plataforma continental asturiana más cercana a la línea de costa actual (al N del surco de Peñas). Las discordancias y estructuras del borde de la Cuenca del Duero muestran que la mayor parte del acortamiento y levantamiento de la Cordillera tuvo lugar durante el Oligoceno-Mioceno inferior, periodo en el también que se desarrollan estructuras de compresión a lo largo de toda la plataforma continental cantábrica a la vez que la plataforma se acorta y eleva (Fig. 109c). Tras el Mioceno no hay evidencias de deformación en la Cuenca del Duero y la deformación en el margen continental es mínima, al menos en la sección estudiada, aunque hay algo de subsidencia en la plataforma marginal asturiana (Fig. 109d).

La deformación alpina del sector estudiado se puede explicar dentro de un esquema general en el que la deformación del N de la Placa Ibérica progresa a grandes rasgos de este a oeste, desde Pirineos a Galicia (Fig. 110). En los Pirineos la deformación alpina comenzó antes que en la Cordillera Cantábrica (ver discusión en el Apartado 7.3). El carácter compresivo se mantiene entre el Cretácico superior y el Oligoceno superior en la Zona Surpirenaica y hasta el Eoceno superior en la Zona Norpirenaica (Vergés et al., 1995). El pico de la intensidad de la deformación se produce a partir del Eoceno, cuando los cabalgamientos pasan de emplazarse en condiciones subacuáticas a subaéreas, coincidiendo con el inicio de la deformación en el margen cantábrico. En el vértice del Golfo de Vizcaya (Fig. 111) la deformación se extendió desde el Cretácico superior hasta el Eoceno medio (Bois y Gariel, 1994).

La deformación alpina en las cuencas terciarias gallegas del extremo occidental de la Cordillera Cantábrica se acomoda mediante distintas estructuras (Ferrús, 1998): cabalgamientos de orientación E-O, sistemas de fallas direccionales NE-SO y sistemas

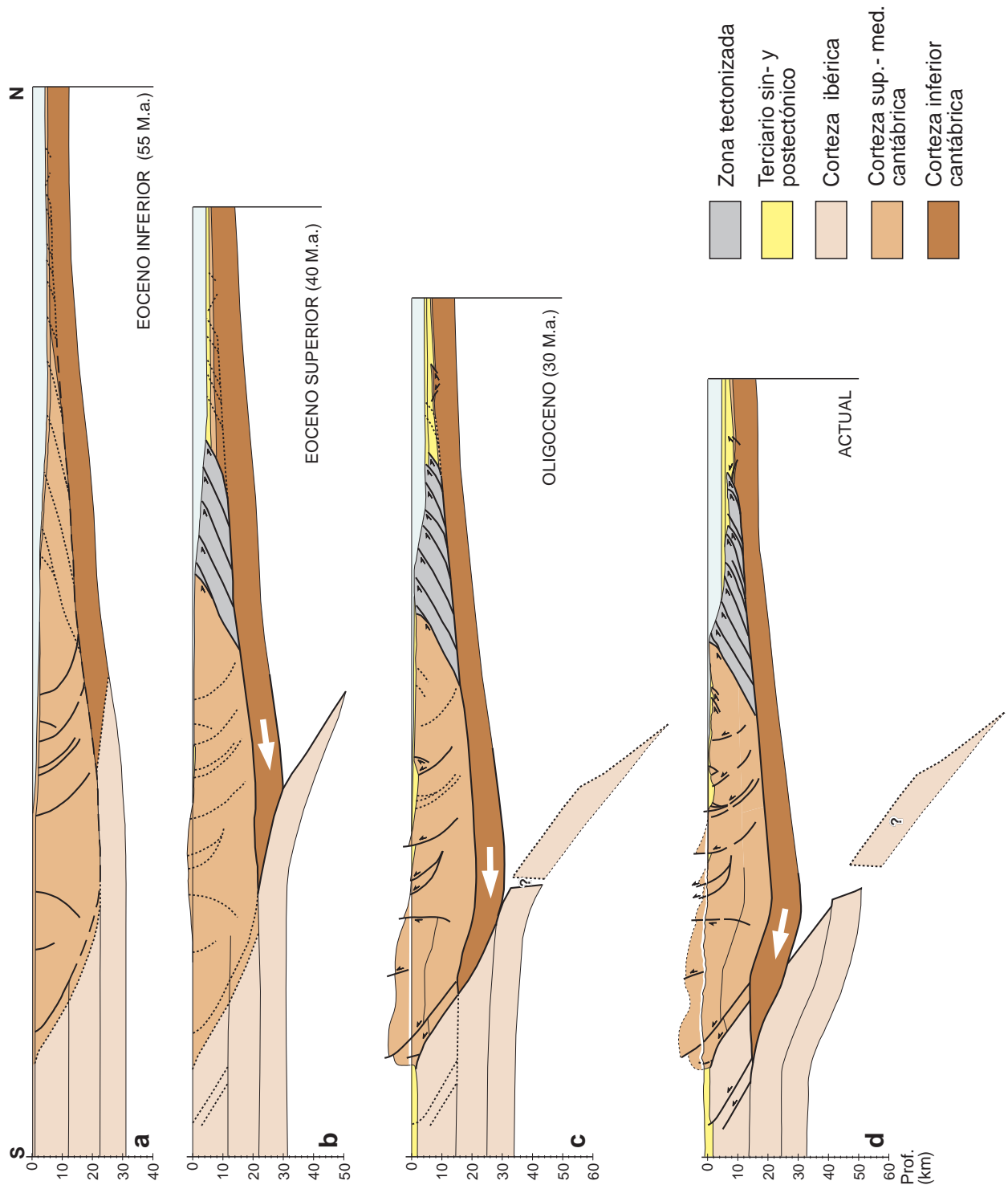


Figura 109. Modelo de evolución cinemática de la Cordillera Cantábrica y del margen continental noribérico durante la compresión alpina.

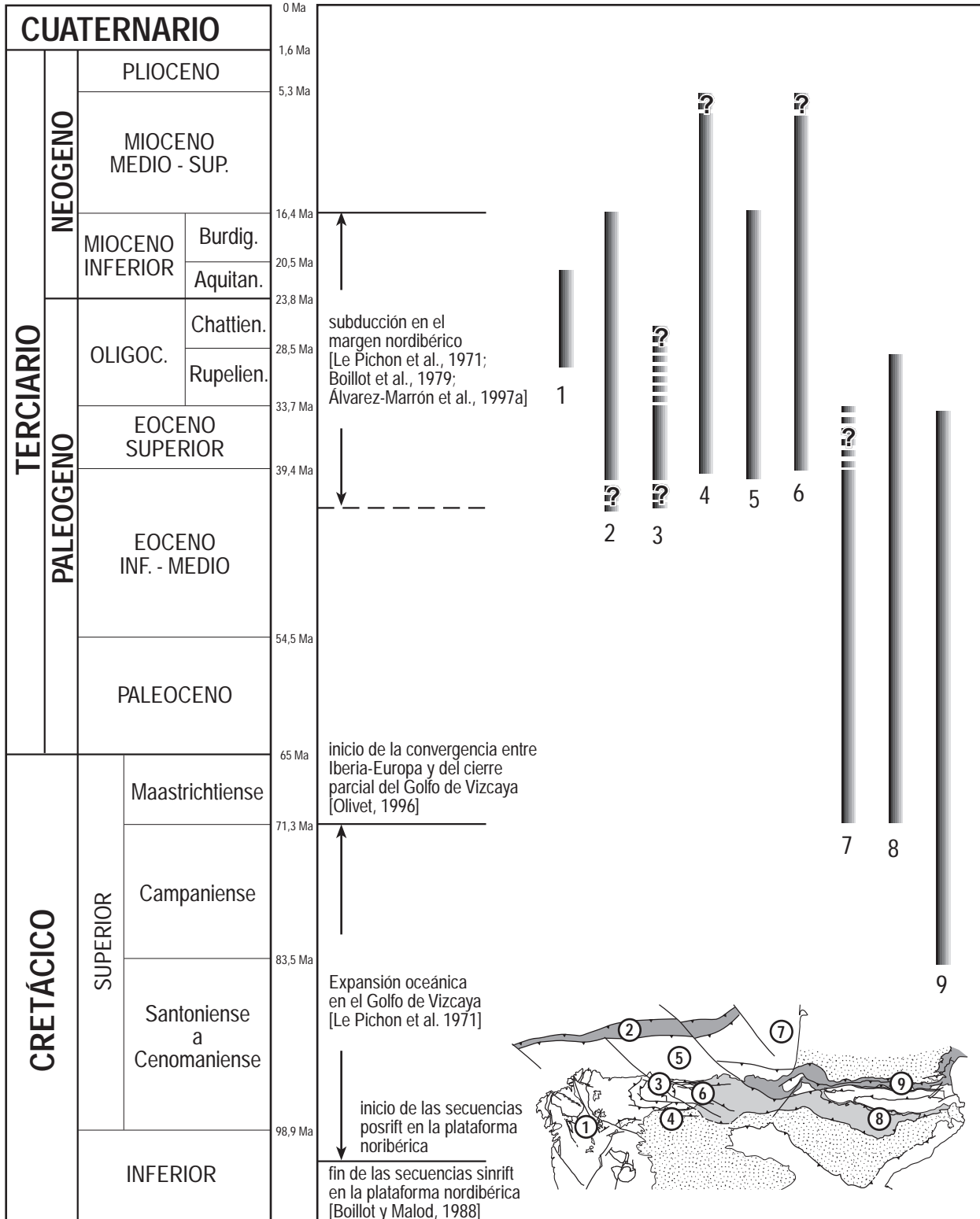


Figura 110. Evolución temporal de la deformación en los Pirineos y margen noribérico. Datos de: 1) Ferrús (1998). 2) Álvarez-Marrón et al., (1997a). 3) Truyols y García-Ramos (1991). 4) Alonso et al. (1996). 5) Propios. 6) Espina (1997). 7) Bois y Gariel (1994). 8, 9) Vergés et al. (1995).

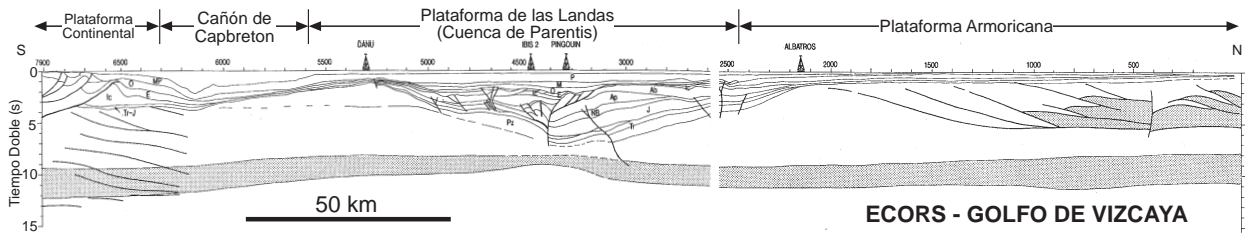


Figura 111. Interpretación geológica del perfil de sísmica de reflexión ECORS Golfo de Vizcaya sin migrar (localización en la Fig. 116). Modificada de Bois y Gariel (1994).

de fallas direccionales NO-SE. Los análisis polínicos realizados en varias de las cuencas asociadas a estas estructuras indican edades entre Oligoceno superior y Mioceno medio.

A modo de síntesis, en los Pirineos la deformación comienza en el centro de la cadena (Cretácico superior) y progresa hacia el norte y el sur, aunque en la rama sur la deformación comienza y concluye más tarde que en la rama norte (Eoceno superior y Oligoceno, respectivamente) (Puigdefabregás y Souquet, 1986; Déramond et al., 1993 y Vergés et al., 1995). En la Zona Cantábrica la deformación también comienza en el Eoceno superior (sector de la Banda del Nansa-Cuenca de Oviedo) y migra hacia el norte y sur hasta el Mioceno. En Galicia la escasez de registro sedimentario y de dataciones sólo permite determinar que la deformación se inició en el Luteciense (Eoceno superior) en el margen continental y concluyó en el Burdigaliense (Mioceno inferior) (Álvarez-Marrón et al., 1997a) mientras que en el interior de Galicia la deformación se inició en el Chattiense (Oligoceno superior) y no se ha datado su fin (Ferrús, 1998). Estas edades indican que la deformación en tierra en el extremo oriental de la cadena comienza en el momento de máxima intensidad de la deformación de la Zona Cantábrica.

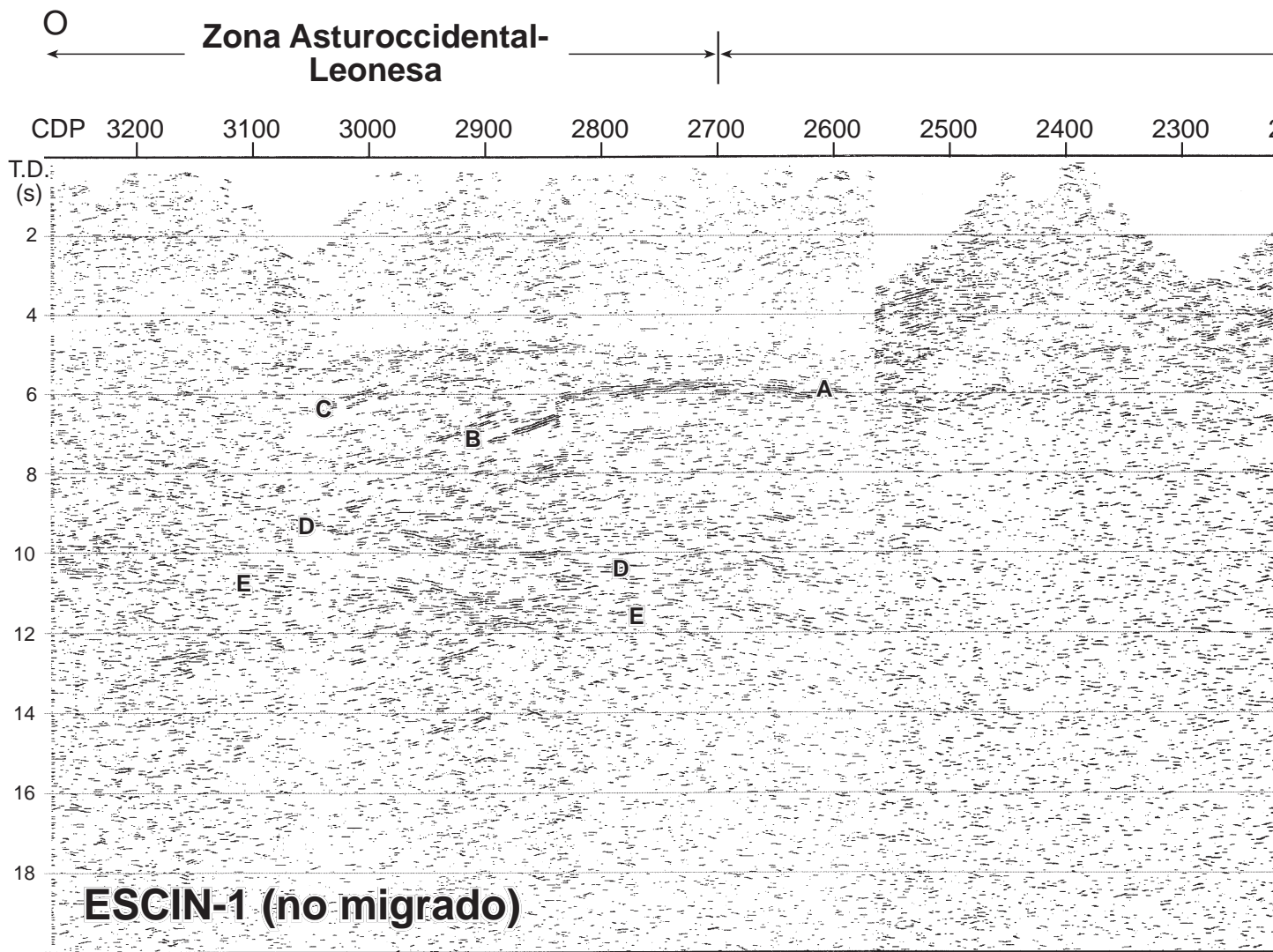
7.2. La estructura tridimensional de la corteza en la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico: comparación de las cortezas varisca y alpina

La estructura varisca

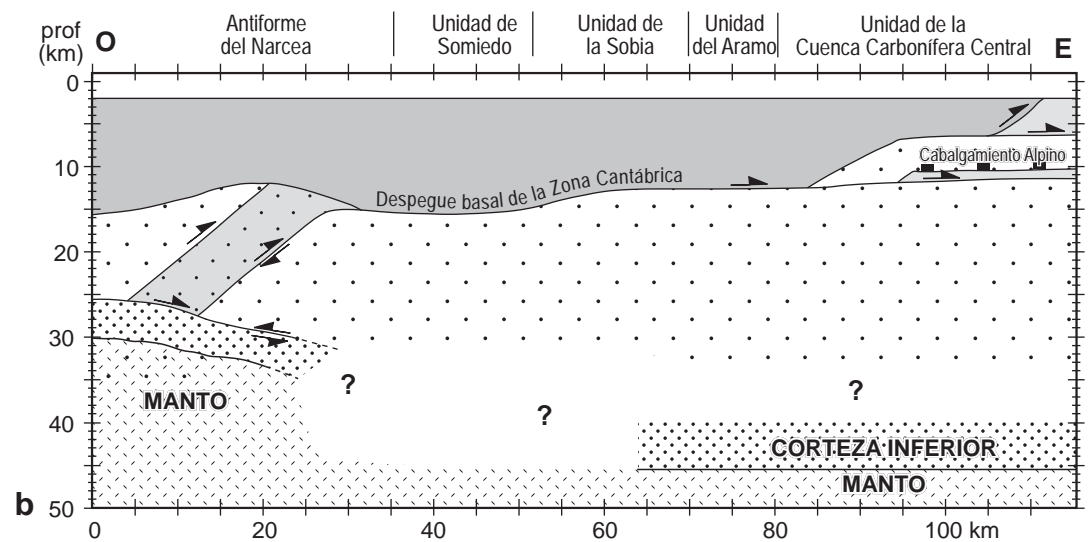
Dentro del proyecto ESCIN fueron diseñados una serie de experimentos sísmicos para investigar la estructura varisca de la Cordillera Cantábrica. Los

perfiles de sísmica de reflexión ESCIN-1 y ESCIN-3 (situación en Figs. 1, 106 y 115) y varios perfiles de sísmica de refracción/gran ángulo, se registraron en dirección E-O, perpendicular a las estructuras variscas del orógeno y por lo tanto apropiada para su estudio.

El perfil terrestre ESCIN-1 (Fig. 112a) (Pérez-Estaún et al., 1994 y 1997), registrado en 1991, atraviesa las zonas externas de la cordillera varisca de este a oeste desde el Antiforme del Narcea, donde los reflectores se agrupan en dos bandas subparalelas (B y C, Fig. 112a), inclinadas al O entre 5 y 9 s (12-25 km) que pierden inclinación hacia arriba y convergen en una banda subhorizontal (A). Ambas bandas han sido interpretadas como rampas y zonas de cizalla dúctil que atraviesan la corteza superior y transfieren la deformación desde las zonas internas a las externas (Pérez-Estaún, 1994 y 1997). Dos bandas de reflectores (D y E) se inclinan y convergen hacia el este entre 9 y 11 s (25-32 km), bajo las anteriores. Éstas han sido interpretadas como la corteza inferior reflectiva y la Moho en su base, pudiendo tratarse de una corteza inferior normal o duplicada. La estructura general se ha interpretado como el resultado de la indentación hacia el oeste de la corteza del antepaís y la delaminación de la corteza de las zonas internas. La reflectividad decae en el sector central del perfil, donde las bandas superiores convergen en la banda subhorizontal (A) que atraviesa el perfil de O a E, ascendiendo en esa dirección desde 6 a 4,5 s (15-11 km). Ésta ha sido interpretada como el despegue basal de la Zona Cantábrica que separa las rocas paleozoicas plegadas y emplazadas hacia el este, durante la Orogenia Varisca, del basamento indeformado. En el extremo oriental la reflectividad de la serie paleozoica deformada es alta y decae en el basamento por debajo de 5 s. Gallastegui



a



b

Figura 112. a) Perfil de sísmica de reflexión sin migrar ESCIN-1 con filtrado de coherencia. Atraviesa las zonas externas de la Cordillera Cantábrica de este a oeste (ver perfil de reflexión ESCIN-2). La base de la corteza se encuentra a 15 s (F). Modificada de Gallastegui et al. (1997). b) Modelo de profundidades de ESCIN-1 (modificado de Gallastegui et al., 1997). La distancia del perfil de reflexión ESCIN-2, correspondiente a la banda F de reflectores a 15 s en ESCIN-1. Los cuadrados negros del cabalgamiento alpino se han colocado en el modelo para representar el cabalgamiento frontal alpino por lo que el cabalgamiento basal Varisco y el basamento están duplicados en la vertical del perfil.

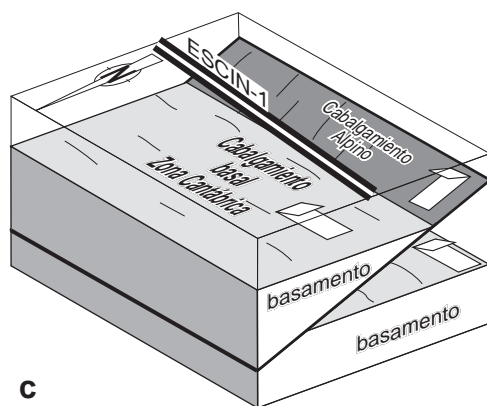
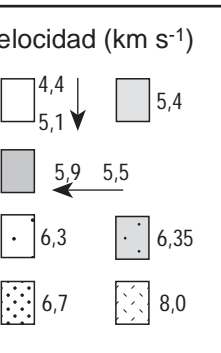
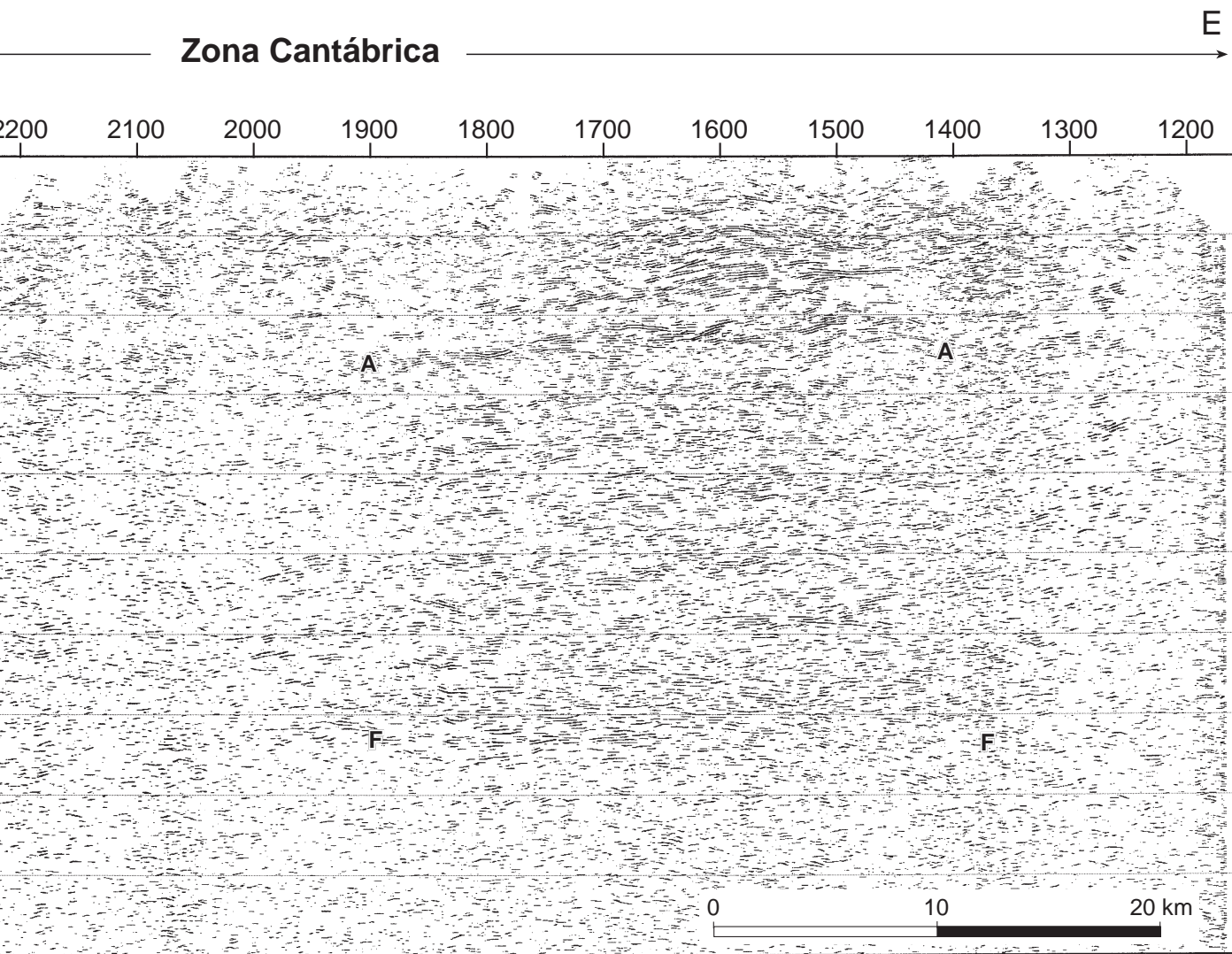


Figura 106 para situación y texto para descripción de los reflectores). Obsérvese el engrosamiento cortical alpino desde el oeste (banda E a 12 s) al este, donde las velocidades son las empleadas para la modelización directa del perfil. Al modelo original se le ha añadido la profundidad de la Moho bajo la Zona Cantábrica desdoblado sobre el bloque superior emplazado hacia el N. c) Bloque tridimensional del trazado de ESCIN-1 en el extremo este del perfil. Su trazado E-O es longitudinal al ca-

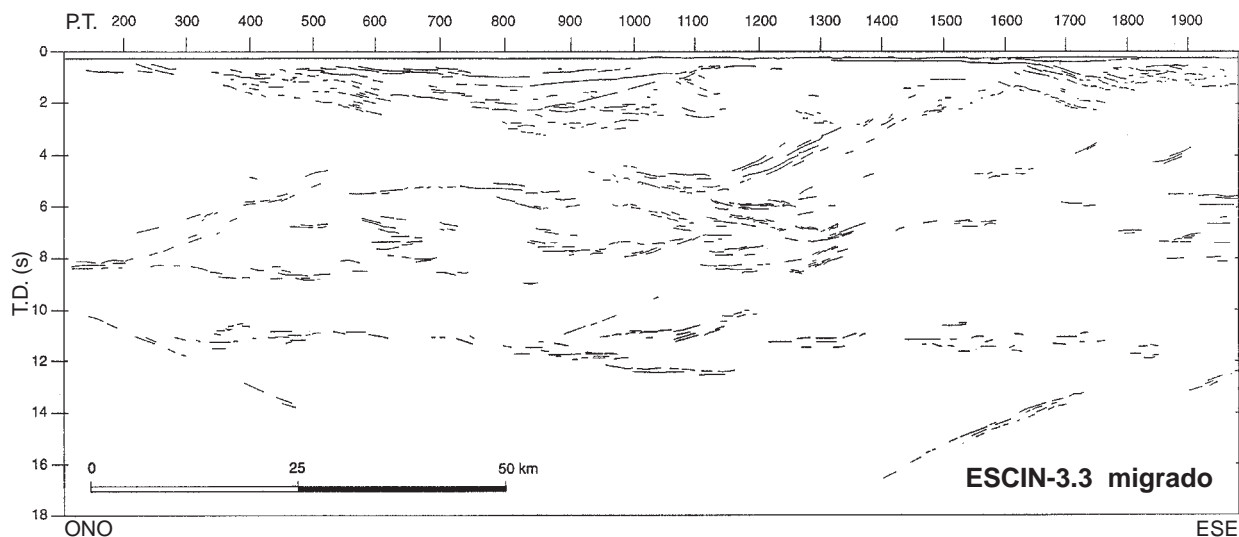


Figura 113. Dibujo de líneas interpretado de las reflexiones del perfil de sísmica de reflexión ESCIN-3.3 sin migrar. Tomado de Ayarza (1995).

et al. (1997) proponen que el despegue basal de la Zona Cantábrica puede estar duplicado a 3 y 5 s, en el extremo oriental del perfil por el cabalgamiento frontal alpino vergente al S que ocupa el borde N de la Cuenca del Duero (Fig. 112c). La reflectividad del basamento es bastante homogénea entre 5 y 15 s, aproximadamente 40 km, donde una brusca disminución de la misma se interpreta como el límite corteza-manto (F). Los reflectores son horizontales y subparalelos, pero no se observan, ni una corteza inferior reflectiva, ni una Moho claras.

