MEMÒRIES
DE LA
REIAL ACADÈMIA DE CIÈNCIES I ARTS
DE BARCELONA

TERCERA ÈPOCA NÚM. 1058 VOL. LXVIII NÚM. 1

L'ORÒGEN PIRINENC: ESTRUCTURA I INVERSIÓ DEL MARGE NORD-IBÈRIC

MEMÒRIA LLEGIDA PER L'ACADÈMIC ELECTE

doctor JOSEP ANTON MUÑOZ I DE LA FUENTE

A l'acte de la seva recepció del dia 19 de desembre de 2019

DISCURS DE RESPOSTA PER L'ACADÈMIC NUMERARI

Excm. Sr. doctor CAI PUIGDEFÀBREGAS I TOMÀS

Publicada el mes de desembre de 2019

B A R C E L O N A
2 0 1 9

1a edició: desembre de 2019
Tiratge: 500 exemplars
DL: B-2020-59
ISSN: 2462-3334
Maquetació i impressió: 9.disseny s.l.

Són rigorosament prohibides, sense l'autorització escrita dels titulars del *copyright*, la reproducció total o parcial d'aquesta obra per qualsevol procediment i suport, incloent-hi la reprografia i el tractament informàtic, la distribució d'exemplars mitjançant lloguer o préstec comercial, la inclusió total o parcial en bases de dades i la consulta a través de xarxa telemàtica o d'Internet. Les infraccions d'aquests drets estan sotmeses a les sancions establertes per les lleis.

— 3 —

L'ORÒGEN PIRINENC: ESTRUCTURA I INVERSIÓ DEL MARGE NORD-IBÈRIC

MEMÒRIA LLEGIDA PER L'ACADÈMIC ELECTE
doctor JOSEP ANTON MUÑOZ I DE LA FUENTE
A l'acte de la seva recepció del dia 19 de desembre de 2019

Excel·lentíssim Senyor President,
Excel·lentíssims Senyores i Senyors Acadèmics,
Senyores i Senyors:

És un gran honor i em sento un privilegiat per haver estat proposat per formar part de la Reial Acadèmia de Ciències i Arts de Barcelona, a la qual agraeixo que m'hagi concedit l'oportunitat d'acollir-me com a membre. Vull fer un agraïment especial al doctor Mariano Marzo, qui va ser un dels impulsors de la meva candidatura des del principi, i a tots aquells Excel·lentíssims Senyors Acadèmics que hi ha donat suport, en especial, els que m'han animat a completar aquesta memòria, la doctora Montserrat Torné i el doctor Enric Banda.

La meva carrera científica no hauria estat possible sense l'ajut i la col·laboració de nombroses institucions i persones, algunes, també amics i companys de feina. Ha estat la col·laboració amb aquests companys, alguns dels quals són investigadors d'altres disciplines, el que ha fonamentat bona part dels resultats assolits i, al mateix temps, ha substanciat la satisfacció del treball compartit. Vull fer un primer esment del meu director de tesi, el doctor Pere Santanach, qui em va introduir en el món de la geologia estructural i la recerca dels Pirineus. Li agraeixo el seu mestratge, que ha estat cabdal en la meva carrera professional i investigadora. El meu cap al Servei Geològic de Catalunya, el doctor Cai Puigdefàbregas, va facilitar que continués la meva recerca als Pirineus durant els cinc anys que vaig treballar a la institució, i amb els meus companys de feina al Servei —Mariona Losantos, Xavier Berástegui, Montserrat Torné i Enric Banda— vam tenir el privilegi de treballar en la interpretació de les dades obtingudes durant el projecte ECORS-Pirineus, treballs que van marcar una fita en el coneixement geològic dels Pirineus. Vull fer un especial agraïment al Francesc Sàbat, company i amic, amb qui vam compartir els primers anys de recerca als Pirineus i amb qui hem continuat fent investigació en moltes altres serralades del planeta (Antàrtida, Andes, Zagros…) i escalades arreu. A altres companys de la Universitat de Barcelona —Eduard Roca, Josep Maria Casas, Joan Guimerà, Mariano Marzo, Pau Arbués, Josep Serra, Juanjo Ledo, Pilar Queralt, Alex Marcuello, Jaume Pous, Miguel Garcés, Miguel López, Montserrat Liesa, entre d'al-

tres— agraeixo tots els anys compartits de recerca i docència. La meva dedicació a la recerca no hauria estat possible sense l'ajut inestimable de la Teresa Beamud. No m'oblido de tots els investigadors als quals he dirigit la tesi doctoral i treballs postdoctorals que han suposat un pilar fonamental per la recerca duta a terme en els darrers anys. Vull esmentar aquells amb qui he continuat treballant i desenvolupant noves idees i metodologies —Oscar Fernández, Bet Beamud, Núria Carrera, Oriol Ferrer, Oscar Gratacós, Pablo Granado i Marco Snidero. Finalment, un esment a collegues d'altres universitats i institucions de recerca que m'han ajudat a progressar i a desenvolupar-me com a investigador —Ken McClay, Paul Fitzgerald, Mark Rowan, Ritske Huismans, Stefano Tavani, Jake Hossack, Chris Beaumont, Gianreto Manatschal i Jean-Claude Ringenbach, entre d'altres.

Aquesta memòria recull d'una manera sintètica trenta-cinc anys de recerca relacionada amb l'estudi i comprensió de la serralada pirinenca. Molt probablement, aquesta temàtica és a la que he dedicat més esforços i la que resumeix la meva carrera investigadora. He passat d'uns inicis on els fruits dels primers anys de treballs permetien qüestionar els models vigents sobre l'estructura i l'evolució de la serralada Pirinenca, a uns anys de maduració i proposició de nous models i conceptes, i els darrers temps, de consolidació de noves idees; però també, de passar a ser qüestionat per nous models proposats per la nombrosa comunitat científica que s'ha dedicat recentment a l'estudi d'aquesta serralada. He tingut, per tant, la sensació de completar un cicle que m'ha donat l'oportunitat de madurar com a científic i com a persona. És el meu objectiu i plaer compartir la meva experiència amb els membres d'aquesta Acadèmia i amb la societat, en general, per tal de facilitar i contribuir amb les tasques de formació i divulgació que la Reial Acadèmia de Ciències i Arts de Barcelona té encomanada en l'àmbit de la cultura i la recerca del nostre país.

En el terreny més personal, vull finalment agrair el suport incondicional de la meva família en la meva dedicació a la recerca, atesa la immensa paciència i comprensió que això ha significat, a la Montserrat, la Marta i el Joan.

1. INTRODUCCIÓ

Els Pirineus són el sistema orogènic que se situa al llarg del límit entre les plaques Ibèrica i Europea. L'orogen pirinenc es pot seguir més enllà de l'actual serralada de muntanyes entre la península Ibèrica i França. Continua cap a l'est fins als Alps meridionals a la Provença, paral·lelament a la costa SW de França. Cap a l'oest, el País Basc i la serralada Cantàbrica formen part del sistema orogènic Pirinenc, que continua dins del golf de Biscaia més enllà de l'extrem NW de la península Ibèrica (figura 1.1).

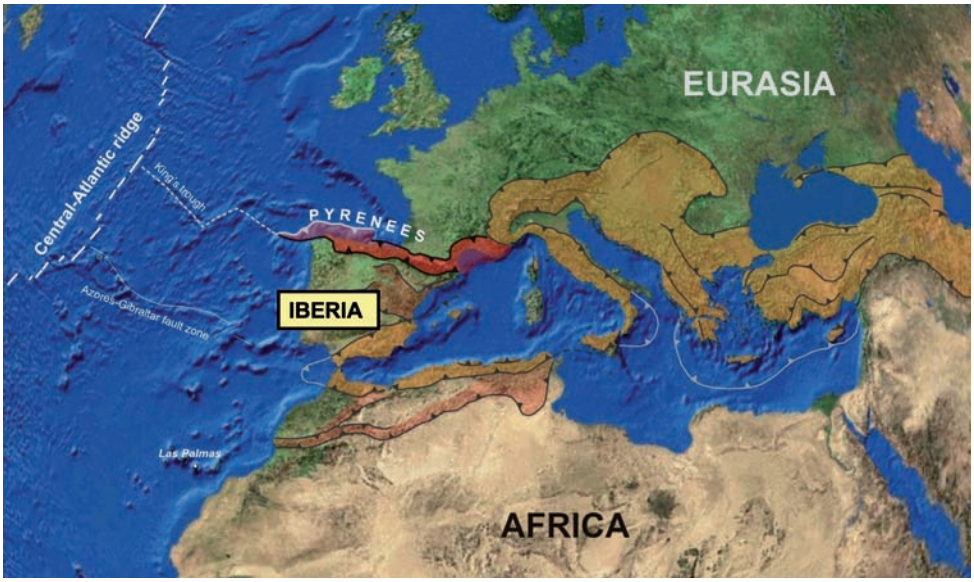


Fig. 1.1. L'orogen pirinenc en el context de les plaques veïnes a l'extrem occidental del sistema alpí-himalaienc.

L'orogen pirinenc es va formar com a resultat de la col·lisió entre les plaques Europea i Ibèrica, a mesura que la placa Africana es desplaçava cap al nord durant l'obertura de l'Atlàntic meridional. El moment de l'inici de la col·lisió, i per tant de la formació de la serralada, està documentat pel canvi sobtat de la trajectòria de la placa Ibèrica que va succeir fa uns 83 milions d'anys (Ma), en el Cretaci superior (Roest i Srivastava, 1991; Rosenbaum *et al.*, 2002). L'inici de la deformació contractiva està corroborat endemés per les discordances i relacions amb els primers sediments sintectònics, tal com s'observa a l'aflorament i en dades sísmiques (McClay *et al.*, 2004; Muñoz *et al.*, 2018; García-Senz i Muñoz, 2019; García-Senz *et al.*, 2019*a*). És un esdeveniment que ha quedat registrat en tota l'Europa occidental i que és ben conegut en altres unitats geològiques com les conques del mar del Nord o de Po-

lònia (Wijhe, 1987; Badley *et al.*, 1989; Dadlez *et al.,* 1995; Stewart i Coward, 1995; Krzywiec, 2006 i 2012). La deformació contractiva va perdurar fins al Miocè mitjà, tot i que el final d'aquesta deformació no es sincrònic al llarg de la serralada. Al Pirineu oriental es va acabar a l'Oligocè superior, un cop es va iniciar la deformació extensiva associada a l'obertura de les conques de la Mediterrània occidental (Roca *et al.*, 2004). El final de la deformació contractiva és progressivament més modern cap a l'oest: Miocè inferior al Pirineu central i Miocè mitjà al davant de la serralada Cantàbrica (figura 1.2) (Vergés *et al.*, 2002; Carola *et al.*, 2015).

