

Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno: cuenca de antepaís surpirenaica)

Miguel López Blanco

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

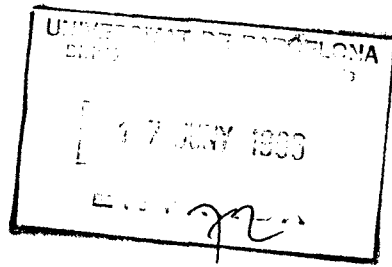
ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



UNIVERSITAT DE BARCELONA

Departament de Geologia Dinàmica,
Geofísica i Paleontologia



Facultat de Geologia
Zona Universitària de Pedralbes
Tel. 402 13 76
Fax 402 13 40
08071 Barcelona

ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL DE SISTEMAS DELTAICOS EN CUENCAS DE ANTEPAIS: EJEMPLOS DE SANT LLORENÇ DEL MUNT, MONTSERRAT Y RODA (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica)

Memoria realizada por Miguel LÓPEZ BLANCO en el Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia de la Facultat de Geologia de la Universidad de Barcelona, dirigida por los doctores Mariano Marzo Carpio, del mencionado departamento y Luís Pomar Goma del Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears, para optar al grado de Doctor en Geología.

Barcelona, Junio de 1996

Los directores:

Mariano Marzo Carpio

Luis Pomar Goma

El doctorando, Miguel López Blanco

Lámina VI

• Fotografías de secuencias compuestas y secuencias aluviales de la zona de Sant Llorenç del Munt.

1 y 2) Vistas de las secuencias compuestas de Sant Vicenç, Vilomara y Manresa en el barranco de la Santa Creu. Las líneas azules indican las superficies de máxima inundación y las líneas rojas indican los límites de secuencia. Los triángulos coloreados marcan la posición, en diferentes momentos a lo largo de la evolución del sistema, de las facies conglomeráticas de frente delataico proximal; los números indican la cronología relativa (no coinciden en la foto 1 y en la 2). MSV=Superficie de máxima inundación de la secuencia compuesta de Sant Vicenç; TSV=Techo de la secuencia compuesta de Sant Vicenç; MV=Superficie de máxima inundación de la secuencia compuesta de Vilomara; TV=Techo de la secuencia compuesta de Vilomara; MM=Superficie de máxima inundación de la secuencia compuesta de Manresa.

3) Vista de paisaje de los cuatro niveles guía rudfícos monogénicos (de clastos triásicos) que delimitan las secuencias definidas en el abanico aluvial en base a la composición de los clastos.

• *Pictures of composite sequences and alluvial sequences in Sant Llorenç del Munt area.*

1 & 2) *Landscape views of Sant Vicenç, Vilomara and Maresa composite sequences along "La Santa Creu" valley. Blue lines indicate maximum flooding surfaces and the red lines show the composite sequence boundaries. The coloured triangles indicate the successive position of the proximal fan-delta front conglomerates. MSV=Maximum flooding surface of Sant Vicenç composite sequence; TSV=Top of Sant Vicenç composite sequence; MV=Maximum flooding surface of Vilomara composite sequence; TV=Top of Vilomara composite sequence; MM=Maximum flooding surface of Manresa composite sequence.*

3) *Landscape view of the four main monogenic (triassic-derived) conglomeratic levels which bound the sequences defined (on the basis of clast composition) in the proximal alluvial fan.*



1



2

Lámina VI



3

CAPITULO III:

LA ARENISCA DE RODA

1) SITUACION GEOGRAFICA

La formación de Areniscas de Roda se encuentra en el valle del río Isábena, en la comarca de la Ribagorza central, situada al noroeste de la provincia de Huesca. Más concretamente, la zona estudiada se restringe a los afloramientos de la Arenisca de Roda situados en una franja E-W de unos 25 kilómetros cuadrados, entre Esdolomada e Iscles, al N de La Huerta y al S del río Isábena y el barranco de Carrasquero (Fig. R.1).

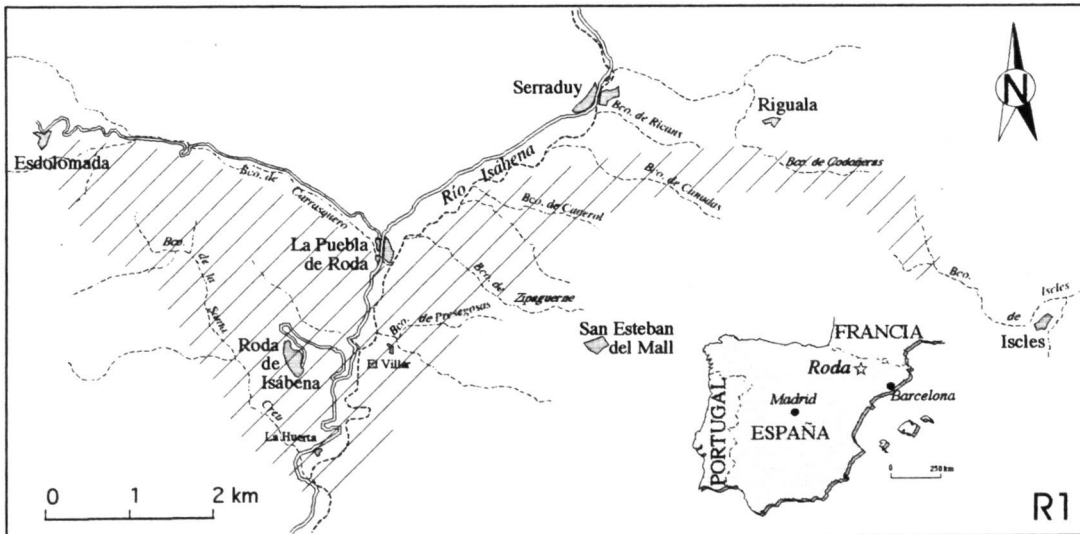


Figura R.1. Situación del área estudiada en la península Ibérica y mapa detallado de la zona de afloramientos estudiados (área rayada).