Por lo visto en ESCIN-1, existe un importante engrosamiento cortical alpino de O a E, también presente en los perfiles de refracción (Pulgar et al., 1996; Fernández-Viejo, 1997 y Gallart et al., 1997) y los perfiles de reflexión N-S. La transición lateral entre las cortezas normal y engrosada no es discernible, ya que la reflectividad es baja en el sector central de ESCIN-1. La imagen sísmica de esta raíz alpina en ESCIN-2 es muy similar a la descrita en ESCIN-1, a pesar de estar registrados en direcciones ortogonales. La corteza es reflectiva en ambos hasta su base a 15 s y las reflexiones más profundas proceden de la corteza Ibérica que subduce hacia el N. Debido a la orientación E-O de ESCIN-1, perpendicular a la subducción alpina, las reflexiones deben ser llegadas laterales de fuera del plano de la sección y su horizontalidad es aparente, mientras que en ESCIN-2 muestran su verdadera inclinación hacia el N. La modelización directa del

perfil (Gallastegui et al., 1997), siguiendo la misma técnica que la empleada en este trabajo para la modelización de la línea ESCIN-2, ha permitido obtener la profundidad de las principales estructuras y superficies descritas previamente (Fig. 112b).

El trazado del perfil marino ESCIN-3 es subparalelo a la línea de costa entre la llanura abisal al NO de Galicia y las inmediaciones del Cabo Peñas. Fue registrado en 1993 y constituye la prolongación del perfil ESCIN-1 en las zonas internas del orógeno. El perfil fue dividido en tres segmentos para su estudio (Álvarez-Marrón et al., 1996 y 1997b) y simultáneamente se registraron perfiles de refracción/gran ángulo con estaciones autónomas en tierra. El segmento más oriental, ESCIN-3.3 (Fig. 113) (Ayarza, 1995; Martínez Catalán et al., 1997; Ayarza et al., 1998), atraviesa la prolongación de las Zonas Centroibérica (ZCI) y Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) en la plataforma continental cantábrica. Ayarza et al. (1998) identificaron dos cuencas sedimentarias meso-terciarias en la parte más somera del perfil (hasta 2,5-3 s T.D.) y relacionaron muchas de las reflexiones intermedias y profundas (hasta 12 s) con estructuras geológicas conocidas como el cabalgamiento basal de la ZAOL, o de nueva interpretación, como una lámina de corteza inferior emplazada durante la Orogenia Varisca en niveles corticales someros (6 s T.D.). Tiene especial interés una posible duplicación de corteza inferior a 7-8 s y 11 s, sobre cuyo origen los autores apuntan tres hipótesis:

- Duplicación varisca por un gran despegue vergente al este que duplica la parte inferior de la corteza y superior del manto. Este cabalgamiento se prolongaría hacia el este por las rampas descritas en ESCIN-1 bajo el Antiforme del Narcea y la deformación se propagaría hacia las zonas externas por el despegue basal de la Cordillera Cantábrica.
- Duplicación post-Varisca por la delaminación incipiente o abortada de la corteza inferior, después del limitado hundimiento de la corteza inferior y el manto litosférico.
- Duplicación alpina por la subducción hacia el norte de la corteza Ibérica dentro del mismo proceso que duplicó la corteza a lo largo del sector oriental de la Cordillera Cantábrica y los Pirineos.

Comparación de la estructura cortical varisca y alpina

La estructura de la corteza en el NO de la Península Ibérica deducida de los experimentos geofísicos descritos a lo largo de este trabajo, especialmente los perfiles de sísmica de reflexión vertical ESCIN-1, ESCIN-2 y ESCIN-4 (Fig. 114), es el resultado de la deformación producida por dos orogénias (Varisca y Alpina) y al menos un episodio distensivo mesozoico y posiblemente otro permotriásico. En los perfiles se pueden diferenciar: segmentos de corteza con estructura varisca preservada, zonas donde las estructuras más conspicuas son extensionales y sectores donde se superponen las tres deformaciones.

Debido a la curvatura del arco astúrico, los extremos occidental de ESCIN-1 y meridional de ESCIN-2 atraviesan segmentos equivalentes de la cadena varisca, en la transición entre las zonas internas y externas del orógeno varisco. Su estructura sísmica difiere muy ligeramente y la estructura cortical pre-alpina se conserva prácticamente indeformada: la corteza superior es poco reflectiva, excepto en la Cuenca del Duero en ESCIN-2, y su reflectividad aumenta entre 5 s y 12 s donde se encuentra la Moho a una profundidad de 30-32 km. Esta estructuración es igual a la que caracteriza las cortezas variscas europeas sometidas a extensión posterior (Mooney y Meissner, 1992). La corteza

inferior y la Moho son horizontales y planas como en la mayoría de los orógenos caledónicos y variscos. Sin embargo, los orógenos de colisión recientes (Pirineos, Alpes, Himalaya) se caracterizan por desarrollar importantes raíces corticales. Cabe esperar que los orógenos más antiguos, como el descrito en este sector, también se caracterizaran por la presencia de tales raíces, pero que el reequilibrio de la transición corteza-manto por procesos metamórficos y/o magmáticos las haya obliterado, aunque aún se preserva en algunas cordilleras como los Urales. En el extremo occidental de ESCIN-1 y de la Cordillera Cantábrica se preservan las estructuras variscas de la corteza y los reflectores se inclinan debido a la indentación del basamento varisco hacia el oeste que delamina la corteza de las zonas internas. Sin embargo, en el extremo meridional de ESCIN-2 no se conservan estructuras variscas en la corteza inferior, sino que predominan los reflectores horizontales y paralelos. Aceptando que la reflectividad de las cortezas inferiores variscas se adquiere por extensión cortical postorogénica (Mooney y Meissner, 1992; ver Apartado 1.2), un mayor grado de extensión pre-alpina en el este de la Cordillera Cantábrica (ESCIN-2) pudo reorganizar de una manera más intensa la corteza que en el oeste de la cordillera (ESCIN-1) y obliterar las estructuras variscas al horizontalizar las estructuras que podrían generar reflexiones.

La estructura de la corteza bajo el sector oriental de la Cordillera Cantábrica, en los extremos oriental de ESCIN-1 y septentrional de ESCIN-2 es claramente alpina y muestra el desarrollo de una importante raíz cortical de esa edad. La Moho incrementa su profundidad hasta 45 km (15 s) debido a una importante reestructuración de la corteza en niveles profundos, que contrasta con el efecto en superficie, limitado al desarrollo de pliegues y movimientos verticales de bloques con poca o nula deformación interna por: inversión tectónica de fallas previas (variscas y mesozoicas) y fallas o cabalgamientos alpinos subverticales de nueva generación. El contraste entre la deformación de las zonas occidental y oriental de la Cordillera Cantábrica puede estar relacionado con la orientación de las estructuras variscas y el desarrollo de la extensión mesozoica N-S. La extensión mesozoica pudo estar favorecida en el este

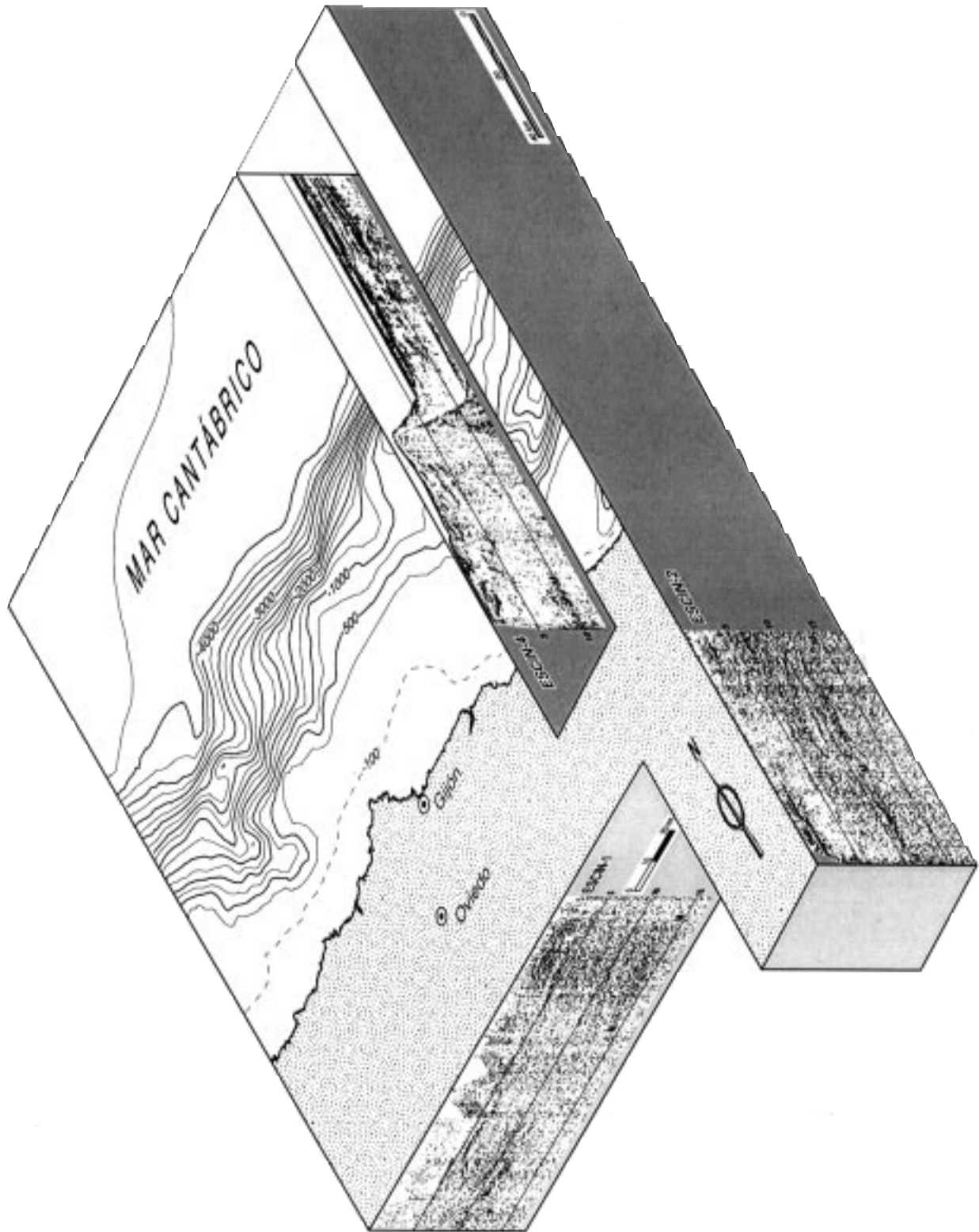


Figura 114. Bloque diagrama tridimensional con la estructura sísmica reflectiva de la corteza en el NO de la Península Ibérica observada en los perfiles de sísmica de reflexión ESCIN-1, ESCIN-2 y ESCIN-4.

de la cordillera debido a la orientación E-O de las estructuras variscas, favoreciendo el desarrollo de estructuras distensivas, mientras en el oeste la extensión es menor debido a la orientación N-S de las estructuras variscas. La obliteración de la estructura varisca de la corteza inferior en ESCIN-2 y la conservación de la misma en su sector equivalente de ESCIN-1, también indica que la extensión fue mayor hacia el este. La diferente extensión en los dos dominios de la Cordillera también favoreció el que la raíz cortical se desarrollara en el sector occidental, donde la extensión había sido mayor y por lo tanto la corteza presentaba una menor resistencia a la compresión terciaria.

La imagen sísmica de la estructura profunda en el margen noribérico del perfil ESCIN-4 no es buena y las únicas reflexiones proceden de la corteza inferior reflectiva en su extremo meridional. La estructura sísmica es similar a la registrada en el extremo sur de ESCIN-2. La reflectividad es baja en el basamento bajo la cobertera meso-terciaria y aumenta en la corteza inferior reflectiva. Los reflectores se inclinan hacia el sur y son paralelos a la base de la corteza ya que ésta se adelgaza significativamente hacia el N desde los 30 km de la corteza normal hasta 22 km bajo el Banco Le Danois y 15 km en la llanura abisal. No hay relictos de estructuras variscas, obliteradas como resultado de la importante extensión mesozoica. Las estructuras someras predominantes son extensionales mesozoicas y compresivas terciarias (cabalgamientos, fallas con inversión tectónica y pliegues) y la mayor parte del acortamiento se concentra en el talud y la zona tectonizada al pie del mismo.

Mapa de profundidad de la Moho

Antes de la puesta en marcha del proyecto ESCIN, en la década de los 90, el conocimiento de la corteza en el NO de la Península Ibérica se limitaba a la interpretación de 6 perfiles de refracción en Galicia (Córdoba et al., 1987, 1988; Córdoba y Banda, 1988). Con el desarrollo del proyecto ESCIN se han realizado un importante número de experimentos geofísicos que han permitido recabar valiosa información sobre su estructura. La densidad de datos ha permitido abordar la elaboración de un mapa de la profundidad de la base de la corteza ibérica (Moho) en el NO peninsular. Para ello se

han integrado los valores de la profundidad de la Moho de: 2 perfiles de reflexión de incidencia vertical, 14 perfiles de refracción/gran ángulo y 4 modelos gravimétricos (Fig. 115); todos ellos detallados en la Tabla XIII.

El mapa final se obtuvo tras la interpolación de los datos a los nodos de una malla cuadrada con una separación entre nodos de 2x2 km (Fig. 115). Esta distancia entre nodos es suficiente para representar fielmente las estructuras que caracterizan la morfología de la Moho. Debido a los distintos orígenes de los datos empleados, se presentaron desajustes de las profundidades en algunas de las intersecciones de las líneas, por lo que se realizó una edición manual de los datos, suprimiendo aquellos que planteaban problemas. Con el fin de extender el mapa hasta el extremo meridional de la Cuenca del Duero, se ha definido en el sur del mapa una profundidad de la Moho entre 32 y 33 km de acuerdo con los datos de un perfil de refracción de Suriñach y Vegas (1988) y un modelo gravimétrico de Tejero et al. (1996).

La base de la corteza mantiene una profundidad bastante homogénea entre 30 y 33 km en las zonas indeformadas bajo la Cuenca del Duero y Galicia, que es característica de las cortezas en otras zonas del orógeno varisco europeo. La profundidad aumenta ligeramente hacia el sur y el este bajo los Sistemas Central e Ibérico, levantados durante el Terciario al igual que la Cordillera Cantábrica. La profundidad de la corteza bajo el Sistema Central alcanza 35 km de profundidad y recupera la profundidad característica entre 30 y 33 km al sur bajo la Cuenca del Tajo (Banda et al., 1981; Suriñach y Vegas, 1988 y Tejero et al., 1996). Los perfiles de refracción 2 y 3 reflejan dos incrementos locales de la profundidad de hasta 36 km, bajo la Sierra de la Demanda-Cameros y los Montes de León, que representan bloques del basamento elevados durante la Orogenia Alpina. Sin duda, el rasgo más peculiar de la corteza en este sector es el importante engrosamiento bajo la Cordillera Cantábrica donde la raíz alcanza una profundidad en torno a 50 km cerca de la línea de costa, debido a la duplicación de cortezas según una dirección ESE-ONO.

La corteza se adelgaza substancialmente hacia la costa en la transición entre la corteza continental de la Placa Ibérica y las cortezas oceánicas del

REFLEXIÓN	1	ESCIN-2 ESCIN-4	Presente trabajo	
	2			
REFRACCIÓN/ GRAN ÁNGULO	3	Perfil 1	Pulgar et al., (1996, 1997); Fernández-Viejo (1997), Gallart et al. (1997) y Fernández-Viejo et al. (1998, 2000)	
	4	Perfil 2		
	5	Perfil 3		
	6	Perfil 4		
	7	Perfil 5		
	8	ESCIN-4		
	9	IAM-12		
	10	ESCIN-3.1		
	11	ESCIN-3.3		Ayarza (1995) y Ayarza et al. (1998)
	12	Perfil A		Córdoba et al. (1987) y Córdoba et al. (1988)
13	Perfil B			
14	Perfil C			
15	Perfil F			
16	Perfil 3	Téllez et al. (1993)		
GRAVIMETRÍA	17	Modelo 4,62	Presente trabajo	
	18	Modelo 5,16		
	19	ESCIN-4	Fernández-Viejo (1997) y Fernández-Viejo et al. (1998)	
	20	IAM-12		

Tabla XIII. Experimentos geofísicos de los que se ha obtenido la información para elaborar el mapa de profundidades de la Moho en el cuadrante NO de la Península Ibérica.

Golfo de Vizcaya y Océano Atlántico, como resultado del estiramiento coetáneo con la apertura de ambos océanos. El adelgazamiento es progresivo en el este y extremo occidental de la costa norte, donde la reducción del espesor se produce en el límite de la plataforma continental y el talud, en aproximadamente 55 km. En el sector de la raíz cortical el desnivel es brusco con un salto de 50 a 30 km en la profundidad de la Moho en unos pocos km. La somerización de la Moho al norte de la raíz es gradual hasta registrar una profundidad de 10-11 km en el extremo norte del mapa.

7.3. La estructura de otras cordilleras alpinas

La imagen sísmica y la estructura interpretada en la transecta cortical N-S a través de la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico es muy similar a la de otras cordilleras de colisión. En este apartado se hará una descripción de la estructura geológica e imagen sísmica de la corteza en otras cordilleras cercanas similares, Alpes y Pirineos, con los datos disponibles: geológicos, de reflexión vertical, de refracción y gravimétricos, prestando especial atención a la comparación de la estructura de los Pirineos y la Cordillera Cantábrica.

Los Pirineos: comparación con la Cordillera Cantábrica

Los Pirineos y la Cordillera Cantábrica están íntimamente relacionados por el evento tectónico de convergencia entre Iberia y Europa durante el final del Cretácico y el Terciario. El campo de esfuerzos N-S resultante de la colisión produjo: el desarrollo de los Pirineos en el este y el levantamiento y rejuvenecimiento de la Cordillera Cantábrica en el oeste, debido al cierre parcial del Golfo de Vizcaya. Esta relación genética ha llevado a considerar a la Cordillera Cantábrica como la prolongación occidental de los Pirineos (Fig. 116).

Los Pirineos forman una orógeno relativamente estrecho (100 km) y alargado en dirección E-O, cuya longitud es de 400 km desde el Golfo de León al Golfo de Vizcaya o 1000 km si se incluye el margen continental noribérico. La geometría de las estructuras geológicas es en abanico y las vergencias de los cabalgamientos son opuestas: hacia el norte en la rama septentrional (Zona Norpirenaica) y hacia el sur en la meridional (Zona Surpirenaica). La Zona Norpirenaica, donde se emplazan una serie de cabalgamientos que involucran al basamento, cabalga sobre la cuenca de an-

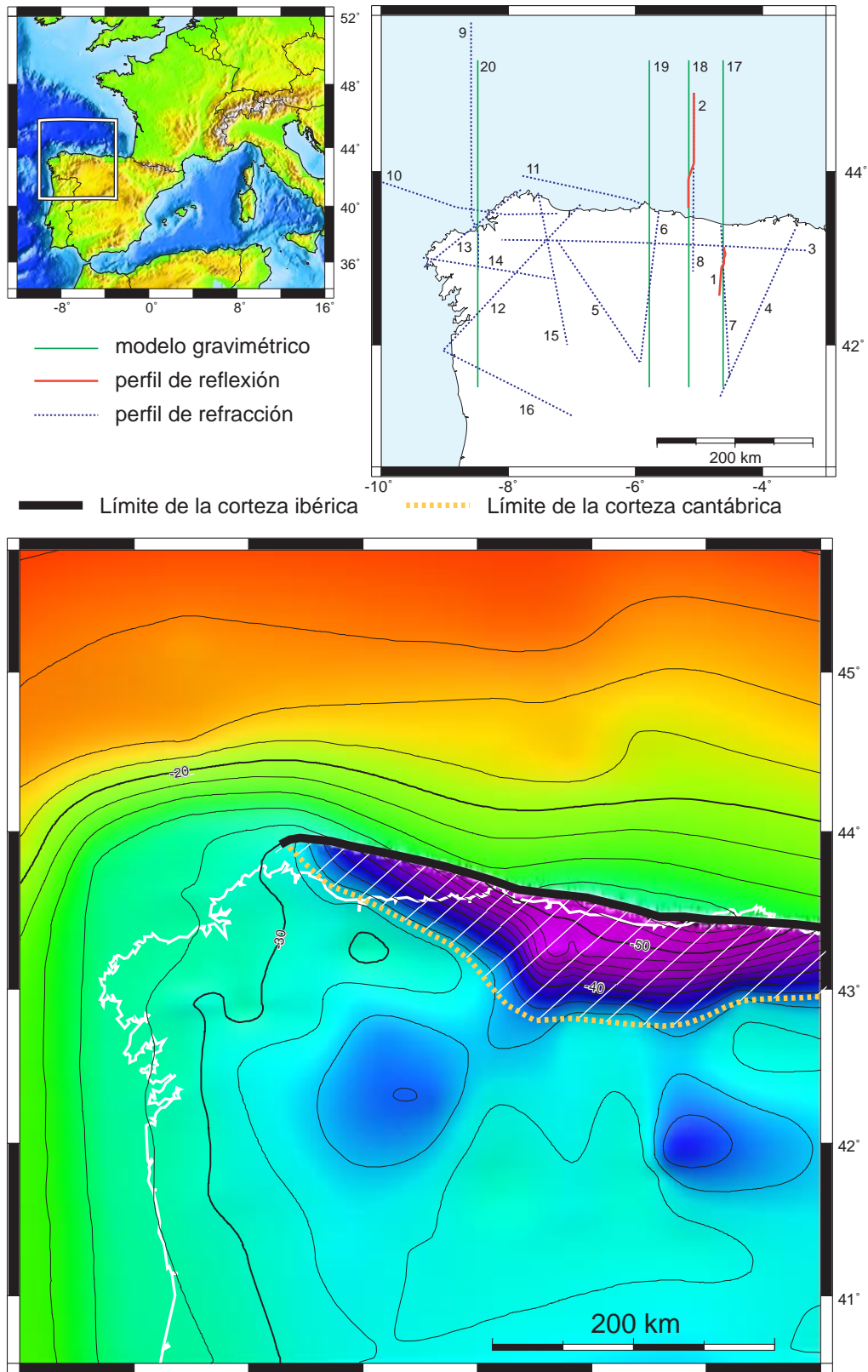


Figura 115. a) Situación. b) Experimentos geofísicos empleados para la construcción del mapa de profundidades de la base de la corteza ibérica (identificación en Tabla XIII). c) Mapa de profundidades de la base de la corteza en el NO de la Península Ibérica (intervalo de contorno 2 km). La trama rallada representa la zona de superposición de las cortezas ibérica y cantábrica.