La col·lisió entre Ibèria i Europa va determinar la subducció de la placa Ibèrica per sota de l'Europea i la formació d'un doble tascó orogènic per damunt d'aquesta (figura 1.3) (Choukroune i ECORS Team, 1989; Muñoz, 1992, Pedreira *et al.*, 2003; Campanyà *et al.*, 2012; Chevrot *et al.*, 2015). La localització de la zona de subducció, així com de les estructures principals de la serralada, va estar condicionada per l'existència de les conques extensives que es van desenvolupar en el domini pirinenc durant el Juràssic superior i el Cretaci inferior. Aquestes conques eren part del sistema de rift que al llarg del marge septentrional d'Ibèria va connectar l'oceà Atlàntic amb el Tetis alpí durant el període de separació entre les plaques Ibèrica i Europea (Stampfli i Hochard, 2009; Tavani *et al.*, 2018). L'aprimament litosfèric associat a aquest sistema de rift va comportar l'exhumació del mantell per sota de les conques sedimentàries i el desenvolupament d'un metamorfisme tèrmic (Golberg *et al.*, 1986; Jammes *et al.*, 2009; Lagabrielle *et al.*, 2010; Roca *et al.,* 2011; Clerc *et al.,* 2012; Masini *et al.*, 2014; Tugend *et al.*, 2014). L'escorça oceànica només es va desenvolupar a la part més occidental del golf de Biscaia (Sibuet *et al.*, 2007). Aquest sistema de rift va evolucionar a un marge passiu (marge nord-ibèric) en el qual es van dipositar els sediments del Cenomanià superior fins als Santonià inferior, abans de l'inici de la col·lisió (García-Senz i Muñoz, 2019).

Totes aquestes conques cretàciques van tenir un paper fonamental amb la posterior formació de la serralada un cop es va iniciar l'acostament entre les plaques Ibèrica i Europea. A part d'aquestes conques, els esdeveniments geològics que es van desenvolupar en temps més antics —com ara l'extensió triàsica, la deformació direccional i extensiva associada al desmantellament de la serralada Herciniana durant el Permià i les estructures hercinianes— han pogut també controlar les estructures pirinenques.

L'estil estructural i l'evolució tectonoestratigràfica associada canvien significativament al llarg de la serralada. Aquests canvis s'expressen sobretot per les diferències en l'asimetria del doble tascó orogènic, la cinemàtica dels encavalcaments, l'afectació del sòcol i la topografia, entre molts d'altres (figures 1.2 i 1.3). Les diferències en la participació del sòcol i de la topografia resultant són tan significatives que les unitats fisiogràfiques en els diferents segments del sistema orogènic han rebut noms geogràfics específics amb independència de la seva continuïtat geològica. Així, hom diferencia geogràficament la serralada Cantàbrica dels Pirineus, tot i formar part del mateix

conjunt geològic —el sistema orogènic pirinenc. Per acabar-ho d'embolicar, el relleu al País Basc, entre les dues serralades esmentades, és més baix i menys abrupte, fet que ha comportat que aquesta àrea s'anomenés geològicament *conca bascocantàbrica*, tot i formar part de la serralada Pirinenca. Aquesta confusió i barreja de termes geogràfics amb d'altres de geològics ha comportat una nomenclatura confusa i la proliferació de noms amb significats diversos (vegeu Barnolas i Pujalte, 2004, per a una revisió). En aquesta memòria, utilitzaré el terme *orogen pirinenc* (Pirineus, *sensu lato*) per referir-me a tot el sistema orogènic. Noms locals de part d'aquest orogen, com ara muntanyes cantàbriques, s'usaran per raons històriques i per evitar confusions. Altres termes geològics considerats no adequats no es faran servir.

Els principals factors que controlen l'estil estructural dels Pirineus són la inversió de les estructures extensives heretades de l'etapa distensiva, fonamentalment d'edat cretàcica inferior, i la distribució de les evaporites triàsiques a la part baixa de la successió sedimentària (Beaumont *et al.*, 2000). Altres factors, com les característiques de l'escorça varisca i l'estat tèrmic de la litosfera, han contribuït també a l'evolució

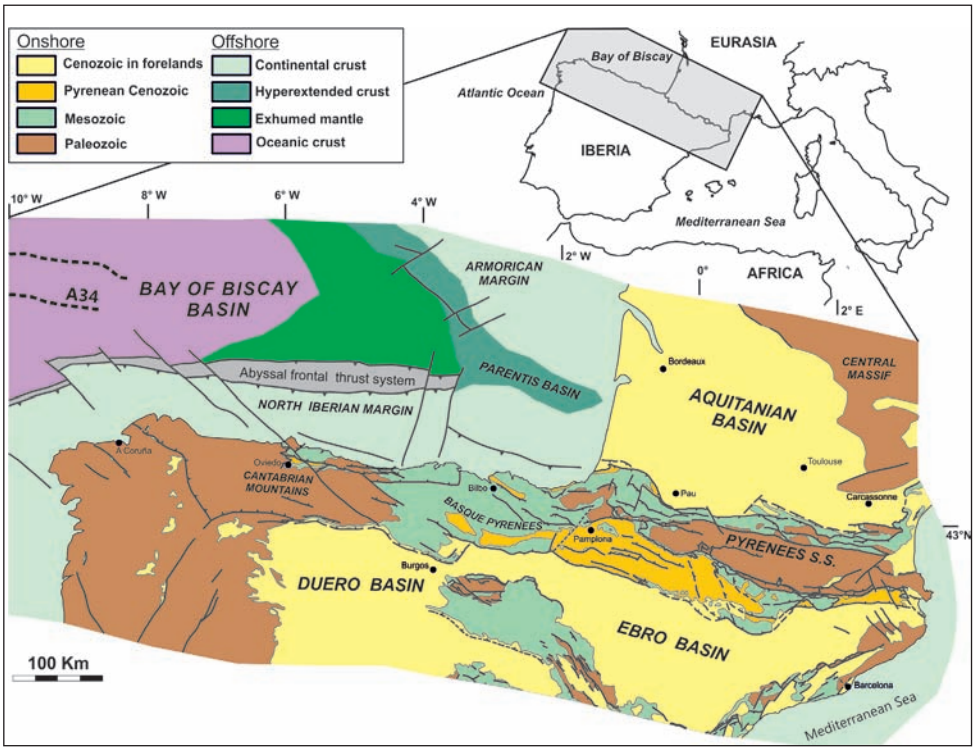


Fig. 1.2. Mapa estructural de l'orogen pirinenc (modificat de Carola *et al.*, 2013).