Location map of the study area in the Iberian peninsula and detailed map of the studied outcrops (striped area).

2) ENCUADRE GEOLOGICO

Los depósitos de la Arenisca de Roda (Mey *et al.*, 1968; Van Eden, 1970; Nijman y Nio, 1975) constituyen parte del relleno paleógeno del sector noroccidental de la cuenca de Graus-Tremp, situada en la vertiente meridional de los Pirineos centrales (Fig. R.2)

2.1) LOS PIRINEOS

La cordillera Pirenaica es un orógeno alpino, producto de la colisión entre las placas Ibérica y Europea (Fig. R.3) entre el Cretácico superior y el Mioceno (Puigdefàbregas y Souquet, 1986). La evolución de los Pirineos está marcada por dos etapas principales. La primera está relacionada con la apertura del Atlántico desde el Pérmico superior-Triásico inferior hasta el Cretácico superior. Durante esta etapa se sucedieron una serie de episodios de "rifting"

que dieron lugar a la formación de cuencas extensionales mesozoicas. La segunda etapa se produce durante la aproximación entre Africa y Europa, desde

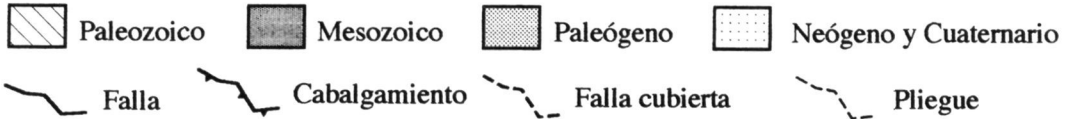
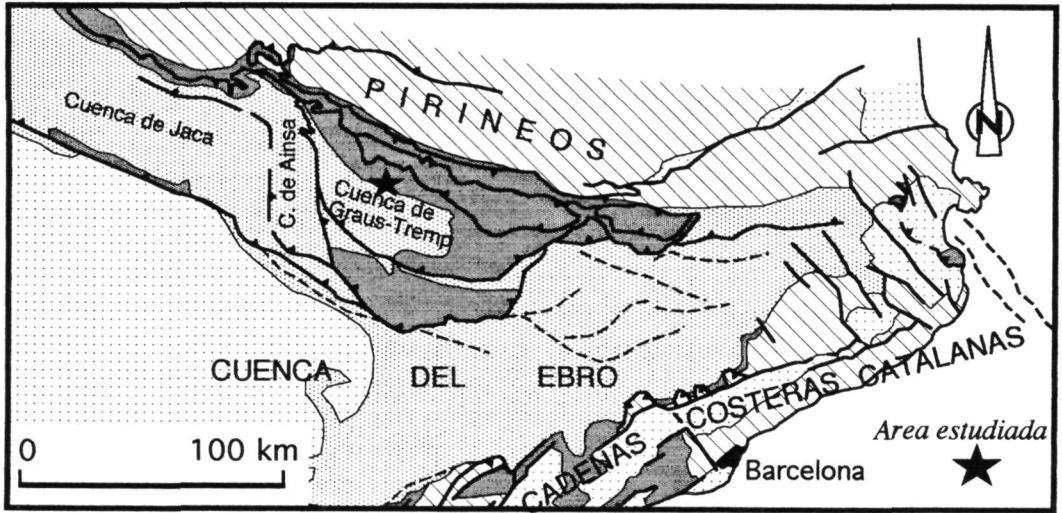


Figura R.2. Situación geológica del área estudiada y de la cuenca de Graus-Tremp en el NE de la península Ibérica.

Geologic location of the study area and the Graus-Tremp basin in the NE of the Iberian peninsula.



Figura R.3. Mapa del Mediterráneo occidental, donde se encuadra la cordillera pirenaica entre las placas Ibérica y europea (Roca, inédito).

Western Mediterranean map, with the location of the Pyrenees between the European and the Iberian plates (Roca, unpublished).

el Cretácico Superior hasta la actualidad (Vergés, 1993). A finales del Cretácico superior Africa y Arabia iniciaron un giro antihorario en respuesta a la apertura del Atlántico sur y del Océano Indico (Olivet et al., 1984, Livermore y Smith, 1985). Este giro provocó el cierre de las cuencas del extremo occidental del Tethys, el brazo Ibérico y el Pirenaico, con el

cierre parcial del golfo de Vizcaya en su extremo occidental. Las cuencas extensionales desarrolladas durante el mesozoico desarrollaron una inversión tectónica en sus márgenes dando lugar, entre otras, a la cadena Pirenaica. La convergencia existente entre las placas Europea y Africana durante este período, produjo un acortamiento generalizado que afectó a toda la placa Ibérica, formándose los Pirineos al N de ésta. La cordillera pirenaica representa el límite entre las placas ibérica y Europea. En la zona central de los pirineos, donde se produjo la colisión continental entre Europa e Iberia, hubo subducción de la placa ibérica bajo la europea (Velasque y Ducasse, 1986).