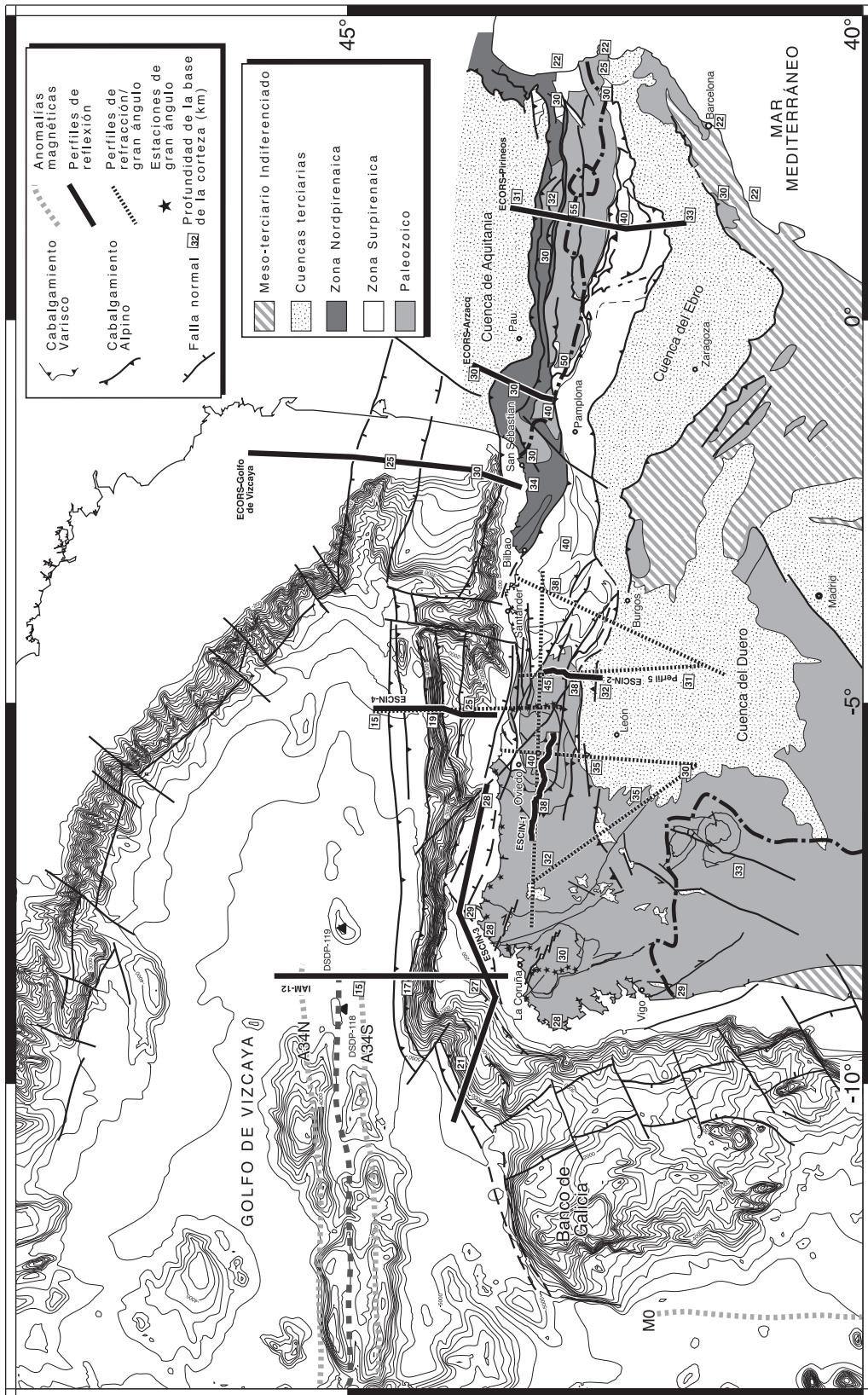


Figura 116. Esquema geológico del norte de la Península Ibérica con la división en zonas de los Pirineos y su prolongación occidental. La profundidad de la base de la corteza procede de: Ayarza et al. (1998), Córdoba et al. (1988), Fernández-Viejo (1997) y Vergés et al. (1995).

tepaís de Aquitania a lo largo del Cabalgamiento Frontal Norpirenaico. Esta zona limita por el sur con el sector central del orógeno (Zona Axial Pirenaica) ocupado por rocas metamórficas paleozoicas de bajo a medio grado intruidas por granitos pérmicos y retazos discordantes de rocas sedimentarias y volcánicas del final del Carbonífero al Triásico inferior. La Zona Axial Pirenaica está afectada por la deformación alpina y limitada por el norte por la Falla Norpirenaica, una importante fractura o zona de fractura cuyas características serán descritas posteriormente. En la Zona Surpirenaica, al sur de la Zona Axial, la deformación es epitelial (*thin-skinned*) y los cabalgamientos están despegados sobre un nivel basal triásico. El frente de la deformación alcanza la superficie en el extremo sur en la cuenca de antepaís del Ebro por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico. El Terciario de la cuenca del Ebro reposa directamente sobre el basamento y está prácticamente indeformado (Choukroune y ECORS Team, 1989; Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995).

La Falla Norpirenaica (FNP) constituye un importante accidente a escala cortical y ha sido considerada el límite actual entre las placas Europea e Ibérica. Los modelos de evolución de la cadena coinciden en interpretarla como la falla transformante que separaba ambas placas y acomodó el desplazamiento hacia el este de Iberia respecto de Europa durante la apertura del Golfo de Vizcaya. El espesor de las placas era originalmente diferente y la convergencia posterior incrementó la diferencia, de acuerdo con los datos sísmicos que registran una mayor profundidad de la Moho bajo Iberia. La deformación alpina afectó primero a la Placa Europea y finalizó más tarde en la Placa Ibérica. La Zona Norpirenaica experimentó un acortamiento casi continuo desde el Cretácico superior hasta el Eoceno superior (Déramond et al., 1993). En la Zona Surpirenaica la deformación se manifiesta desde el Cretácico más tardío (Puigdefabregás y Souquet, 1986; Déramond et al., 1993) y progresó hasta el Oligoceno inferior, periodo tras el que se registra aproximadamente un kilómetro de acortamiento (Vergés et al., 1995). El acortamiento deducido para la cadena varía entre al menos 100 km (Roure et al., 1989), 125 km (Vergés et al., 1995) y 147 km (Muñoz, 1992). Sin embargo, Soler et al. (1998)

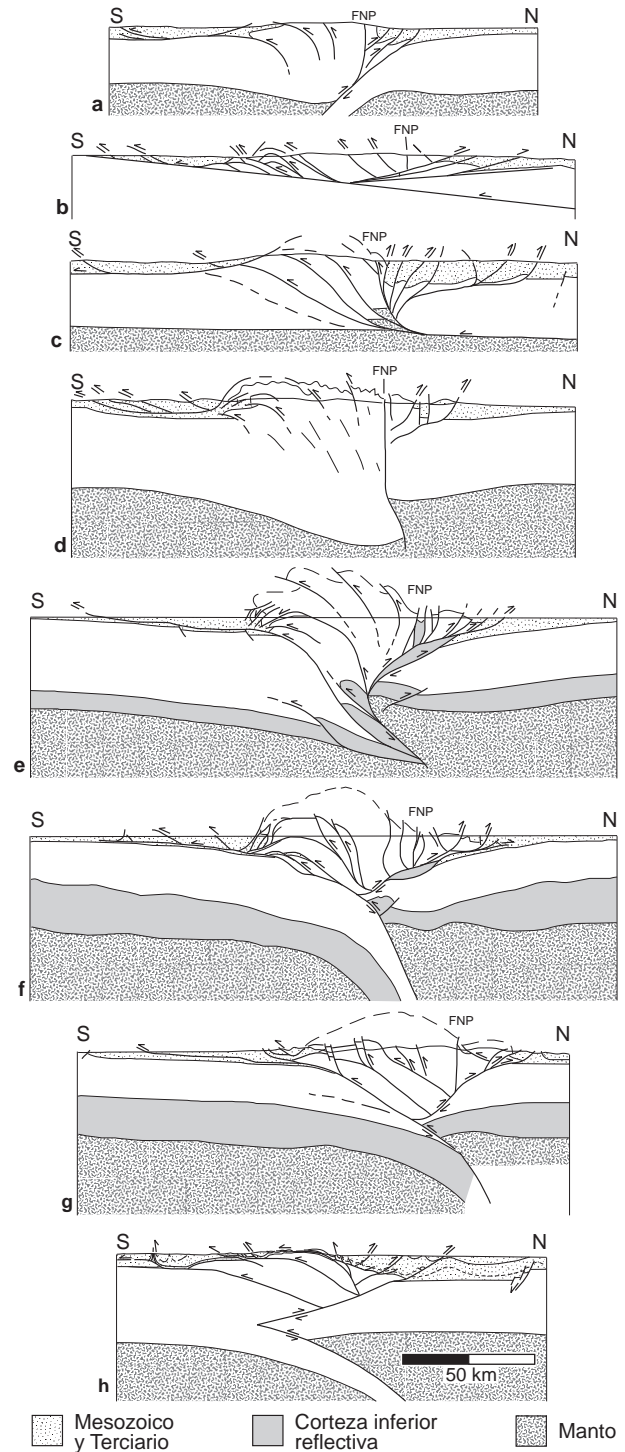


Figura 117. Modelos propuestos de la estructura de la corteza de los Pirineos: a) Boillot y Capdevila (1977). b) Williams y Fischer (1984). c) Déramond et al. (1985). d) Seguret y Daignières (1986). e) Roure et al. (1989). f) Muñoz (1992). g) Vergés et al. (1995). h) Teixell (1998). Los modelos e, f y g están basados en el perfil ECORS-Pirineos (Fig. 118) y el modelo h en el perfil ECORS-Arzacq.

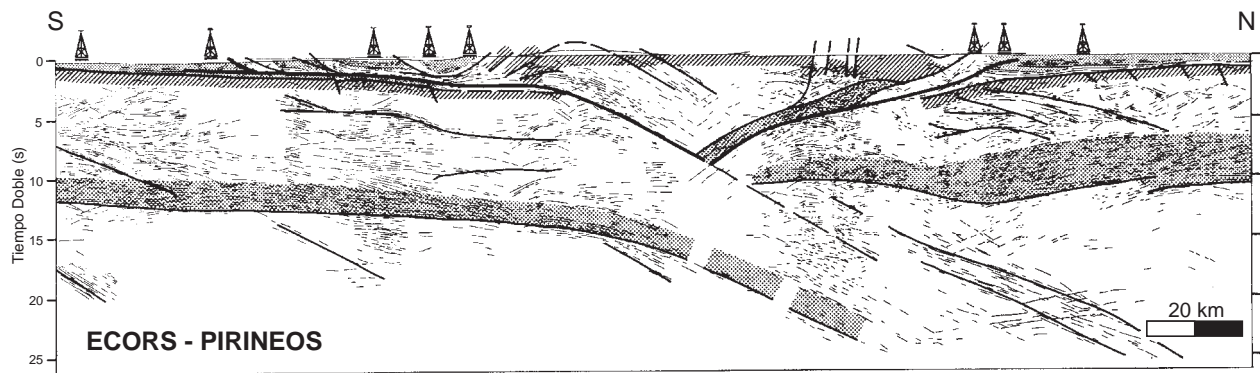


Figura 118. Perfil de sísmica de reflexión ECORS-Pirineos a través de los Pirineos. Sección sin migrar tomada de Bois et al. (1990).

apuntan que el desplazamiento de algunos de los cabalgamientos, como el de Gavarnie, está sobrestimado en una magnitud del orden de 1 a 3 decenas de km, por lo que el acortamiento total de la cadena sería menor.

A lo largo del tiempo se han sucedido diversas hipótesis sobre la estructura profunda del orógeno, inicialmente basadas en la geología superficial, que se han modificado a medida que la disposición de datos geofísicos era mayor (Fig. 117). Los primeros modelos son anteriores a los datos sísmicos o no los consideraron, por lo que no satisfacen plenamente los datos geofísicos. El modelo de Boillot y Capdevila (1977) extrapola hacia el este el modelo de subducción hacia el S de corteza del margen noribérico bajo la Placa Ibérica y propone que la deformación de los Pirineos resulta de la subducción parcial hacia el sur de Europa bajo Iberia (Fig. 117a). Williams y Fischer (1984) propusieron un modelo de deformación epitelial (*thin-skinned*) en el que la estructura superficial se explica por un cabalgamiento hacia el sur de Europa sobre Iberia a lo largo de una superficie inclinada 6° hacia el N (Fig. 117b). El acortamiento estimado del modelo es 106 km y los cabalgamientos vergentes al N se interpretan como retrocabalgamientos del cabalgamiento basal. El modelo de Déramond et al. (1985) sitúa las raíces de los cabalgamientos a mayor profundidad, atravesando la corteza hasta desplazar la Moho (Fig. 117c).

La adquisición de varios perfiles de refracción en abanico, paralelos y perpendiculares a la cadena montañosa, y especialmente los perfiles de inci-

dencia vertical ECORS-Pirineos y ECORS-Arzacq establecieron los parámetros corticales que sirvieron de base para las posteriores interpretaciones estructurales. Los datos de refracción pusieron en evidencia la existencia de un abrupto salto de 10-15 km de la Moho en la vertical de la FNP en una distancia menor de 10 km (Hirn et al., 1980; Gallart et al., 1981; Daignières et al., 1982). Con estos datos, Seguret y Daignières (1986) construyeron un modelo en el que la deformación es esencialmente vertical y afecta a toda la corteza (Fig. 117d). Las interpretaciones del perfil ECORS-Pirineos reflejaron una estructura cortical muy similar en la que no se podía soportar la hipótesis de la subducción hacia el N de la Placa Ibérica bajo la Placa Europea (Fig. 118) (Boillot y Malod, 1988; ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune y ECORS Team, 1989; Roure et al., 1989; Bois et al., 1990). La Moho profundiza hacia el N desde 30-35 km bajo la Cuenca del Ebro (antepaís ibérico) hasta 50 km bajo la Zona Axial (65 km para otros autores) para volver a recuperar la profundidad de 33 km bajo la Cuenca de Aquitania (antepaís europeo). En este perfil se registra una conspicua corteza inferior reflectiva paralela a la base de la corteza. La estructura profunda de la cadena es similar en el oeste, en el perfil ECORS-Arzacq (Daignières et al., 1994), aunque disminuye la magnitud del salto de la corteza. Finalmente, bajo los macizos paleozoicos vascos del extremo occidental de la cadena no se registran variaciones significativas en la profundidad de la Moho (Daignières et al., 1982). En los modelos construidos con los datos del perfil

ECORS-Pirineos se plasma el contraste de potencias de las cortezas y una indentación hacia el sur de la corteza Europea en la corteza Ibérica. En el modelo de Roure et al. (1989) los cabalgamientos convergen en una fractura casi vertical que atraviesa toda la corteza y actúa como límite de placa (Fig. 117e). Las secciones balanceadas más recientes de Muñoz (1992) y Vergés et al. (1995) (Figs. 117f y g) presentan estructuras muy similares y favorecen una interpretación donde la corteza superior está despegada formando un apilamiento tectónico y la corteza media-inferior se hundien en el manto hacia el N formando una raíz cortical debido a la indentación hacia el S de la corteza europea. Ambas secciones ponen en evidencia problemas de balanceo entre la corteza superior e inferior, con un déficit significativo de corteza inferior. Muñoz (1992) propone la subducción y reciclado de corteza inferior en el manto (aproximadamente 110 km) en concordancia con estudios magnetotélúricos que indican la presencia de rocas corticales a una profundidad de aproximadamente 100 km (Pous et al., 1995). La misma estructura cortical se interpreta en el corte geológico basado en el perfil ECORS-Arzacq, situado más al oeste (Fig. 117h). La corteza ibérica subduce hacia el N hasta 90 km de profundidad y la indentación de la corteza europea es de mayor magnitud que en las secciones más orientales (Teixell, 1998). Estos modelos son compatibles con los modelos gravimétricos donde se manifiesta la misma estructura y la raíz cortical alcanza una profundidad entre 50 y 60 km (Torné et al., 1989; Casas et al., 1997).

La interpretación de la estructura de la Falla Norpirenaica ha sufrido modificaciones. En algunos modelos la falla atraviesa toda la corteza y está prácticamente indeformada (Figs. 117 c y d), mientras que en el modelo de Roure et al. (1989) está ligeramente deformada por la indentación de corteza (Fig. 117e). En los modelos más recientes de Muñoz (1992) y Vergés et al. (1995) está cortada y desplazada al N por los cabalgamientos de la Zona Norpirenaica, como apunta el perfil ECORS-Pirineos (Figs. 117f y g).

El margen noribérico: la prolongación del frente de deformación Norpirenaico. Boillot et al. (1973b) y Boillot y Capdevila (1977) pusieron en

evidencia que el margen noribérico era la continuación occidental de la zona norpirenaica. Sin embargo, en su modelo cortical de los Pirineos se proponía una subducción hacia el sur de la Placa Europea, que el perfil ECORS-Pirineos ha demostrado errónea ya que es la Placa Ibérica la que subduce hacia el norte bajo la Europea (Boillot y Malod, 1988; ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune y ECORS Team, 1989; Roure et al., 1989; Bois et al., 1990).

En la transecta estudiada se ha interpretado la estructura de la zona tectonizada al pie del talud que discurre a lo largo de todo el margen noribérico. Montadert et al. (1974) y Derégnaucourt y Boillot (1982) prolongaron esta zona hacia el este como un cabalgamiento, hasta la depresión de Cap Ferret al norte de la Plataforma de las Landas. Además propusieron otro cabalgamiento o zona deformada en el límite de la plataforma continental vasco-cántabra a lo largo del Cañón de Capbretón (ver Figs. 27 y 35b), cabalgamiento que los primeros autores incluso prolongan en las interpretaciones de algunos perfiles sísmicos hasta la plataforma asturiana. Ambos cabalgamientos coinciden con las anomalías gravimétricas negativas observadas en el margen noribérico (Fig. 38).

A la luz de los datos presentados en este trabajo es evidente que la deformación terciaria del margen noribérico se concentra especialmente en el talud continental y la zona tectonizada al pie del mismo. En las Figuras 37d y 37e se observa que hacia el oeste existen dos zonas de deformación: una al N de la Plataforma de las Landas (Cañón de Cap Ferret), en la prolongación de la zona tectonizada, y otra al sur de la citada Plataforma (Cañón de Capbretón). El perfil ECORS Golfo de Vizcaya (Bois et al., 1990; Bois et al. 1991; Bois y Gariel, 1994) pone en evidencia que la Cuenca de Parentis (Plataforma de la Landas) está prácticamente indeformada entre ambas zonas (Fig. 110). La zona de deformación meridional está efectivamente conectada con la Zona Norpirenaica, mientras que la septentrional se puede considerar la prolongación hacia el este de la Zona Norpirenaica, ya que releva a la primera y la deformación se transfiere de una a otra zona, probablemente por una estructura lateral como la propuesta por Derégnaucourt y Boillot (1982) (Fig. 35b). La transferencia de la deforma-

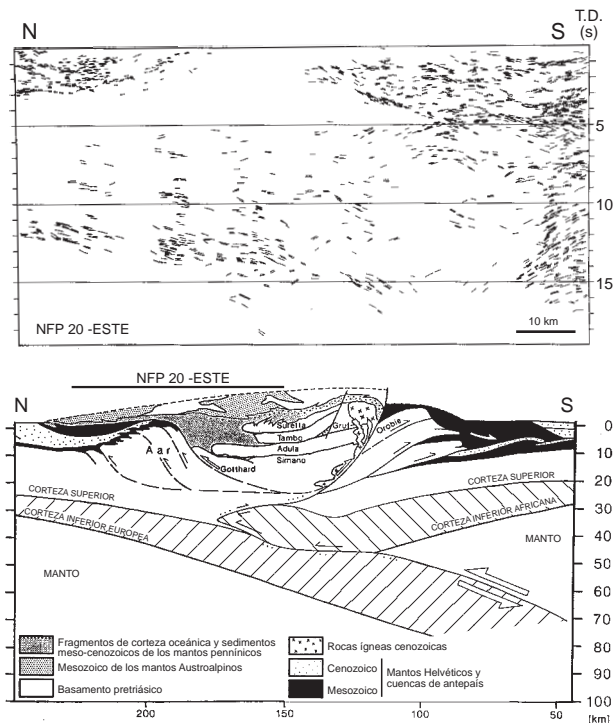


Figura 119. Dibujo de líneas interpretado del perfil de sísmica de reflexión NFP20-ESTE sin migrar (Alpes suizos) y corte geológico de la estructura en el mismo sector. Obsérvese la indentación de la corteza inferior adriática en la europea y la subducción de la última hacia el sur. Tomadas de Pfiffner et al. (1991).

ción de la zona meridional a la septentrional se debe a que la prolongación hacia el O de la primera coincide con la plataforma marginal asturiana, donde la corteza no está suficientemente adelgazada y la deformación progresa más fácilmente por la zona más adelgazada, y por lo tanto más débil, al pie del talud.

Los Alpes

Los Alpes constituyen un orógeno arqueado cuya estructura resulta de una historia de deformación polifásica por la colisión de las placas Europea y Africana tras la subducción y el cierre total del Tethys, el océano que se extendía desde el Mediterráneo occidental hasta los Himalayas. Su estructura está caracterizada por: el desarrollo de una importante raíz cortical, la subducción de corteza continental y la indentación y delaminación de cortezas (Fig. 119); similares a las descritas en la Cordillera Cantábrica (ver p.e. Frei et al., 1989; Mueller, 1990; Pfiffner et al., 1991; Ye et al., 1995). De hecho, su imagen sísmica no difiere mucho de la

descrita en la Cordillera Cantábrica y los Pirineos, aunque se trata de un orógeno con mayor acortamiento y deformación interna.

La dirección principal de emplazamiento de los cabalgamientos del orógeno durante el Paleógeno es hacia la Placa Europea, aunque localmente se encuentran cabalgamientos con vergencia opuesta. Durante la colisión de las placas, posterior al cierre del océano, parte de la litosfera continental subdujo bajo la placa enfrentada. Varios sectores de la cadena parecen tener profundas raíces litosféricas que se hunden hasta 200 km de profundidad. Diversos experimentos geofísicos, entre ellos perfiles de reflexión (ECORS-CROP y NFP-20), han mostrado que es la corteza inferior europea la que subduce hacia el sur bajo la corteza africana hasta más de 60 km de profundidad. Al mismo tiempo, la corteza inferior africana se indenta en la corteza europea delaminándola (Pfiffner et al., 1990, 1991; Heitzmann et al., 1991). El acortamiento de la corteza continental desde el cierre del océano Tethys se estima en al menos 360 km (Escher y Beaumont, 1997).

7.4. Consideraciones finales sobre la estructura de la Cordillera Cantábrica

La vergencia de la subducción

A lo largo de los apartados precedentes hemos visto que al pie del talud se desarrolló una importante estructura de deformación, durante la etapa compresiva terciaria, que está presente a lo largo de todo el margen noribérico desde el vértice oriental del Golfo de Vizcaya hasta los Bancos de Galicia. La cuenca sedimentaria desarrollada inmediatamente al N del talud continental, coincidente con una anomalía gravimétrica negativa dispuesta a lo largo de toda la base del talud (Fig. 38), fue interpretada por Sibuet y Le Pichon (1971) y Le Pichon et al. (1971) como una fosa marginal relictada asociada a una zona de subducción eocena. El margen pasivo cretácico se habría transformado en un margen activo con una subducción hacia el S de entre 40 km (Srivastava et al., 1990) y 120 km (Le Pichon y Sibuet, 1971; Grimaud et al., 1982) de corteza oceánica del Golfo de Vizcaya, debido a la convergencia entre Iberia y Europa. La sub-

ducción explicaría la deformación y levantamiento de las rocas del talud y la plataforma continental cantábricos (Boillot y Capdevila, 1977; Boillot et al., 1979; Grimaud et al., 1982; Malod et al., 1982; Boillot y Malod, 1988) y la asimetría, respecto de los márgenes continentales, de las anomalías magnéticas del fondo del Golfo de Vizcaya (Fig. 35) (Srivastava et al., 1990). La zona de deformación de los sedimentos de la llanura abisal en la base del talud ha sido interpretada por diversos autores como un prisma de acreción (Derégnaucourt y Boillot, 1982; Boillot y Malod, 1988; Álvarez-Marrón et al., 1997a). La extensión de este modelo hacia el E llevó a sugerir los modelos de evolución pirenaica en los que la Placa Europea subducía bajo la Placa Ibérica (Boillot y Capdevila, 1977), anteriores a las interpretaciones basadas en los perfiles ECORS, donde la subducción es en sentido contrario (Boillot y Malod, 1988; ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune y ECORS Team, 1989; Roure et al., 1989; Bois et al., 1990; Daignières et al., 1994).