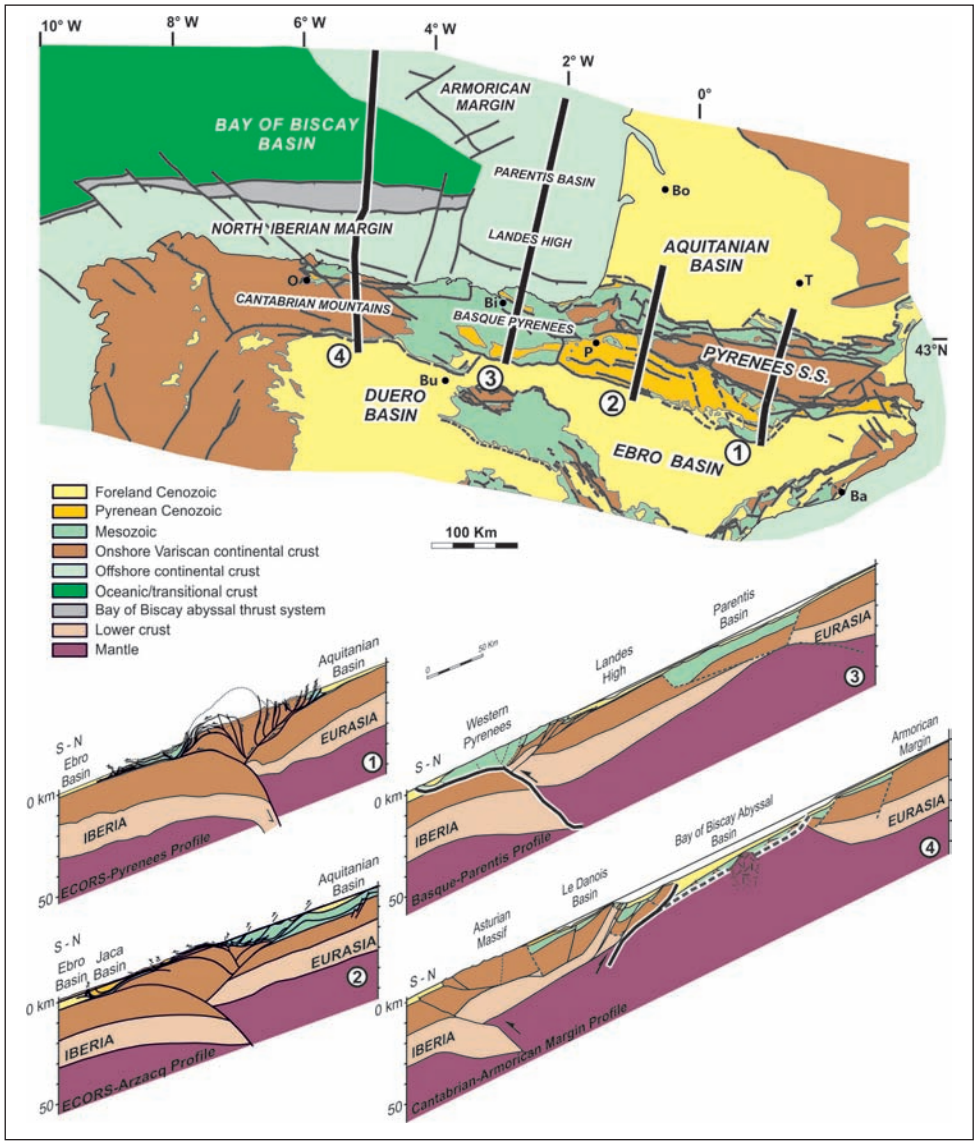


Fig. 1.3. Talls corticals dels Pirineus que mostren els trets fonamentals de l'estructura i els seus canvis al llarg de la serralada. 1: ECORS-Pirineus (de Muñoz, 2002); 2: ECORS-Arzaq (modificat de Teixell, 1998); 3: País Basc-Parentis (de Pedreira, 2004, i Ferrer *et al.*, 2008); 4: muntanyes Cantàbriques-marge Armoricà (modificat de Pulgar *et al.*, 1996, i Álvarez-Marrón *et al.*, 1997).

estructural (Jammes i Huismans, 2012; Jammes *et al.*, 2014, Clerc i Lagabrielle, 2014). La sal triàsica ha determinat el desenganxament de la sèrie mesozoica i ha configurat un estil estructural de pell fina (*thin-skinned*) en moltes parts del sistema orogènic pirinenc, com ara els Pirineus bascocantàbrics i el Pirineu central (Carola *et al.*, 2015; Muñoz, 1992). En canvi, en les àrees on manca la sal triàsica, com, per exemple, a les muntanyes cantàbriques, les falles han inclòs el sòcol juntament amb la seva cobertora de manera que ha resultat un estil d'estructura de pell gruixuda (*thick-skinned*). Aquest estil també ha estat afavorit per la inversió de les falles extensives cretàciques i per la deformació de les parts més dèbils de l'escorça varisca. Així doncs, els Pirineus mostren una combinació d'estils estructurals segons la distribució dels nivells i les parts més dèbils dins la successió sedimentària i de l'escorça en general, com s'observa en la majoria de sistemes orogènics (Lacombe i Bellahsen, 2016), i no es poden assignar a un estil estructural determinat tal com ha estat proposat recentment (Mouthereau *et al.*, 2013).

Una de les característiques més rellevants dels Pirineus és la preservació dels materials sintectònics que han facilitat el desxiframent de l'evolució temporal de la serralada i la construcció de talls restituïts. Al Pirineu central, els materials sintectònics abasten totes les etapes de deformació, des dels estadis inicials de la deformació contractiva fins als darrers moments.

Aquest fet, juntament amb la moderada quantitat d'escurçament, l'absència de metamorfisme durant l'etapa contractiva i l'existència de nombroses dades geofísiques, han permès la construcció de talls a escala cortical i el càlcul de la quantitat d'escurçament en diferents seccions transversals (Muñoz, 1992; Vergés *et al.*, 1995; Pedreira, 2004; Teixell *et al.*, 2018).

La qualitat dels afloraments, les dimensions reduïdes i el fàcil accés, a més de totes les característiques comentades abans, especialment la preservació dels materials sintectònics, han determinat que en els darrers anys els Pirineus hagin atret una gran quantitat de grups de recerca d'arreu del món, tant d'universitats com de centres de recerca i empreses, per estudiar processos geològics associats als sistemes sedimentaris i a la formació de les serralades. En els darrers anys, una part important dels esforços s'han centrat endemés a comprendre la formació de les conques extensives del Juràssic superior-Cretaci inferior que es varen desenvolupar com a resultat de la hiperextensió produïda al llarg del marge nord-ibèric. La incorporació d'aquestes conques a la serralada i la moderada deformació contractiva en faciliten l'observació en superfície i la reconstrucció de les geometries i els processos associats a la formació de les conques. En definitiva, tenim una ocasió única d'accedir a les conques que actualment estan submergides als marges atlàntics i d'estudiar els processos que n'han determinat la formació.

L'objectiu d'aquesta memòria, doncs, és descriure l'evolució del marge nord-ibèric des de la seva formació durant l'etapa extensiva i la separació de les plaques Ibèrica

i Europea durant el Cretaci inferior fins a la seva posterior inversió i incorporació al sistema orogènic pirinenc des del Cretaci superior fins al Neogen.

Es presentarà una síntesi basada en gran part en els treballs que he realitzat en l'orogen pirinenc des del 1982.

Per assolir aquest objectiu, la memòria s'ha estructurat en set capítols. En els primers capítols es descriurà el context històric i l'evolució del coneixement dels Pirineus i el seu context geodinàmic (capítols 2 i 3). A continuació es descriuran les dades disponibles; de primer les geofísiques (capítol 4) i després les estructurals (capítol 5). Finalment es tractarà de la integració d'aquestes dades per tal d'assolir la interpretació que actualment fem de l'estructura pirinenca (capítol 7), un cop descrita la modelització numèrica que s'ha realitzat per tal de facilitar la integració de dades i la seva comprensió (capítol 6).

2. UNA PINZELLADA SOBRE LA HISTÒRIA DE L'EVOLUCIÓ DEL CONEIXEMENT GEOLÒGIC DELS PIRINEUS

Introducció

Les concepcions sobre l'estructura i evolució dels Pirineus han anat variant amb l'evolució de les idees generals sobre la gènesi de les serralades (teories orogèniques) i amb la l'adquisició progressiva de noves dades mitjançant l'observació. Els Pirineus il·lustren bé els canvis tan ràpids que, en aquest camp, s'han produït en els darrers anys. A més, en el cas dels Pirineus, s'ha posat de manifest amb especial claredat l'actuació d'alguns dels processos geodinàmics que intervenen en l'edificació dels orògens de col·lisió continental i en el seu desmantellament posterior. Alguns d'aquests processos, com per exemple la inversió tectònica de marges passius hiperextensos i la subducció d'escorça continental, són avui força controvertits entre els investigadors de les ciències de la Terra, i la seva comprensió significarà, sens dubte, un pas endavant en el coneixement dels orògens.

Prèviament, però, per mostrar els canvis radicals que s'han produït durant els últims trenta anys, s'esbossaran, sense pretendre escriure'n la història, alguns dels trets principals dels models que han precedit l'actual. Es consideraran només els principals models sobre els Pirineus que es van postular a partir del canvi de segle, que, des del punt de vista de les idees generals, és quan es publica la monumental síntesi *Das Anlitz der Erde*, d'Eduard Suess (entre 1883 i 1904), autèntica tectònica global que integra les dades estratigràfiques i paleontològiques conegudes en aquella època en una història dinàmica de la Terra. Constitueix la culminació de la geologia clàssica, abans de l'aparició en escena de la geofísica. En aquella època, es va establir un consens internacional entorn de les idees de Suess que els historiadors de la geologia donen per acabat amb la publicació el 1912 de *Die Entstehung der Kontinente*, d'Alfred Wegener. A partir d'aleshores, des del punt de vista teòric, la geologia es presenta ben fragmentada. Mentre Wegener desenvolupava la seva hipòtesi de la deriva continental, d'altres investigadors formulaven diverses hipòtesis tectòniques globals d'una capacitat explicativa similar. La competència entre aquestes hipòtesis durant cinquanta anys (1920-1970) només s'ha acabat amb l'acceptació general de la teoria de la tectònica de plaques. Actualment, la teoria geològica té un grau d'unificació com no l'havia tingut des de les acaballes del segle XIX. És en aquest marc que cal situar l'evolució del coneixement dels Pirineus.

De l'al·loctonia a l'autoctonia

Des de les acaballes del segle XVIII i durant pràcticament tot el segle passat es van anar acumulant dades, principalment estratigràfiques i petrològiques, dels Pirineus, que s'interpretaren successivament d'acord amb les hipòtesis neptunista (Ramond,

1801; Palassou, 1815; Charpentier, 1823, per exemple) i dels aixecaments d'Élie de Beaumont (Beaumont i Dufrenoy, 1830-1836). És durant aquesta època que es realitzen els primers mapes geològics dels Pirineus (Santanach, 2015). Segons les interpretacions neptunistes, les serralades tindrien un nucli constituït per les roques més antigues, totes formades en un oceà primordial, inclòs el granit. El fet que els geòlegs francesos observessin roques sedimentàries plegades al massís del Mont Perdut va generar diverses interpretacions per poder explicar aquest fet (figura 2.1, vegeu Santanach, 2015, per a una explicació detallada de l'evolució històrica de les idees neptunistes en la comprensió de la serralada pirinenca).

