

**INTERPRETACION GEODINAMICA
DE LA VERTIENTE CENTRO-OCCIDENTAL SURPIRENAICA
(Cuencas de Jaca - Tresp)**

P. Cámara (*) y J. Klimowitz (*)

RESUMEN

Durante el Eoceno y Oligoceno en las cuencas de Jaca y Tresp se produce un sistema de cabalgamientos imbricados ("piggy-back sequence") contemporáneos con el relleno sedimentario de las mismas. Toda la sedimentación eocena está condicionada por las rampas anticlinales formadas, originándose una facies de talud sintectónica en los flancos suaves o traseros de cada cabalgamiento (calizas y margas de Burgui). Entre estas rampas anticlinales se crean una serie de surcos en los cuales se depositan diferentes sistemas turbidíticos. En estos sistemas se intercalan conjuntos de megacapas carbonatadas que se canalizan a lo largo de dichos surcos. Estos conjuntos migran claramente hacia el sur, observándose también, en las megacapas que los componen, un desplazamiento oeste a este. Esta disposición es un reflejo del movimiento de los cabalgamientos, al emplazarse antes en el oeste de la cuenca de Jaca para irse desplazando en el tiempo hacia el sur y este de la misma. El material carbonatado que forma las megacapas procedería de una plataforma eocena septentrional, localizada en el borde activo de la cuenca, así como de la erosión de las rampas anticlinales creadas simultáneamente.

El sistema cabalgante imbricado, que afecta a la cobertera, está ligado y superpuesto a un gran sistema "duplex" en el basamento. Este último buza hacia el noroeste, es de tipo "hinterland dipping" y su raíz o "branch line" se localiza en una falla intrapaleozoica en la actual zona axial. El sistema tectónico formado se origina por una compresión NNW-SSE, debida, posiblemente, al movimiento dextrogiro relativo entre las placas Europea e Ibérica.

PALABRAS CLAVE: Tectónica de cabalgamientos, sedimentación, Eoceno, Cretácico, Pirineos.

ABSTRACT

A system of imbricated thrusts (piggy-back sequence), coeval with the sedimentary filling of the Jaca and Tresp basins, was generated during Eocene and Oligocene. The eocene sedimentation was conditioned by ramp anticlines, thus creating syntectonic slope facies on the smooth or rear slope of each thrust (Burgui marls and limestones). Separating these ramp anticlines are several troughs containing different turbiditic systems. Within these systems, and channelized along the troughs, assemblages of carbonate megabeds are intercalated. These assemblages migrated southwards, while each individual megabed within every assemblage shifted eastwards. This arrangement reflects the general thrust sheets movements as they were emplaced earlier at the western part of the Jaca basin, being progressively displaced towards South and East. The carbonate material that compose the megabeds would source from a northern eocene platform, located on the active basin margin, as well as from erosion on the ramp anticlines simultaneously created.

The imbricated thrust system affecting the cover is genetically related to and overlain a big duplex system developed on the basement. The latter dips NW, being of "hinterland dipping" type and has its root or "branch line" located on an intrapaleozoic fault within the axial zone. The tectonic configuration was generated by an NNW-SSE compression, probably due to the dextral relative movement between the Iberian and European plates.

KEY WORDS: Thrust-tectonic, sedimentation, Eocene, Cretaceous, Pirinees.

(*) Hispanoil, Pez Volador, 2, 28007 Madrid.

Introducción

Durante el Eoceno los Pirineos estuvieron sometidos a una compresión, la cual determinó la creación de las diferentes cuencas de sedimentación. En la vertiente surpirenaica, las de Tremp y Jaca ofrecen un excelente ejemplo de cuencas de sedimentación sometidas a compresión simultáneamente. Este hecho es particularmente importante en la cuenca de Jaca, donde se encuentran intercalados en los sedimentos niveles-guía carbonatados, de carácter catastrófico, que son reflejo de la actividad tectónica.

El estudio de estos niveles-guía, junto con otros depósitos sintectónicos, corroboran la interpretación estructural que se presenta. Para realizar ésta, nos hemos basado tanto en datos superficiales como en otros del subsuelo, obtenidos por HISPANOIL durante la exploración de hidrocarburos en la vertiente centro-occidental surpirenaica.

En este trabajo se revisan inicialmente las facies que están más condicionadas por el aspecto estructural. La descripción del marco tectónico y su interpretación acorde con los modelos disponibles en la actualidad ocupan la segunda parte de este estudio. Finalmente, se propone un modelo hipotético de la cadena pirenaica, cuya validez sólo se podrá comprobar con el avance en el conocimiento de la geología Pirenaica. Contribuir en este logro habrá sido uno de los objetivos de este trabajo.

Antecedentes y enmarque geológico

La cuenca surpirenaica eocena ha sido objeto de numerosos trabajos estratigráficos y estructurales, con los cuales

se ha alcanzado un grado notable de conocimiento de la misma. Las relaciones sedimentarias de las diferentes secuencias del Eoceno han sido estudiadas en trabajos de síntesis, sobre todo por Mutti *et al.* (1972), Friend *et al.* (1981), Puigdefábregas (1975), Soler *et al.* (1970). En general, se ha establecido para la cuenca eocena surpirenaica centro-occidental (cuencas de Tremp-Ainsa y Jaca) una dirección ESE-WNW, paralela al borde axial actual. Esta cuenca estaría abierta al Atlántico hacia el oeste, y se rellena durante el Eoceno fundamentalmente por sistemas siliciclásticos. En este dispositivo los sedimentos son transportados desde el este, axialmente, procedentes de un sistema distributivo fluvio-deltaico. Este sistema, compuesto al menos por siete secuencias deposicionales (Mutti *et al.*, 1985), alimenta, hacia el oeste, el conjunto turbidítico o grupo HECHO (Mutti *et al.*, 1972) depositado en la cuenca de Jaca. Entre ambos sectores el anticlinal de Boltaña está interpretado como una estructura sinsedimentaria, siendo al mismo tiempo una prolongación hacia el norte de la plataforma carbonatada meridional. Esta plataforma o Fm de Guara (Puigdefábregas, 1975) flanquea por el sur los sistemas turbidíticos de la cuenca de Jaca, con los cuales se interdentan.

Particularmente, objeto de estudio han sido las intercalaciones carbonatadas del grupo HECHO (Soler *et al.*, 1970; Rupke, 1976; Johns *et al.*, 1981; Labaume *et al.*, 1983). La idea más generalizada recientemente es que estos depósitos poseen un origen septentrional y serían el producto de la desmantelación de una plataforma desarrollada hipotéticamente sobre el manto de Eaux-Chaudes (Labaume *et al.*, 1983).

Varios autores han tratado la evolución tectónica de los diferentes sectores surpirenaicos, sobresaliendo los trabajos de Seguret (1972), Choukronne *et al.* (1973), Souquet (1967),

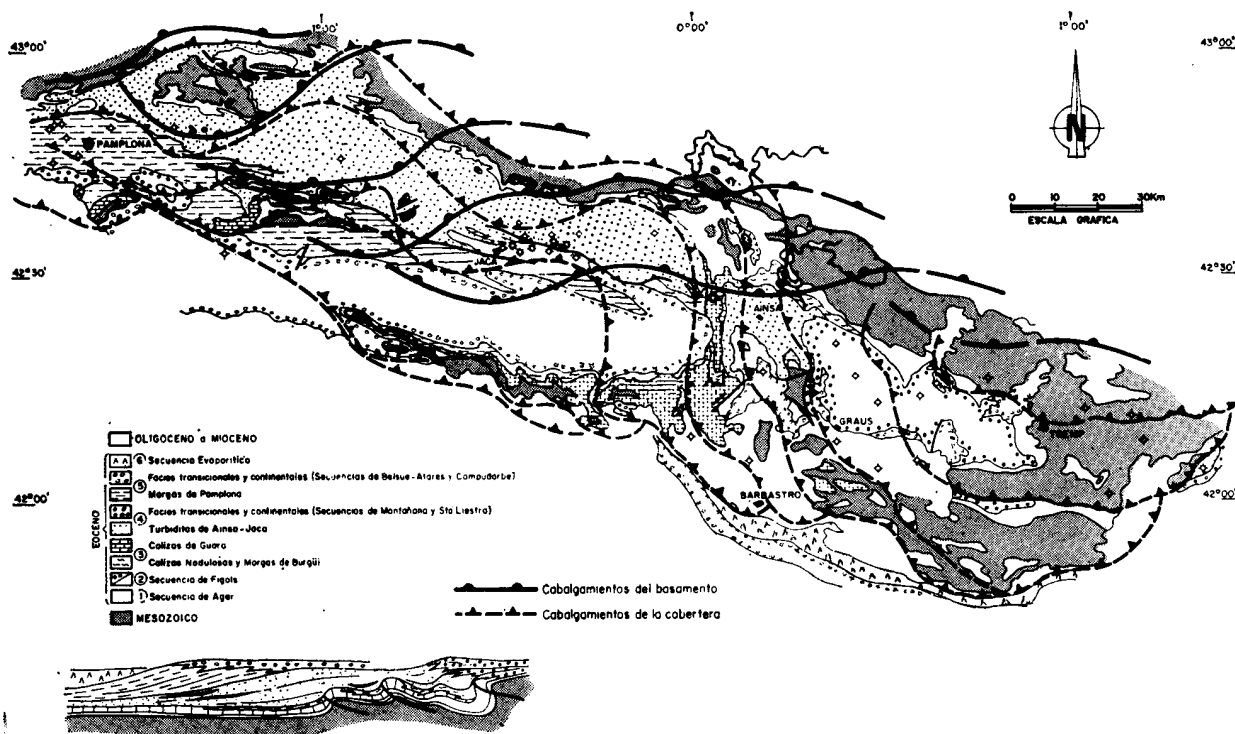


Fig. 1.—Esquema estructural de la vertiente surpirenaica Centro-Occidental. En este esquema se representan como *cabalgamientos del basamento* la intersección del basamento alóctono con la superficie de despegue de la cobertura ("Cutt-Offs" o "Leading branchline", Boyer *et al.*, 1982) y como *cabalgamientos de la cobertura* los límites de estos cabalgamientos ("tip-lines", Elliott, 1976), ya sean aflorantes o fosilizados.