Sin embargo, esta hipótesis puede ser discutida a la luz de los datos geofísicos presentados a lo largo de este trabajo, al igual que ocurrió en la zona pirenaica. La modelización gravimétrica ha demostrado que la anomalía gravimétrica de la base del talud y su par positivo de la plataforma se pueden explicar por la confluencia de una serie de factores: la potencia de sedimentos acumulados en la base del talud, la somerización del manto asociada al adelgazamiento cortical, el efecto de borde debido al tránsito de aguas someras a profundas y la presencia de rocas de origen profundo cerca de la superficie en el talud. La asimetría de las anomalías magnéticas es un hecho irrefutable, indicativo de que parte de la corteza del Golfo de Vizcaya se ha consumido bajo el margen noribérico. Sin embargo, no hay ninguna evidencia de que exista subducción, si por ello entendemos el hundimiento de corteza o litosfera oceánica en el manto bajo un margen continental. En primer lugar, es poco probable que en la transversal estudiada la corteza del fondo del golfo sea de naturaleza oceánica, ya que de acuerdo con el mapa de anomalías magnéticas éstas se terminan hacia el oeste. Según los estudios de los fondos (Derégnaucourt y Boillot, 1982), se trata de una corteza continental de transición muy

estirada y adelgazada, y por lo tanto menos densa que la corteza oceánica. Incluso en el supuesto de que se tratara de corteza oceánica, como ocurre al oeste de la transecta, ésta debía ser joven antes de la subducción (aprox. 60 Ma) y por lo tanto caliente y con alta flotabilidad (Fernández-Viejo, 1997). En ambos casos la corteza encontraría grandes dificultades mecánicas para hundirse bajo la corteza continental y su ángulo de subducción debería ser muy bajo y el empuje vertical de la lámina que subduce prácticamente nulo (Elston et al., 1984). No se puede obviar que en ninguno de los modelos ni interpretaciones geofísicas (gravimetría y sísmica) del margen se incluye lámina alguna de corteza subducida en el manto (Pulgar et al., 1996; Fernández Viejo, 1997; Álvarez-Marrón et al., 1997a; Gallart et al., 1997 y Fernández Viejo et al., 1998), ni hay evidencias de magmatismo o vulcanismo resultante de la fusión parcial de una hipotética lámina que se hunde en el mismo. Únicamente Ayarza (1995) propuso la subducción de una lámina de corteza oceánica con una inclinación mayor que la base de la corteza continental para explicar unos reflectores fuertemente inclinados hacia el centro del perfil ESCIN-3.3, entre 12 y 16 s (ver Fig. 113). Sin embargo, la orientación de dicho perfil no es la adecuada para registrar inclinaciones N-S y en posteriores interpretaciones no se hace referencia a dicha lámina, aunque se interpreta una duplicación cortical subhorizontal a 8 y 12 s de posible edad alpina (Ayarza et al., 1998).

En el modelo propuesto en esta trabajo, la convergencia y compresión terciaria se resuelve en superficie por el acortamiento del margen por los cabalgamientos y pliegues, mientras que en profundidad la corteza inferior del margen se desliza hacia el sur bajo el talud y se indenta en la corteza ibérica a lo largo de un despegue en el techo de la corteza inferior en el que confluyen los cabalgamientos del margen. La alta flotabilidad de la corteza del margen hace más viable el deslizamiento a favor de un despegue que su hundimiento. Por lo tanto, a la zona deformada al pie del talud es más apropiado denominarla "zona tectonizada". La existencia del despegue, también explica el contraste entre la corteza inferior plana y la corteza superior, que se deforma solidariamente con la cuenca sedimentaria por encima del mismo. Como resultado de la in-

dentación de la corteza del margen, la corteza inferior y media ibérica subdujo con una vergencia hacia el N, al igual que ocurre en los Pirineos. Este modelo es compatible con la duplicación de cortezas descritas en el perfil ESCIN-3.3 (Ayarza et al., 1998), con la duplicación de la Moho bajo la costa observada en los experimentos de reflexión de gran ángulo (Gallart et al., 1997) y con todos los modelos gravimétricos realizados en el margen.

El desarrollo de la raíz cortical, implicaciones reológicas del modelo y comparación con modelos numéricos de deformación cortical

Es evidente que la estructura profunda de la corteza y manto litosférico de la Cordillera Cantábrica y de los Pirineos tienen muchos rasgos en común. El evento alpino de deformación de la Cordillera Cantábrica y la construcción de los Pirineos, no sólo se producen dentro del mismo episodio de convergencia de las placas Ibérica y Africana, sino que la estructura cortical en ambas secciones, en especial el desarrollo de una importante raíz cortical asimétrica, resultan del mismo proceso: la subducción hacia el norte de la corteza inferior Ibérica por la indentación hacia el sur de la corteza inferior enfrentada. Sin embargo, el modelo del margen es único, ya que las raíces corticales son típicas de los orógenos de colisión entre dos continentes (p.e. Pirineos), mientras que en la Cordillera Cantábrica no se alcanzó el estadio de colisión continental. La respuesta que cabe esperar de un margen pasivo ante un cambio en el régimen tectónico y el desarrollo de un campo de esfuerzos compresivos es su dislocación por la zona más débil, la zona de transición entre la corteza continental y la oceánica, y la subducción de la corteza oceánica bajo la continental. Resulta difícil justificar la nucleación y desarrollo de una raíz cortical por subducción de corteza continental en el interior de un margen continental pasivo, con una vergencia opuesta a la subducción oceánica que cabe esperar. La nucleación y desarrollo de la raíz bajo la Cordillera Cantábrica está íntima e ineludiblemente ligada a la evolución de la raíz cortical de los Pirineos. La transferencia lateral hacia el oeste de los esfuerzos verticales que forzaron la subducción de la corteza Ibérica bajo los Pirineos, favorecería la fracturación y subducción de la corteza Ibérica hacia el N bajo la Cordi-

llera Cantábrica, creando el hueco necesario para compensar el acortamiento del margen. Los primeros resultados de la modelización de la corteza bajo la Cuenca Vasco-Cantábrica por sísmica de refracción, favorecen esta interpretación, ya que existe continuidad entre las raíces corticales de la Cordillera Cantábrica y Pirineos bajo la citada cuenca (Pulgar et al., 1998).

La zona ocupada por la raíz bajo la Cordillera Cantábrica coincide con la zona de desarrollo de la cuenca Mesozoica en el bloque continental ibérico, por lo que cabe pensar que el desarrollo de la raíz fue más fácil en aquellas zonas donde la corteza estaba previamente más adelgazada. Además, las estructuras extensionales previas controlaron decisivamente el desarrollo de los despegues intracorticales, como el despegue en el techo de la corteza inferior, que compensaron el acortamiento.

Los planos a favor de los que se producen: la delaminación de la corteza ibérica, el despegue entre la corteza media e inferior del margen y la superficie en la que convergen en profundidad los cabalgamientos alpinos de la corteza superior, se encuentran entre 14 y 15 km de profundidad. A esta profundidad se encuentra el límite frágil-dúctil, bajo el cual la corteza pierde rigidez con el inicio de la fluencia lenta (*creep*) (Byerlee, 1978; en Meissner, 1989). Sin embargo, en nuestro modelo la corteza inferior parece tener un comportamiento más rígido que la corteza superior y mantiene un espesor casi constante. La corteza inferior puede comportarse como poco resistente a la deformación en condiciones de gradiente geotérmico alto (p.e. procesos de extensión tardí o post-orogénico). Sin embargo, durante la Orogenia Alpina esta corteza inferior parece haberse deslizado bajo la corteza superior sin una deformación interna apreciable, debido a la alta resistencia a la deformación que cabría esperar bajo condiciones de gradiente geotérmico bajo (Ord y Hobbs, 1989; Schmid et al., 1996).

En los últimos años se han popularizado los modelos de cuña orogénica, similares a la descrita en este trabajo, para describir la estructura de los cinturones orogénicos (Davis et al., 1983; Platt, 1986; Willet et al., 1993; Beaumont et al., 1994 y 1996a y b; Ellis, 1996). También se han construido modelos numéricos de elementos finitos en condiciones de deformación plana, que van más allá de explicar la

estructura cortical y litosférica, y buscan explicar las fábricas sísmicas a escala cortical de los orógenos (Quinlan et al., 1993; Beaumont y Quinlan, 1994; Beaumont et al., 1996 a y b; Oncken, 1998). Estos trabajos proponen distintas relaciones entre la magnitud y orientación de la deformación orogénica y las fábricas sísmicas a escala cortical obtenidas en los numerosos cinturones orogénicos estudiados. La mayoría de los modelos numéricos adolecen de defectos como: considerar la cuña orogénica como un material isótropo o como máximo con dos niveles de competencia y obviar el papel jugado por la estructura cortical previa. De cualquier manera, la transecta cortical descrita presenta una gran similitud con algunos de los modelos numéricos de deformación cortical propuestos por Beaumont et al. (1994). En estos modelos, el motor de la deformación es el deslizamiento bajo la corteza del manto litosférico, junto con la actuación de dos zonas de cizalla asimétricas donde se concentra la deformación (*proshear* y *retroshear*) que se unen en un punto S de discontinuidad. En la Figura 120 se puede observar el gran parecido del modelo 5 de Beaumont et al. (1994) con la transecta del margen noribérico. La zona *proshear* correspondería al frente meridional de la Cordillera Cantábrica y la zona *retroshear* se podría comparar a la zona de deformación del talud continental cantábrico, estando la zona entre ambas levantada y ligeramente deformada.

8. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha estudiado la estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico a lo largo de una transecta N-S en torno al meridiano 5°O. Para ello se integraron todos los datos geológicos y geofísicos disponibles, especialmente los perfiles de sísmica de reflexión vertical ESCIN-2 (terrestre) y ESCIN-4 (marino). A continuación se presenta un resumen de las principales conclusiones obtenidas en este trabajo, diferenciando tres sectores de S a N: la Cuenca del Duero, la Cordillera Cantábrica y el margen continental noribérico:

1) La estructura de la corteza de la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico es el resultado de la superposición de la deformación alpina, debido al cierre parcial del Golfo de Vizcaya durante el Ter-

ciario, sobre la estructura cortical consolidada tras la Orogénesis Varisca.

2) El orógeno tiene una estructura, en dirección N-S, de cuña orogénica con doble vergencia. Las estructuras alpinas adoptan una disposición en abanico con vergencias opuestas en los extremos del orógeno: cabalgamientos vergentes al S en el frente meridional de la Cordillera Cantábrica, un imbricado de láminas de corteza vergentes al N en la zona del talud continental y estructuras subverticales en el sector intermedio. En ambos extremos del prisma orogénico se desarrollan dos cuencas de antepaís terciarias, al S la Cuenca del Duero y al N las cuencas de la plataforma noribérica y del Golfo de Vizcaya.

3) Bajo la Cuenca de Duero la corteza es horizontal y está estructurada sísmicamente en tres niveles, corteza superior (hasta 13 km), media (hasta 24 km) e inferior (hasta 30-32 km), al igual que la mayoría de las cortezas variscas europeas.

4) En la Cordillera Cantábrica, hay un importante engrosamiento cortical alpino (raíz cortical), desarrollado por la indentación hacia el S, entre la corteza superior y media ibérica, de la corteza inferior del margen cantábrico. La indentación forzó la subducción hacia el N de la corteza media-inferior ibérica, que alcanza una profundidad máxima cercana a 55 km en la vertical de la línea de costa, duplicando la corteza bajo una Moho más somera (Moho del margen a 30 km de profundidad).

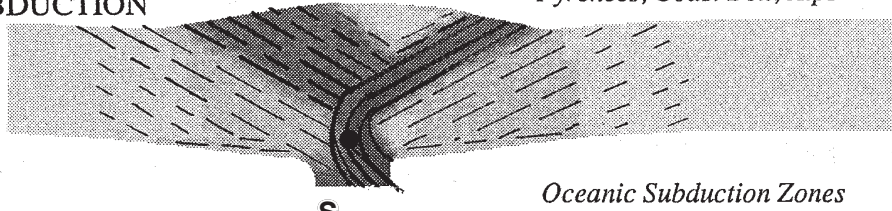
5) El engrosamiento alpino del orógeno se manifiesta en superficie por el levantamiento y deformación de la Cordillera Cantábrica durante el Terciario, debido al emplazamiento de una serie de cabalgamientos vergentes al S, simultáneamente a la indentación de cortezas. Los cabalgamientos buzan en torno a 36° al N, atraviesan la corteza superior y convergen en un despegue general en el límite corteza superior-media a 14-15 km de profundidad. El cabalgamiento principal, que ocupa el frente sur de la cordillera, tiene un desplazamiento máximo cerca de la superficie de 8,5 km de un total estimado por otros autores en 22 km.

6) La corteza del margen noribérico se adelgaza hacia el N entre la línea de costa (Moho a 30 km) y la llanura abisal del Golfo de Vizcaya (Moho a 15 km).

7) En la plataforma noribérica se han reconocido estructuras extensionales mesozoicas, como fallas que

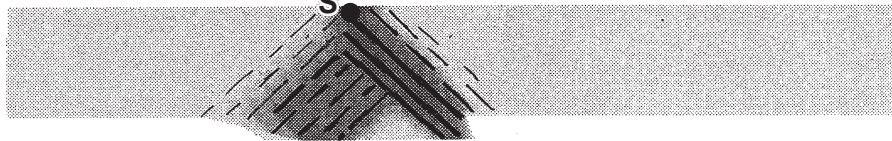
CRUSTAL SUBDUCTION

M5 1-layer
strong base
1/3 crust sub.



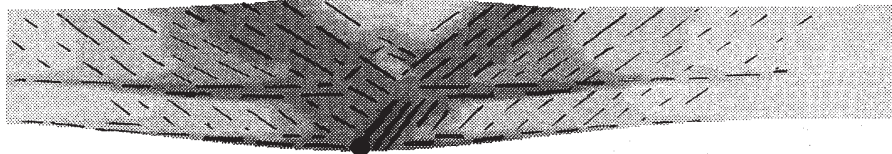
Pyrenees, Coast Belt, Alps

M10 1-layer
weak base
entire crust sub.



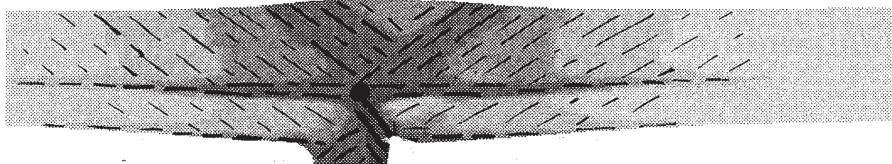
INTRACRUSTAL DETACHMENT

M8 2-layer
mantle sub.



Monashee Complex

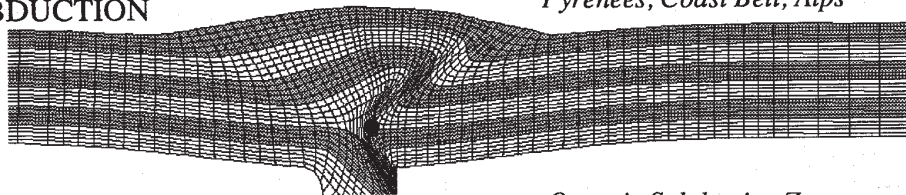
M9 2-layer
1/3 crust sub.



a

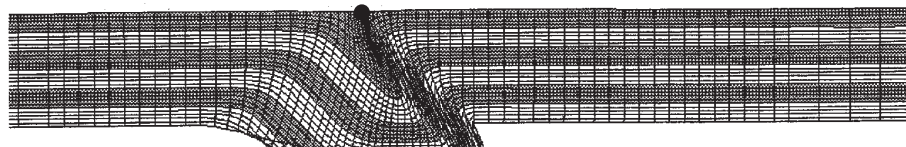
CRUSTAL SUBDUCTION

M5 1-layer
strong base
1/3 crust sub.



Pyrenees, Coast Belt, Alps

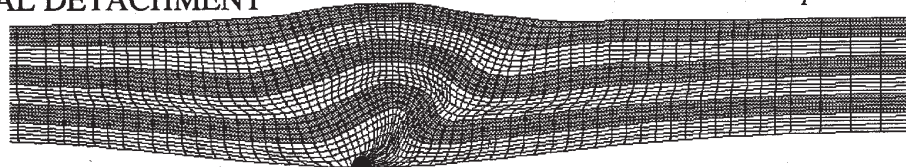
M10 1-layer
weak base
entire crust sub.



Oceanic Subduction Zones

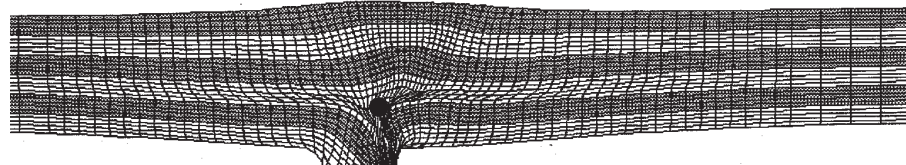
INTRACRUSTAL DETACHMENT

M8 2-layer
mantle sub.



Monashee Complex

M9 2-layer
1/3 crust sub.



b

Figura 120. Modelos de deformación cortical (elementos finitos en condiciones de deformación plana), que corresponden a la convergencia entre dos mantos litosféricos rígidos, uno de los cuales despega en el punto S y es subducido bajo el otro (Según Beaumont et al., 1994). a) Campos de velocidades (líneas cortas) y velocidad de deformación (sombreado) a los 2 Ma, para una relación convergencia/espesor inicial de 1,3. b) Resultados de una compresión cortical como la anterior, ilustrada mediante una malla lagrangiana y unos marcadores pasivos, para visualizar la deformación.

dividen la cuenca sedimentaria mesozoica en subcuencas asimétricas que generalmente se adelgazan hacia el N, y estructuras de compresión terciarias, como pliegues y cabalgamientos, junto con la inversión tectónica de fallas normales mesozoicas.

8) La estructura de compresión más importante del margen es un imbricado de láminas de corteza vergente al N, que se desarrolló en el talud noribérico y en la llanura abisal, hasta 50 km al N del talud (zona tectonizada). Los cabalgamientos del imbricado convergen en un despegue intracortical entre las cortezas media e inferior y son responsables del acortamiento y aumento de pendiente del talud (17° frente a los 5° del talud del margen conjugado armoricano) y del levantamiento de la plataforma actual, que constituía el talud del primitivo margen pasivo del final del Cretácico.

9) Los cabalgamientos de la zona tectonizada siguen una secuencia de emplazamiento hacia delante (*forward*), deducida de la geometría de las tres secuencias de sedimentos interpretadas en la llanura abisal: pretectónica (Cretácico superior?-Eoceno medio), sintectónica (Eoceno superior-Mioceno inferior) y postectónica (Mioceno superior-Cuaternario).

10) La corteza inferior del margen cantábrico es sísmicamente continua y se deslizó hacia el S, hasta indentarse en la corteza ibérica, a lo largo del despegue intracortical entre la corteza media-inferior. El despegue se interpreta como el rejuego terciario de una zona de cizalla dúctil extensional, heredada de los procesos extensionales mesozoicos. No existe por lo tanto subducción hacia el S de corteza del Golfo de Vizcaya, si por ello entendemos el hundimiento en el manto de porciones de corteza, ya que es la corteza ibérica la que subduce hacia el N, según un modelo cortical similar al de los Pirineos.

11) El acortamiento terciario N-S total, deducido tras la restauración parcial de la transecta, es de unos 96 km. De los 74 km que restan tras descontar el acortamiento del borde sur de la cordillera, la mayor parte se concentra en el imbricado de láminas de corteza del talud noribérico y una parte menor se resuelve en la Cordillera y margen cantábricos por deformación interna del basamento, mediante la formación de estructuras como fallas y pliegues nuevos, o por el rejuego de estructuras anteriores: rejuego de cabalgamientos y reapreta-

miento de pliegues variscos e inversión tectónica de las fallas extensionales

12) Como resultado de la restauración del corte se ha estimado que hay un déficit de corteza inferior de aproximadamente 50 km, que se ha interpretado como una lámina que se pudo romper y hundir en el manto.

13) La deformación de orógeno comenzó en el Eoceno superior con el levantamiento, emersión y desarrollo de las primeras estructuras de compresión en el sector cercano a la actual línea de costa (Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís y Surco de Peñas), inducido por el inicio del deslizamiento e indentación hacia el S de la corteza del margen. La mayor parte de la deformación se concentra en el periodo entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, cuando la deformación en la cuña orogénica migra hacia sus extremos N y S.

14) La interpretación de tres secuencias sedimentarias dentro de la serie terciaria de la plataforma ha permitido determinar que las primeras estructuras compresivas en esta zona se forman en el Eoceno superior, en el sector más cercano a la actual línea de costa. Durante el Oligoceno a Mioceno inferior el desarrollo de estructuras de compresión se extiende al resto de la plataforma. Los depósitos acumulados desde el Mioceno superior fosilizan a todas las estructuras descritas.

15) Los efectos de la deformación alpina también son evidentes en la sección E-O del orógeno. Hacia el O se preserva la estructura cortical varisca, similar a la descrita bajo la Cuenca del Duero, y hacia el E se observa la raíz cortical alpina.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye la versión íntegra de la Tesis Doctoral realizada por el autor, bajo la dirección de los Doctores Javier Álvarez Pulgar (Departamento de Geología, Universidad de Oviedo) y Josep Gallart Muset (Instituto de Ciencias de La Tierra “Jaume Almera”, CSIC, Barcelona). Quiero agradecer a la Fundación J. García-Siñeriz (Madrid) la concesión del “Premio a la mejor Tesis Doctoral en Geofísica pura o aplicada realizada en Universidades españolas o iberoamericanas” en su VII convocatoria (año 2000). La Tesis Doctoral fue

defendida el día 14 de julio de 2000 ante el tribunal compuesto por los Doctores: Alberto Marcos Vallare (Universidad de Oviedo), Juan Luis Alonso Alonso (Universidad de Oviedo), Gilbert Boillot (Universidad Pierre et Marie Curie, París), M.^a del Carmen Comas Minondo (Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC, Granada) y Montserrat Torné Escasany (Instituto Jaume Almera, Barcelona). Aprovecho para mostrar mi agradecimiento a todas las personas que desde el punto de vista científico o personal han colaborado para que este tra-

bajo llegara a su fin, en especial a mi familia y a Paloma, por su apoyo incondicional. La Tesis Doctoral fue financiada por una beca de la CICYT y otra del Plan de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia, ambas asignadas al proyecto CICYT GEO90-660. El trabajo también fue financiado en parte por los proyectos CICYT GEO91-1086-C02, DIGICYT PB92-1013 y CICYT AMB98-1012-C02-02. Los perfiles sísmicos comerciales fueron cedidos por REPSOL EXPLORACIÓN.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, M. R., Ramírez del Pozo, J. y Riba, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geol.*, XXVII (6): 497-512.
- Allen, P. A., Homewood, P. y Williams, G. D. (1986): Foreland basins: an introduction. En: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.). Inter. Assoc. Sediment., Spec. Pub., 8: 3-12.
- Aller, J. (1984): Una hipótesis sobre la estructura geológica profunda causante de la anomalía magnética regional de una parte del área del manto de Mondoñedo. *Brev. Geol. Asturica*, 28: 4-12.
- Aller, J. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Tesis Doctoral. Serv. Pub. Principado de Asturias, Oviedo, 180 pp.
- Aller, J. (1993): *Informe de la Campaña Gravimétrica, perfil escicantábrica-1*. Informe interno, Dpto Geología, Univ. Oviedo, 14 pp.
- Aller, J. (1994): A 2 1/2 D interpretation of the Cantabrian zone magnetic anomaly using geological and geophysical constraints: structural implications. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (3-4): 327-335.
- Aller, J. y GALLASTEGUI, J. (1995): Analysis of kilometer-scale superposed folding in the Central Coal basin (Cantabrian zone, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 17, (7): 961-969.
- Aller, J. y ZEYEN, H. J. (1994): Interpretación en 2 1/2 D de la anomalía magnética del País Vasco: implicaciones geodinámicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 151-162.
- Aller, J., Zeyen, H.J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A. y Parés, J.M. (1994): A 2.5 D interpretation of the eastern Galicia magnetic anomaly (northwest Spain): geodynamical implications. *Tectonophysics*, 237: 201-213.
- Alonso, J. L. (1987): Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 9: 969-983.
- Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (1995): La estructura de la Zona Cantábrica. En: *Geología de Asturias* (C. Aramburu y F. Bastida, Eds.). Ediciones Trea, S.L., Gijón: 103-112.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A. y García-Ramos, J. C. (1994): Las discordancias sintectónicas del borde norte de la Cuenca del Duero: el papel de las variaciones laterales en la estructura. En: *Comun. 2º Congr. Grupo Español del Terciario* (A. Muñoz, A. González y A. Pérez, Eds.), Univ. Zaragoza, Jaca (Huesca): 19-22.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge Univ. Press: 214-227.
- Alonso, J.L., Aller, J., Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1991): Memoria explicativa de la Hoja nº 2 (Avilés) del Mapa Geológico de España a escala 1: 200.000. Primera Edición, *ITGE, Madrid*, 103 pp.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J., RUBIO, E. y Torné, M. (1997a): Subduction-related structures in the North Iberian Margin. *Jour. Geophys. Res.*, 102: 22497-22511.
- Álvarez-Marrón, J., Pulgar, J. A., Dañobeitia, J. J., Pérez-Estaún, A. y Gallastegui, J. (1997c): Results from the ESCI-N4 marine deep seismic profile in the northern Iberian Margin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 1995: 355-364.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobeitia, J. J., Pulgar, J. A., Martínez Catalán, J. R., Marcos, A., Bastida, F., Aller, J., Ayarza Arribas, P., Gallart, J., González-Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M.C. y Córdoba, D. (1997b): Results from the ESCI-N3.1 and ESCI-N3.2 marine deep seismic profiles in the northwestern Galicia Margin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 1995: 331-340.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobeitia, J. J., Pulgar, J. A., Martínez Catalán, J. R., Marcos, A., Bastida, F., Ayarza Arribas, P., Aller, J., Gallart, J., González-Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M. C. y Córdoba, D. (1996): Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264: 153-174.
- Amiot, M., Floquet, M., Mathey, B., Pascal, A., Rat, P. y Salomon, J. (1982): Evolution de la marge Cantabrique et