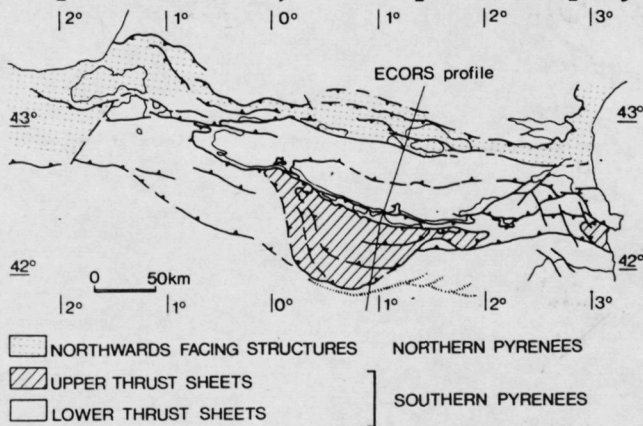
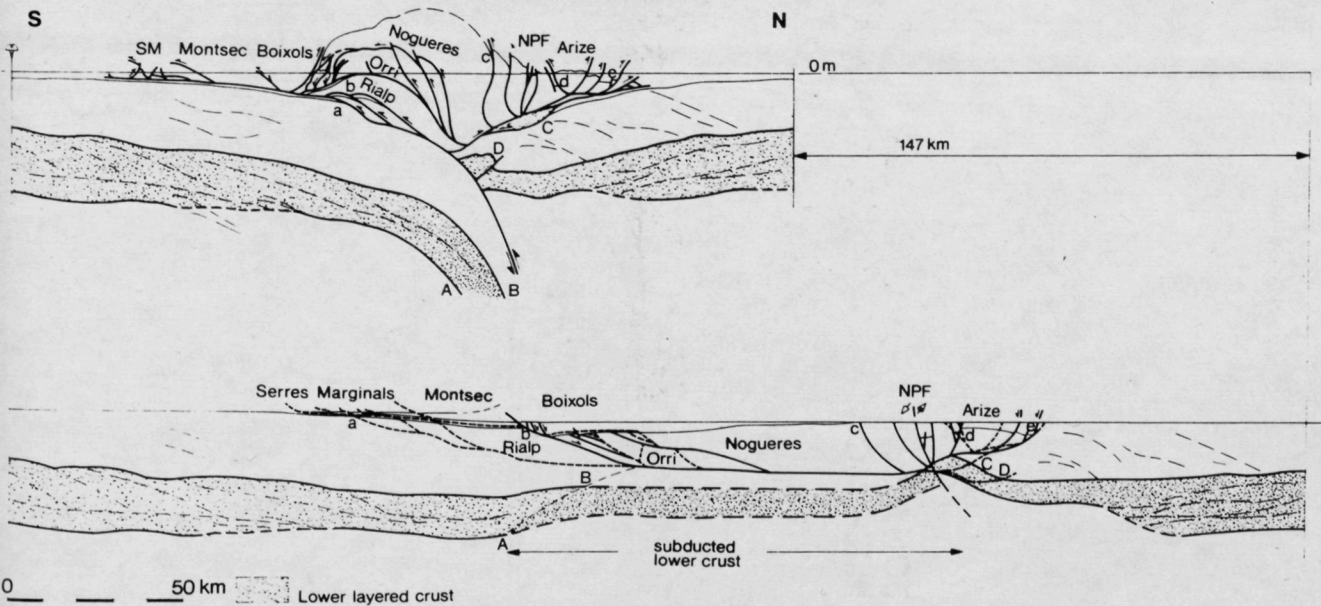


Figura R.4. Corte cortical ECORS. a) Esquema estructural de los Pirineos con la situación del corte ECORS. b) Corte cortical ECORS compensado y restituido (Muñoz, 1992).

ECORS crustal cross-section . a) Structural sketch of the Pyrenees and the ECORS crustal cross-section. b) ECORS crustal balanced and restored cross-sections (Muñoz, 1992).



A partir de la realización del perfil de sísmica profunda ECORS (Fig. R 4) durante 1985 y 1986, se asiste a un importante avance en el conocimiento del orógeno pirenaico. A partir del perfil ECORS, Muñoz (1992) presenta un corte compensado arealmente y restituido a escala cortical, interpretando la estructura profunda del Pirineo por medio de una subducción continental de la placa Ibérica bajo la Europea y bajo un nivel de despegue intracortical situado a 15 kilómetros de profundidad. El acortamiento total calculado para el Pirineo en la transversal del perfil es de 147km.

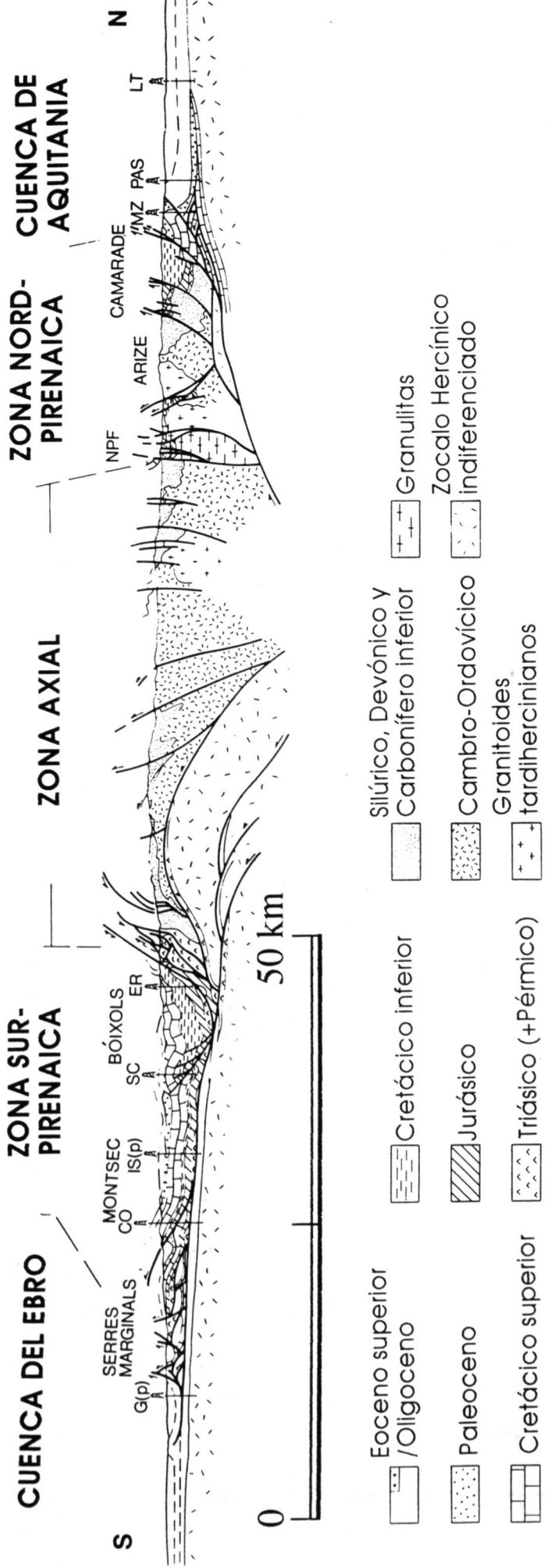


Figura R.5. Corte geológico del Pirineo en la transversal del corte ECORS, donde se muestran las cinco unidades estructurales principales.