Soler *et al.* (1980) y Puigdefábregas (1975). A partir de ellos, se admite una aloctonía generalizada para la vertiente surpirenaica. El relleno de las cuencas eocenas es contemporáneo al desplazamiento gravitacional, hacia el sur, de la cobertera de la zona axial. Así, al este, se diferencia la "Unidad Surpirenaica Central" alóctona (Seguret, 1970) o "Unidad del Montsech" (Garrido, 1973). Sobre ella se instala el sistema fluvio-deltaico que alimentará el sistema turbidítico depositado en la "Unidad despegada de Gavarnie". Esas unidades se sitúan al frente de los mantos paleozoicos de Gavarnie y de los Nogueras, siendo deslizadas conjuntamente hacia el sur, despegando a nivel del Triás.

Megías (1982) distingue dos fases de deformación principal: la primera produce direcciones de transporte este-oeste y es de edad Eocena; la segunda, Oligocena, produce acortamientos en sentido norte-sur fundamentalmente. La estructura eocena está condicionada por la disposición originaria de las cuencas mesozoicas, que son de este a oeste: Rosas, Tremp y Cantabria, separadas por los altos relativos de Olot y Jaca. Con la primera fase se produce el cabalgamiento de las cuencas mesozoicas sobre los altos adyacentes, para formarse así, sobre éstos, las cuencas sintectónicas durante el Eoceno.

Toda la deformación alpina de los Pirineos comienza en el Cretácico inferior, durante la fase de "rift", con la apertura del Golfo de Vizcaya. Entre el Albense y el Cretácico superior la placa Ibérica se mueve hacia el sureste, con relación a la placa europea. Este movimiento se realiza a través de la falla sinistral norpirenaica, la cual se sitúa en el límite

nocido es el anticlinal de Boltaña. A ambos lados del mismo, el Eoceno de las cuencas de Ainsa y de Jaca presenta notables diferencias sedimentológicas. Esta estructura, claramente cabalgante, no es la única en este área, sino que es una más de los numerosos accidentes cabalgantes que afectan a este sector de la vertiente surpirenaica. La representación de los mismos aparece esquemáticamente en la figura 1. Esta será comentada más adelante, pero merece la pena resaltar simplemente la inflexión que adoptan las estructuras cabalgantes al oeste de Ainsa. Esto explica la similitud de los dos esquemas sedimentarios de la figura 2, cada uno con orientación diferente. En estos esquemas se pueden observar las relaciones entre las diferentes secuencias deposicionales del Eoceno en las cuencas de Jaca y Ainsa. También se aprecian los cabalgamientos comentados anteriormente, formándose una serie de altos y surcos entre cada uno de ellos. Así, en las áreas altas, pueden depositarse carbonatos de plataforma, mientras que por los surcos se canalizarán preferentemente tanto las turbiditas siliciclásticas como las megacapas carbonatadas intercaladas.

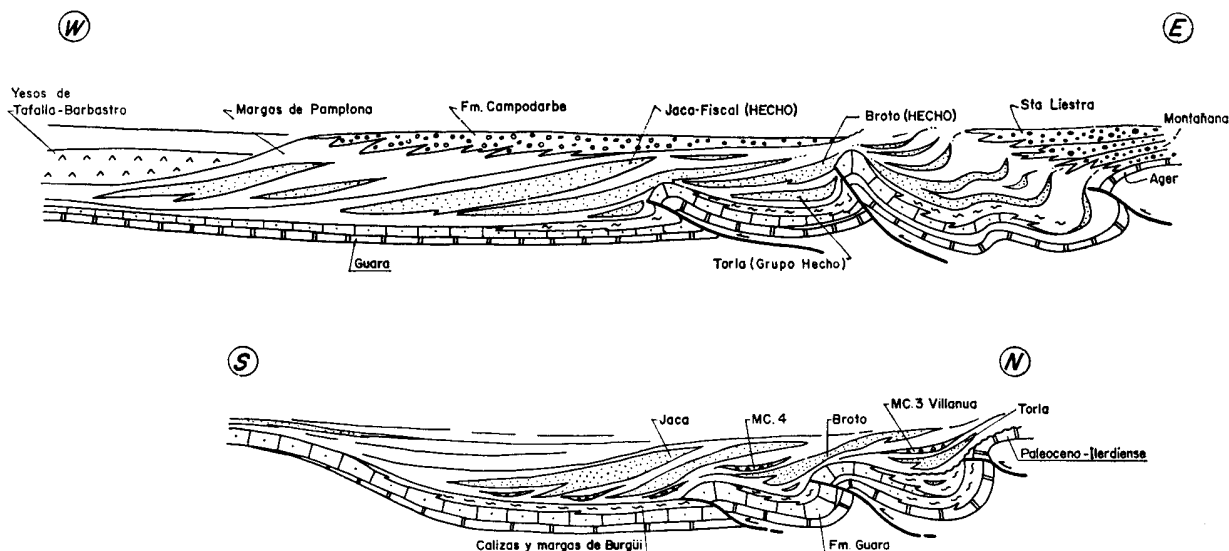


Fig. 2.—Esquema geológico de las secuencias sedimentarias del Eoceno en las cuencas de Tremp y Jaca. (Sin escala). La nomenclatura corresponde a las denominaciones de las formaciones más frecuentes usadas en la bibliografía.

entre estas placas. A partir del Eoceno, el dominio surpirenaico se ve sometido a una compresión norte-sur, como consecuencia de la cual se producen importantes acortamientos en este sentido (Choukroune *et al.*, 1973).

La sedimentación y estructura de las cuencas de Tremp y Jaca

El fenómeno más importante que condiciona la sedimentación en estas cuencas es la formación simultánea de un conjunto de cabalgamientos que configuran la geometría de ellas. Un ejemplo ya co-

La sedimentación en la cuenca de Jaca

Como es sabido, las deformaciones en esta parte de la vertiente surpirenaica ocurren, fundamentalmente, durante el Eoceno y Oligoceno. La configuración de las cuencas eocenas comienza a producirse a partir del Ilerdiense, donde, en general, hay una gran uniformidad de facies. Posteriormente, con el comienzo de los primeros movimientos tectónicos, la sedimentación se diversifica notablemente, coexistiendo con las deformaciones varios ambientes sedi-

mentarios relacionados entre sí: plataformas carbonatadas y sistemas siliciclásticos fluvio-deltaicos, que pasan a turbiditas en las zonas más profundas de la cuenca. Describiremos seguidamente algunos aspectos de estos depósitos.

Las facies de plataforma (Fm Guara)

Las facies de plataforma de la Fm de Guara están presentes en la mayor parte de la cuenca de Jaca y han sido cortadas por todos los sondeos de hidrocarburos de este área en idéntica facies que la serie aflorante en las Sierras Exteriores, la del anticlinal de Boltaña y la de los núcleos de Biniés, Fago y

cambia de facies a calizas nodulosas y margas blancas, aflorando en Burgui (Fm Burgui, como la llamaremos en adelante), en el flanco este del anticlinal de Boltaña, así como en el norte de la Foz de Biniés. Por sus características litológicas, se pueden interpretar como una facies de talud a plataforma externa. Estas calizas y margas de Burgui representan una facies sintectónica, y es la única serie que se encuentra intercalada entre las series Cretácicas-Eocenas repetidas en los sondeos de hidrocarburos de Jaca. Esta facies de talud se crea en los flancos traseros de cada cabalgamiento, o rampa anticlinal, que se forman durante el Eoceno. Su deposición está controlada por la posición estructural, de tal forma

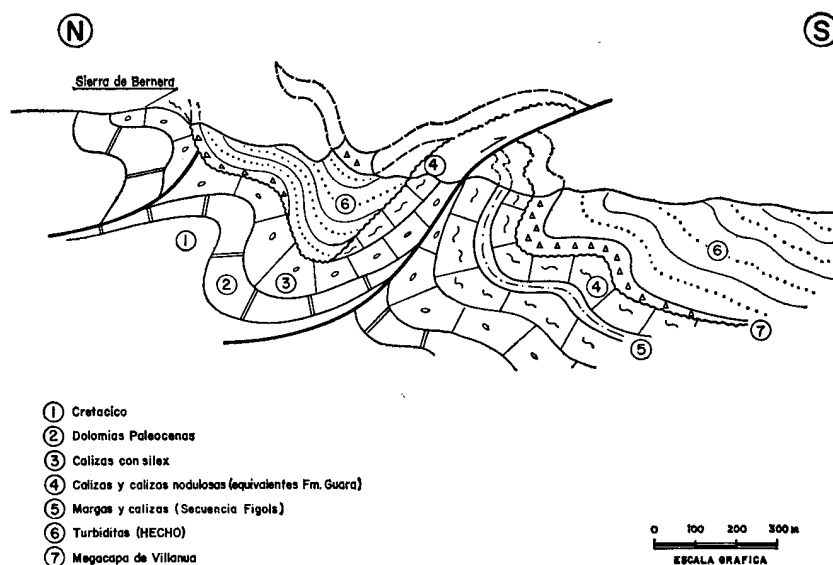


Fig. 3.—Corte geológico por el curso alto del río Osia, al norte de Aragliés del Puerto. Bajo las turbiditas del Grupo HECHO se reconoce la serie equivalente de la Fm Guara. Inmediatamente al norte, ésta se halla erosionada por las series suprayacentes.