- de son arriere-pays Iberique au Cretace. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 37-63.
- Aramburu, C. y Bastida, F. (Eds.) (1995): *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, S.L., Gijón, 308 pp.
- Arenas, R., Gil-Ibarguchi, J. L., González-Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J. R., Ortega-Gironés, E., Pablo-Maciá, J. G. y Peinado, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complex with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, II: 87-110.
- Ardizzone, J., Mezcua, J. y Socías, Y. (1989): *Mapa aeromagnético de España peninsular*. Inst. Geogr. Nacional, Madrid.
- Auffret, G.A., Pastouret, L., Cassat, G., De Charpal, O., Cravatte, J. y Guennoc, P. (1979): Dredged rocks from the armorican and celtic margins. *Init. Reports of the DSDP Project 48, Washington (US Government Printing Office)*: 995-1013.
- Avedik, F., Camus, A. L., Ginsburg, A., Montadert, L., Roberts, D. G. y Whitmarsh, R. B. (1982): A seismic refraction and reflexion study of the continent-ocean transition beneath the north Biscay margin. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London.*, A 305: 5-25.
- Ayarza, P. (1995): *Procesado, interpretación y modelado del perfil de reflexión profunda ESCIN-3.3. (Zonas Asturoccidental-Leonesa y Centro Ibérica)*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Salamanca, 354 pp.
- Ayarza, P., Martínez Catalán, J. R., Gallart, J., Pulgar, J. A. y Dañobeitia, J. J. (1998): Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte 3.3: A seismic image of the Variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif. *Tectonics*, 18 (2): 171-186.
- Bacon, M., Gray, F. y Matthews, T. (1969): Crustal structure studies in the Bay of Biscay. *Earth Planet. Sci. Letters*, 6: 101-105.
- Banda, E., Suriñach, E., Aparicio, A., Sierra, J. y Ruiz de la Parte, E. (1981): Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain). *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 67: 779-789.
- Barbier, F., Duvergé, J. y Le Pichon, X. (1986): Structure profonde de la marge nord-Gascogne. Implications sur le mecanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 10, 1: 105-121.
- Barton, P. J. (1986): The relationship between velocity and density in the continental crust - a useful constraint?. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 87: 195-208.
- Bayer, R., Carozzo, M. T., Lanza, R., Miletto, M. y Rey, D. (1989): Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. *Tectonophysics*, 162: 203-218.
- Beaumont, C. y Quinlan, G. (1994): A geodynamic framework for interpreting crustal scale seismic reflectivity patterns on compressional orogens. *Geophys. Jour. Int.*, 116: 754-783.
- Beaumont, C., Fullsack, P. y Hamilton, J. (1994): Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere. *Tectonophysics*, 232: 119-132.
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J. y Fullsack, P. (1996): Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24: 675-678.
- Beaumont, C., Kamp, P. J. J., Hamilton, J. y Fullsack, P. (1996): The continental collision zone, South Island, New Zealand: Comparison of geodynamical models and observations. *Jour. Geophys. Res.*, 101: 3333-3359.
- Birch, F. (1961): The velocity of the compressional waves in rocks to 10 kilobars. *Jour. Geophys. Res.*, 66: 2199-2224.
- Boillot, G. (1984a): Le Golfe de Gascogne et les Pyrénées. En: *Les Marges actuelles et fossiles autour de la France* (G. Boillot, Ed.). Masson, Paris: 5-81.
- Boillot, G. (1984b): Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. *Geol. Mag.*, 35: 407-412.
- Boillot, G. y Capdevila, R. (1977): The Pyrenees: subduction and collision?. *Earth Planet. Sci. Letters*, 121 (5): 151-160.
- Boillot, G. y Malod, J. (1988): The north and north-west spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 295-316.
- Boillot, G., Dupeuble, P. A. y Malod, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Mar. Geol.*, 32: 53-70.
- Boillot, G., Dupeuble P. A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M. y Lepretre, J.P. (1973a): Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 15, 3-4: 367-391.
- Boillot, G., Dupeuble P.A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M. y Lepretre, J.P. (1973b): La zone nord-pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, série D: 2629-2632.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A., LAMBOY, M., D'OZOUVILLE, L. y SIBUET, J. C.: (1971): Structure et histoire géologique de la marge continentale au N de l'Espagne. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon et M. Montadert, Eds.). Technip, Paris: V.6.1-V.6.52.
- Bois, C. y ECORS Scientific Parties. (1991): Post-orogenic evolution of the european crust studied from ECORS deep seismic profiles. En: *Continental lithosphere: Deep seismic reflections* (R. Meissner, L. Brown, H.J. Dürbaum, W. Franke, K. Fuchs y F. Seifert, Eds.). Amer. Geophys. Un., Geodynamics Series, 22: 59-68.
- Bois, C. y Gariel, O. (1994): Deep seismic investigation in the Parentis Basin (Southwestern France). En: *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (A. Mascle, Ed.). Eurp. Assoc. Petrol. Geol., Spec. Pub. 4, Springer-Verlag: 173-186.
- Bois, C., Gariel, O. y Pinet, B. (1990): ECORS deep seismic surveys across Paleozoic and Mesozoic basins in France and adjacent areas: a review. En: *The potential of deep*

- seismic profiling for hydrocarbon exploration* (B. Pinet y C. Bois, Eds.). Technip, París: 381-401.
- Bott, M. H. P. (1992): Passive margins and their subsidence. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 149, 5: 805-812.
- Bullard, E. C., Everett, J. E. y Smith, A. G. (1965): The fit of the continents around the Atlantic. En: *Symposium on continental drift* (P.M.S. Blackett, E.C. Bullard y S.K. Runcorn, Eds.). Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London, A-258: 41-45.
- Byerlee, J. (1978): Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- Cabal, J. (1993): *Régimen térmico en el Noroeste de la Península Ibérica y sus márgenes continentales: flujo de calor, producción radiogénica de calor y estructura térmica de la litosfera*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Oviedo, 187 pp.
- Capdevila, R. y Vidal, P. (1975): Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et charnockites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). *3 Reun. Ann. Soc. de la Terre, Montpellier*, p. 89.
- Capdevila, R., Lamboy, M. y Leprêtre, J. P. (1974): Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-espagnole. *C. R. Acad. Sci. París*, 278, série D: 17-20.
- Capdevila, R., Boillot, G., Lepvrier, C., Malod, J. A. y Mascle, G. (1980): Les formations cristallines du Banc Le Danois (marge nord-iberique). *C. R. Acad. Sci. París*, 291, série D: 317-320.
- Carballeira, J. (1969): El Cretácico del SE de Cervera de Pisuerga. *Brev. Geol. Asturica*, 4: 41-45.
- Carey, W. S. (1958): The orocline concept in geotectonic. *Pap. Proc. Roy. Soc. Tasmania*, 89: 255-288.
- Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. y Adam, C. R. (1997): Gravity anomaly map of the Pyrenean region and comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth Planet. Sci. Letters*, 150: 65-78.
- Colmenero, J. R., García-Ramos, J. C., Manjón, M. y Vargas Alonso, I. (1982a): Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N de la Cuenca del Duero entre los valles del Torío y Pisuerga (León-Palencia). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6: 171-181.
- Colmenero, J. R., Vargas Alonso, I., García-Ramos, J. C., Manjón Rubio, M., Gutiérrez Elorza, M., Molina, E., Crespo Zamorano, A. y Matas González, J. (1982b): Memoria explicativa de la Hoja nº 131 (Cistierna) del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000. Segunda Serie MAGNA, Primera Edición. *IGME, Madrid*, 95 pp.
- Cook, F.A. y Varsek, J. L. (1994): Orogen-scale decollements. *Rev. Geophys.*, 32, 1: 37-60.
- Córdoba, D. (1987): *Estudio de la litosfera en el noroeste de la Península Ibérica. Desarrollo de un sistema de digitalización y procesado de señales sísmicas*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Complutense, Madrid, 292 pp.
- Córdoba, D. y Banda, E. (1988): Estructura de los macizos de Cabo Ortegal y Órdenes a partir de datos sísmicos. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza y M.D. Rodríguez Alonso, Eds.). Editorial Rueda, Madrid: 427-437.
- Córdoba, D., Banda, E. y Ansorge, J. (1987): The Hercynian crust in northwest Spain: a seismic survey. *Tectonophysics*, 132: 321-333.
- Córdoba, D., Banda, E. y Ansorge, J. (1988): P-wave velocity-depth distribution in the Hercynian crust of northwest Spain. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 51: 235-248.
- Coward, M.P. (1995): Structural and tectonic setting of the Permo-Triassic basins of NW Europe. En: *Permian and Triassic rifting in NW Europe* (S.A.R. Boldy, Ed.). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 91: 7-39.
- Coward, M.P. y Dietrich, D. (1991): Alpine tectonics - an overview. En: *Alpine tectonics* (M.P. Coward, D. Dietrich y R.G. Park, Eds.). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 45: 1-29.
- Christensen, N.I. (1989): Reflectivity and seismic properties of the deep continental crust. *Jour. Geophys. Res.*, 94: 17793-17804.
- Christensen, N.I. y Szymanski, D.L. (1988): Origin of reflections from the Brevard fault zone. *Jour. Geophys. Res.*, 93: 1087-1102.
- Choukroune, P. (1976): *Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale*. Mem. Soc. Géol. France, 55 (127), 116 pp.
- Choukroune, P. y ECORS Team. (1989): The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8 (1): 23-39.
- Daignières, M., Gallart, J., Banda, J. y Hirn, A. (1982): Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57: 88-110.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M. y ECORS Team. (1994): The Arzacq-Western Pyrenees ECORS deep seismic profile. En: *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (A. Mascle, Ed.). Springer: 199-208.
- Damotte, B., Debyser, J., Montadert, L. y Delteil, J.R. (1969): Nouvelles données structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "Flexotir". *Rev. Inst. Franç. Pétrol.*, t. XXIV (9): 1029-1060.
- Davis, D., Suppe, J. y Dahlen, F.A. (1983): Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geophys. Res.*, 88: 1153-1172.
- Decelles, P.G. y Giles, K.A. (1996): Foreland basin systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- Delgado, M. (1990): *Informe final del sondeo El Campillo-1*. Informe interno REPSOL EXPLORACIÓN.
- Déramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.J. y Spetch, M. (1993): Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). En: *Tectonics and seismic sequence stratigraphy* (G.D. Williams y A. Dobb, Eds.). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 71: 193-219.

- Déramond, J., Graham, R.H., Hossac, J.R., Baby, P. y Crouzet, G. (1985): Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, 16: 1213-1216.
- Derégnaucourt, D. y BOILLLOT, G. (1982): Structure Géologique du golfe de Gascogne. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, 2, I, (3): 149-178.
- Didier, J., Guennoc, P. y Pautot, G. (1977): Granodiorites, granulites et charnockites de l'Eperon de Goban (marge armoricaine) au contact du domaine océanique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (D), 284: 713-716.
- Dix, C.H. (1955): Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20: 68-86.
- ECORS Pyrenees Team. (1988): The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508-511.
- Ellis, S. (1996): Forces driving continental collision: Reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology*, 24: 699-702.
- Elston, W.E. (1984): Subduction of young oceanic lithosphere and extensional orogeny in southwestern north America during mid-Tertiary time. *Tectonics*, 3: 229-250.
- Escher, A. y Beaumont, C. (1997): Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Jour. Struct. Geol.* 19, (7): 955-974.
- Espina, R.G. (1997): *La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Oviedo, 230 pp.
- Espina, R.G., Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (1996): Growth and propagation of buckle folds determined from syn-tectonic sediments (the Ubierna Fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 18: 431-441.
- Evers, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and the Porma rivers. Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41: 83-151.
- Fagin, S.W. (1991): *Seismic modeling of geologic structures: applications to exploration problems*. Geophys. Dev. Series, Vol. 2. Soc. Explor. Geophysic. Tulsa, USA, 269 pp.
- Farias, P. y Heredia, N. (1994): Geometría y cinemática de los dúplex de Pambuches (Unidad de Picos de Europa, Zona Cantábrica, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 113-120.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo-Maciá, J.G. y Rodríguez-Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Ann. Fac. Cienc. Univ. Porto*, 1: 411-431.
- Fernández-Viejo, G. (1997): *Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Barcelona, 309 pp.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Dañobeitia, J.J. y Córdoba, D. (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero Basin. *Jour. Geophys. Res.*, 105: 3001-3018.
- Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Gallastegui, J., Dañobeitia, J.J. y Córdoba, D. (1998): Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data. *Geophys. Res. Letters*, 25 (23): 4249-4252.
- Ferrús, B. (1998): *Análisis de cuenca y relaciones tectónica-sedimentación en la Cuenca de As Pontes (Galicia)*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Barcelona, 365 pp.
- Floquet, M. (1991): *La plateforme Nord-Castillane au Cretace Supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sedimentation et Vie*. Mem. Geol. L'Univ. Dijon 14. Cent. Sci. de la Terre, 925 pp.
- Fountain, D.M., Hurich, C.A. y Smithson, S.B. (1984): Seismic reflectivity of mylonite zones in the crust. *Geology*, 12: 195-198.
- Frei, W., Heitzmann, P., Lehner, P., Mueller, S., Olivier, R., Pfiffner, O.A., Steck, A. y Valasek, P. (1989): Geotraverses across the Swiss Alps. *Nature*, 340: 544-548.
- Galdeano, A., Moreau, M., Pozzi, J.P., Berthou, P.Y. y Malod, J. (1989): New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth Planet. Sci. Letters*, 92: 95-106.
- Gallart, J., Banda, E. y Daignières, M. (1981): Crustal structure of the Palaeozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone. *Ann. Geophys.*, 37 (3): 457-480.
- Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Díaz, J., Vidal, N. y Pulgar, J.A. (1997): Deep structure of the transition between the Cantabrian Mountains and the North Iberian Margin from wide angle ESCIN-N data. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 1995: 365-382.
- Gallastegui, G., Aramburu, C., Barba, P., Fernández, L.P. y Cuesta, A. (1992): Vulcanismo del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (NO de España). En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano, Eds.). Univ. Extremadura: 435-452.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A. y Álvarez-Marrón, J. (1997): 2-D seismic modeling of the Variscan foreland thrust and fold belt in NW Spain from ESCIN-I deep seismic reflection data. *Tectonophysics*, 269: 21-32.
- García-Mondéjar, J. (1989): Strike-Slip subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of Northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. En: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* (A.J. Tankard y H.R. Balkwill, Eds.). AAPG Mem., 46: 395-409.
- García-Ramos, J.C. y Gutiérrez-Claverol, M. (1995): La cobertera Mesozoico-Terciaria. En: *Geología de Asturias* (C. Aramburu y F. Bastida, Eds.). Ediciones Trea, S.L., Gijón: 81-94.
- González Buelga, M.T. (1995): *Caracterización geomecánica y valoración geotécnica de materiales rocosos del Paleozoico Inferior en la cuenca alta del río Bernesga (León, NO España)*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Oviedo, 462 pp.

- González Regueral, J. y Gómez de Llarena, J. (1926): Hallazgo de restos fósiles de un mamífero terciario en Oviedo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 23: 399-406.
- Grandjean, G. (1994): Étude des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées Occidentales. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 18, 2: 391-420.
- Grimaud, S., Boillot, B., Collette, B.J., Mauffret, A., Miles, P.R. y Roberts, D.B. (1982): Western extension of the Iberian-European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. *Mar. Geol.*, 45: 63-77.
- Groshong, R.H.Jr. (1988): Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1329-1360.
- Grow, J.A. y Bowin, C. (1975): Evidence for high density crust and mantle beneath the Chile trench due to descending lithosphere. *Jour. Geophys. Res.*, 80: 1449-1458.
- Gutiérrez-Alonso, G. (1997): Structure of the Internal-External Transition Zone in the Northern Iberian Massif: implications for the interpretation of deep crustal seismic profiles. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 1995: 321-330.
- Gutiérrez-Claverol, M. y Luque Cabal, C. (1993): *Recursos del subsuelo de Asturias*. Serv. Pub. Univ. Oviedo, 392 pp.
- Gutiérrez-Claverol, M., Rodríguez-Bouzo, L., Sánchez-Fernández, B. y Torres-Alonso, M. (1994): Relationship between joint density and P-wave velocity in rock units of the Cantabrian Zone (NW Spain). En: Proc. 7th Int. Congr. Int. Assoc. Eng. Geol. (R. Oliveira, L.F. Rodrigues, A.G. Coelho y A.P. Cunha, Eds.). Lisboa, 1994, Vol. 2: 787-795.
- Hale, L.D. y Thompson, G.A. (1982): The seismic reflection character of the continental Mohorovicic discontinuity. *Jour. Geophys. Res.*, 87: 4525-4635.
- Hammer, P.C.T. y Clowes, R.M. (1997): Moho reflectivity patterns - a comparison of Canadian LITHOPROBE transects. *Tectonophysics*, 269: 179-198.
- Harjes, H.P., Bram, K., Dürbaum, H.J., Gebrande, H., Hirschmann, G., Janik, M., Klöckner, M., Lüschen, E., Rabbel, W., Simon, M., Thomas, R., Torman, J. y Wenzel, F. (1997): Origin and nature of crustal reflections: results from integrated seismic measurements at the KTB superdeep drilling site. *Jour. Geophys. Res.*, 102: 18267-18288.
- Heitzmann, P., Frei, W., Lehner, P. y Valasek, P. (1991): Crustal indentation in the Alps - an overview of reflection seismic profiling in Switzerland. En: *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections* (R. Meissner, L. Brown, H.J. Dürbaum, W. Franke, K. Fuchs y F. Seifert, Eds.). Amer. Geophys. Un., Geodynamics Series, 22: 161-176.
- Hines, F.M. (1985): Sedimentation and tectonics in North-West Santander. En: 6th Europ. Reg. Mtg., excursion guidebook. (M.D. Milá y J. Rosell, Eds.). Inst. d'Estudis Ilerdens.
- Hirn, A., Daignières, M., Gallart, J. y Vadell, M. (1980): Explosion seismic sounding the thousand dips in the continental Moho. *Geophys. Res. Letters*, 7: 263-266.
- Holbrock, W.S., Mooney, W.D. y Christensen, N.I. (1992): The seismic velocity structure of the deep continental crust. En: *Continental Lower Crust* (D.M. Fountain, R. Arculus y R.W. Kay, Eds.). Dev. Geotectonics, 23. Elsevier Sci., New York: 1-43.
- Holliger, K. y Levander, A. (1994): Lower crustal reflectivity modeled by rheological controls on mafic intrusions. *Geology*, 22: 367-370.
- Ingersoll, R.V. y Busby, C.J. (1995): Tectonics of sedimentary basins. En: *Tectonics of sedimentary basins* (C.J. Busby y R.V. Ingersoll, Eds.). Blackwell Sci.: 1-52.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C. (1983): Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 341-361.
- Juhlin, C. (1990): Interpretation of the reflections in the Siljan Ring area based on results from the Gravberg-1 borehole. *Tectonophysics*, 173: 345-360.
- Julivert, M. (1967): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 1: 59-76.
- Julivert, M. (1971): Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270, (1): 1-29.
- Julivert, M. y Marcos, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Amer. Jour. Sci.*, 273: 353-375.
- Julivert, M. y Truyols, J. (1969): Sobre la naturaleza del contacto Cretáceo-Terciario en la zona urbana de Oviedo. *Brev. Geol. Asturica*, año XIII, 2: 17-24.
- Julivert, M., Truyols, J. y García-Alcalde, J. (1981): Memoria explicativa de la Hoja nº 3 (Oviedo) del Mapa Geológico de España a escala 1: 200.000. Primera Edición. *IGME, Madrid*, 39 pp.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1: 1.000.000. *Inst. Geol. Min. España*, 113 pp.
- Keary, P. y Brooks, M. (1991): *An introduction to geophysical exploration (2nd Edition)*. Blackwell Scient. Pub., 254 pp.
- Koopmans, B.N. (1962): The sedimentary and structural history of the Valsurvio dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 26: 121-232.
- Lalaut, P., Sibuet, J.C. y Williams, C. (1981): Présentation d'une carte gravimétrique de l'Atlantique nord-est. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D (292): 597-600.
- Lallemant, S. y Sibuet, J.C. (1986): Tectonic implications of canyon directions over the northeast Atlantic continental margin. *Tectonics*, 5: 1125-1143.
- Lallemant, S., Mazé, J.P., Monti, S. y Sibuet, J.C. (1985): Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est, scale 1/2.400.00. *Ifremer*.
- Lamboley, M. y Dupeuble, P.A. (1975): Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon Avilés et la frontière portugaise. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 12, 4: 442-461.

- Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. ITGE, Madrid, 465 pp.
- Larson, K.M., Freymueller, J.T. y Philipson, S. (1997): Global plate velocities from the Global Positioning System. *Jour. Geophys. Res.*, 102: 9961-9981.
- Laughton, A.S. y Berggren, W.A. (1971): Deep sea drilling in the Bay of Biscay (DSDP Leg XII). En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon y M. Montadert, Eds.). Technip, París: VI.1.1-VI.1.4.
- Laughton, A.S., Berggren, W.A. y Otros. (1972): Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XII. *Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, site 118 and 119*.
- Le Pichon, X. y Sibuet, J.C. (1971): Western extension of the boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 83-88.
- Le Pichon, X., Bonnin, J.C., Francheteau, J. y Sibuet, J.C. (1971): Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon y M. Montadert, Eds.). Technip, París: VI.11.1-VI.11.44.
- Limond, W.Q., Gray, F., Grau, G. y Patriat, Ph. (1974): A seismic study in the Bay of Biscay. *Earth Planet. Sci. Letters*, 23: 357-368.
- Lobato, L. (1977): *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva*. Inst. Fray Bernardino de Sahagún. Dipt. de León (C.S.I.C.), 200 pp.
- López Olmedo, F., Enrile Alvir, A. y Cabra Gil, P. (en prensa): Memoria explicativa de la Hoja nº 133 (Prádanos de Ojeda) del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000. Segunda Serie MAGNA, Primera Edición. ITGE, Madrid.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- Ludwig, J.W., Nafe, J.E. y Drake, C.L. (1970): Seismic refraction. En: *The Sea* (A.E. Maxwell, Ed.), vol. 4. Wiley (New York): 53-84.
- Mabesoone, J.M. (1959): Tertiary and Quaternary sedimentation in part of the Duero Basin (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 24: 31-180.
- Malod, J.A. y Boillot, G. (1980): *Campagne Cyadanois, 9-22 juillet 1979*. Résultats des campagnes à la mer, Nº 20, CNEXO, París, 79 pp.
- Malod, J.A. y Mauffret, A. (1990): Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184: 261-278.
- Malod, J.A., Boillot, G., Capdevila, R., Dupeuble, P.A., Lepvrier, C., Mascle, G., Muller, C. y Taugordeau-Lantz, J. (1982): Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: observations with the submersible Cyanna. En: *Trench-fore arc geology* (J.K. Legget, Ed.). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 10: 309-315.
- Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1982): An approach to the Tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. J. Geol. Paläontol. Abh.*, 163, (2): 256-260.
- Marín, J.A. (1997): *Estructura del Domo de Valsurvio y borde suroriental de la región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Oviedo, 181 pp.
- Marín, J.A., Pulgar, J.A. y Alonso, J.L. (1995): La deformación alpina en el Domo de Valsurvio (Zona Cantábrica, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2), 1997: 111-116.
- Martínez Catalán, J.R., Ayarza Arribas, P., Pulgar, J.A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Marcos, A., Bastida, F., Álvarez-Marrón, J., González-Lodeiro, F., Aller, J., Dañobeitia, J.J., Banda, E., Córdoba, D. y Comas, M.C. (1997): Results from the ESCI-N3.3 marine deep seismic profile along the Cantabrian continental margin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 1995: 341-354.
- Martínez García, E. (1981): El Paleozoico de la Zona Cantábrica oriental (Noroeste de España). *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 11: 95-127.
- Martínez García, E. (1982): El Pérmico de la región Cantábrica. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (MARTÍNEZ DÍAZ, Ed.). Inst. Geol. Min. España, 391-402 pp.
- Martínez García, E. (1991): Hercynian syn-orogenic and post-orogenic successions in the Cantabrian and Palentian Zones (NW Spain). Comparison with other western European occurrences. *Giorn. Geol.*, 53 (1): 209-228.
- Matte, Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- McClay, K.R. (1989): Analogue models of inversion tectonics. En: *Inversion tectonics* (M.A. Cooper y G.D. Williams, Eds.). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 44: 41-59.
- Meissner, R. (1967): Exploring deep interfaces by seismic wide angle measurements. *Geophys. Prospect.*, XIII (3): 433-459.
- Meissner, R. (1986): *The continental crust*. International Geophysical Series. Vol. 34. Academic Press (London), 426 pp.
- Meissner, R. (1989): Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust. *Terra Nova*, 1: 17-28.
- Mitchum, R.M., Jr. y Vail, P.R. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En: *Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration* (C.E. Payton, Ed.). A.A.P.G. Mem., Tulsa, 26: 135-144.
- Montadert, L. y Winnock, E. (1971): L'histoire structurale du Golfe de Gascogne. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon y M. Montadert, Eds.). Technip, París: VI.16.1-VI.16.18.
- Montadert, L., Winnock, E., Del teil, J.R. y Grau, G. (1974): Continental margin of Galicia, Portugal and Bay of Biscay. En: *The Geology of continental margins* (C.A. Burk y C.L. Drake, Eds.). Springer-Verlag: 323-342.
- Montadert, L., Damotte, B., Fail, J.P., Del teil, J.R. y Valéry, P. (1971a): Structure géologique de la plaine abyssale