Geologic cross-section of the Pyrenees on the ECORS transverse showing the five main structural units of the Pyrenees.

El Pirineo, en una sección transversal a la cadena, se divide en cinco unidades estructurales principales (Fig. R.5) definidas durante los años setenta por equipos de trabajo franceses (Mattauer y Séguret, 1971; Mattauer y Henry, 1974; Choukroune, 1976). De N a S se diferencian: la cuenca de antepaís de Aquitania, la zona Nord-pirenaica formada por una serie de mantos cabalgantes de vergencia norte, la zona axial formada por un conjunto apilado de láminas de zócalo, la zona Sur-pirenaica formada por mantos de corrimiento con vergencia sur y la cuenca de antepaís surpirenaica o cuenca del Ebro.

Al sur de la zona axial Seguret (1972) definió varias unidades estructurales (Fig. R.6) que se han desplazado hacia el sur. De N a S éstas son:

a) Las "têtes plongeantes" de las Nogueras, formadas por anticlinales de bloque superior invertidos que afectan principalmente a los materiales del Paleozoico superior y triásicos.

b) La unidad de Gavarnie-Monte Perdido, constituida por el manto de Gavarnie, formado por materiales del zócalo paleozoico que cabalgan sobre los cretácicos de la cobertera desenganchada.

c) La unidad surpirenaica central, constituida por materiales de cobertera desenganchados y desplazados hacia el Sur, que incluye a las sierras marginales, el manto del Cotiella-Montsec, Boixols....

2.1.1) LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL

La cuenca de Graus-Tremp, en la que se localiza el presente estudio, se desarrolló sobre la unidad surpirenaica central (Fig. R.7), durante su desplazamiento hacia el S. Puigdefàbregas et al. (1975) aplican el concepto de cuenca surpirenaica para designar las cuencas de antepaís desarrolladas por delante de los mantos y que, eventualmente, se iban incorporando a éstos. Estas cuencas serían las de Graus-Tremp, Ainsa y Jaca (Fig. R.2).

La unidad surpirenaica central (USC) es una unidad alóctona desplazada hacia el sur que cabalga materiales paleógenos autóctonos (Cámara y Klimowitz, 1985). Según estos autores la deformación dentro de esta unidad se inicia en el Cretácico superior y continúa hasta el Mioceno. Los primeros cabalgamientos se originan en la zona oriental y se trasladan sucesivamente hacia el W, a la vez que se produce el relleno de los surcos creados en el antepaís. De esta manera se generó un sistema imbricado de cabalgamientos orientados de NNW a SSE que se