Leyre. Forma la base del relleno turbidítico del grupo HECHO y se presenta en facies de plataforma somera con calizas y calcarenitas bioclásticas y, también, en forma de margas y calizas nodulosas, formando éstas una serie intermedia entre la facies anterior y las turbiditas suprayacentes.

Su desaparición hacia las Sierras Interiores, en el norte de la cuenca, donde la serie infrayacente del grupo HECHO lo constituyen las dolomías del Paleoceno-Ilerdiense, se debe a la erosión de las turbiditas. Debajo de esta erosión todavía es posible reconocer en algunas zonas septentrionales de la cuenca (figura 3) la Fm Guara, en facies más profundas que en el borde meridional.

Las facies de talud (Fm Burgui) y las turbiditas del grupo HECHO

La Fm Guara, generalmente en facies de plataforma somera, como hemos dicho anteriormente,

que existe un cambio de facies entre las series carbonatadas del frente de cada rampa (Fm Guara) y estas facies situadas en el talud. En la cartografía, normalmente se encuentran al norte y este de los cabalgamientos. El modelo deposicional se presenta en la figura 4. Progresivamente, la edad de la Fm Burgui y de la Fm Guara es cada vez más moderna hacia el sur, conforme se van propagando los frentes tectónicos. Estos frentes de cabalgamiento forman altos y surcos, como se ha dicho, y, contemporáneamente, el relleno turbidítico procedente del borde oriental de estas cuencas se va adaptando a la evolución de los mismos. Cada sistema turbidítico debe ser más moderno a medida que se progresa en el relleno de la cuenca, teniendo lugar una migración de los depocentros de estos sistemas conjuntamente con la progresión tectónica hacia el sur y oeste de la cuenca, en general. La canalización de los diferentes sistemas turbidíticos seguiría la direc-

ción de los frentes tectónicos, configurándose en forma alabeada muy parecida a la de ellos.

Como conclusión, el grupo HECHO, cuanto más al sur y oeste de la cuenca de Jaca, es más moderno, migrando en su deposición paralelamente al sentido de los frentes activos. La secuencia deposicional es discordante sobre las facies plataforma-talud meridional, existiendo un *onlap* hacia el sur en los flancos traseros de cada rampa anticlinal. En la vertical, estas facies no pasan gradualmente entre ellas, ya que la plataforma equivalente de cada secuencia turbidítica se localizará en posición aún más meridional.

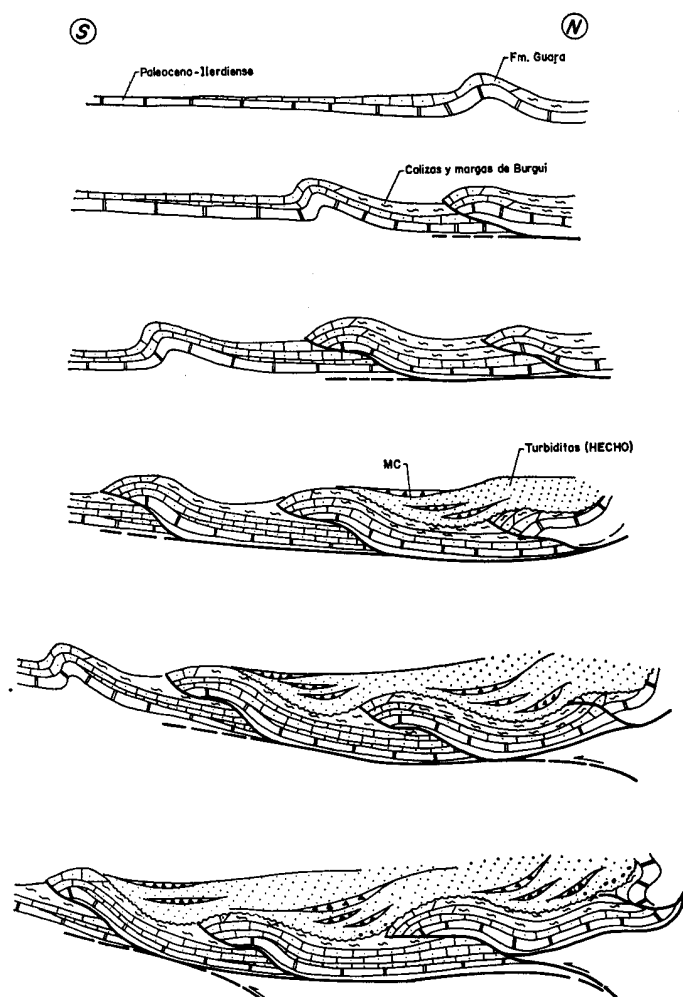


Fig. 4.—Esquema deposicional de las "Calizas y margas de Burgui", de las turbiditas del Grupo HECHO y de las megacapas carbonatadas. El sentido de la procedencia de las megacapas carbonatadas es perpendicular (del oeste y noroeste) a la orientación de este esquema.

Las megacapas carbonatadas

El mecanismo deposicional comentado se refleja también en las megacapas carbonatadas («mega-beds», Rupke, 1976). Preferimos este nombre al de megaturbiditas (Johns *et al.*, 1981; Labaume *et al.*, 1983; Mutti, 1984), ya que estos depósitos están originados volumétricamente más por transportes gravitatorios del tipo «debris-flow», «mud flow», etc., que exclusivamente por los turbidíticos, siendo estos últimos una parte de aquéllos.

Las megacapas carbonatadas se localizan casi exclusivamente en la cuenca de Jaca, tratándose de niveles carbonatados intercalados en las turbiditas del grupo HECHO, con una potencia de hasta más de 100 metros y cuya secuencia ideal ha sido descrita por los autores antes citados.

En general, constan de una parte inferior, la más potente, compuesta casi exclusivamente por carbonatos resedimentados y en la cual aumenta hacia el techo el contenido en cantos blandos de margas. La parte superior presenta mayor contenido en terrígenos y se interpreta como una clásica turbidita, con desarrollo de secuencias de Bouma muy claras.

En el esquema de la figura 4 se puede observar la disposición de estas megacapas sobre la plataforma de Guara y/o la Fm Burgui, en un claro *onlap*, como el resto de las turbiditas del grupo HECHO. Lo mismo que estas últimas, se disponen entre los surcos originados por los cabalgamientos que afectan a esta cuenca. Esta tendencia a «canalizarse» en sentido paralelo a dichos frentes se puede ver en la figura 5. En ésta, se puede observar, además de la migración general de las megacapas hacia el sur de la cuenca, cómo en cada grupo de éstas existe un marcado sentido de desplazamiento hacia el este. Estos hechos reflejan el sucesivo emplazamiento de frentes tectónicos, así como el sentido de movimiento de los mismos. Por tanto, las áreas de plataforma occidentales se dismantelarian primeramente para redepósitos en la cuenca como megacapas carbonatadas. Posteriormente, cada frente eoceno puede ser erosionado en sus áreas frontales para incorporarse a estos depósitos. La cuenca de Jaca, durante el Eoceno, se comporta como una cuenca sometida a una compresión, con un borde activo al norte y noroeste y otro pasivo meridional. El borde activo es el que proporciona, a grandes rasgos, el material resedimentado de las megacapas, mientras que los terrígenos tienen su origen en el borde nororiental. Parece lógico pensar, por tanto, que los terrígenos de algunas de las secuencias superiores de las megacapas deben tener esta última procedencia, como todas las turbiditas del grupo HECHO, axialmente a la cuenca. Este proceso, no tan evidente en las megacapas basales, debe irse acentuando en las superiores, con la progresiva homogeneización y relleno de la cuenca, cuando esta procedencia opuesta aparece más clara.