- le du Golfe de Gascogne. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon y M. Montadert, Eds.). Technip, París: VI.14.1-VI.14.42.
- Montadert, L., Damotte, B., Fail, J.P., Delteil, J.R. y Valéry, P. (1971b): Structure géologique de la marge continentale asturienne et cantabrique (Espagne du nord). En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon y M. Montadert, Eds.). Technip, París: V.7.1-V.7.16.
- Montadert, L., De Charpal, O., Robert, D., Guenoc, G. y Sibuet, J.C. (1979): Northeast Atlantic passive continental margin: rifting and subsidence processes. En: *Deep drilling results in the Atlantic Ocean Continental margin and paleoenvironment* (M. Talwani, W. Hay y W.B.H. Ryan, Eds.). Amer. Geophys. Un., Washington: 154-186.
- Mooney, W.D. y Meissner, R. (1992): Multi-generic origin of crustal reflectivity: A review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. En: *Continental Lower Crust* (D.M. Fountain, R. Arculus y R.W. Kay, Eds.). Dev. Geotectonics, 23. Elsevier Sci., New York: 45-80.
- Moore, E.M. y Twiss, R.J. (1995): *Tectonics*. W.H. Freeman & Company, New York, 415 pp.
- Mueller, S. (1990): Intracrustal detachment and wedging along a detailed cross section in central Europe. En: *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust* (M.H. Salisbury y D.M. Fountain, Eds.). Kluwer Academic Publishers: 623-643..
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (K. McClay, Ed.). Chapman & Hall, London: 235-246.
- Nafe, J.E. y Drake, C.L. (1957): Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22: 523-552.
- Olivet, J.L. (1978): *Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central*. Tesis Doctoral, Univ. París, 234 pp.
- Olivet, J.L. (1996): La cinématique de la Plaque Ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 20, 1: 131-195.
- Oncken, O. (1998): Orogenic mass transfer and reflection seismic patterns-evidence from DEKORP sections across the European Variscides (central Germany). *Tectonophysics*, 286: 47-61.
- Ord, A. y Hobbs, B.E. (1989): The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 159: 268-289.
- Pautot, G., Renard, V., De Charpal, O., Auffret, G.A. y Pastouret, L. (1976): A granite cliff deep on the North Atlantic. *Nature*, 263: 669-672.
- Pérez-Estaún, A. (1995): Evolución geológica de Asturias en el contexto de la tectónica global. En: *Geología de Asturias* (C. Aramburu y F. Bastida, Eds.). Ediciones Trea, S.L., Gijón: 153-162.
- Pérez-Estaún, A. y Bastida, F. (1990): Cantabrian Zone. En: *Pre-Meozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, Berlin: 55-69.
- Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y Pulgar, J.A. (1997): Crustal structure of the Cantabrian Zone: seismic image of a Variscan foreland thrust and fold belt (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 1995: 307-320.
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. En: *Deformation and plate tectonics* (A. Pérez-Estaún y M.P. Coward, Eds.). Tectonophysics, 191: 243-253.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquinez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 3: 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Banda, E., Álvarez-Marrón, J. y ESCI-N Research Group. (1994): Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 232: 91-118.
- Pfiffner, O.A., Levato, L. y Valasek, P. (1991): Crustal reflections from the Alpine orogen: Results from deep seismic profiling. En: *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections* (R. Meissner, L. Brown, H.J. Dürbaum, W. Franke, K. Fuchs y F. Seifert, Eds.). Amer. Geophys. Un., Geodynamics Series, 22: 185-193.
- Pfiffner, O.A., Frei, W., Valasek, P., Stäubli, M., Levato, L., DuBois, L., Schmid, S.M. y Smithson, S.B. (1990): Crustal shortening in the Alpine orogen: results from deep seismic reflection profiling in the eastern Swiss Alps, line NFP 20-East. *Tectonics*, 9, 6: 1327-1355.
- Pinet, B., Montadert, L. y ECORS Scientific Party (1987): Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 89: 305-312.
- Platt, J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 1037-1053.
- Portero García, J.M., del Olmo Zamora, P., Ramírez del Pozo, J. y Vargas Alonso, I. (1982): Síntesis del Terciario continental de la Cuenca del Duero. *1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, 1979. Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, VI: 11-37.
- Postaire, B. (1983): Systematique Pb commun et U-Pb sur zircons. Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 15, 1: 29-72.
- Pous, J., Muñoz, J.A., Ledo, J.J. y Liesa, M. (1995): Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 152: 217-220.
- Pous, J., Queralt, P., Marcuello, A. y Ledo, J. (1998): Magnetotelluric studies in the Iberian Peninsula. *Libro de resúmenes del "8th Inter. Symp. on deep seismic profiling of the continents and their margins"*, Platja d'Aro (Barcelona, España), p. 47.

- Puigdefabregas, C. y Souquet, P. (1986): Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Pulgar, J.A. (1999): *Estructura cortical y evolución tectónica Alpina de la cordillera y margen continental cantábricos*. Trabajo de Investigación (Inédito), Dpto. Geología, Univ. Oviedo, 81 pp.
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G. y Marín, J.A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 21: 283-294.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G. y Pedreira, D. (1998): Variscan and Alpine seismic signatures on the Northern Iberian Peninsula. *Libro de resúmenes del "8th Inter. Symp. on deep seismic profiling of the continents and their margins"*, Platja d'Aro (Barcelona, España), p. 113.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group. (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264: 1-19.
- Pulgar, J.A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J., Gallastegui, J., Alonso, J.L. y ESCIN Group. (1997): The ESCIN-2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero Basin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4), 1995: 383-394.
- Quinlan, G., Beaumont, C. y Hall, J. (1993): Tectonic model for crustal seismic reflectivity patterns in compressional orogens. *Geology*, 21: 663-666.
- Redondo, T., Gallastegui, J. y Pulgar, J.A. (1995): *Estudio de la geología del subsuelo en el NO de la Cuenca del Duero*. Fondo documental, ITGE de España, Madrid, 70 pp.
- Roberts, D.G. y Montadert, L. (1980): Contrasts in the structure of passive margins of the Bay of Biscay and Rockall Plateau. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 294: 97-103.
- Robinson, E.S. y Çoruh, C. (1988): *Basic exploration geophysics*. John Wiley & Sons., 562 pp.
- Rodríguez Fernández, L.R. (1994): *La estratigrafía del Paleozoico y la estructura de la región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Herciniana, NO de España)*. Serie Nova Terra, 9, Lab. Xeol. Laxe, O Castro, A Coruña, 240 pp.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., Lobato, L. y Velandó, F. (1985): Memoria explicativa de la Hoja nº 106 (16-7) (Camporredondo de Alba) del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000. Segunda Serie MAGNA, Primera Edición. IGME, Madrid, 98 pp.
- Rodríguez Fernández, L.R., Barba, P., Heredia, N., Suárez, A., Nozal, F. y Gallastegui, G. (1994): Memoria explicativa del Mapa Geológico de la provincia de León E. 1: 200.000. ITGE, Madrid, 166 pp.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19: 613-616.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. y Déramond, J. (1989): ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41-50.
- Rudnick, R.L. y Fountain, D.M. (1995): Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, 33, 3: 267-309.
- Sánchez Ferré, F. (1991): *Evolución estructural post-kimmerica de la plataforma continental Vasco-Cantábrica*. Tesis Doctoral Inédita, Esc. Téc. Sup. Ing. Minas, Univ. Politécnica Madrid, 174 pp.
- Sandmeier, K.J., Waelde, W. y Wenzel, F. (1987): Physical properties and structure of the lower crust revealed by one- and two-dimensional modelling. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 89: 339-344.
- Sandwell, D.T. y Smith, W.H.F. (1997): Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-I altimetry. *Jour. Geophys. Res.*, 102: 10039-10054.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, A. y Dabrio, C.J. (1996): The Duero Basin: a general overview. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge Univ. Press: 183-187.
- Sanz Núñez, A.C. y Otros. (1991): *Geofísica. Atlas Nacional de España, sección 2, grupo 8*. Inst. Geogr. Nacional, 20 pp.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schoenborn, G. y Kissling, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*: 1036-1064.
- Schoeffler, J. (1965): Une hypothèse sur la tectogenèse de la chaîne Pyrénéenne et de ses abords. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 7: 917-920.
- Schulz, G. (1858): *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. Impr. y Libr. de José González, Madrid, 138 pp.
- Seguret, M. y Daignières, M. (1986): Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees, discussion. *Tectonophysics*, 129: 303-318.
- Shankland, T.J. y Chung, D.H. (1974): *Phys. Earth Planet. Interiors*, 8: 121-129.
- Sibuet, J.C. (1989): Paleoconstraints during rifting of the northeast Atlantic passive margins. *Jour. Geophys. Res.* 94: 7265-7277.
- Sibuet, J.C. y Collette, B.J. (1991): Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19: 522-525.
- Sibuet, J.C. y Collette, B.J. (1993): Quantification de l'extension liée à la phase pyrénéenne et géométrie de la frontière de plaques dans la partie ouest du golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. Paris*. t. 317, Serie II: 1207-1214.
- Sibuet, J.C. y Le Pichon, X. (1971): Structure gravimétrique du Golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Deby-

- sier, X. Le Pichon y M. Montadert, Eds.). Technip, París: VI.9.1-VI.9.18.
- Sibuet, J.C., Pautot, G. y Le Pichon, X. (1971): Interpretación estructural del Golfo de Gascogne a partir de perfiles de sismica. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* (J. Debysier, X. Le Pichon y M. Montadert, Eds.). Technip, París: VI.10.1-VI.10.32.
- Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F., Arthur, M. y 16 Autores más. (1980): Deep drilling results of Leg 47b (Galicia Bank area) in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, A 294: 51-61.
- Smithson, S.B., Brewer, J.A., Kaufman, S., Oliver, J.E. y Hurich, C.A. (1979): Structure of the Laramide Wind River Uplift, Wyoming, from COCORP deep reflection data and from gravity data. *Jour. Geophys. Res.*, 84: 5955-5972.
- Soler, D., Teixell, A. y García-Sanseguendo, J. (1998): Amortissement lateral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327: 699-704.
- Soler, R., López Vilches, J. y Riaza, C. (1981): Petroleum geology of the Bay of Biscay. En: *Petroleum geology of the Continental Shelf of North-West Europe* (L.V. Illing y G.D. Hobson, Eds.). The Inst. of Petrol., London: 474-482.
- Souquet, P., Peybernes, B., Bilotte, M. y Debroas, E.J. (1977): La chaîne alpine des Pyrénées. *Géol. Alp.*, 35: 193-216.
- Spence, G.D. y Long, D.T. (1995): Transition from oceanic to continental crustal structure: seismic and gravity models at the Queen Charlotte transform margin. *Can. Jour. Earth Sci.*, 32: 699-717.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Suriñach, E y Vegas, R. (1988): Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in Central Spain. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 51: 226-234.
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M. (1959): Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Jour. Geophys. Res.*, 64: 49-59.
- Tearpock, D.J. y Bischke, R.E. (1991): *Applied subsurface geological mapping*. Prentice Hall, New Jersey, 646 pp.
- Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17 (3): 395-406.
- Tejero, R., Perucha, M.A., Rivas, A. y Bergamin, J.F. (1996): Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, 20 (4): 947-950.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. (1990): *Applied Geophysics*. Cambridge Univ. Press., 770 pp.
- Téllez, J. (1993): *Análisis e interpretación de ondas P y S de perfiles sísmicos. Aplicación al noroeste de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral inédita, Univ. Complutense Madrid, 309 pp.
- Téllez, J., Matías, L.M., Córdoba, D. y Mendes-Victor, L.A. (1993): Structure of the crust in the schistose domain of Galicia-Trás-os-Montes (NW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 221: 81-93.
- Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M. y Rivero, A. (1989): Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165: 105-116.
- Truyols, J. y García-Ramos, J.C. (1991): El Terciario de la cuenca de Oviedo y el yacimiento de vertebrados de Llamaquique. *Bol. Ciencias Natural., R.I.D.E.A.*, 41: 77-99.
- Uchupi, E. (1988): The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia. A tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 257-294.
- Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. y Suárez de Centi, C. (1986): The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 16: 121-132.
- Van der Voo, R. y Zijderveld, J.D.A. (1971): Renewed paleomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of Iberian Peninsula. *Jour. Geophys. Res.*, 76: 3913-3921.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, 4: 320-342.
- Vegas, R. y Córdoba, D. (1988): Sobre la existencia de dos cuñas de corteza en Galicia Oriental según resultados de sismica profunda. Implicaciones geodinámicas. *Geogaceta*, 5: 16-19.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloeting, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-section. *Mar. Petrol. Geol.*, 12 (8): 893-915.
- Verhoeff, J., Collette, B.J., Miles, P.R., Searle, R.C., Sibuet, J.C. y Williams, C.A. (1986): Magnetic anomalies in the Northeast Atlantic ocean. *Mar. Geophys. Res.*, 8: 1-25.
- Warner, M. (1990): Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust?. En: *Seismic Probing of Continents and their Margins* (J.H. Leven, D.M. Finlayson, C. Wright, J.C. Dooley y B.L.N. Kennet, Eds.). Tectonophysics, 173: 163-174.
- Wagner, R.H. y Martínez García, E. (1982): Description of an early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian Peninsula. *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 12: 273-287.
- Wagner, R.H., Carballera, J., Ambrose, T. y Martínez García, E. (1984): Memoria explicativa de la Hoja nº 107 (17-7) (Barruelo de Santullán) del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000. Segunda serie MAGNA, Primera Edición. IGME, Madrid, 113 pp.
- Watts, A.B. y Talwani, M. (1974): Gravity effect of downgoing lithospheric slabs beneath island arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 1-4.

- Willet, S., Beaumont, C. y Fullsack, P. (1993): Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21: 371-373.
- Williams, G.D. y Fischer, M.W. (1984): A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3 (7): 773-780.
- Won, I.J. y Bevis, M. (1987): Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.
- Woollard, G.P. (1966): Regional isostatic relations in the United States. En: *The earth beneath the continents* (J.S. Steinhart y T. Jefferson Smith, Eds.). Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Un., 10: 557-594.
- Ye, S., Ansorge, J., Kissling, E. y Mueller, S. (1995): Crustal structure beneath the eastern Swiss Alps derived from seismic refraction data. *Tectonophysics*, 242: 199-221.
- Yilmaz, O. (1987): *Seismic Data Processing*. Investigation in Geophysics N°2. Soc. Explor. Geophysic., Tulsa, 526 pp.
- Ziegler, P.A. (1989): Evolution of the North Atlantic - An overview. En: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* (A.J. Tankard y H.R. Balkwill, Eds.). AAPG Mem., 46: 111-129.

ANEXOS Y PANELES

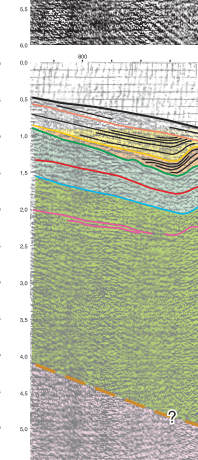
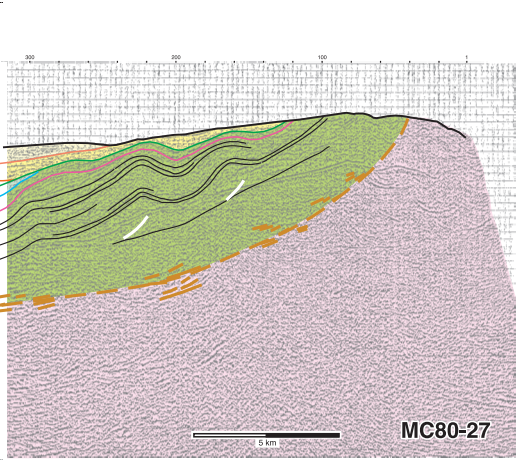
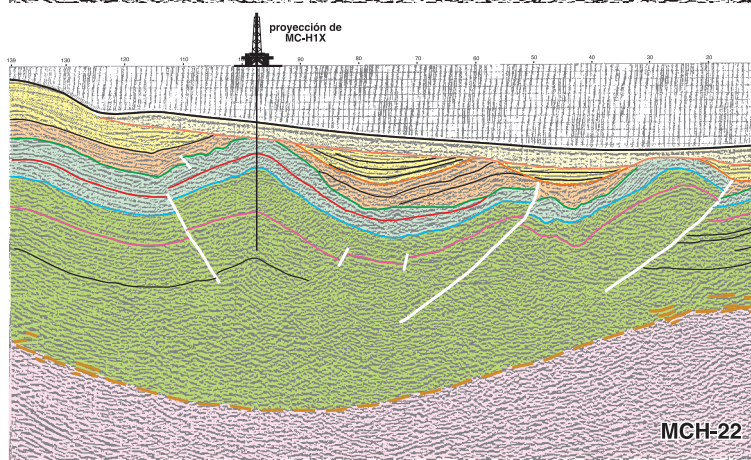
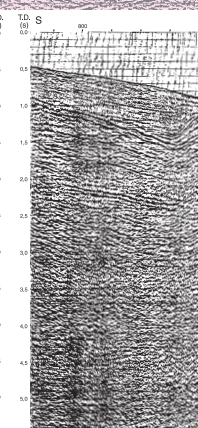
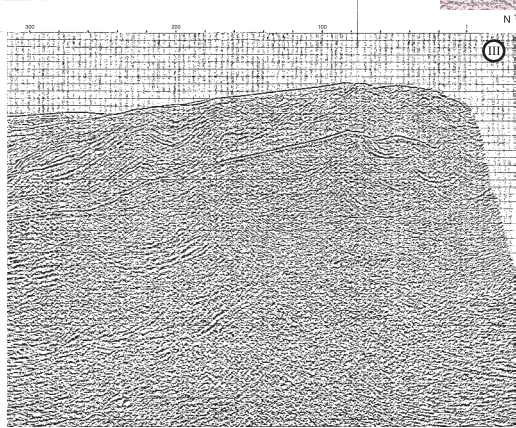
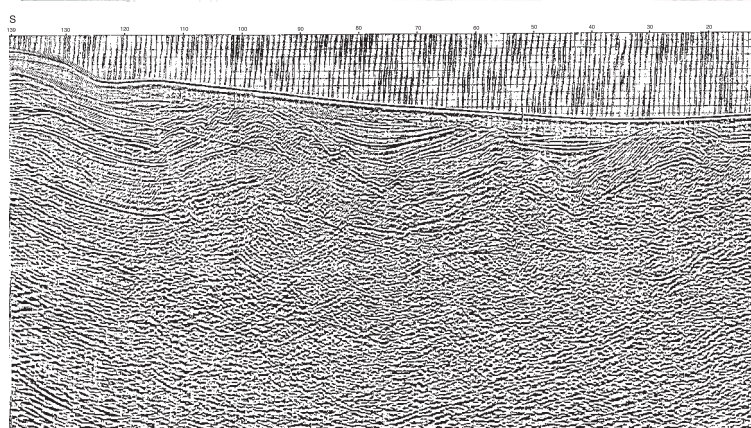
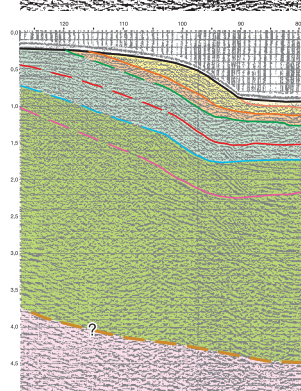
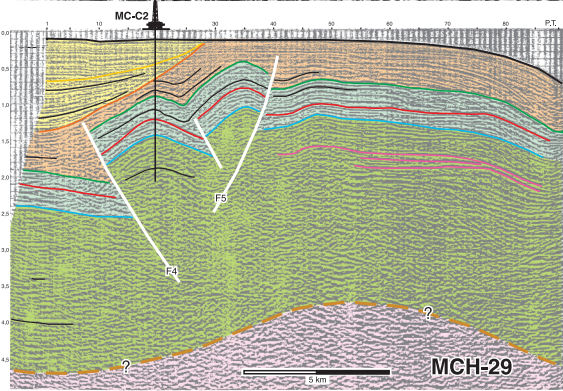
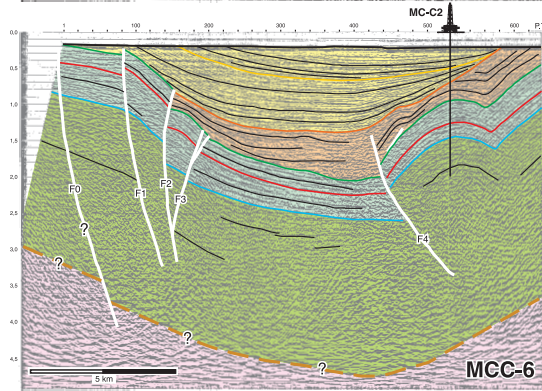
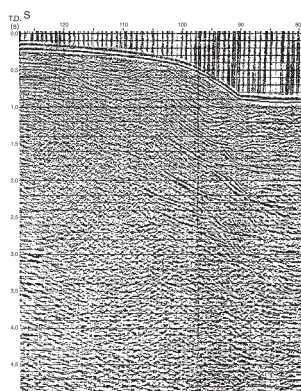
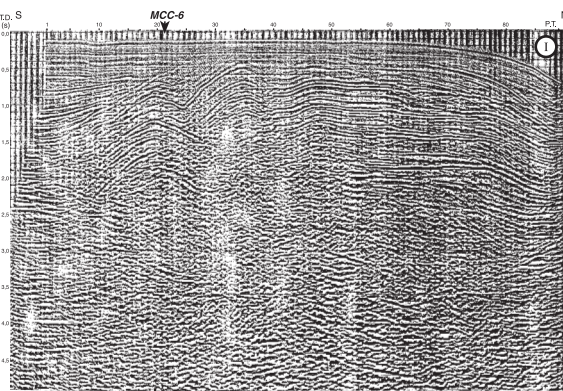
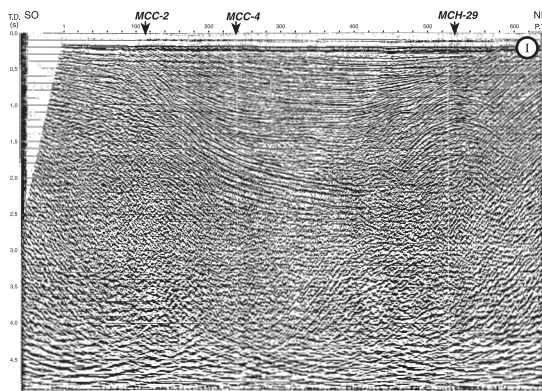
Equivalencia entre los nombres originales de las líneas de la campaña Duero-Reinosa (DR) y los empleados en la memoria de la Tesis.