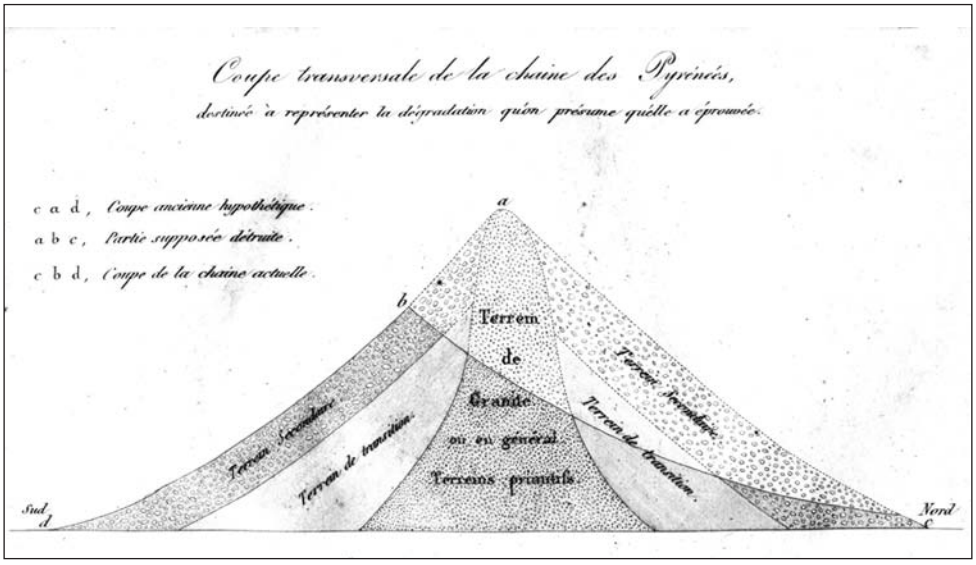


Fig. 2.1. Tall conceptual dels Pirineus amb base a la teoria neptunista (segons Charpentier, 1823). La idea de l'erosió asimètrica tracta d'explicar el fet que a la transversal del Mont Perdut les calcàries mesozoiques es troben a les màximes alçades i desplaçades cap al sud respecte del teòric eix de la serralada.

No és fins al començament del segle xx que, gràcies a les aportacions dels estudiosos del segle passat, es disposa de suficients dades per elaborar autèntiques interpretacions de conjunt dels Pirineus. Léon Carez, entre el 1903 i el 1909, publica *La géologie des Pyrénées françaises*, en sis volums, en què sosté que els plecs són els elements fonamentals de l'estructura pirinenca, i el 1912 presenta un esquema estructural de la serralada i una sèrie de mapes paleogeogràfics dels diferents terrenys mesozoics i terciaris, com també una zonació geològica de la serralada —de fet, l'esbós d'una interpretació autoctonista dels Pirineus. A aquesta interpretació

s'oposa la presentada per Léon Bertrand el 1907, qui proposa un model al·loctonista per al Pirineu central i l'oriental amb grans mantells de corriment traslladats cap al nord, interpretació que fou estesa al Pirineu occidental per Pierre Viennot, i fins i tot al vessant meridional, en un treball de Charles Jacob i d'altres presentat al Congrés Geològic Internacional que se celebrà a Madrid el 1926.

Així doncs, pràcticament de manera simultània, quedaren plantejades dues interpretacions de conjunt, una d'autoctonista i una altra d'al·loctonista. Això és, una interpretació que suposa que, tot i deformats, els terrenys secundaris i terciaris es troben aproximadament on es van dipositar (autoctonia), i una altra que postula que aquests terrenys han sofert grans translacions durant l'orogènia i, per tant, no es troben allà on es van dipositar (al·loctonia). Va prevaler la concepció al·loctonista de Bertrand, que, com ell mateix escriu a la introducció del seu treball, «est d'accord avec les connaissances orogéniques résultant de l'étude si féconde de la chaîne alpine, faite en ces dernières années». Cal recordar aquí que, el 1903, Maurice Lugeon i Pierre Termier ja havien publicat les seves síntesis, respectivament, sobre els Alps suïssos orientals, síntesis que presenten l'estructura dels Alps formada per grans mantells de corriment traslladats cap al nord. Així doncs, s'imposa la concepció que millor encaixava amb la síntesi suessiana. Suess pensava que no només les unitats estructurals dels Alps en sentit estricte s'havien desplaçat cap al nord, sinó que també ho havien fet a totes les grans serralades europees. S'imposa l'ortodòxia, tot i que la interpretació de Bertrand estava basada en dades d'observació insuficients i, en diversos casos, mal interpretades.

A partir de 1930, en el marc de la competència establerta entre les idees mobilistes (possibilitat de translacions importants de masses de l'escorça, com la deriva continental a escala global o mantells de corriment a l'escala de la serralada) i fixistes (impossibilitat d'aquest tipus de translacions), la hipòtesi al·loctonista (mobilista) de Bertrand entra en crisi i s'imposa una concepció autoctonista (fixista) dels Pirineus. Enfront de la pobra argumentació de Bertrand, en aquest canvi de concepció hi col·laboraren decisivament l'aparició d'un seguit de treballs d'investigadors de les escoles de Jacob (de la Sorbona) i de Stille (de Göttingen) que defensaven hipòtesis autoctonistes fonamentades en recerques minucioses basades en cartografies geològiques acurades. Charles Jacob, en un article publicat al llibre commemoratiu del centenari de la Societat Geològica de França (1930), va esbossar els grans trets del model autoctonista. Els Pirineus serien una serralada de fons (radicalment diferent de la dels Alps i que en cap cas no comportaria l'existència de mantells de corriment), tal com havia suggerit el prestigiós tectònic suís Émile Argand en la seva *Tectonique de l'Asie* (1922).

Per tant, en els Pirineus, sobre un sòcol rígid i fràgil constituït per materials paleozoics deformats durant l'orogènesi herciniana, es dipositaren discordantment els terrenys secundaris i terciaris. En amplies àrees de la serralada, el comportament d'aquests darrers terrenys durant l'orogènesi pirinenca hauria estat condicionat pel

desenvolupament, en el sòcol, d'una estructura de blocs limitats per falles fortament inclinades. Els terrenys secundaris i terciaris formarien plecs tot adaptant-se a aquestes estructures del sòcol. Només localment la cobertora mesocenozoica s'hauria desenganxat del sòcol. En aquest marc, la zona axial de la serralada correspondria a una àrea que ja durant el Mesozoic representava un relleu, embrió dels Pirineus, emergida o recoberta per una capa prima d'aigua, i que constituïa un llindar que separava dues conques mesozoiques, la nord-pirinenca i la sud-pirinenca. En aquestes conques s'haurien dipositat els materials que avui es troben respectivament al nord i al sud de la zona axial. Durant el Terciari, els terrenys mesozoics s'haurien plegat i fallat, mentre que amb prou feines ho haurien fet els més antics de la zona axial. Com a resultat d'aquests processos de deformació, s'hauria aixecat la serralada, el desmantellament de la qual, simultani a la seva formació, hauria conduït al rebliment de les conques d'Aquitània, al nord, i de l'Ebre, al sud. En resum, un model autoctonista, simètric, amb una diferenciació clara —tant paleogeogràfica com estructural— de la zona axial i els terrenys de la cobertora que la voregen.

La concepció autoctonista esbossada va orientar els treballs dels estudiosos de la geologia dels Pirineus fins al començament dels anys setanta. L'última gran escola que defensa una concepció radicalment autoctonista dels materials del sòcol que afloren a l'eix de la serralada, la zona axial, fou l'escola holandesa, segons la qual la zona axial s'hauria comportat com un bloc rígid sense participar en la tectònica de plegament de la cobertora. Avui, aquesta concepció autoctonista és encara divulgada. I és des d'aquesta òptica, amb totes les implicacions paleogeogràfiques que comporta, que cal entendre la clàssica divisió dels Pirineus, i de Catalunya, en unitats geològiques, que considera el Pirineu axial, els Prepirineus, la depressió Central Catalana i els Catalànids.

Cap a una nova concepció dels Pirineus

A partir del començament dels anys setanta fins als anys noranta, es va gestar un nou model de l'estructura dels Pirineus, acceptat en línies generals per la comunitat científica a partir del final dels anys vuitanta. L'inici de la ruptura amb la concepció autoctonista pot situar-se el 1970, amb la tesi de Michel Séguret sobre l'estructura del vessant sud dels Pirineus. L'anàlisi de les relacions entre estructures de diferents dimensions el portà a una interpretació al·loctonista per a la cobertora del vessant sud dels Pirineus, amb translacions importants, cap al sud. No obstant això, Séguret només acceptà localment la participació del sòcol hercinià en la tectònica de corriments. A partir d'aquest moment, el progrés del coneixement dels Pirineus entra en una etapa extraordinàriament dinàmica, impulsada, d'una banda, per les dades aconseguides amb els estudis per a la prospecció d'hidrocarburs, i, de l'altra, per la formulació de la teoria de la tectònica de plaques o tectònica global. Els principis fonamentals de la tectònica de plaques —l'expansió dels fons oceànics, la divisió de

la litosfera en un cert nombre de plaques rígides, els moviments relatius d'aquestes damunt de l'astenosfera, el comportament diferenciat de les zones marginals de les plaques amb la localització en aquest espai de l'activitat sísmica i volcànica, deformacions tectòniques, etc.— varen ser integrats per primera vegada en un cos doctrinal coherent poc abans de 1970. La tectònica de plaques és una teoria que explica la dinàmica actual de les capes externes de la Terra i que integra la dinàmica tant de les masses continentals com dels fons oceànics. L'aplicació d'aquesta teoria a la comprensió de la formació de serralades antigues no és més que la seva extrapolació en el passat, l'aplicació del principi de l'actualisme a la tectònica a l'escala global. Per fer-ho, cal la integració de treballs geològics i geofísics, pràctica que s'ha mostrat extraordinàriament fecunda.