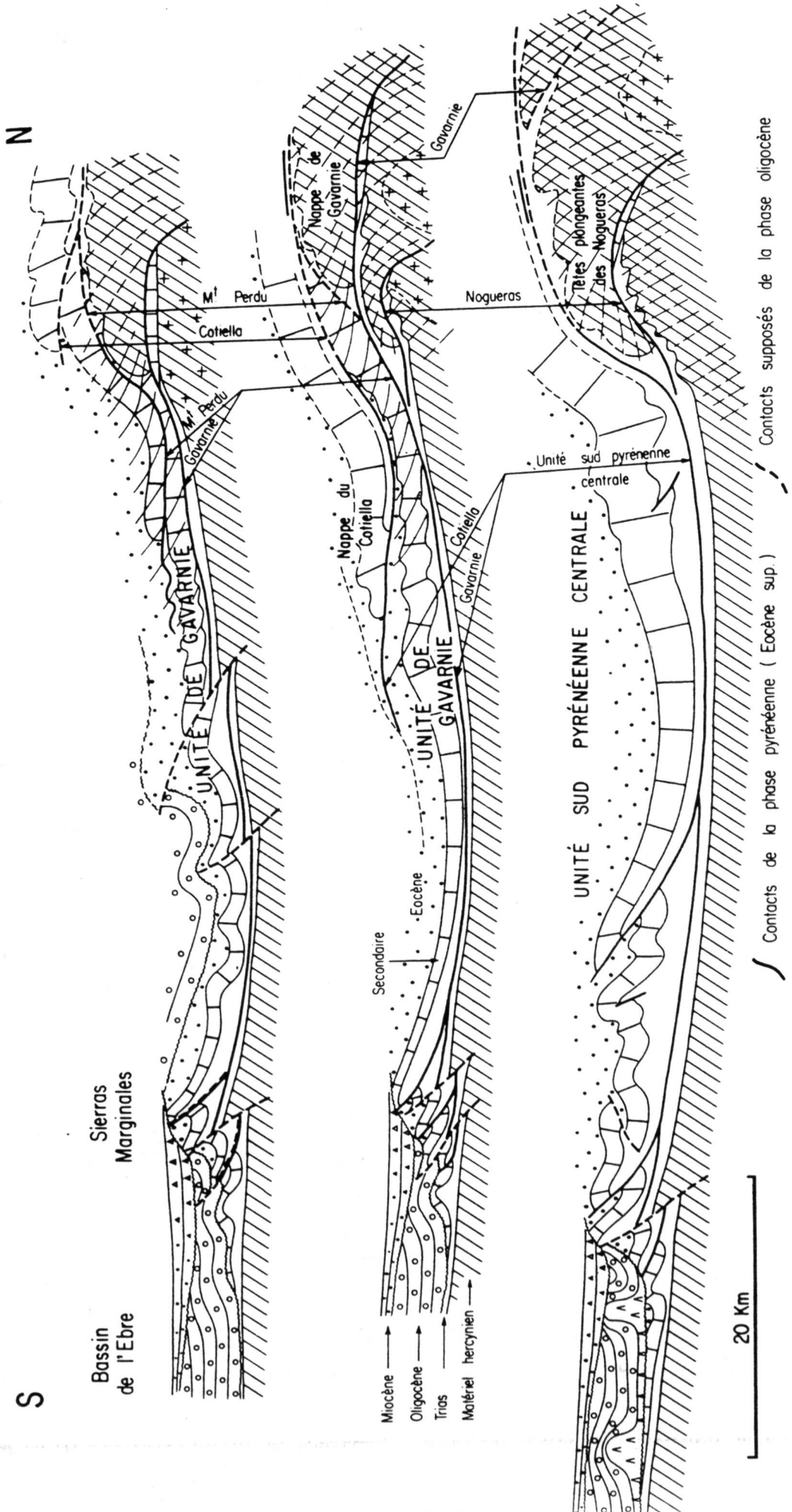


Figura R.6. Cortes geológicos esquemáticos donde se muestra la relación entre las diferentes unidades de la vertiente sur de los Pirineos centrales (Séguret, 1972).

Geologic cross-sections of the southern central Pyrenees showing the relations among the main structural units (Séguret, 1972).

presentan en rampas laterales dexas de los cabalgamientos principales con movimiento general hacia el sur. Este sistema de cabalgamientos imbricados que afecta a la cobertera está ligado y sobreimpuesto a un sistema de "dúplexes" de zócalo. El sistema de cabalgamientos de zócalo buza hacia el N, hacia el traspais. Esta estructura estaría asociada a una compresión NNW-SSE que Cámara y Klimowitz (1985) relacionan con el movimiento dextro relativo que habría tenido lugar entre las placas ibérica y europea.

En general, los cabalgamientos surpirenaicos se han desarrollado, entre el Cretácico superior y el Oligoceno, siguiendo una secuencia de propagación hacia el antepais (Muñoz et al., 1986, Martínez et al., 1986, Vergés y Martínez, 1988), aunque la edad es más moderna (Mioceno inferior) hacia el W (Dinarès, 1992). Este desarrollo diacrónico de las láminas cabalgantes a lo largo de la cadena, que implica una migración del emplazamiento de las láminas hacia el W y hacia el S durante el Eoceno, generó una subsidencia diferencial en la cuenca de antepais debido al peso de las láminas cabalgantes. Esta subsidencia diferencial ha sido acomodada por movimientos extensionales a lo largo de fallas oblicuas a los frentes de cabalgamiento (Atkinson, 1984; Farrell, 1984; Cuevas et al., 1985). Estas fallas extensionales oblicuas se reactivaron como rampas oblicuas durante el emplazamiento posterior de láminas cabalgantes (Farrell, 1984; Farrell et al., 1987). En la parte oriental de la unidad surpirenaica central, se han documentado secuencias de cabalgamiento contemporáneos, tanto de bloque superior como de bloque inferior (Vergés y Muñoz, 1990, Burbank et al. 1991).

En la parte centro-oriental de la unidad surpirenaica central, se pueden diferenciar tres grandes unidades cabalgantes que, de N a S, son la lámina de Boixols, la lámina del Montsec y la unidad de las Sierras Marginales (Fig. R.7). Estas unidades están separadas por cabalgamientos mayores y se caracterizan por marcadas diferencias de potencia de sus series mesozoicas.

La lámina de Boixols es la situada más al N y se caracteriza por una potente serie mesozoica. Está limitada al N por un retrocabalgamiento superior pasivo (Losantos et al., 1988) que la separa de la zona de las Nogueras. El límite S de la lámina se corresponde con un cabalgamiento (cabalgamiento de Boixols) fosilizado por sedimentos detíticos del Maastrichtiense (Souquet, 1967). Este límite S presenta una geometría complicada, resultante de la inversión tectónica de fallas extensivas mesozoicas. La continuación de la lámina y el cabalgamiento