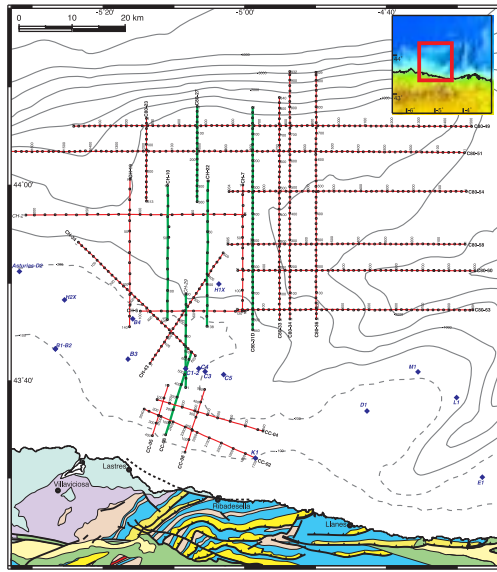
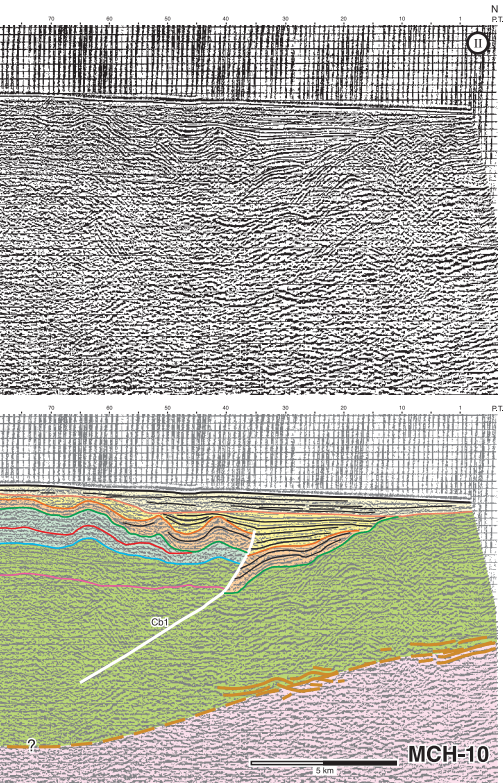
LÍNEAS NORTE-SUR

N01	DR87-12V + DR85-05V	N02	DR87-13V	N03	DR87-14V + DR85-06V
N04	DR88-06	N05	DR85-07V	N06	DR87-15V + DR85-07V
N07	DR88-05	N08	DR87-17V	N09	DR85-01
N10	DR88-04	N11	DR88-03	N12	DR85-02 + DR85-09V
N13	DR85-03	N14	DR85-04	N15	DR85-05
N16	DR85-06	N17	DR85-07	N18	DR85-08
N19	DR85-09	N20	DDR85-10		

LÍNEAS ESTE-OESTE

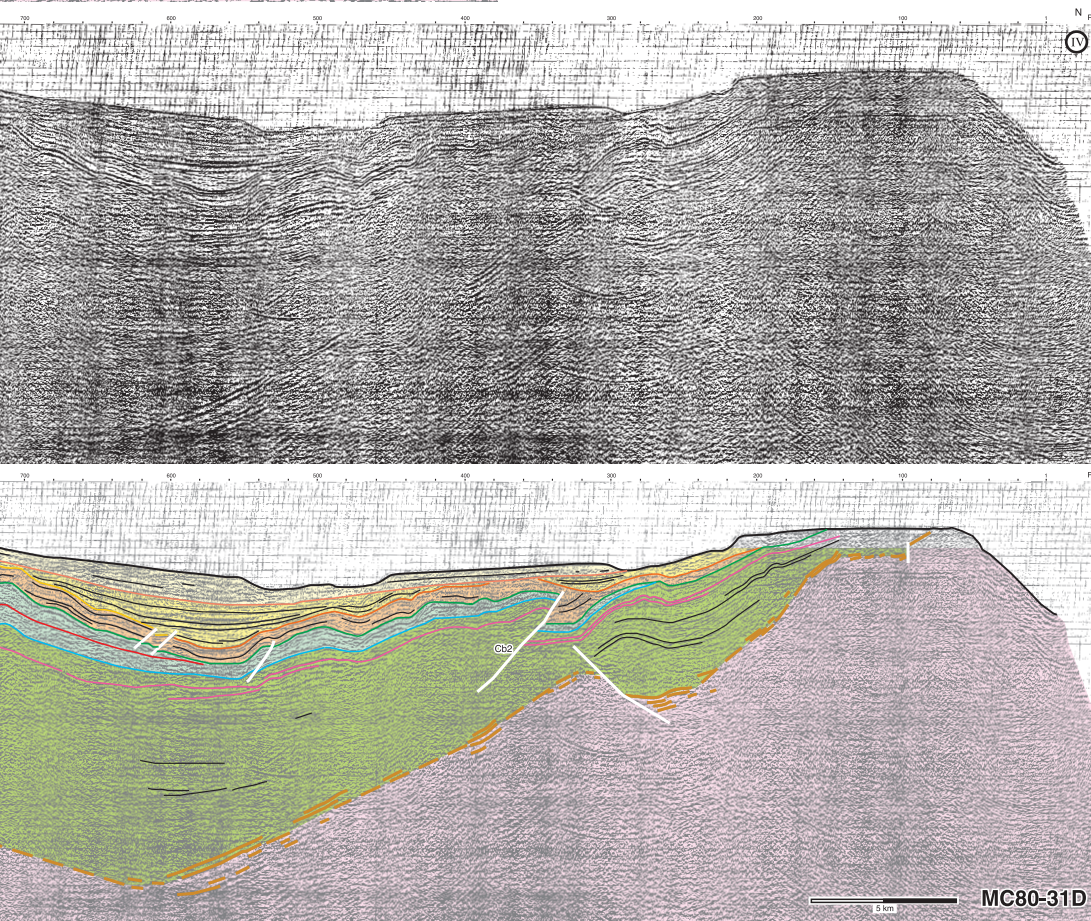
E01	DR85-12	E02	DR88-02	E03	DR85-11 + DR88-09
E04	DR85-13	E05	DR87-05VD	E06	DR88-07
E07	DR87-18V	E08	DR87-02VD	E09	DR88-01
E10	DR87-01VD	E11	DR85-08V	E12	DR87-19V
E13	DR87-01VD				



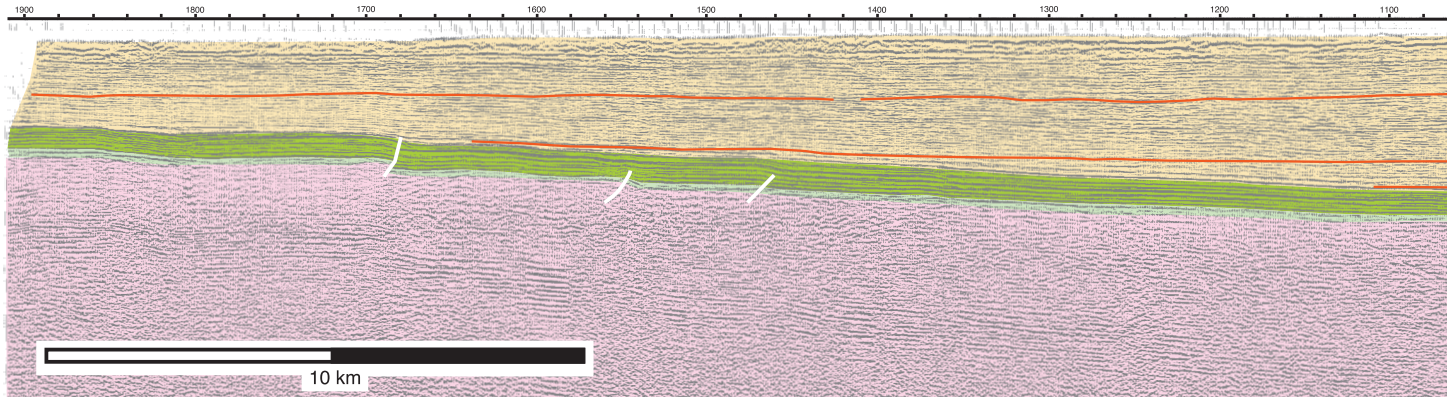
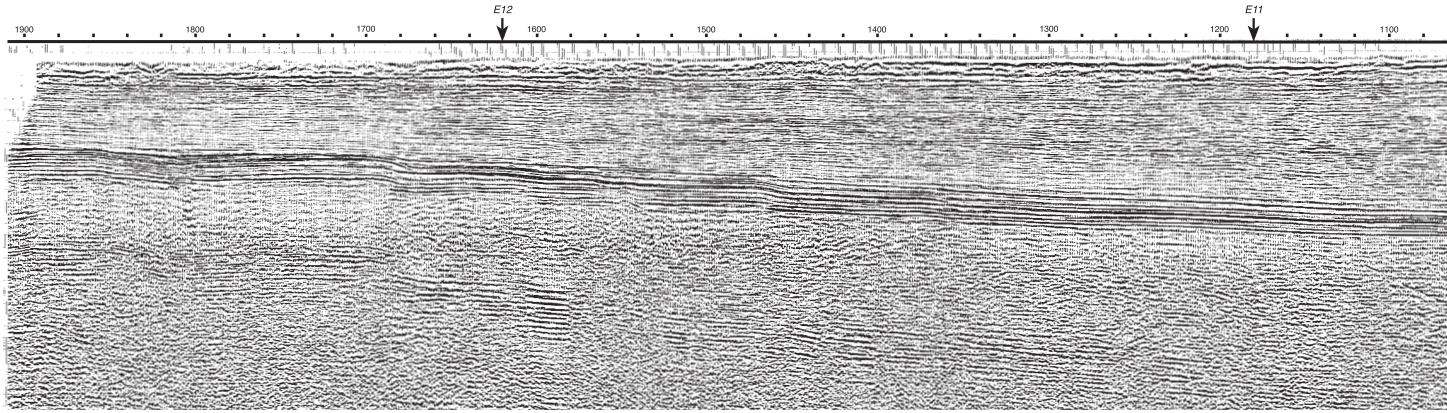


Reflector	Edad
T ₂	Pliocuaternario (TQ)
T ₁₂	Oligoceno-Mioceno inf. (Tc2)
T ₁	Eoceno superior (Tc1)
C ₁	Cretácico superior (CS)
K	Cretácico superior (CS)
C ₂	Mesozoico indiferenciado
C ₃	Mesozoico indiferenciado
	Basamento

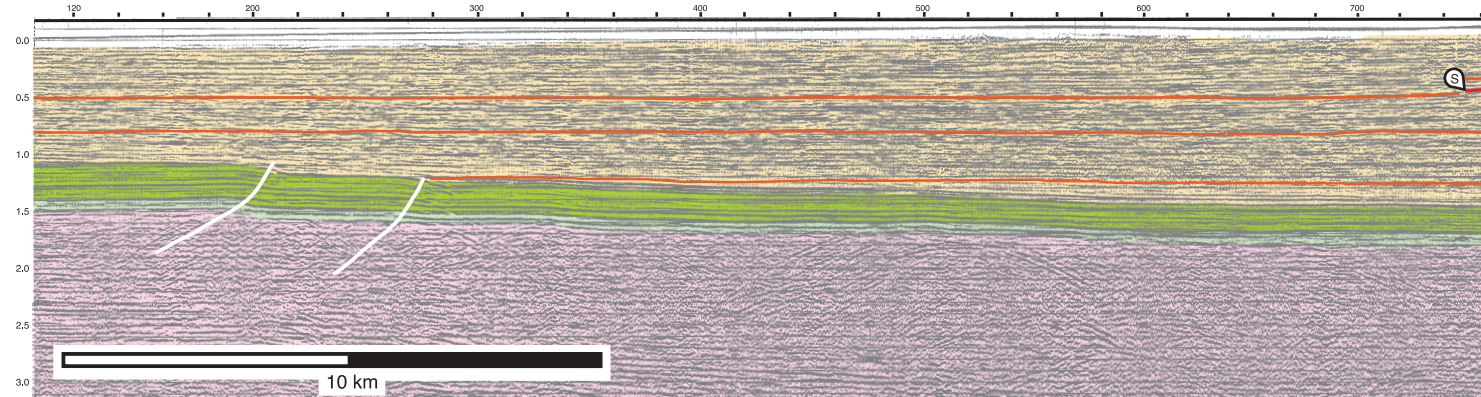
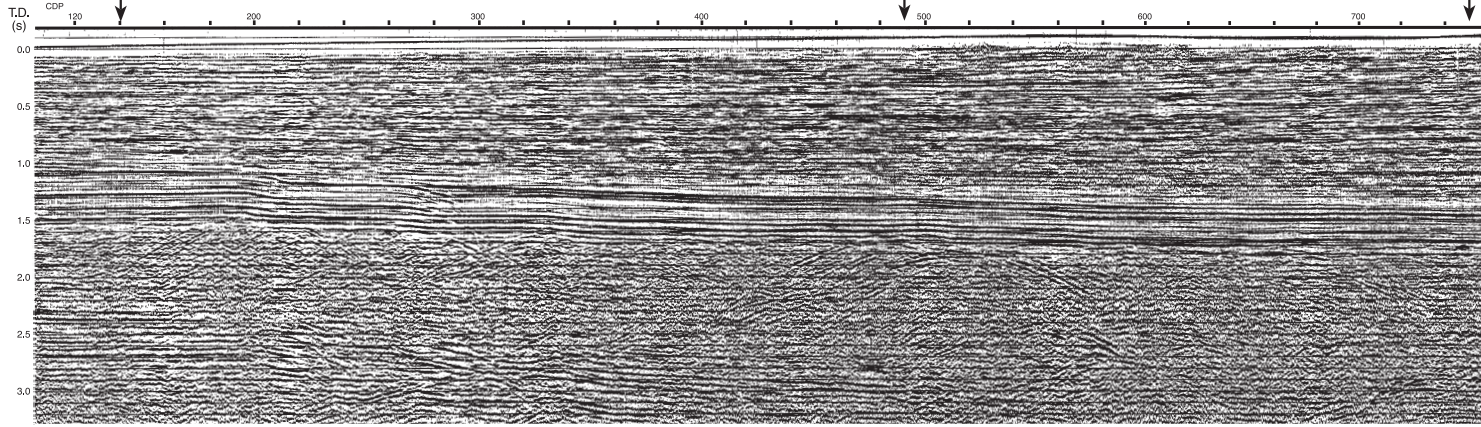
ANEXO II

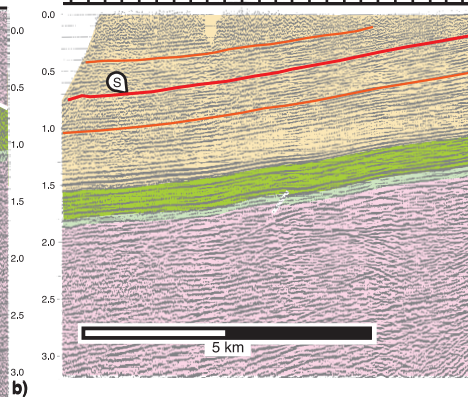
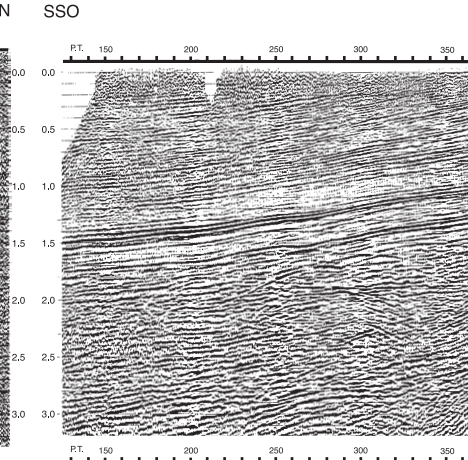
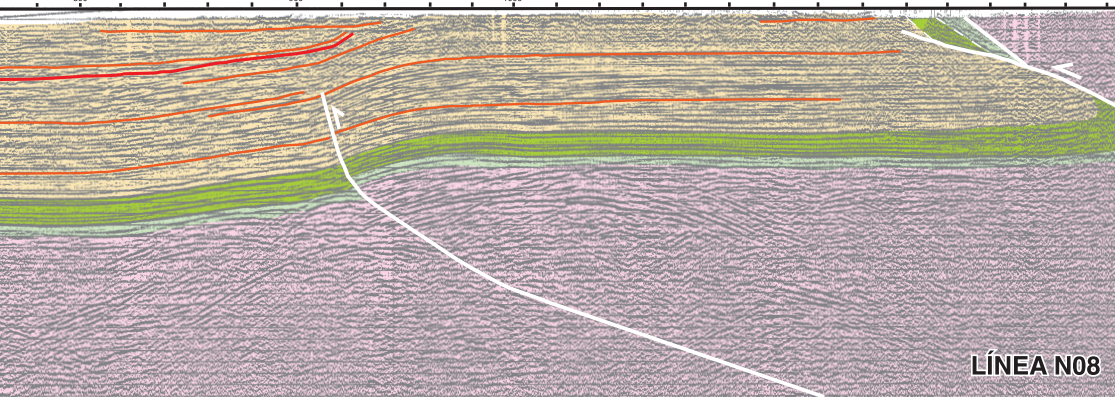
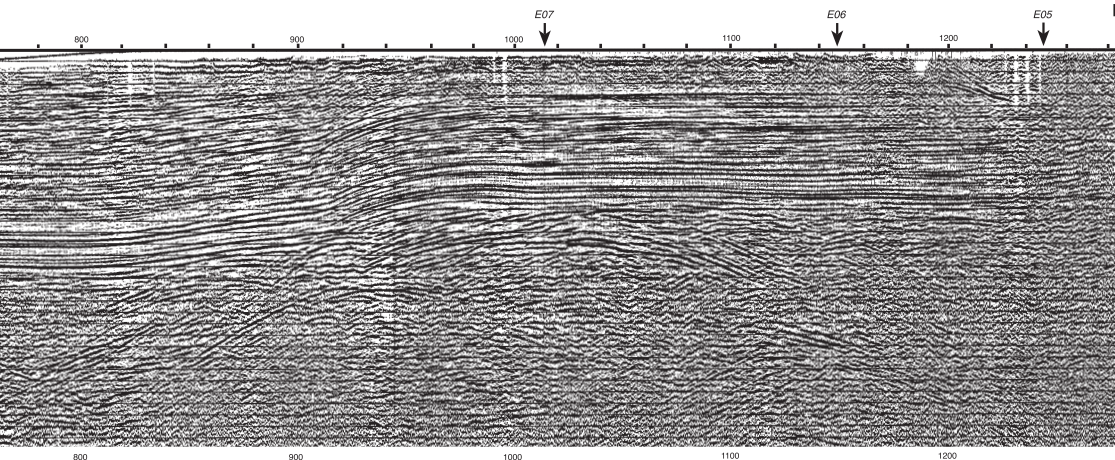
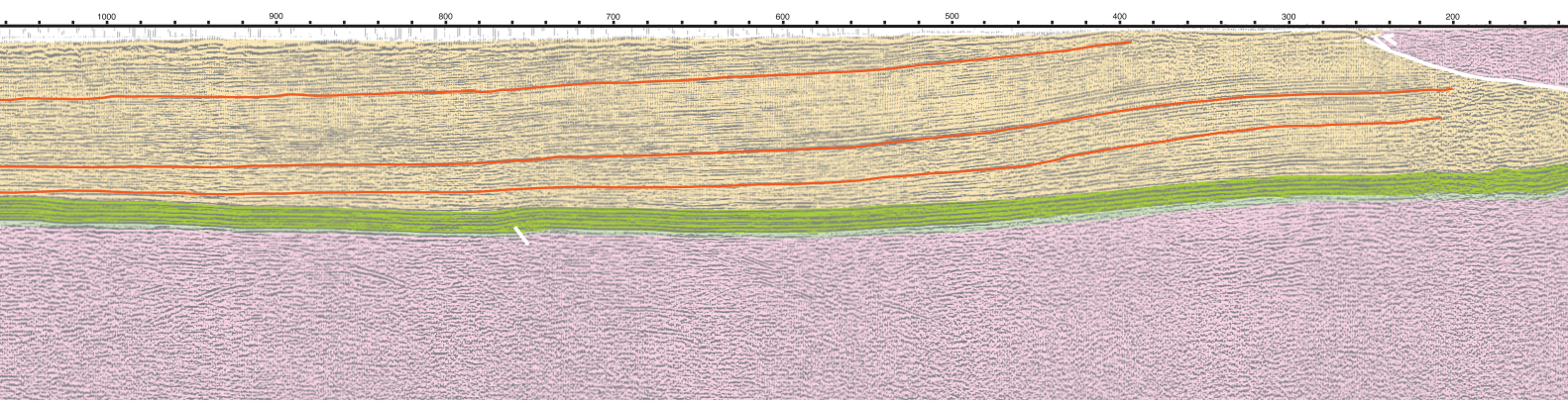
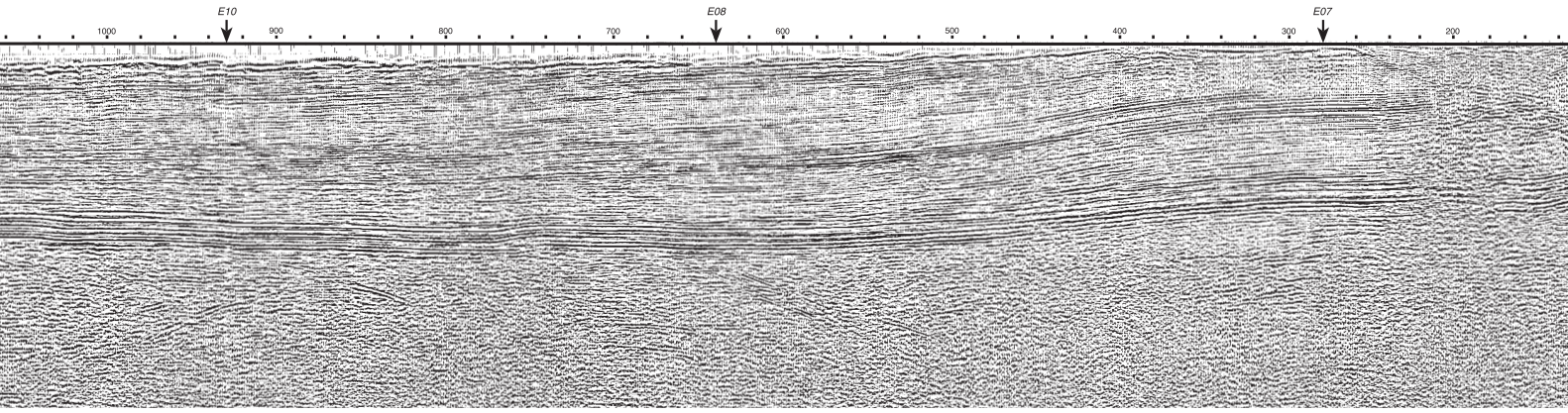


S



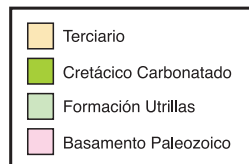
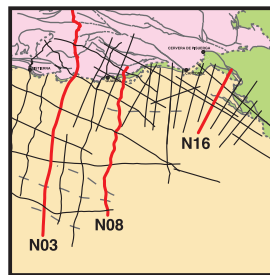
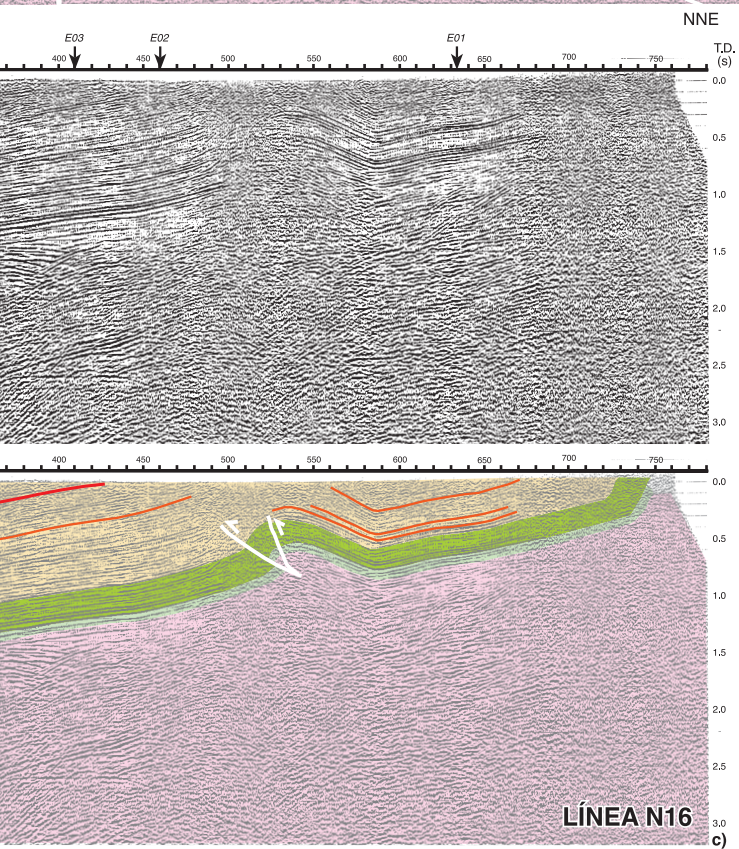
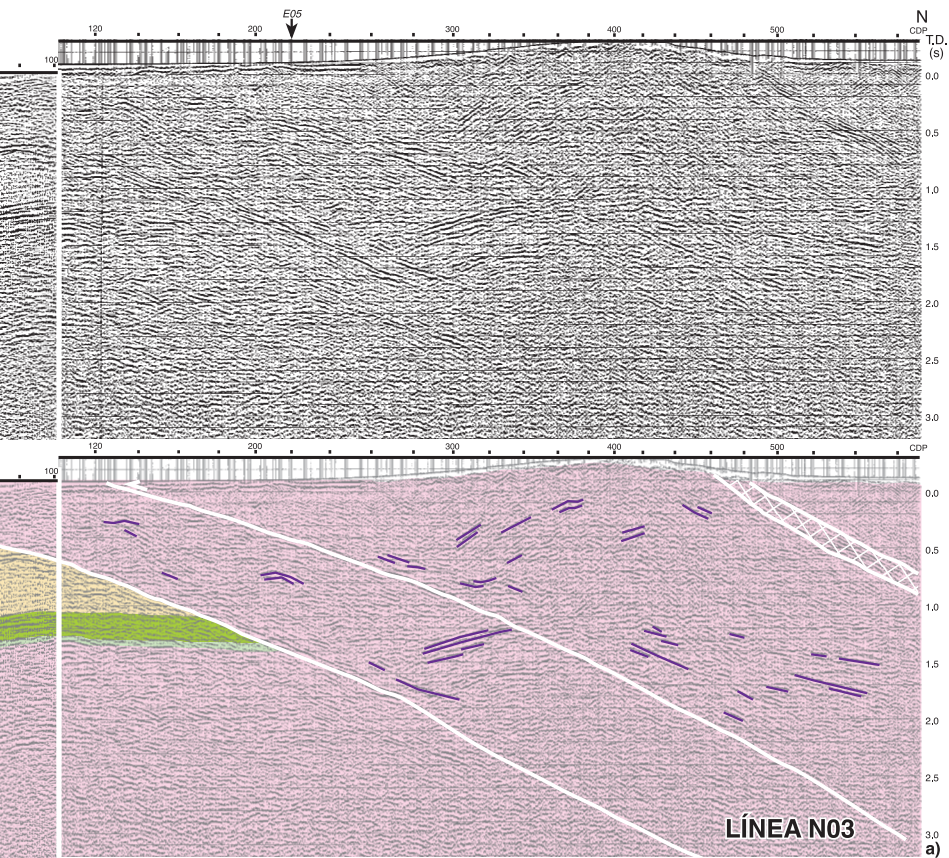
S