Aquest marc teòric, d'una banda, ha impulsat la reinterpretació de les dades geològiques que havien estar recollides fins aleshores i, de l'altra, ha integrat les dades aconseguides a partir de la prospecció d'hidrocarburs, en molts casos, mitjançant tècniques geofísiques. L'estudi de la cobertora sedimentària, fins a uns 5 km de profunditat, ha fet grans avenços a partir de la integració de la geologia de superfície amb les dades provinents dels sondatges petroliers i de la prospecció sísmica, tècnica aquesta que permet detectar i situar superfícies de falla, grans canvis litològics (com, per exemple, capes de sal) i discontinuïtats estratigràfiques (sostre del sòcol). El resultat ha estat un coneixement precís de la successió d'esdeveniments de la història geològica i, molt important, ha fet possible la correlació dels terrenys sedimentaris no plegats de les conques sud i nord-pirinenques (conques d'avantpaís de l'Ebre i d'Aquitània) amb la seva continuació a les zones plegades. Tot això ha portar a obtenir una visió tridimensional de les conques d'avantpaís associades a la formació dels Pirineus. L'estudi de l'escorça i el mantell superior s'ha realitzat mitjançant sísmica profunda (refracció i reflexió) i estudis gravimètrics. Més recentment s'ha utilitzat la prospecció magnetotel·lúrica, que permet determinar la distribució de les conductivitats en fondària i de manera lateral. Darrerament, la sísmica passiva, basada en el registre de telesismes en nombroses estacions sísmiques desplegades durant molt de temps, i la tomografia sísmica han aportat nombroses dades sobre l'estructura litosfèrica de la serralada Pirinenca (Chevrot *et al.*, 2014, 2015 i 2018). Amb totes aquestes tècniques s'ha obtingut una imatge, fins ara desconeguda, de les escorces superior i inferior i de la part superior del mantell litosfèric, que ha permès elaborar una nova visió de l'estructura de la serralada i, per tant, de la seva història geològica, que seran l'objectiu dels propers capítols de la memòria.

3. EL CONTEXT GEODINÀMIC

Les estructures i el registre estratigràfic de les successions mesozoiques, paleògenes i neògenes que observem avui als Pirineus estan estretament relacionades amb la cinemàtica de la placa Ibèrica, que, al seu torn, és el resultat dels estadis successius de l'obertura de l'oceà Atlàntic i la seva connexió amb el Tetis alpí (figura 3.1). Actualment hi ha encara un viu debat respecte de l'evolució d'Ibèria durant el Mesozoic, tal com demostren els nombrosos models publicats, radicalment diferents (Olivet, 1996; Sibuet *et al.*, 2004, o Vissers i Meijer, 2012, entre molts d'altres). Vegeu l'article de Barnett-Moore *et al.* (2016) per a una compilació recent i discussió. Aquest debat, no resolt encara, és el resultat de les ambigüitats associades a una clara definició de l'escorça oceànica al llarg dels marges d'Ibèria occidental i de Terranova (Newfounland), així com del coneixement de la naturalesa i l'origen de les anomalies magnètiques utilitzades per a la reconstrucció del moviment de la placa Ibèrica (Bronner *et al.*, 2011; Nirrengarten *et al.*, 2016).

L'obertura de l'Atlàntic central va progressar de sud a nord. Al sud de la zona de fractura de Newfounland-Açores-Gibraltar (NAGFZ), l'escorça oceànica es va formar al Juràssic mitjà connectant l'Atlàntic amb l'oceà Lígur-Tetis al llarg del golf de Cadis i les Bètiques (figura 3.1, Stampfli i Hochard, 2009; Ramos *et al.*, 2017). Al nord de l'NAGFZ, la separació entre Ibèria i Newfoundland i l'aprimament cortical per exhumar el mantell van succeir durant el Juràssic superior-Cretaci inferior. Les anomalies magnètiques anteriors a l'anomalia M3 (127 Ma) que anteriorment havien estat considerades escorça oceànica (de l'M3 a l'M20, 127-147 Ma) han estat reinterpretades com a mantell continental exhumat (Sibuet *et al.*, 2007). L'escorça oceànica es va formar durant l'Aptià (entre 125 i 112 Ma) a l'oest d'Ibèria, de sud a nord (Sibuet *et al.*, 2007; Bronner *et al.*, 2011; Tucholke i Sibuet 2012; Nirrengarten *et al.*, 2016), i, consegüentment, va progressar molt probablement a la part occidental del golf de Biscaia durant l'Albià. La rotació antihorària de la placa Ibèrica ha estat relacionada amb l'obertura del golf de Biscaia i datada com a Aptià a partir de les dades paleomagnètiques en les conques cretàciques sud-pirinenques (Dinarès-Turell i García-Senz, 2000; Gong *et al.*, 2008). Així doncs, aquesta rotació vertical podria ser sincrònica a l'exhumació del mantell durant l'etapa d'hiperextensió entre Ibèria i Europa que va succeir abans de la formació d'escorça oceànica. No obstant això, la fiabilitat de les dades paleomagnètiques disponibles ha estat qüestionada (Neres *et al.*, 2013).

Amb base a la reconstrucció de les diferents anomalies paleomagnètiques, com l'anomalia J, s'han proposat dos models extrems de reconstrucció d'Ibèria: 1) reconstruccions amb un oceà d'edat Cretaci inferior, al llarg de tot el domini pirinenc entre Ibèria i Europa, amb una separació entre aquestes plaques de fins a 600 km (Srivastava *et al.*, 2000; Sibuet *et al.*, 2004; Vissers i Meijer, 2012), i 2) reconstruccions amb una separació entre Ibèria i Europa no superior als 200 km en una direcció N-S i

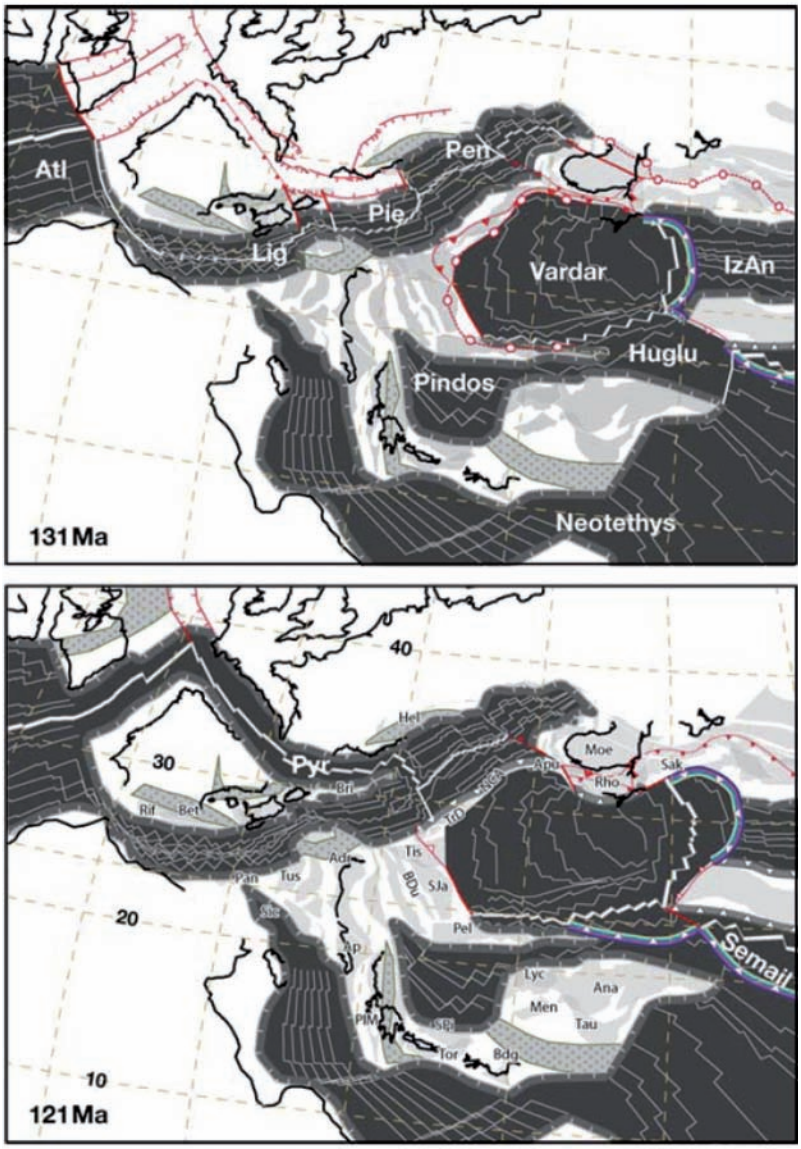


Fig. 3.1. Reconstrucció del Tetis, Ibèria i la seva connexió amb l'Atlàntic durant el Cretaci inferior (131 Ma: Hauterivià, 121 Ma: Aptià), segons Stampfli i Hochard (2009). Durant aquest temps, l'Atlàntic central va progressar cap al nord al llarg del marge occidental d'Ibèria i es connectà amb el Tetis a través del sistema de rift Pirinenc, de manera que Ibèria quedà totalment individualitzada entre Àfrica i Lauràsia.

amb una escorça oceànica restringida a la part occidental del golf de Biscaia (Klitgord i Schouten, 1986; Olivet, 1996, o Jammes *et al.*, 2009, entre d'altres) (figura 3.2).

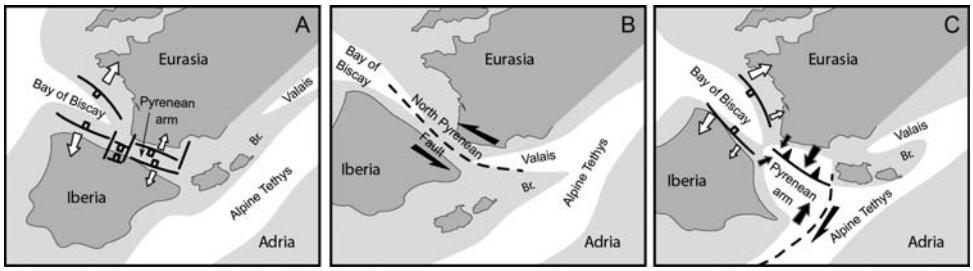


Fig. 3.2. Reconstruccions de la placa Ibèrica i el marge nord-ibèric i la seva connexió amb el Tetis al Cretaci mitjà. A: model de rift perpendicular, segons Manatschal i Müntener (2009). B: model de moviment en direcció, segons Stampfli i Borel (2002). C: model de tisora, segons Advokaat *et al.* (2014). (Figura modificada de Tavani *et al.*, 2018).