La estructura de la cuenca de Jaca

Los frentes de cabalgamiento comentados anteriormente, y representados esquemáticamente en la figura 1, forman el armazón tectónico durante todo el Eoceno para dichas cuencas. Varios de estos cabalgamientos son evidentes y han sido estudiados con anterioridad. Sin embargo, merced a los perfiles sísmicos y a los datos aportados por los sondeos, se puede precisar más la cartografía de los mismos.

aquí está fosilizado por las series margosas del Eoceno superior (Fm Belsue-Atares, Puigdefábregas, 1975). La continuidad hacia el oeste es igualmente clara, representando los núcleos calizos de la Foz de Biniés, Fago y de la Sierra de Illón «culminaciones» oblicuas y frontales del mismo. La prolongación hacia el oeste desde el área de Jaca se realiza a través de una gran subida estructural, visible en la figura 6, corte 7. El cabalgamiento de Biniés-Guara presenta morfologías de tipo «ramps» y «flats» (Dalh-

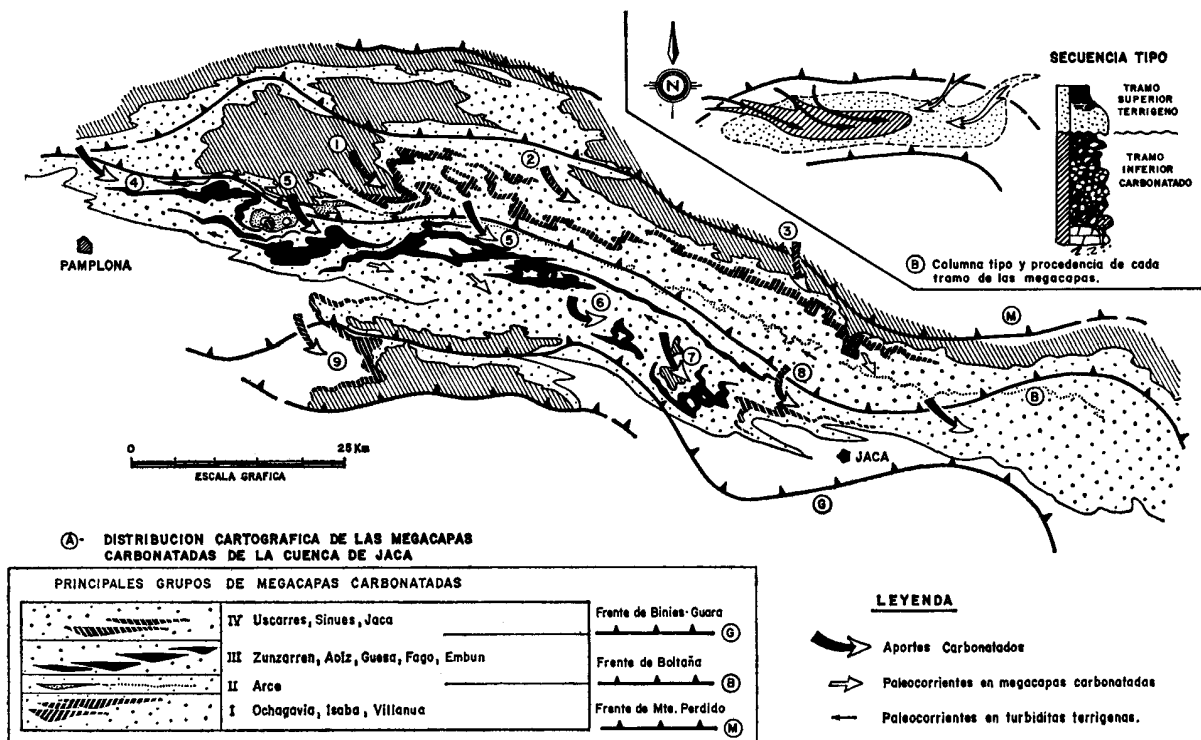


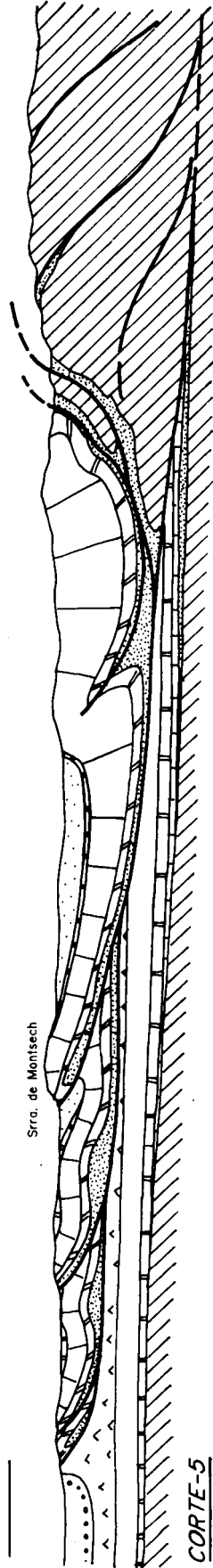
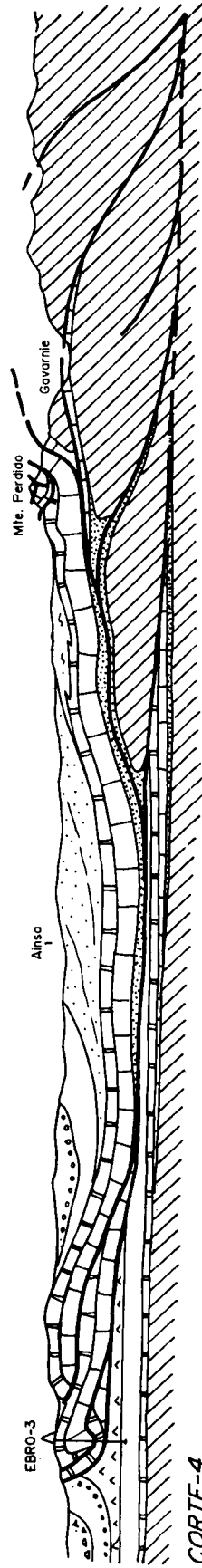
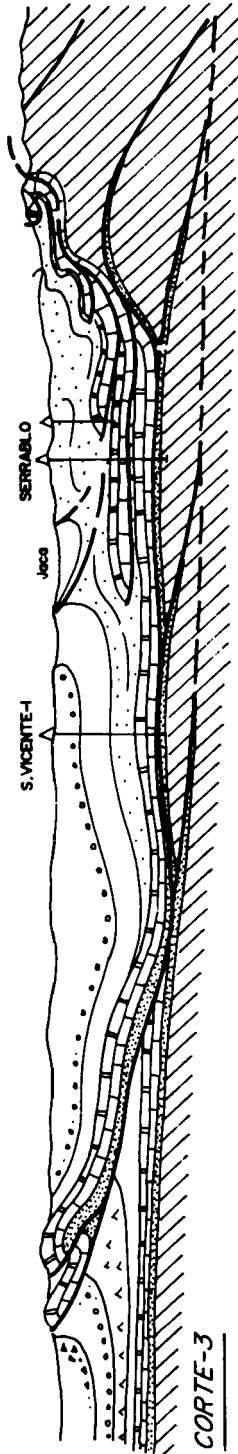
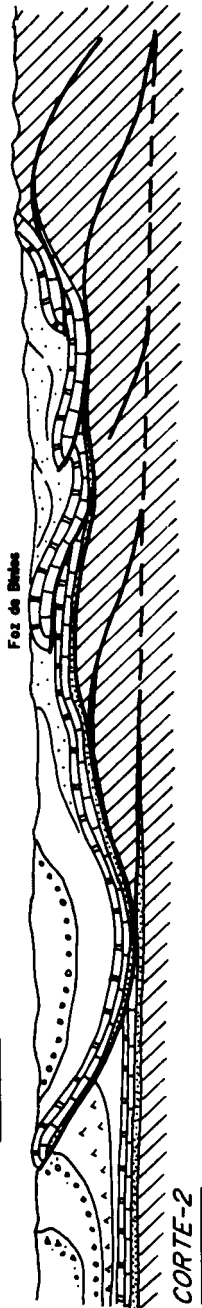
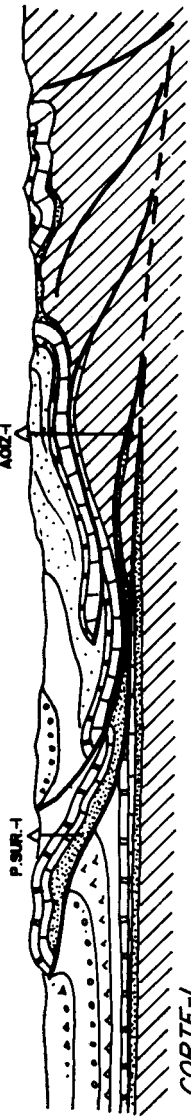
Fig. 5.—A) Distribución esquemática de los principales grupos de megacapas carbonatadas en la cuenca de Jaca y su relación con los frentes tectónicos intraeocenos. Los números indican el orden de deposición de las sucesivas megacapas.—B) Columna-tipo y esquema con la procedencia de cada uno de los tramos que componen las megacapas.

Así, se han podido conectar los frentes aflorantes con los que se hallan fosilizados, de tal forma que la cartografía resultante muestra una interpretación más completa de la geometría de estos cabalgamientos.