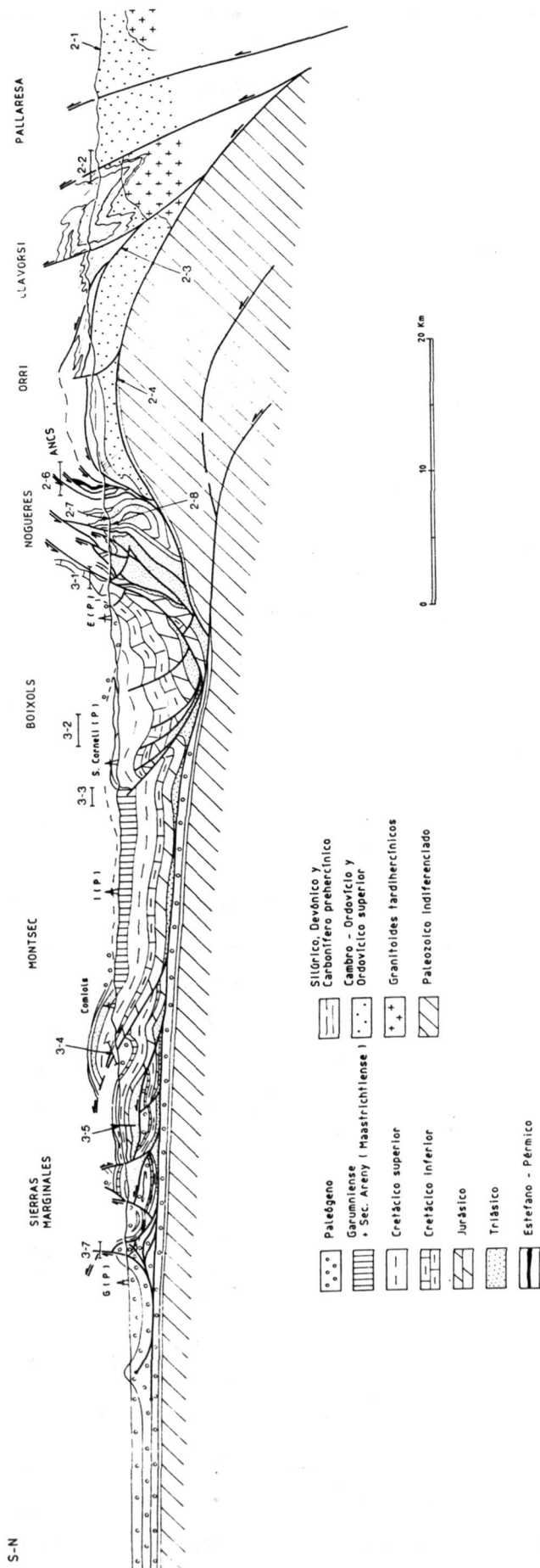


Figura R.7. Corte geológico de la vertiente sur de los Pirineos, donde se muestran las unidades de la unidad central surpirenaica (Sierras Marginales, Montsec y Boixols) la Zona de Las Nogueras y la Zona Axial (Muñoz, 1992).

Geologic cross-section of the southern Pyrenees showing the main units of the south pyrenean central unit (Sierras Marginales, Montsec and Boixols), Nogueras and Axial Zone are shown (Muñoz, 1992).

de Boixols hacia el W es objeto de discusión. Simó (1985) continúa la traza del anticlinal de Sant Corneli (anticlinal de rampa de bloque superior del cabalgamiento de Boixols) hasta el W de la Noguera Ribagorzana, en la vertical del sondeo de Cajigar, donde cambia a una dirección N-S. Pascual (1992) habla de la "unidad del cabalgamiento del Turbón-Sant Corneli-Boixols". Vergés (1993) apunta la desaparición de la lámina de Boixols al W de la Noguera Pallaresa, donde el cabalgamiento de Boixols se amortiguaría debido a la geometría original de la cuenca cretácica. La existencia hacia el noroeste del manto del Turbón (Souquet y Déramond, 1989 y Spetch, 1991), equivalente al de Boixols, indicaría una disposición discontinua de las cuencas del Cretácico inferior y no una sola gran cuenca (Vergés, 1993).

La lámina del Montsec se localiza al S de la de Boixols y bajo ésta, siendo su serie mesozoica mucho más reducida. Esta lámina presenta una estructura sinclinal suave y sobre ésta se dispone la cuenca de Graus-Tremp, rellena de materiales terciarios sintectónicos. La edad de emplazamiento de esta lámina en la transversal del perfil ECORS, ha sido determinada como Ypresiense (Eoceno inferior), a partir del estudio de la disposición de los materiales de la cuenca de Áger (sinclinal del bloque inferior) (Séguret, 1972; Garrido Megías, 1973; Williams y Fisher, 1984, Mutti et al., 1985, Farrell et al., 1987).

La unidad de Sierras Marginales, es la más inferior, situada entre el cabalgamiento del Montsec y el cabalgamiento frontal surpirenaico (Pocoví, 1978). Esta unidad está formada por una serie de cabalgamientos imbricados que afectan a una serie mesozoica reducida. Vergés y Muñoz (1990) describen una etapa de emplazamiento inicial entre el Eoceno inferior y el superior y una etapa de desarrollo de las estructuras durante el Eoceno superior y el Oligoceno inferior.

2.1.2) DESARROLLO DE LA CUENCA DE ANTEPAÍS SURPIRENAICA

El emplazamiento de las citadas unidades alóctonas surpirenaicas controló en gran parte la evolución sedimentaria de la cuenca (o cuencas) de antepaís. Las cuencas de Graus-Tremp, Áger, Aínsa y Jaca se extienden sobre y al oeste de la Unidad surpirenaica central.

Según Puigdefàbregas et al. (1989) en la transversal de las cuencas de Graus-Tremp y Áger el apilamiento antiformal de láminas de zócalo de la zona axial se desarrolló por debajo de la cuenca de antepaís. Estos cabalgamientos no

eran emergentes y se entroncaban en el cabalgamiento basal del sistema de cabalgamientos de cobertera. Este cabalgamiento es el que desplazó la cuenca de Graus-Tremp hacia el sur durante sus primeros estadios de desarrollo y acabó formando una serie de cabalgamientos (Montsec, Sierras Marginales) que delimitaron las subunidades de la Unidad surpirenaica central así como la diferenciación entre la cuenca de Graus-Tremp y la de Áger.