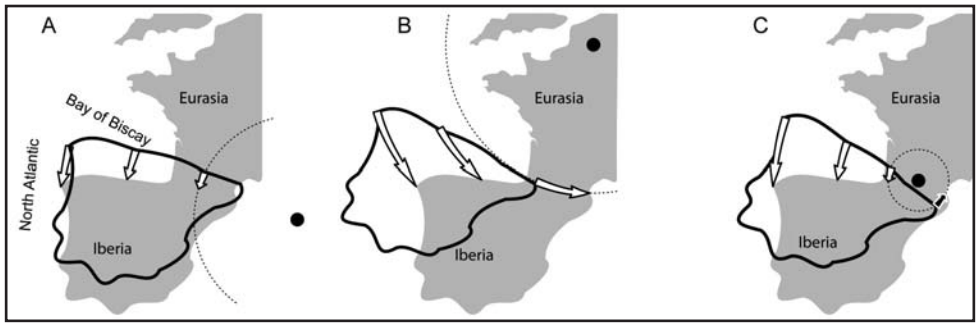


Fig. 3.3. Models cinemàtics d'Ibèria dels anys setanta per explicar l'obertura del golf de Biscaia i el desplaçament i rotació de la Península respecte d'un pol d'Euler situat a: l'est d'Ibèria (A), prop de París (B) i als Pirineus (C). (Modificat de Choukroune, 1976, i Tavani *et al.*, 2018).

L'altra diferència entre els models proposats per a la reconstrucció de la placa Ibèrica es refereix a la magnitud i la cronologia del moviment lateral d'Ibèria cap a l'est respecte d'Europa. Tots els models proposats concorden en el fet que Ibèria va experimentar un moviment en direcció sinistra al llarg del marge nord-ibèric, al mateix temps que la separació entre Ibèria i Newfounland i la propagació de l'escorça oceànica de l'Atlàntic central progressava cap al nord. La quantitat de desplaçament que es proposa varia, segons el model, entre 100 km i alguns centenars de quilòmetres (figures 3.2 i 3.3). Als anys setanta i fins fa pocs anys, es pensava que

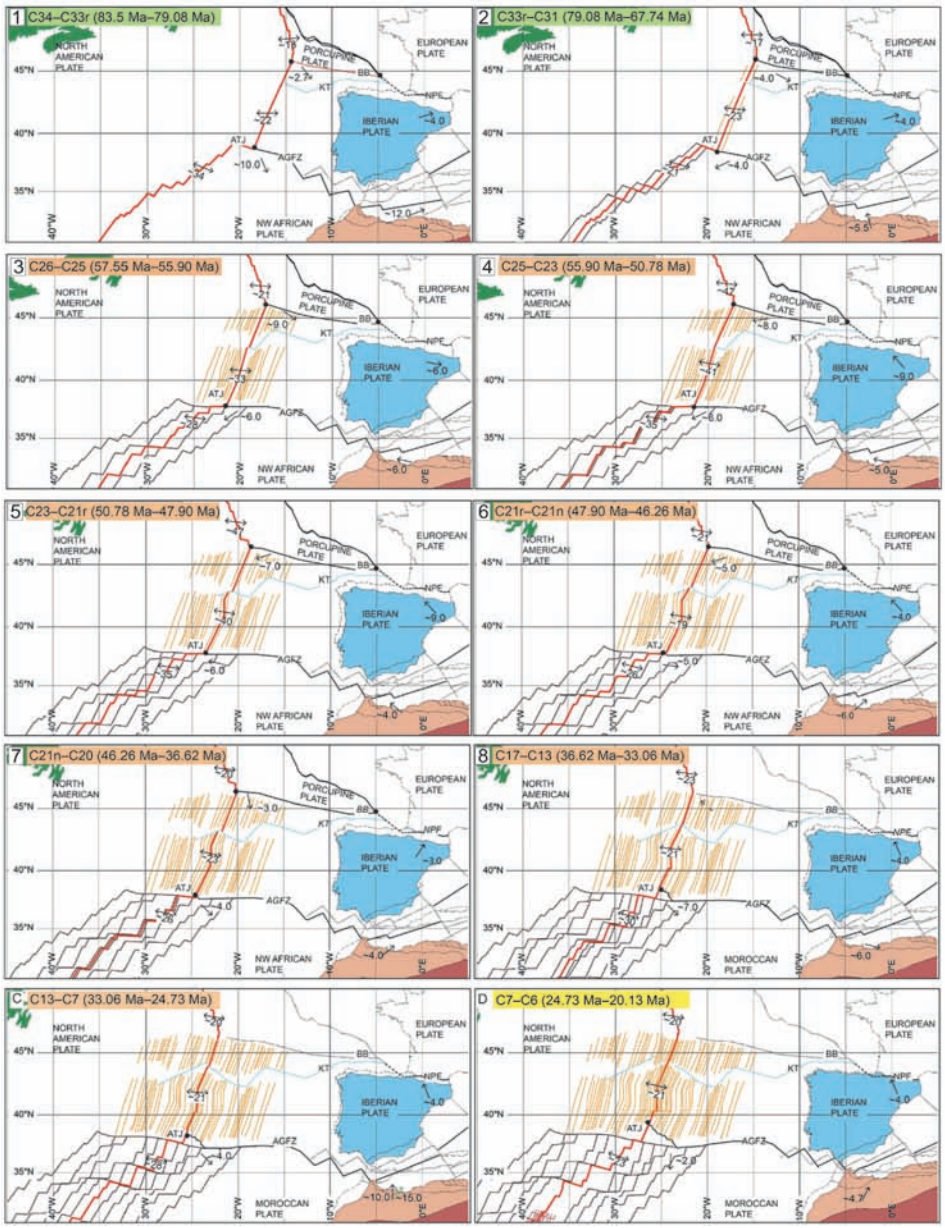


Fig. 3.4. Reconstrucció de la placa Ibèrica durant el període de convergència amb la placa Europea al llarg dels Pirineus (estadis extrets de Macchiavelli *et al.*, 2017).

el desplaçament d'Ibèria al llarg de la falla nord-pirinenca va tenir lloc durant l'Albià-Cenomanià i, en conseqüència, aquesta falla representa el límit de placa, fins i tot durant l'orogènia pirinenca (Le Pichon i Sibuet, 1971; Choukroune i Mattauer, 1978; Olivet, 1996). Segons aquesta idea, el moviment direccional de la falla nord-pirinenca hauria estat sincrònic (moviment transtensional) o posterior a la deformació extensiva principal al llarg del marge nord-ibèric i al moviment rotacional en sentit antihorari d'Ibèria. El criteri principal per defensar aquesta hipòtesi rau en la geometria allargada, i suposadament sigmoidal, un cop restituïda la deformació contractiva pirinenca, de les conques albocenomanianes (Debroas, 1990). D'altra banda, reconstruccions recents han proposat que el moviment transtensional d'Ibèria va succeir abans de l'Aptià (Juràssic superior-Neocomià) i aquest va ser seguit per una direcció d'extensió ortogonal al límit de plaques entre Ibèria i Euràsia (Jammes *et al.*, 2009). Aquesta idea estaria fonamentada en l'existència i orientació de falles de transferència que van segmentar el sistema de rift del marge nord-ibèric (Massini *et al.*, 2014), i en els criteris cinemàtics observats a les falles extensives (Tavani i Muñoz, 2012; Tavani *et al.*, 2018).

En tot cas, les reconstruccions de l'Atlàntic central i nord determinen un moviment direccional d'Ibèria. El problema és demostrar aquest moviment a les conques que s'observen en superfície, tant al llarg del marge nord-ibèric com dins de la placa Ibèrica, així com la seva edat.

L'existència d'una escorça oceànica tot al llarg del domini pirinenc, posteriorment subduïda durant l'Aptià i l'Albià sincrònicament a la rotació antihorària d'Ibèria (figura 3.2, Vissers i Meijer, 2012; Vissers *et al.*, 2016), contradiu totes les dades geològiques disponibles i també els models corticals basats en la tomografia sísmica recentment adquirida (Chevrot *et al.*, 2015 i 2018; Barnett-Moore *et al.*, 2016).

Les discrepàncies en els models de restitució de la placa Ibèrica se centren principalment en el moviment entre el Juràssic i el Cretaci. No obstant això, s'accepta majoritàriament que en el Santonià superior (83 Ma) un canvi en la cinemàtica entre Àfrica, Ibèria i Euràsia va ocasionar un règim contractiu al marge nord-ibèric que va determinar la formació del sistema orogènic pirinenc fins al Miocè inferior (figura 3.4, Rosenbaum *et al.*, 2002; Macchiavelli *et al.*, 2017).

4. LES DADES GEOFÍSIQUES I L'ESTRUCTURA LITOSFÈRICA

L'estructura cortical i litosfèrica dels Pirineus ha estat molt estudiada i caracteritzada per mitjà de nombroses tècniques geofísiques (perfils de sísmica de reflexió i refracció profunds, gravimetria, magnetotel·lúrica, anomalies magnètiques, tomografia, flux de calor). Segurament, no hi ha cap altre sistema orogènic al planeta amb tanta quantitat i qualitat de dades geofísiques (figura 4.1). Endemés, les tècniques recents d'anàlisi de les dades sísmiques de font passiva i del soroll sísmic, combinades amb altres dades geofísiques, com ara gravimetria i magnetotel·lúrica, han subministrat unes imatges de l'estructura litosfèrica dels Pirineus espectaculars que han representat un avenç significatiu en el seu coneixement (figures 4.2 i 4.3) (Campanyà *et al.*, 2012 i 2017; Chevrot *et al.*, 2015 i 2018; Wang *et al.*, 2016).