Una de las estructuras no evidentes en superficie fue descubierta por los sondeos de hidrocarburos de la cuenca de Jaca, bajo las secuencias turbidíticas del grupo HECHO. Este cabalgamiento (cabalgamiento de Biniés-Guara, como nos referiremos en lo sucesivo) fue atravesado por varios sondeos en Jaca, a casi 4.000 metros de profundidad. Esta estructura se identifica sísmicamente con claridad, describiendo un arco continuo, para salir hacia el sur entre las sierras de Guara y Gabardiella. El cabalgamiento

strom, 1970; Butler, 1982 (ver cortes 2 y 3). Los núcleos Biniés, Fago e Illón son las «rampas anticlinales» de techo plano originadas en el frente de este cabalgamiento. La serie afectada está constituida, fundamentalmente, por los carbonatos del Eoceno inferior y medio y del Cretácico, y, en algunas ocasiones, por el Triás, en el cual se debe iniciar el despegue de esta estructura. Este continuaría por los niveles plásticos del Garumnense y, finalmente, por las calizas y margas de la Fm Burgui. La superposición es muy variable, aunque, en general, es de unos 10 kilómetros. Entraremos más adelante en el sentido de este movimiento, pero parece claro que éste comenzó en el oeste para desplazarse hacia el este, al ser progresivamente fosi-

N



S 6 a

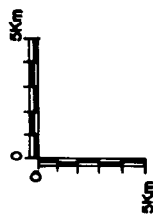


Fig. 6.—4) Cortes geológicos N-S de la vertiente surpirenaica centro-occidental.

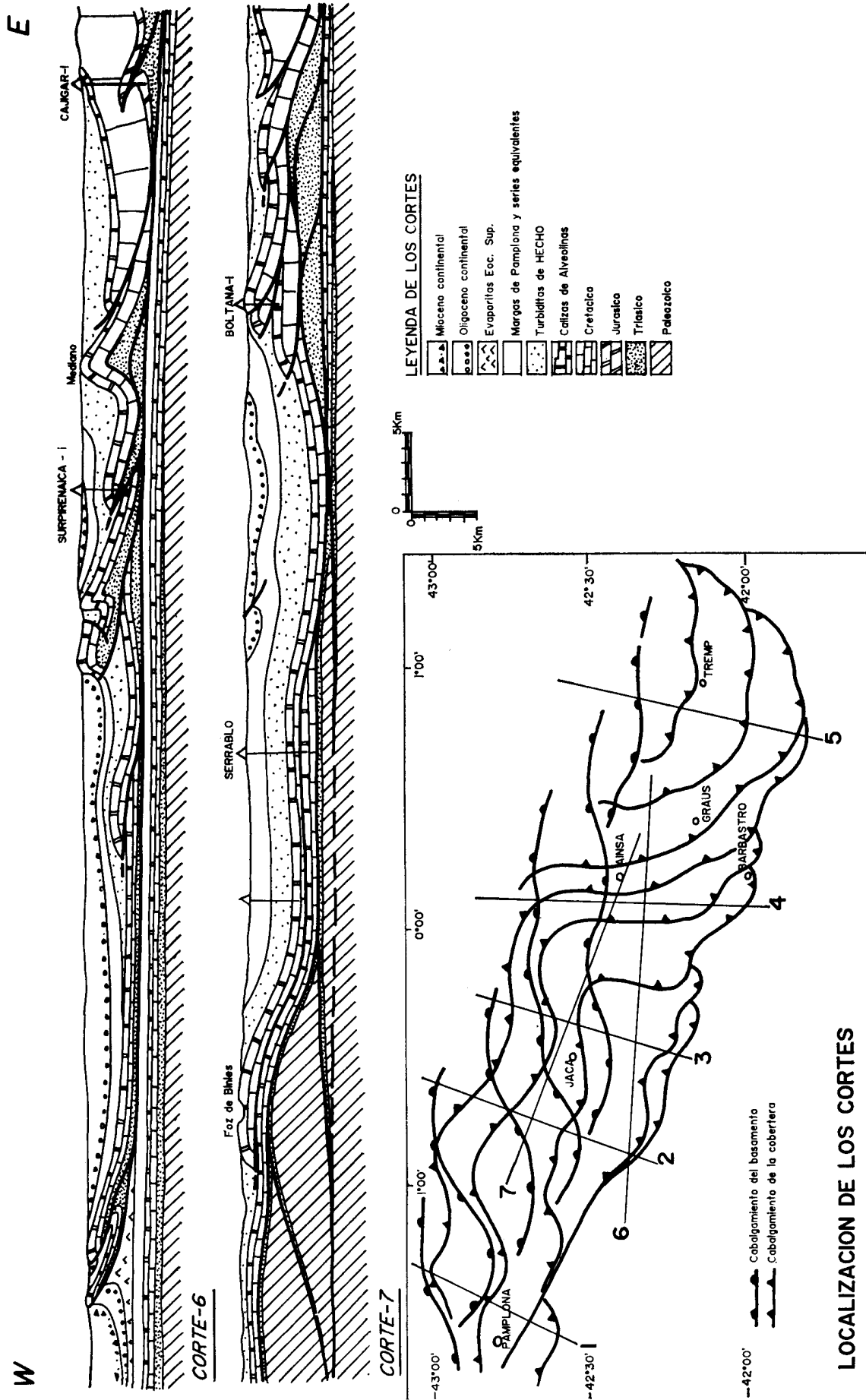


Fig. 6.—B) Cortes geológicos E-W de la vertiente surprenaica centro-occidental.

lizado por series más modernas en este sentido, hasta llegar a cabalgar las evaporitas del Eoceno superior-Oligoceno, en la región de Barbastro.

Otra estructura similar al cabalgamiento de Biniés-Guara sería el cabalgamiento de Boltaña. Este cabalgamiento englobaría un complejo grupo de repeticiones tectónicas, entre las cuales se incluyen la de Ordesa, así como algunas de las que afectan a las Sierras Interiores Alto-aragonesas. Este frente cortado en el sondeo Boltaña-1 (cortes 6 y 7) puede seguirse hacia el oeste (corte 3), habiendo sido atravesado también por sondeos en el área de Jaca en posición más septentrional que el de Biniés-Guara. Este frente cabalgante se prolonga hacia el oeste, pudiendo ser equivalente de las unidades cabalgadas del área de Aoiz (corte 1). Hacia el sureste, como el de Biniés, se sigue hasta Barbastro para cabalgar, de forma similar a aquél, sobre las evaporitas del Eoceno-Oligoceno.

Un nuevo cabalgamiento fue atravesado por un sondeo al sur de la cuenca de Ainsa (corte 6). Dicha estructura debe ser anterior al frente de Boltaña, situándose espacial y temporalmente entre éste y el de Cotiella. Por lo tanto, sería equivalente de las repeticiones superiores del Monte Perdido.

Asociada a estos cabalgamientos se desarrolla una esquistosidad paralela a los frentes, observándose en ésta curvaturas similares a las de aquéllos.

En las Sierras Exteriores de Huesca, los pliegues norte-sur no son pliegues cónicos cerrados, sino estructuras cilíndricas basculadas hacia el norte (S. Julián, 1979), las cuales continuarían orientándose según una dirección próxima a la este-oeste. Los pliegues de Arguis y Rasal, sin llegar a ser cabalgamientos importantes, están situados entre el de Guara y el de Gállego, describiendo unos arcos similares a los de estos últimos. El pliegue del Gállego, descrito por Puigdefábregas (1975), representa el frente de otro cabalgamiento eoceno, el más externo que afecta a la cuenca de Jaca. Esta estructura, junto con las anteriormente descritas, continúa deformándose con el cabalgamiento de la cuenca de Jaca sobre el Valle del Ebro, amortiguándose finalmente todo el sistema hacia el oeste, en la falla de dirección dextro de Liédena-Pamplona.

Sedimentación y estructura de la cuenca de Tremp

La estructuración de esta zona se produce en una etapa ligeramente anterior a la de la cuenca de Jaca. El cabalgamiento del Cotiella, emplazado al menos durante el Cuisiense inferior (Soler y Garrido, 1970) sería una de las estructuras más tardías que afectan a la cuenca de Tremp.

Con anterioridad y durante la deposición del Cre-

tácico superior, se producen simultáneamente diversas estructuras que condicionan la sedimentación de éste. Los cabalgamientos de Boixols, San Corneli, Turbón y Montsech son estructuras de este tipo.

El cabalgamiento de Boixols-San Corneli ha sido atravesado por varios sondeos presentando gran complejidad tectónica. Esta estructura condiciona claramente la deposición del Campaniense - Maestrichtiense en el área del anticlinal de San Corneli y, finalmente, es fosilizada por los conglomerados garumnenses de Coll de Nargó (Garrido *et al.*, 1972; Garrido, 1973).

El anticlinal del Turbón es otra estructura cabalgante que condiciona la sedimentación del Santoniense, de igual forma que estaba condicionada por la tectónica la sedimentación de la Fm Guara y las calizas y margas de Burguá en la cuenca de Jaca, de tal forma que es posible reconocer aquí en el Santoniense facies con idéntico significado. La secuencia turbidítica del Campaniense fosiliza en todo este área numerosas estructuras: Turbón, Egea, Sierra de Chía, etc.