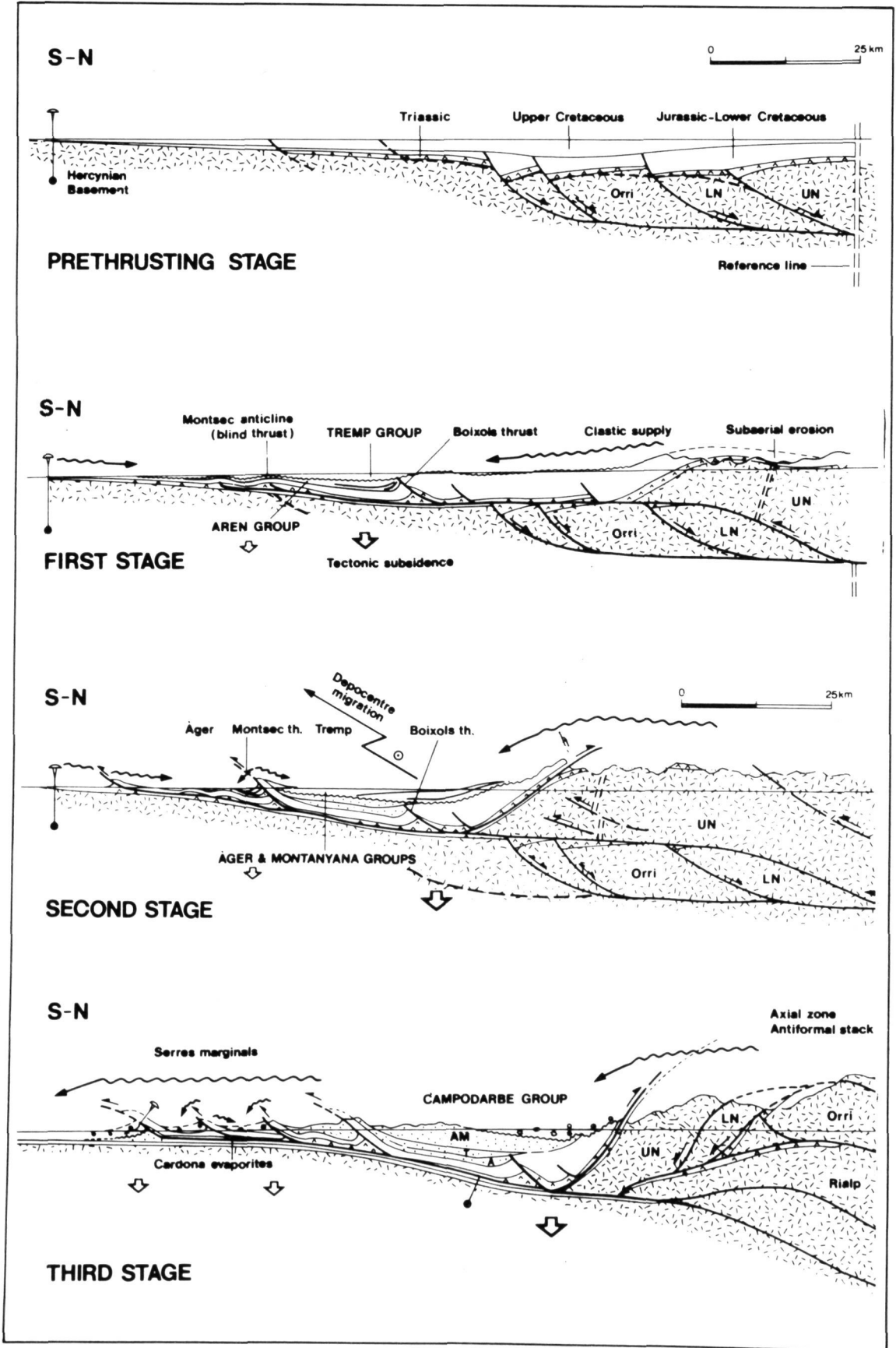
Durante los diferentes episodios de desarrollo (de rampa o de rellano) del abanico imbricado de láminas de cobertera, las láminas de zócalo podían ser desplazadas también hacia el sur o apilarse con la incorporación de unidades de zócalo en el apilamiento antiformal de la zona axial (dando lugar a un levantamiento del zócalo). La combinación de estas posibilidades de estilo de propagación de los cabalgamientos, así como la posición de la cuenca (sobre las láminas o delante de cabalgamientos aflorantes) produjo diferentes efectos en la sedimentación de las cuencas de antepaís.

Puigdefàbregas et al. (1989) diferencian tres estadios de desarrollo de la cuenca de antepaís surpirenaica (Figura R.8), separados por dos de las discontinuidades estratigráficas mayores observadas en la cuenca (Ilerdiense y Biarritziense).

El primer estadio comienza en el Cretácico superior, caracterizado por la inversión de fallas extensionales del Cretácico inferior, registrado con discordancias progresivas en la Arenisca de Arén (Maastrichtiense) así como por su progradación hacia el sur. Al mismo tiempo y más al norte, la lámina cabalgante de zócalo más alta (unidades superiores de Las Nogueras) se desplazó hacia el sur. La disposición discordante de parte de los depósitos del Garumniense sobre la Arenisca de Arén, así como su expansión hacia el norte, implican una erosión y una elevación de la zona axial. Esta elevación estaría ligada a un desplazamiento continuo hacia el sur de las unidades superiores de las Nogueras, así como a su apilamiento.

Figura R.8. Estadios de la evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica en los Pirineos centrales. La escala vertical está ligeramente exagerada. UN: Unidades de Las Nogueras superiores; LN: Unidades de Las Nogueras inferiores; AM: Grupos Ager y Montañana; T: Grupo Tremp; A: Grupo Arén.

Stages in the evolution of the South Pyrenean foreland basin in the central Pyrenees. Vertical scale slightly magnified. UN: Upper Nogueres units; LN: Lower Nogueres units; AM: Ager and Montañana groups; T: Tremp group; A: Arén group.



Durante la deposición de las facies garumnienses, el cabalgamiento basal progresó hacia el sur bajo la cuenca de antepaís, tras el cese en la actividad del cabalgamiento de Boixols. Probablemente el cabalgamiento basal avanzó hasta alcanzar la posición del cabalgamiento del Montsec y el anticlinal de Sant Mamet (en la unidad de Sierras Marginales) hecho demostrable por la reducción de potencia del Garumniense sobre las mencionadas estructuras.

El segundo estadio evolutivo vino determinado por el importante desplazamiento hacia el sur de las láminas cabalgantes de las Nogueras superiores, junto con el desarrollo del sistema de cabalgamientos imbricados de cobertera al sur, que desplazaron la cuenca de Graus-Tremp hacia el sur. Por detrás y por debajo de la cuenca, debido al apilamiento de las unidades de las Nogueras superiores, existen episodios de levantamiento del zócalo seguidos por erosión y aportes clásticos.