Les dades geofísiques disponibles demostren la subducció de la litosfera continental de la placa Ibèrica per sota de l'Europea (figures 1.3 i 4.3). La primera vegada que es va poder deduir aquesta relació va ser a partir de la interpretació del perfil sísmic ECORS a través del Pirineu central (figura 4.1, Choukroune i ECORS Team, 1989; Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992). La subducció d'Ibèria cap al nord va ser posteriorment confirmada als Pirineus bascocantàbrics pel perfil de sísmica de reflexió ESCIN-2 (Pulgar *et al.*, 1996), pels perfils de refracció de gran angle (Fernández-Viejo *et al.*, 2000) i per les dades sísmiques adquirides durant el projecte MARCONI al golf de Biscaia (Roca *et al.*, 2011; Ruiz *et al.*, 2017).

Al Pirineu oriental l'escorça ibèrica subduïda per sota de l'europea no s'observa, alhora que l'escorça s'aprima progressivament cap a la costa mediterrània (Gallart *et al.*, 2001; Campanyà *et al.*, 2017; Díaz *et al.*, 2018; Chevrot *et al.*, 2018). Aquest canvi en l'estructura litosfèrica es pot explicar per un aprimament cortical i la delaminació de l'escorça ibèrica subduïda posterior com a resultat de la formació del golf de Lleó i la Mediterrània occidental durant el Neogen, o bé, per un canvi en l'estructura cortical anterior a la col·lisió heretada de l'etapa extensiva cretàcica (Díaz *et al.*, 2018; Chevrot *et al.*, 2018).

Cap a l'oest, a les muntanyes cantàbriques, s'observa una transició relativament brusca des d'una escorça engruixida als Pirineus bascocantàbrics, com a resultat de la subducció cap al nord de la placa Ibèrica, a una escorça varisca amb un gruix de 30-32 km, característica del massís Ibèric (Pérez-Estaún *et al.*, 1994, Fernández-Viejo *et al.*, 2000). Aquesta transició té una direcció NW-SE i coincideix en superfície amb falles oblíqües com la de Ventaniella (Muñoz, 2002).

Segons les dades sísmiques disponibles, la Moho de la placa Ibèrica des dels Pirineus bascocantàbrics fins al Pirineu central assoleix una profunditat de fins a 55 km (Diaz *et al.*, 2016). La part de la placa Ibèrica que subdueix i que és responsable de l'aprofundiment de la Moho correspon fonamentalment a l'escorça inferior. El gruix d'aquesta varia entre 15 km, a la part occidental del sistema orogènic, fins a

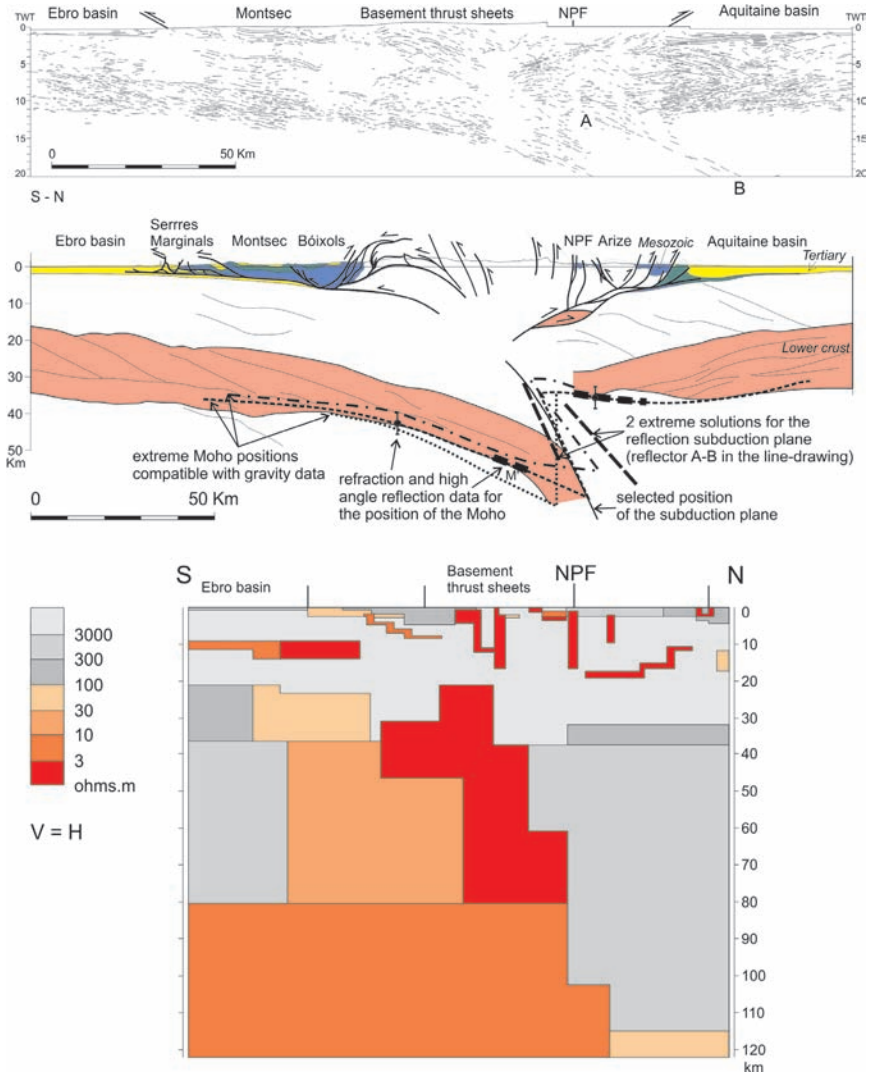


Fig. 4.1. Dades geofísiques al llarg del perfil ECORS a través del Pirineu central. A dalt, dibuix lineal dels perfils de sísmica de reflexió ECORS. Al centre, interpretació de l'estructura cortical basada en les dades geològiques i geofísiques (gravimetria de Torné *et al.*, 1989); dades de sísmica de reflexió de gran angle i de refracció (de Daignières *et al.*, 1989); dades geològiques (de Muñoz, 1992). El principals reflectors del perfil de sísmica ECORS s'han convertit a profunditat amb base a les dades sísmiques i gravimètriques. A baix, model de resistivitat elèctrica a partir de dades magnetotel·lúriques de Pous *et al.* (1995).

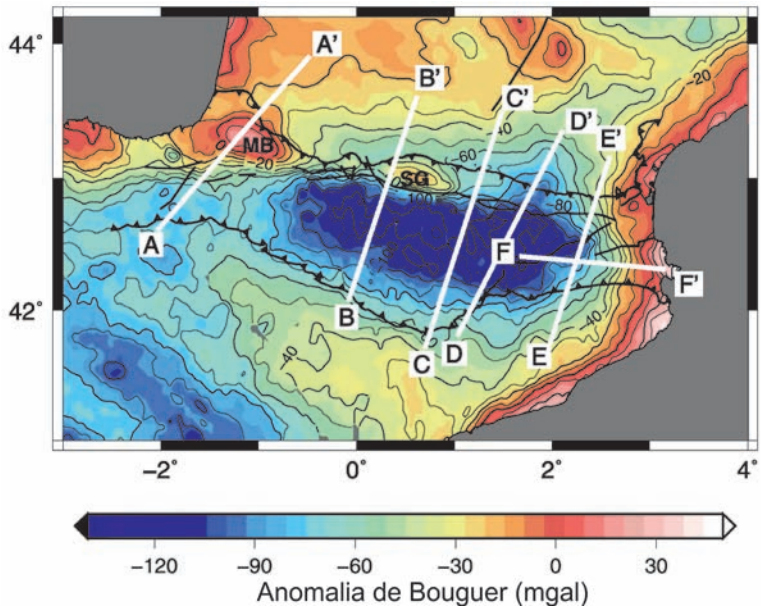


Fig. 4.2. Mapa de l'anomalia de gravetat de Bouguer de gran part de l'orogen pirinenc. L'anomalia negativa del Pirineu central està associada amb l'arrel cortical produïda per la subducció de la placa Ibèrica per sota de l'Europea. Les anomalies positives al llarg del sector septentrional de la serralada són el resultat de l'existència de cossos de mantell superior i escorça inferior en dominis superficials heretats de l'etapa extensiva que produí l'aprimament de l'escorça i l'exhumació del mantell superior. SG: anomalia de Sent Gaudenç; MB: anomalia de la conca de Mauléon. Situació dels perfils de sísmica de la figura 4.3 (segons Chevrot *et al.*, 2018).

25 km, al Pirineu central (figura 1.3, Muñoz, 1992; Gallastegui *et al.*, 2002; Chevrot *et al.*, 2015; Pedreira *et al.*, 2015, Wang *et al.*, 2016). Aquest engruiximent cortical es posa també de manifest per l'anomalia de Bouguer (figura 4.2, Casas *et al.*, 1997). S'ha suggerit una profunditat més gran per a l'escorça inferior subduïda, a partir de la construcció de talls compensats corticals (Beaumont *et al.*, 2000), fet que seria compatible amb les dades geofísiques. Els perfils de tomografia sísmica registren al Pirineu central l'escorça ibèrica fins a una profunditat de 70 km (figura 4.3), tot i que perden resolució per determinar-ne l'acabament septentrional per sota de la placa Europea (Chevrot *et al.*, 2018). L'escorça inferior subduïda podria haver experimentat una fusió parcial, tal com suggereixen les anomalies de conductivitat (figura 4.1, Glover *et al.*, 2000). Aquesta fusió parcial podria anar acompanyada d'un metamorfisme eclogític amb alliberament d'aigua, fet que facilitaria l'ajust dels models 3D de densitat de l'estructura profunda dels Pirineus (Vacher i Souriau, 2001).