El cabalgamiento del Montsech, que debió de iniciarse como una estructura que condicionó la sedimentación del Cretácico superior y Paleoceno (Liebau, 1973), continúa funcionando durante todo el Eoceno, condicionando a su vez la sedimentación de éste en las cuencas de Tremp (Friend *et al.*, 1981) y en la de Ager. Esto explicaría la difícil correlación del Eoceno de estas cuencas.

Basándonos en observaciones sísmicas, la prolongación del cabalgamiento del Montsech, a partir de Tolva, adopta una dirección próxima a norte-sur, imbricándose al plano de despegue general en un área comprendida entre los cabalgamientos del Cotiella y Turbón.

Estos cabalgamientos en muchas áreas son estructuras no aflorantes («blind thrusts»), no observándose que las turbiditas del Cretácico superior en la cuenca del Tremp, así como las del grupo HECHO en la cuenca de Jaca, estén cortadas por ellos, ya que los fosilizan en muchas zonas de estas cuencas.

Estos cabalgamientos se imbricarían hacia el norte o noroeste, en una superficie de despegue común, no observándose en la actualidad dicha imbricación por erosión.

Los frentes, donde adoptan direcciones norte-sur, tienen, como el de Boltaña, clara vergencia hacia el oeste y cortan en bisel a la serie subyacente. Para Seguret (1972), el contacto norte-sur del manto del Cotiella se comporta como un desgarre dextro. Este mecanismo se puede generalizar a todos los sectores de cabalgamientos orientados en sentido norte-sur, como el anticlinal del Turbón. Este movimiento se precisará más tarde; no obstante, las directrices meridianas que comentamos parecen ser el resultado de un movimiento hacia el sur a través de «rampas laterales» (Butler, 1982).

Estructura del basamento en las cuencas de Tremp y Jaca

Relacionadas con los cabalgamientos de la cobertera descritos hasta ahora existen otras estructuras cabalgantes que afectan fundamentalmente al paleozoico. Estas son las estructuras que denominaremos desde ahora cabalgamientos del basamento, los cuales, además del paleozoico, llevan involucrada una cobertera reducida de edad Permo-Triásica a Cretácica.

Entre las estructuras mencionadas anteriormente, se localizaría otra unidad de basamento autóctono cuyo único reflejo superficial sería la elevación estructural que se observa en el área del Roncal.

Un cabalgamiento de basamento individualizado sísmicamente aparece en una posición más meridional que la de los descritos hasta ahora. Su posición estructural es inferior a la del cabalgamiento de Gavarnié (cortes 2, 3 y 4), siendo, además, el último cabalgamiento de basamento en emplazarse en la cuenca de Jaca. Con el mismo se originaría el sincli-

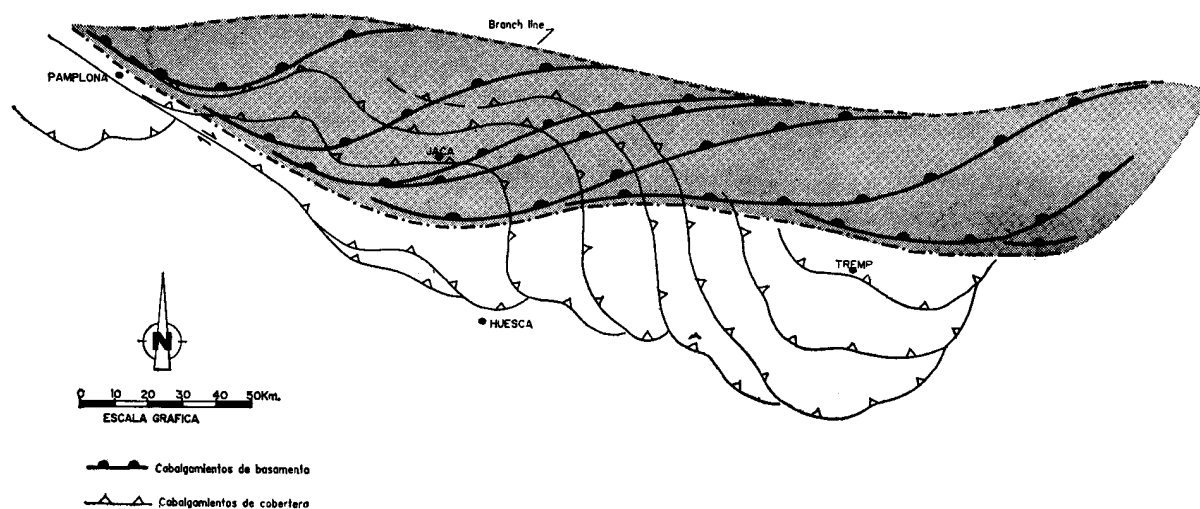


Fig. 7.—Modelo tectónico de la vertiente surpirenaica centro-occidental. La superficie oscura representa el área ocupada por el "floor thrust". La línea a puntos y trazos separa el área ocupada por el "floor thrust" y el área en la cual hay superposición anormal sobre el dominio autóctono del Valle del Ebro.

Estas estructuras se han representado también en la figura 1, de acuerdo con los datos sísmicos disponibles contrastados con otros procedentes de sondeos y con las observaciones de geología de superficie.

Un clásico ejemplo de éstos es el conjunto de cabalgamientos de Gavarnié-La Larri. Estos continúan sísmicamente hacia el suroeste, uniéndose con toda probabilidad con el paleozoico autóctono existente debajo de la estructura de Biniés-Fago. Esta estructura en la cuenca de Jaca no tiene representación cartográfica superficial y sólo se observa una gran subida estructural hacia el oeste de Jaca (fig. 6, corte 7). Esta subida afecta al cabalgamiento de Biniés-Guara, sin que éste se vea cortado por el cabalgamiento de Gavarnié.

Otra estructura similar es el cabalgamiento de Aoiz, puesto en evidencia por el sondeo Aoiz-1 (figura 6, corte 1) al perforar éste cerca de 3.000 metros de paleozoico autóctono. Este cabalgamiento tampoco muestra ningún reflejo en la cartografía de superficie, explicándose con éste el abombamiento estructural del macizo de Oroz-Betelu.

nal sintectónico del Guarga. A partir de este cabalgamiento, la cobertera del mismo, despegada a nivel del Triás y Eoceno, cabalga sobre el autóctono del Valle del Ebro, llegando a superponerse sobre éste tanto en la transversal de Jaca como en la de Ainsa (cabalgamiento de basamento del Guarga).

La cartografía de los cabalgamientos de basamento en la figura 1 representan las intersecciones de los mismos con la superficie de despegue en la cual se imbrican los cabalgamientos de la cobertera, ya que éstos nunca están cortados por aquéllos («cutt-offs» o «leading branch-lines», Boyer *et al.*, 1982). Su representación, conjuntamente con los que afectan exclusivamente a la cobertera, es la base en la cual apoyamos la interpretación siguiente, donde se explicarán las relaciones existentes entre ambos.

Interpretación geodinámica

El esquema estructural descrito puede asimilarse a un conjunto tectónico doble. Por una parte, los

cabalgamientos del basamento forman un sistema «duplex» (Dahlstrom, 1970). Este buza hacia el noroeste y es del tipo «hinterland dipping» (Boyer *et al.*, 1982). Hacia el este, en la cuenca de Tremp, el sistema duplex es de tipo «antiformal stack» (Boyer *et al.*, 1982) como consecuencia del progresivo buzamiento hacia el sur del «roof thrust», con lo cual se favorece el deslizamiento de la cobertera en este sentido. Por otra parte, en la cobertera, los frentes de cabalgamiento («thrust sheet») forman otro sistema superpuesto al anterior, disponiéndose como un conjunto imbricado, del tipo «piggy-back» (Butler, 1982). Este sistema tectónico produce un desplazamiento en los depocentros hacia el sur de las diferentes secuencias sedimentarias en las áreas de Jaca y Tremp.

El esquema estructural de la figura 7 refleja las

Valle del Ebro con mayor superposición cuanto más importante sea este despegue. La superposición mencionada se indica en la figura 7 por medio de una línea a trazas y puntos. Este límite puede considerarse una «leading branch line» (Butler, 1982) para el sistema cabalgante duplex que afecta al basamento.

El cabalgamiento frontal surpirenaico, en cada área considerada, sigue igualmente una trayectoria en forma de escalera, por medio de «ramps» y «flats», como en otros cabalgamientos descritos anteriormente. El despegue se inicia en el Triás, en las zonas septentrionales del este, mientras que al oeste, lo hace por el Cretácico superior margoso al faltar el Triás evaporítico. Hacia el sur, finalmente, continúa por las series margoso-evaporíticas del Eoceno superior.