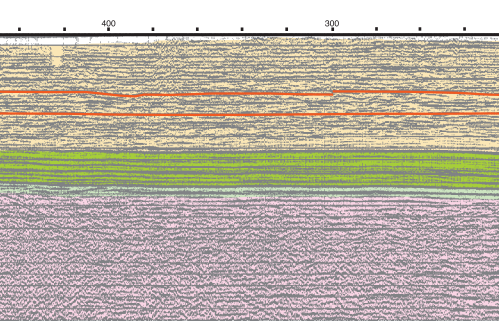
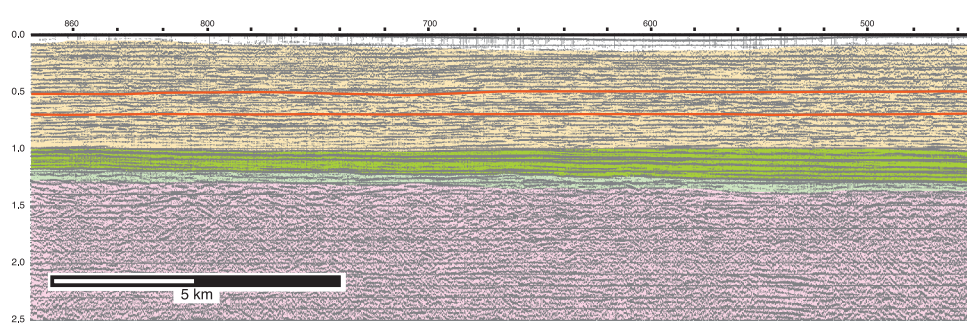
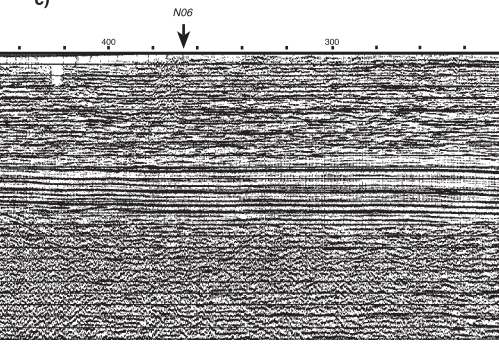
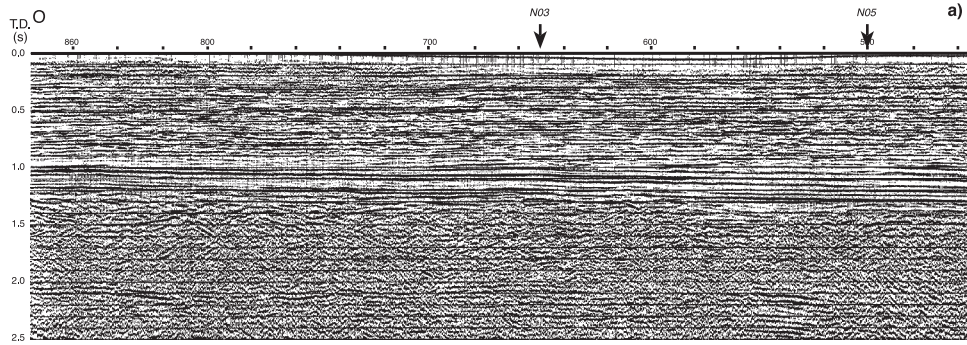
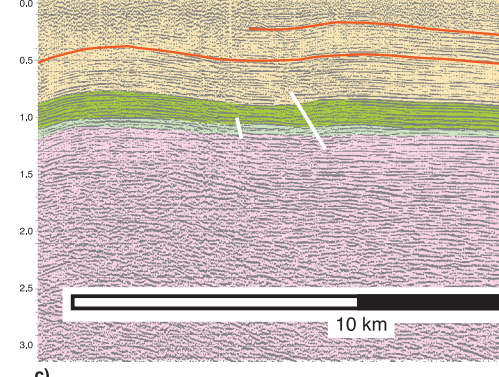
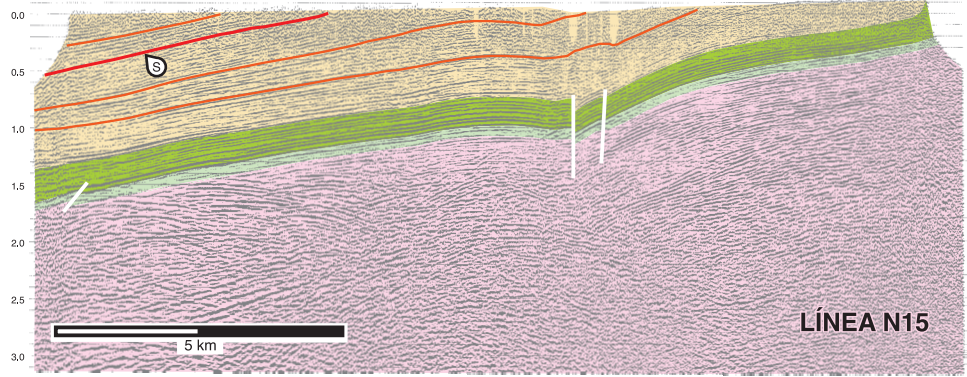
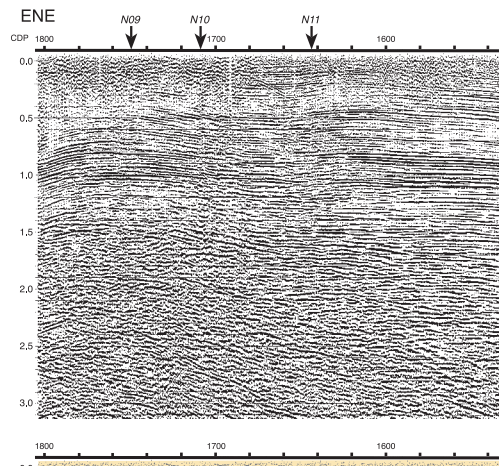
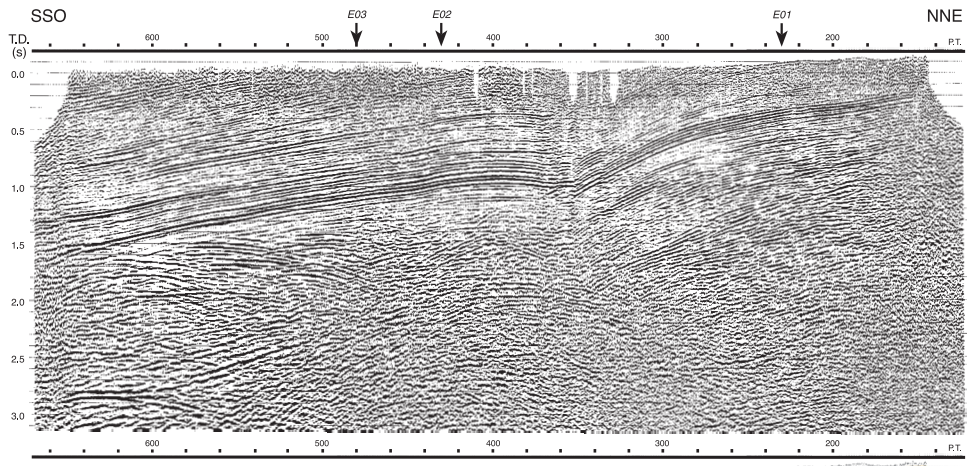


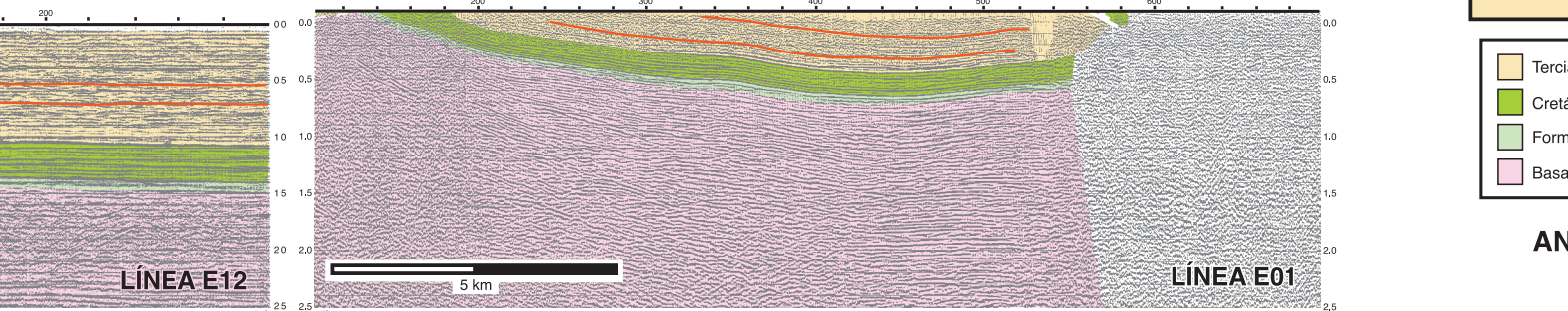
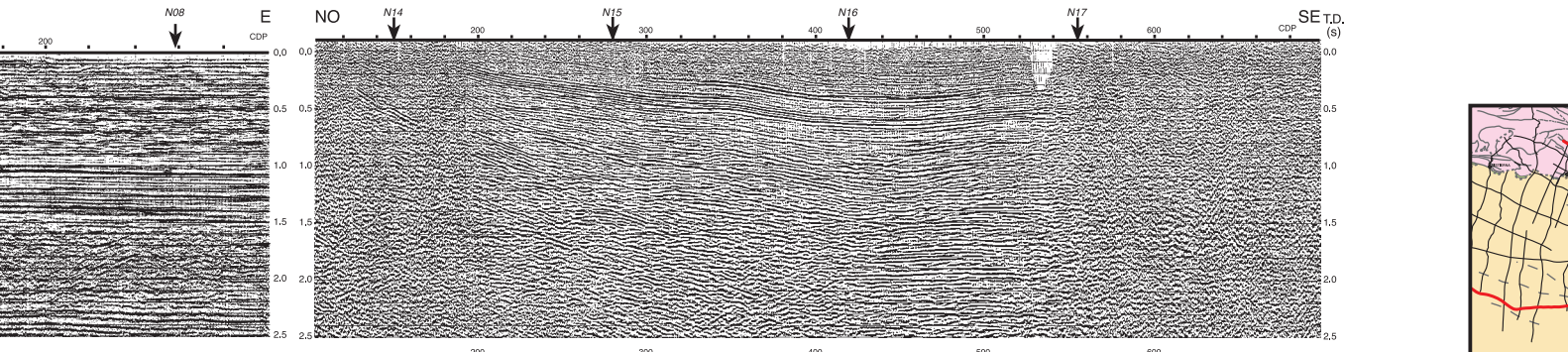
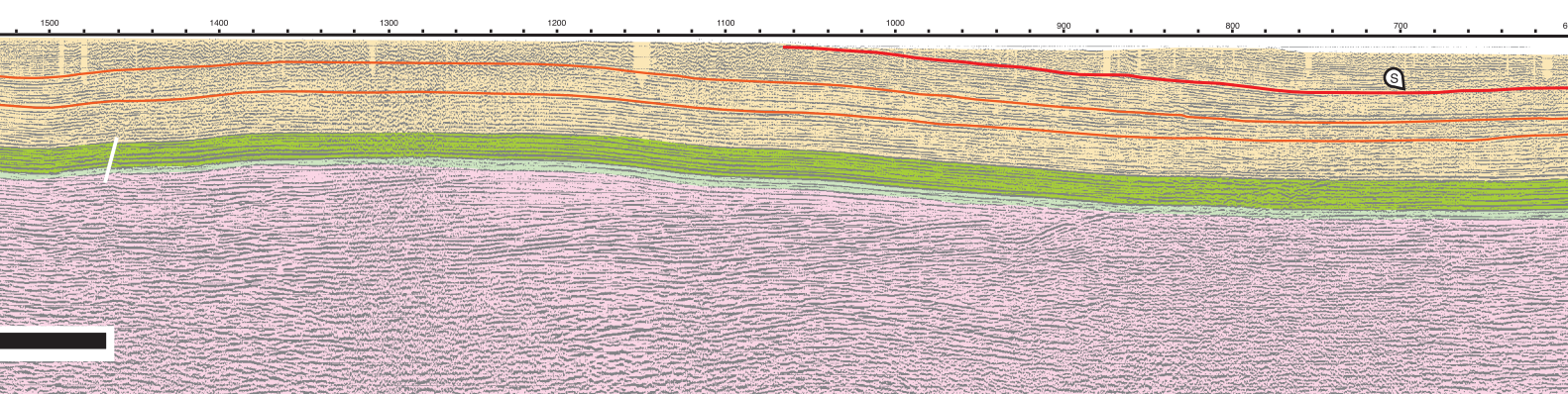
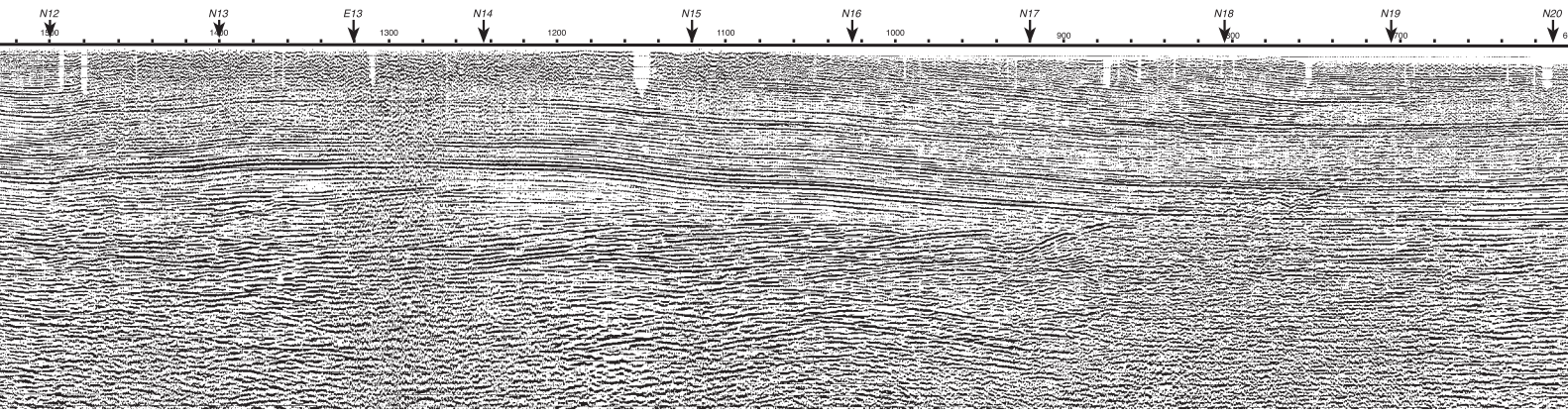
LÍNEA N08

b)



ANEXO III





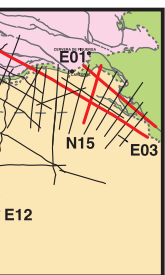
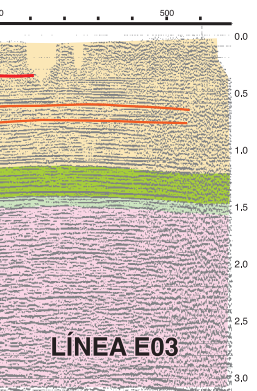
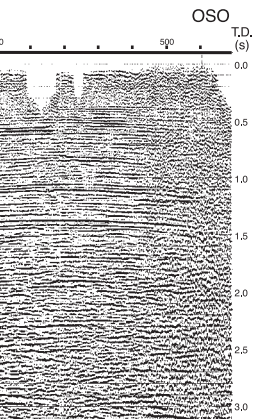
LÍNEA E12

LÍNEA E01

b)

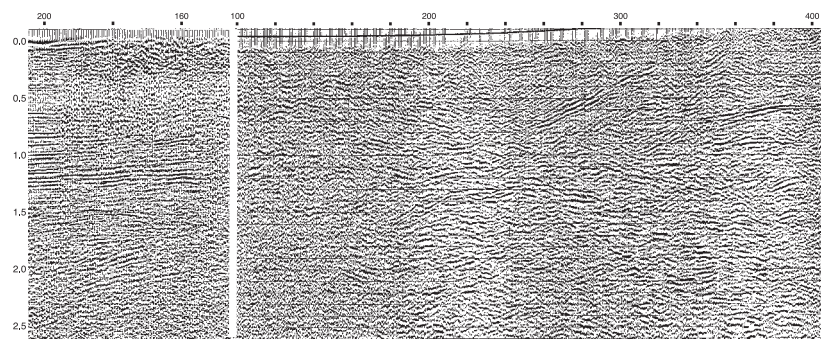
d)

AN

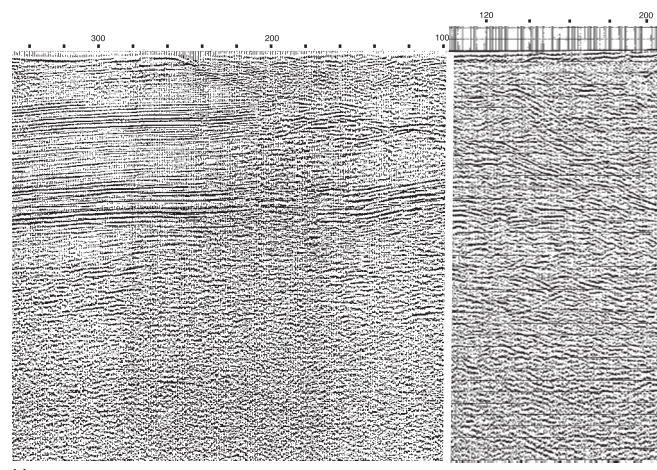


- ario
- cico Carbonatado
- ación Utrillas
- mento Paleozoico

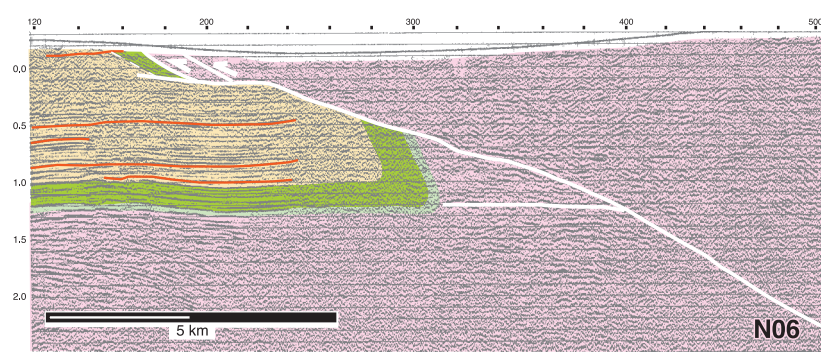
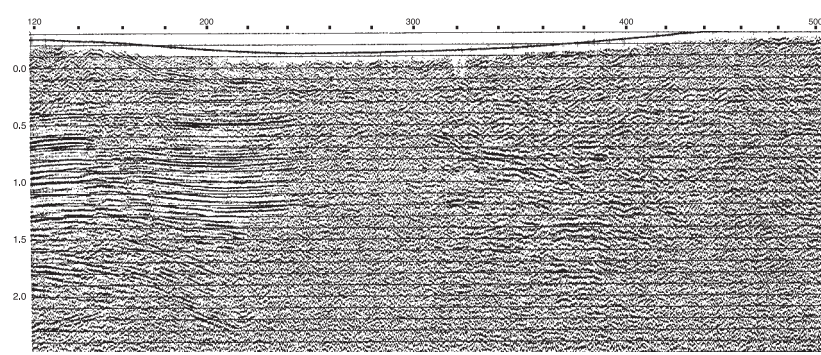
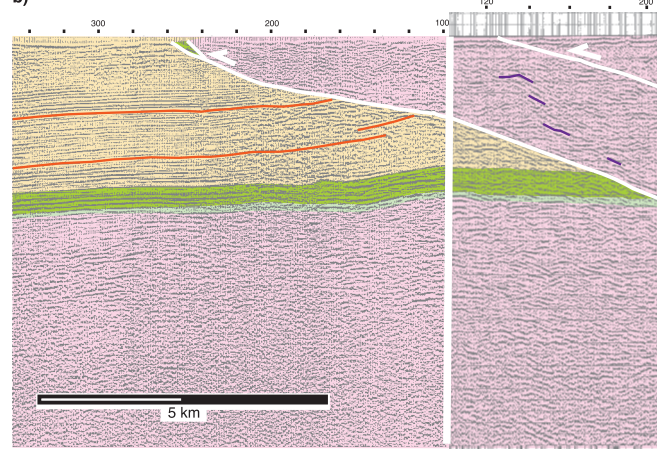
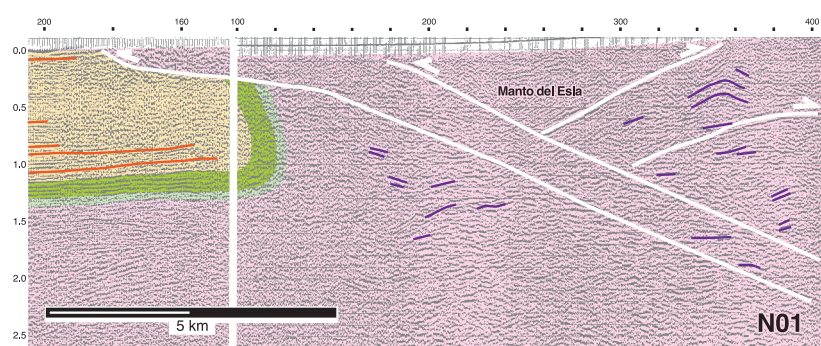
EXO IV



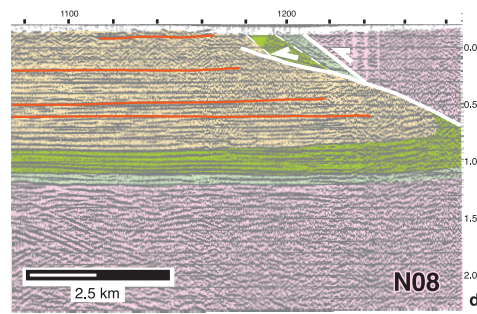
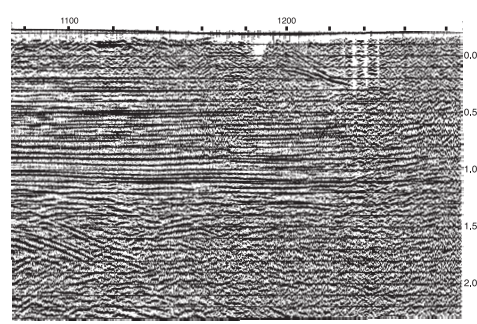
a)



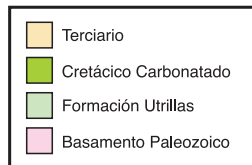
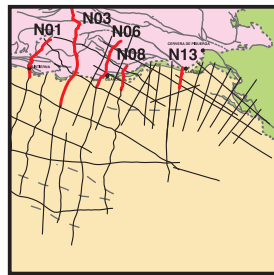
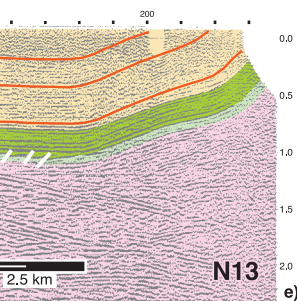
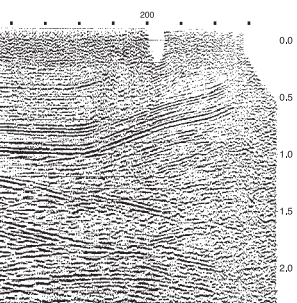
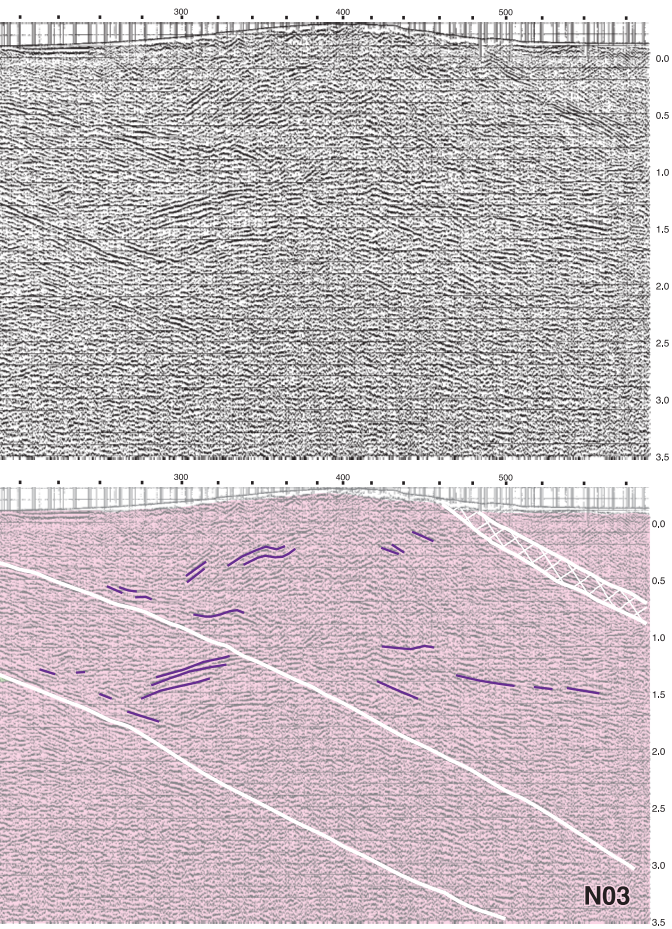
b)



c)



d)



ANEXO V

TRABAJOS DE GEOLOGÍA

N.º 22

J. Gallastegui Suárez: <i>Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N</i>	9 a 234
--	---------