Durante este estadio, el relleno de las cuencas de Graus-Tremp y Áger viene queda reflejado en el depósito de los grupos de Áger y Montañana, limitados por discontinuidades relacionadas con eventos tectónicos (Mutti et al., 1989). Las secuencias que integran dichos grupos están formadas por sedimentos fluviales y marinos poco profundos. Al no ser contrarrestado el aporte sedimentario por la subsidencia, los aportes clásticos procedentes de la elevación del zócalo al norte de la cuenca progradaron tanto hacia el sur como hacia el oeste. Los sistemas clásticos de las cuencas de Graus-Tremp y Áger también se alimentaron desde el sur, durante episodios de rampa de los cabalgamientos, o directamente desde el antepaís.

La sedimentación de este segundo estadio en las cuencas de Graus-Tremp y Áger comienza con un evento transgresivo en el Eoceno inferior, ampliamente representado en la cadena pirenaica. El movimiento a lo largo del cabalgamiento del Montsec queda claramente registrado por el carácter clástico de la Caliza de Alveolinas en la cuenca de Áger, por su posición discordante sobre el Garumniense (Mutti et al., 1985) y por la existencia de una deformación sinsedimentaria de la Caliza de Alveolinas en el flanco norte de la cuenca de Graus-Tremp (Eichenseer, 1988).

La discontinuidad existente entre los grupos de Montañana y Áger (Fonnesu, 1984), así como algunas discontinuidades entre las secuencias deposicionales que los constituyen, estarían relacionados, en el margen norte de la cuenca de Graus-Tremp con el basculamiento de las secuencias previas y la erosión subsecuente. Ambos procesos fueron activos durante el desplazamiento hacia el sur de las unidades de las Nogueras superiores. El basculamiento pudo ser producto tanto del plegamiento pasivo de la cuenca de Tremp-Graus sobre la

cuña de zócalo que avanzaba, como del apilamiento de las unidades de las Nogueras superiores bajo la cuenca.

Tras el desarrollo de la lámina del Montsec como una lámina emergente durante el Ypresiense, la cuenca de Áger quedó diferenciada de la de Graus-Tremp. A pesar de todo, existen evidencias que indican períodos de comunicación entre las dos cuencas.

El eje de la cuenca de Graus-Tremp coincide, durante este segundo episodio de su evolución, con el eje del sinclinorio de la lámina del Montsec, situado entre las láminas de zócalo al norte y el cabalgamiento del Montsec al sur. Los depocentros de las sucesivas secuencias migraron hacia el sur durante el desplazamiento hacia el sur de las unidades de las Nogueras superiores, pero pudo desplazarse bruscamente hacia el norte durante períodos de movimiento del cabalgamiento del Montsec.

El tercer episodio evolutivo se caracteriza por el crecimiento y desarrollo del apilamiento antiformal de la zona axial. Durante este tercer episodio, el desplazamiento hacia el sur de los mantos cabalgantes surpirenaicos era coetáneo con la incorporación de unidades de basamento bajo las unidades de las Nogueras previamente emplazadas, y consecuentemente, con la formación del apilamiento antiformal de la zona axial. Este cambio en la geometría del sistema de cabalgamientos del zócalo incrementó dramáticamente el relieve hacia el traspais y por debajo de la cuenca de antepais surpirenaica central, y consecuentemente, aumentó el aporte sedimentario. Al mismo tiempo, la unidad central surpirenaica se desplazó hacia el sur sobre el antepais, desarrollando las estructuras preservadas en la actualidad (cabalgamientos de las Sierras Marginales y cabalgamiento frontal surpirenaico).

La sedimentación estuvo controlada por la evolución de las estructuras previamente descritas. El límite entre el tercer y el segundo episodios viene marcado por el evento transgresivo "Biarritziense" (Ferrer, 1971 y Puigdefàbregas, 1975). El grupo Campodarbe (fluvio-deltaico) se desarrolló sobre el grupo Montañana y sobre las estructuras previamente desarrolladas en la unidad central surpirenaica (anticlinales de Boltaña y Mediano, cabalgamientos del Montsec y Monte perdido) separado de éstas por una importante discontinuidad estratigráfica. El grupo Campodarbe se caracteriza por la fuerte progradación del sistema clástico hacia el sur y el oeste, a la vez que el apilamiento antiformal de la zona axial empezó a desarrollarse (probable emplazamiento de las unidades de las Nogueras inferiores). Tras el evento evaporítico de Cardona, los estadios finales del relleno de la cuenca de antepais están representados por la deposición de conglomerados al sur del apilamiento antiformal de la zona axial (Conglomerados de Collegats) y en la zona de

cabalgamiento frontal. Los Conglomerados de Collegats están deformados sinsedimentariamente por el retrocabalgamiento pasivo a techo del apilamiento antiformal de las Nogueras, lo que demuestra su sincronía con el desarrollo del apilamiento antiformal. Las discordancias progresivas de los conglomerados frontales (Riba, 1976) demuestran sus relaciones temporales con el cabalgamiento frontal surpirenaico emergente.

3) ESTRATIGRAFIA

3.1) MARCO ESTRATIGRÁFICO

En las figuras R.9, R.10, R.11 y R.12 se muestra la situación de la Arenisca de Roda en el marco del Paleógeno de los Pirineos centrales.

Figura R.9. Mapa geológico de la vertiente sur de los Pirineos entre los ríos Cinca y Noguera Pallaresa (Nijman y Nio, 1972). La flecha indica la posición de la Arenisca de Roda.

Geologic map of the Southern Pyrenees between the Cinca and the Noguera Pallaresa rivers (Nijman & Nio, 1972). The arrow indicates the location of the Roda Sandstone.