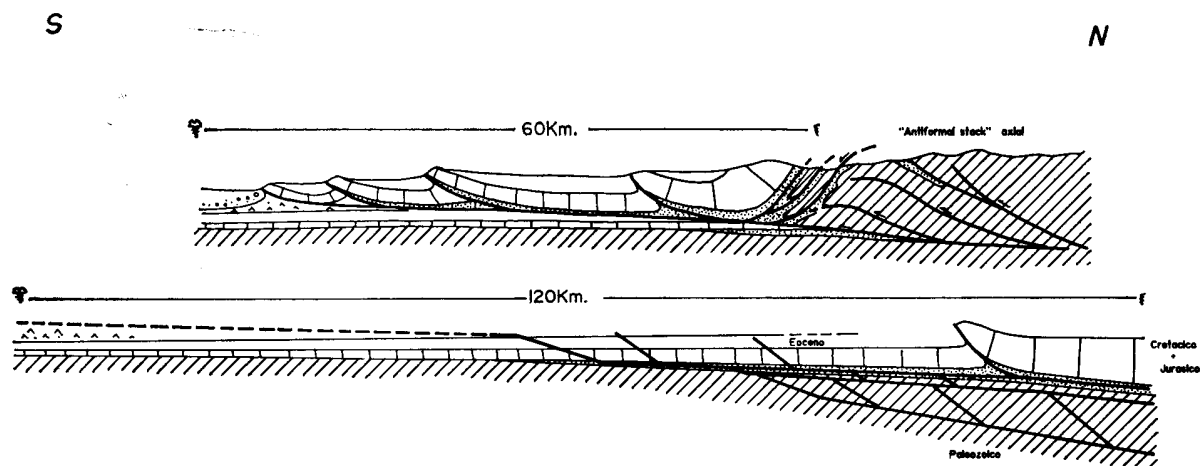


Fig. 8.—Corte estructural-tipo de la parte central de la vertiente surpirenaica y restitución aproximada del mismo. El acortamiento aproximado es de 60 kilómetros. En el corte reconstruido puede verse la evolución hacia el sur del duplex y el despegue del sistema imbricado de cabalgamientos.

diferencias estructurales de las áreas de Tremp y de Jaca. En esta última se ubican preferentemente los cabalgamientos del basamento. Junto a éstos, los despegues de la cobertera, muy reducida de espesor aquí, se enraizan hacia el norte. En el área de Tremp, los cabalgamientos de basamento se localizan al norte, y los cabalgamientos de la cobertera se imbrican a lo largo de una superficie de despegue común («roof-thrust» del duplex del basamento), siendo este despegue mucho más importante que en la cuenca de Jaca. Estas diferencias estructurales están condicionadas por una paleogeografía diferente, ya que la cuenca de Tremp presentaría en su origen una serie triásica mucho más potente que la cuenca de Jaca, con lo cual se han favorecido más los despegues de la cobertera. Dichos despegues no se amortiguan frontalmente hacia el sur (Seguret, 1972), sino que la cobertera cabalga sobre el autóctono del

El acortamiento para la vertiente surpirenaica centro-occidental es diferente según los distintos sectores, resolviéndose al este con mayor superposición anormal sobre el Valle del Ebro, mientras que al oeste, en la cuenca de Jaca, la aloctonía sobre éste es menor. Esto es debido tanto a la evolución estructural del sistema duplex, como a las diferencias paleográficas. La figura 8 presenta un modelo de reconstrucción para un corte tipo de la zona central surpirenaica. La cobertera, originariamente situada sobre el actual «antiformal stack» del duplex, se despegaba hacia el sur cabalgando sobre el Valle del Ebro por medio de un sistema imbricado de cabalgamientos.

El acortamiento en la cuenca de Tremp puede cifrarse en 60 kilómetros aproximadamente. Este valor disminuye hacia el oeste gradualmente, siendo de 40 y 20 kilómetros para las áreas de Jaca y Aoiz,

respectivamente. Este acortamiento es exclusivamente Eoceno-Oligoceno, ya que no se contabilizan aquí los acortamientos anteriores a esta edad.

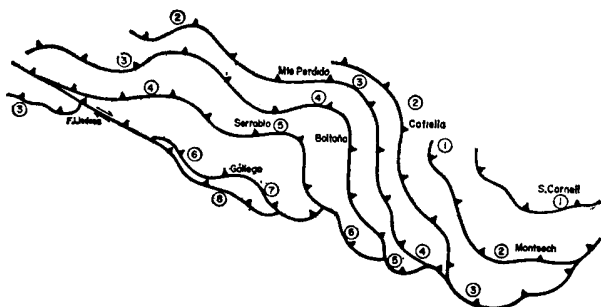


Fig. 9.—Esquema estructural mostrando el movimiento relativo de los cabalgamientos de la cobertera en diferentes áreas de la vertiente surpirenaica. Los números indican de forma aproximada la cronología de movimientos.

La deformación tectónica es continua en el tiempo; comenzaría en el Cretácico superior y continuaría hasta el Mioceno. La vertiente surpirenaica se desplaza hacia el sur, progresivamente, en etapas diferenciadas, pero sin interrupción.

seguidos progresivamente por los del Monte Perdido, Boltaña, Biniés-Guara, etc. Al mismo tiempo, se va produciendo el relleno turbidítico de los surcos creados y la deposición de megacapas carbonatadas en la cuenca de Jaca, en el sentido de progresión tectónica de cada cabalgamiento. Este sentido de oeste o este se produce también en el emplazamiento de los mantos paleozoicos de Aoiz, Roncal, Gavarnie y Guarga, llegando alguno de estos a deformar los cabalgamientos de la cobertera formados con anterioridad. Estos cabalgamientos del basamento delimitan los sucesivos compartimentos estructurales o «horses» (Boyer *et al.*, 1982) que componen el sistema duplex comentado anteriormente.

Los cabalgamientos de la cobertera son progresivamente fosilizados por los materiales terrígenos procedentes del borde oriental de las cuencas, canalizándose por los surcos originados entre dichos frentes. Esta fosilización llega, en las zonas meridionales, hasta el Oligoceno. La deformación de las últimas cuencas continentales de esta edad (creación de los sinclinales del Guarga o de Graus) tiene lugar con el emplazamiento de los últimos cabalgamientos paleozoicos de Gavarnie, Guarga, etc.

El cabalgamiento frontal surpirenaico no es un frente único simultáneo, sino la suma de los dife-

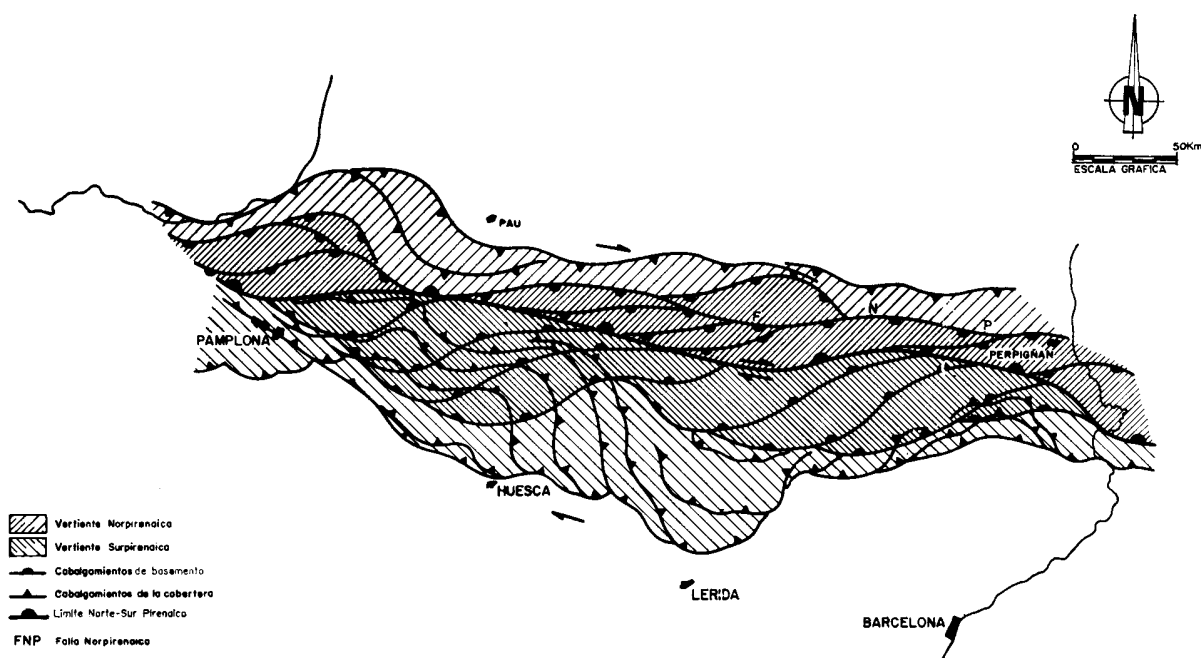


Fig. 10.—Esquema estructural de la Cordillera Pirenaica.

El movimiento se intenta reconstruir en la figura 9. Con este modelo hipotético los primeros cabalgamientos sobre el dominio autóctono del Valle del Ebro serían los de S. Corneli, Montsech y Cotiella,

rentes cabalgamientos emplazados progresiva y principalmente a lo largo del Eoceno y Oligoceno. La correlación de series fosilizantes ha sido causa de un gran confusionismo, al intentar datarse el mo-

vimiento de un cabalgamiento simultáneamente en diferentes zonas a la vez.

La inflexión que presentan las estructuras, al orientarse según la dirección norte-sur, se origina al producirse en la cuenca de Tremp una mayor aloctonía que en la de Jaca. El borde oriental del Segre actúa como una barrera tectónica de tipo «hanginwall drop fault» (Butler, 1982). La «aloctonía» de la vertiente surpirenaica es diferente a ambos lados de la alineación del Segre, siendo mayor en el oeste, por medio de los cabalgamientos de Boixols, Montsech, etc., que en el borde este (Pedraforca y Cadi). Los cabalgamientos orientados en sentido norte-sur funcionan como sistemas dextrogiro relativos, al progresar el movimiento de oeste a este y de norte a sur, en cuyo caso, tales direcciones representan rampas laterales u oblicuas del movimiento general hacia el sur. Los cabalgamientos próximos a la alineación del Segre serían también rampas laterales con vergencia hacia el este.

En el esquema de la figura 7, la línea de articulación o «branch line» del sistema duplex que afecta al basamento, se localizaría en la actual zona axial. Esta sería la raíz de todos los cabalgamientos paleozoicos, unidos por medio de uno basal o «floor thrust». Esta superficie, visible sísmicamente en ocasiones, conectaría en profundidad los diferentes cabalgamientos paleozoicos, y se representa a trazos en los cortes de la figura 6.

El modelo tectónico propuesto se debería probablemente a una compresión aproximada noroeste-sureste, como resultado del movimiento dextrogiro general a partir del Cretácico superior. Esta componente dextrogiro podría generalizarse a un movimiento dextro relativo entre las placas Europea e Ibérica. El resultado de la convergencia entre estas placas origina la disposición geométrica del duplex del basamento descrito. En general, los cabalgamientos de la cobertera no pueden ser utilizados para deducir una componente de compresión generalizada al comportarse la cobertera en su despegue de forma diferente para cada área.

Como hipótesis se apunta un modelo para la vertiente norpirenaica que seguiría un modelo similar al propuesto para la zona surpirenaica. Este modelo norpirenaico actuaría simétricamente, comenzando la deformación en la zona oriental (fase finicretácea, Mattauer *et al.*, 1967) antes que en la occidental (fig. 10), debiendo experimentar la cobertera despegues tectónicos como en la zona surpirenaica. Este hecho puede ser más importante en el área occidental, donde, además, los macizos paleozoicos de Cinco Villas, Quinto Real, etc., están involucrados en este tipo de tectónica de cabalgamientos, debiendo ser compartimentos estructurales o «horses» del duplex norpirenaico general. La disposición simétrica de los cabalgamientos de basamento se podría asi-

milar al modelo descrito por Lowell (1977) para cinturones de cabalgamientos originados entre los márgenes convergentes de movimientos transformantes.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento a Hispanoil por las facilidades obtenidas para la publicación de este trabajo, en el que se ofrecen algunas de las ideas obtenidas durante la exploración de hidrocarburos en las cuencas de Tremp y Jaca.

También agradecemos especialmente a W. Martínez, A. Garrido, J. Suárez y J. Rodríguez de Pedro por su crítica y discusión de muchas de las ideas que aquí se exponen.

Bibliografía

- BOYER, S. E. y ELLIOT, D.
1982. Thrust Systems. *A. A. P. G., Bull.*, **66**, 1196-1230.
- BUTLER, R. W. H.
1982. The terminology of structures in thrust belts. *Jour. Struc. Geol.*, **5**, 239-247.
- CHOUKROUNE, P.; SEGURET, M. y GALDEANO, A.
1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: Un modèle des relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. de la Soc. Géol. de France*, **15**, 600-611.
- DAHLSTROM, C. D. A.
1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petr. Geology*, **18**, 332-406.
- DE FEDERICO, A.
1981. La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Ainsa. *Pub. de Geol.*, **12**, Univ. Autón., Barcelona.
- ELLIOT, D.
1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrusts-sheets. *Royal Soc. London Philos. Trans. A.*, **283**, 289-312.
- ESTRADA, M. R.
1982. Lóbulos deposicionales de la parte superior del grupo HECHO, entre el anticlinal de Boltaña y el Río Aragón (Huesca). Tesis Univ. Autón., Barcelona.
- FRIEND, P. F.; MARZO, M.; NIJMAN, E. y PUIGDEFÁBREGAS, C.
1981. Fluvial Sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro basin, Spain. *Fields guides to modern and ancient fluvial systems in Britain and Spain*, ed. by T. Elliot, Univ. Keele, Ch. 4, 4.1-4.50.
- GARRIDO MEGÍAS, A. y RÍOS, L. M.
1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre. *Bol. Geol. y Min.*, **83**, 1-47.
- GARRIDO MEGÍAS, A.
1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central. Tesis Doctoral, Univ. de Granada.
- GARRIDO MEGÍAS, A. y CÁMARA, R. P.
1983. Direction of displacement of tectonic units in the Southern Pyrenees. (Conference Report. The

- tectonic evolution of the Pyrenees: a workshop) in *J. Geol. Soc. London*, 141, 379-381.
- GRIMAUD, S.; BOILLOT, G.; 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. *Marine Geology*, 45, 63-77.
- JOHNS, D. R.; MUTTI, E.; ROSELL, J. y SEGURET, M.
1981. Origin of a thick redeposited carbonate bed in Eocene turbidite of HECHO Group. S. Central Pyrenees, Spain. *Geology*, 9, 161-164.
- LABAUME, P.; MUTTI, E.; SEGURET, M. y ROSELL, J.
1983. Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocene inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. France*, 25, 927-941.
- LABAUME, P. y SEGURET, M.
A section across a turbiditic foreland basin: the lower and middle eocene Navarra-Aragon basin. Southern Pyrenees. Northern Spain (in press).
- LIEBAU, A.
1973. El Maestrichtiense lagunar (Garumniense de Isona). *13 Col. Eur. de Microp.*, 87-112.
- LOWELL, J. D.
1972. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Bull. Geol. Soc. America*, 83, 3091-3102.
- MATTAUER, M. y PROST, F.
1967. L'évolution structurale de la partie Est du domaine Pyrénéo-Provençal au Crétacé et au Paléogène en "Biogéographie du Crétacé-Eocène de la France méridionale".
- MEGÍAS, A. G.
1982. Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico surpirenaico. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 1005-1015.
- MEGÍAS, A. G. y CÁMARA, P.
1983. Evolución Tectosedimentaria de las cuencas turbidíticas de Ainsa y Jaca (Zona Centro-Occidental de la vertiente surpirenaica). *Actas X Con. Nac. de Sedimentología*, 54-57. Menorca, 26-30, septiembre 1983.
- MUTTI, E.
1984. The HECHO Eocene Submarine Fan System, South-Central Pyrenees, Spain. *Geomarine Letters*, 3, 199-202.
- MUTTI, E.; LUTTERBACHER, H. P.; FERRER, J. y ROSELL, J.
1972. Schema stratigráfico e lineamenti di facies del Paleogene marino deca zona centrale subpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pampolna (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 391-416.
- MUTTI, E.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R. y ZAMORANO, M.
1985. Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene HECHO Group turbidite systems South-Central Pyrenees. *Excursion guide-book 6th European Regional Meeting, Lérida, Spain*, 519-576.
- PUIGDEFÁBREGAS, C.
1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-188.
- REMACHA, G. E.
1983. "Sandtongues" de la Unidad de Broto (Grupo HECHO) entre el anticlinal de Boltaña y el río Osia (prov. de Huesca). Tesis Univ. Autón. de Barcelona.
- RUPKE, M. A.
1976. Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, Southwestern Pyrenees. *Sedimentology*, 23, 43-65.
- SAN JULIÁN, E.
1979. Estudio geológico de Arguis. E. N. S. P. M. (I. F. P.). Francia.
- SEGURET, M.
1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Pub. U. S. T. L.*, Montpellier. Série Géol. Struc., 2, 1972.
- SOLÉ SUGRAÑES, L.
1978. Gravity and compressive nappes in the Central Southern Pyrenees (Spain). *Am. Jour. of Science*, 278, 609-637.
1983. Discussion about the emplacement of some of the Southern Pyrenees nappes (Spain). *Acta Geol. Hisp.*, 18, 47-53.
- SOLER, M.
1970. Etude géologique du Haut Aragon Occidental. E. N. P. A. S. A.
- SOLER, M. y GARRIDO, A.
1970. La terminación occidental del manto del Cotiella. *Pirineos*, 96, 5-20.
- SOLER, M. y PUIGDEFÁBREGAS, C.
1970. Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental. *Pirineos*, 96, 5-20.
- SOUQUET, P.
1967. Le Crétacé Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Tesis, Fac. Sc. Toulouse.
- TEN HAAF, E.
1966. Le flysch sud-pyrénéen, le long du rio Ara (Huesca). *Pirineos*, 81-82, 143-150.
- VAN LUNSEN
1970. Geology of the Ara-Cinca Region Spanish Pyrenees, province of Huesca. *Geol.-Ultr. Utrecht*.
- WILLIAMS, G. D.
1985. Thrust tectonics in the South Central Pyrenees. *Jour. of Str. Geol.*, 7, 2-17.
- ZWART, H. J.
1979. The Geology of Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, 50, 1-74.

Recibido el 13 de mayo de 1985.
Aceptado el 14 de diciembre de 1985.