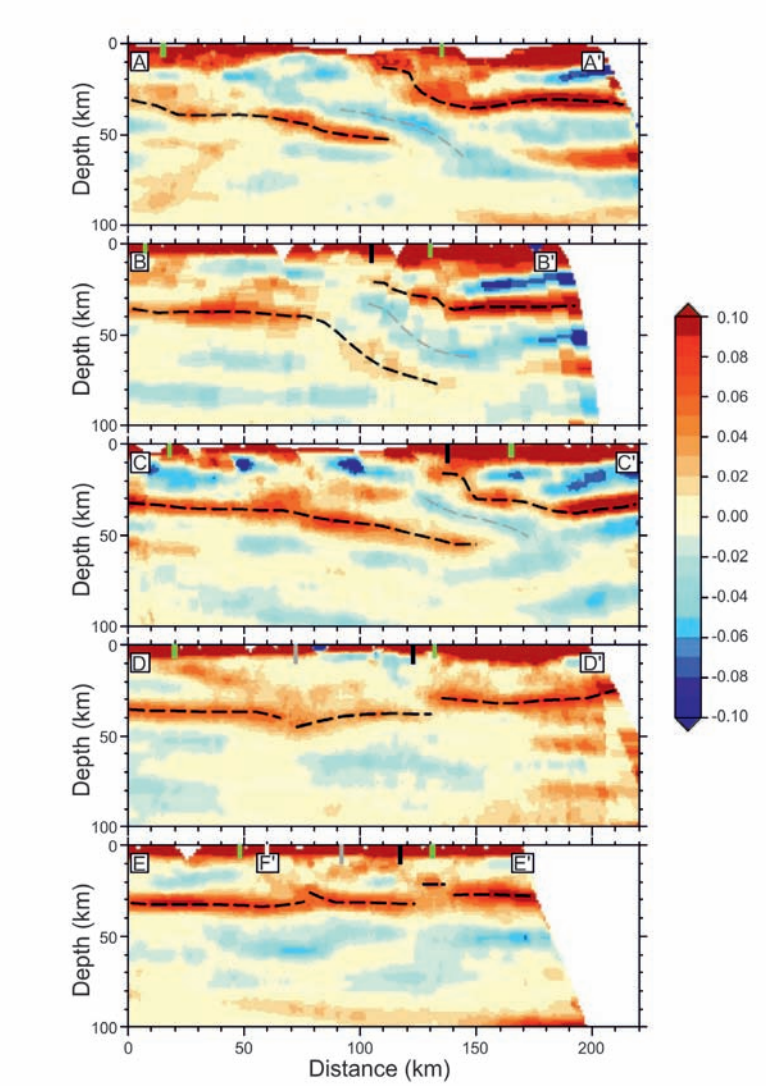


Fig. 4.3. Transsectes sísmiques a partir de dades de sísmica passiva. Dades recollides de telesismes per estacions emplaçades al llarg de les transsectes durant aproximadament un any (vegeu-ne la situació a la figura 4.2). Les dades han estat posteriorment processades per calcular la posició de les interfícies sísmiques principals i obtenir una imatge de l'estructura litosfèrica fins a una fondària de 100 km. Cal destacar la subducció de l'escorça ibèrica per sota de l'europea al Pirineu central i l'occidental, tal com havien demostrat les dades de sísmica de reflexió, i la desaparició d'aquesta subducció a l'extrem oriental dels Pirineus (segons Chevrot *et al.*, 2018).

En els darrers anys s'han aportat noves dades geofísiques i geològiques que donen suport a la idea que el golf de Biscaia, i el marge nord-ibèric en general, va experimentar una hiperextensió en l'etapa extensiva del Cretaci inferior durant la separació entre Ibèria i Europa (Jammes *et al.*, 2009; Lagabrielle *et al.*, 2010; Roca *et al.*, 2011; Clerc *et al.*, 2012; Masini *et al.*, 2014; Tugend *et al.*, 2014). En el sistema de rift que es va formar al límit de plaques, el domini oceànic es va restringir a la part occidental del golf de Biscaia, a l'oest de 6-8 °W (figura 1.2), tal com es posa de manifest per les anomalies magnètiques de fons oceànic registrades simètricament als dos costats del centre d'expansió (Srivastava *et al.*, 1990; Sibuet *et al.*, 2004). L'anomalia més moderna identificada (A33o) data del final de l'expansió oceànica, al voltant de 80 Ma, edat que coincideix amb l'inici de la deformació contractiva als Pirineus. A l'est d'aquesta dorsal, la plana abissal del golf de Biscaia està constituïda per un sòcol que es caracteritza per una escorça inferior amb una velocitat de propagació de les ones sísmiques elevada (~7,20-7,30 km s^{-1}) damunt d'un mantell amb baixa velocitat (~7,7-7,9 km s^{-1}) (Fernández-Viejo *et al.*, 1998; Gallart *et al.*, 1997; Ruiz *et al.*, 2017). Aquestes velocitats anòmales es poden explicar per la serpentinització del mantell superior (Roca *et al.*, 2011; Pedreira *et al.*, 2015) o per una escorça continental transicional, altament estirada i aprimada, situada damunt d'un mantell serpentinitzat i intruït per roques ígnies gabroiques (Ruiz *et al.*, 2017). El mantell exhumat també hauria envoltat l'escorça oceànica a la part occidental del golf de Biscaia, tot i que hauria estat subduït per sota del marge cantàbric (Tugend *et al.*, 2014). Cap a l'est, el mantell exhumat hauria continuat al llarg de l'eix del sistema de rift pirinenc fins al Pirineu oriental (Clerc i Lagabrielle, 2014).

A part de les característiques geofísiques de la litosfera del golf de Biscaia i dels afloraments de lherzolites al llarg de la serralada, altres evidències de l'exhumació del mantell deriven de la presència d'anomalies de Bouguer fortament positives: anomalies de Bilbao, Mauléon i Sent Gaudenç (figura 4.2, Casas *et al.*, 1997; Chevrot *et al.*, 2018). L'anomalia de Bouguer de la conca de Mauléon recentment s'ha interpretat que fou produïda per un tascó de mantell en continuïtat amb el mantell per sota de la conca d'Arzacq i per damunt de l'escorça ibèrica subduïda. El mantell assoliria la base de la conca durant l'etapa d'hiperextensió i continuaria avui en dia fins a una profunditat de 10-15 km (Wang *et al.*, 2016). Darrerament, i seguint aquesta idea, s'ha proposat una modelització gravimètrica per justificar la preservació d'un tascó de mantell al llarg de gairebé tota la serralada que n'hauria condicionat l'estructura contractiva durant l'etapa d'inversió tectònica (Pedrera *et al.*, 2017; García-Senz *et al.*, 2019*b*). Cal dir, però, que les densitats del mantell utilitzades per a la modelització gravimètrica han estat significativament baixes (2,9 g cm^{-3}), similars o fins i tot menors que les densitats de l'escorça inferior (fins a 2,7 g cm^{-3}) amb base a la possible serpentinització del mantell exhumat durant l'etapa de deformació extensiva. En aquest cas, el mantell no es podria discriminar de manera gravimètrica de l'escorça i el seu caràcter serpentinitzat determinaria un comportament extraordinàriament

dúctil, fet que contrasta amb la interpretació que aquests autors fan d'un bloc rígid de mantell que indenta l'escorça continental ibèrica i europea durant l'etapa d'inversió (García-Senz *et al.*, 2019*b*). En aquests moments s'estan obtenint noves dades de sísmica passiva que permeten interpretar la localització espacial d'aquests cossos mantèl·lics i la seva poca continuïtat longitudinal i en profunditat.

5. TRETS ESTRUCTURALS PRINCIPALS DE L'OROGEN PIRINENC

El coneixement de l'estructura dels Pirineus s'ha basat en bona part en l'estudi i l'anàlisi d'unes transversals determinades on la qualitat dels afloraments i l'existència de nombroses dades geofísiques ha permès caracteritzar-ne l'estructura i deduir-ne l'evolució. En els darrers anys no hi ha dubte que l'adquisició dels perfils de sísmica de reflexió profunda dels programes ECORS (Etude Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique), ESCIN (Estudios Sísmicos de la Corteza Ibérica N) i MARCONI (Margen Continental Nord-Ibérico) ha servit en gran manera per catalitzar el notable increment del coneixement que avui tenim de l'evolució estructural de la serralada. Projectes més recents, i encara vigents, com els de TOPOIBERIA (Geociencias en Iberia: Estudios integrados de topografía y evolución 4D) o OROGEN (Deciphering Genesis of Mountain Belt, Total-BRGM-CNRS) estan aportant noves dades que faran d'aquesta serralada una de les més ben estudiades i conegudes del planeta.

L'altre interès de l'orogen pirinenc és la significativa variació longitudinal del seu estil estructural, així com del registre sedimentari de les diferents conques de l'etapa extensiva incloses a la serralada. D'altra banda, les diferències sedimentàries de les conques de «collibè» i d'avantpaís també són significatives. Aquestes variacions longitudinals són tan importants que fins i tot avui en dia es discuteix força sobre la continuïtat cap a l'oest dels Pirineus i la nomenclatura de les unitats geològiques implicades, tal com ja s'ha apuntat a la introducció d'aquesta memòria. Aquestes variacions permeten entendre els processos que intervenen en la formació de la serralada i el sistema extensiu preexistent, i deduir l'evolució estructural des de la formació del sistema de rift i marge passiu nord-ibèric fins a la seva inversió tectònica per formar la serralada pirinenca.

A continuació es descriurà l'estructura geològica del Pirineu central com a tall geològic de referència i després es descriuran altres sectors de la serralada.

El tall ECORS a través del Pirineu central

El tall geològic més ben caracteritzat de tota la serralada és el del Pirineu central al llarg del perfil de sísmica de reflexió profunda ECORS. És, possiblement, la transversal que concentra un nombre més gran de dades geològiques i geofísiques, que han permès caracteritzar l'estructura a escala cortical i litosfèrica de l'orogen i deduir-ne l'evolució temporal (Choukroune i ECORS Team, 1989; Muñoz, 1992 i 2002; Berástegui *et al.*, 1993; Fitzgerald *et al.*, 1999; Beaumont et al., 2000; Campanyà *et al.*, 2012, Chevrot *et al.*, 2015; Muñoz et al., 2018).

El tall ECORS mostra la geometria del Pirineu central i l'oriental caracteritzada, a escala cortical, per un doble tascó orogènic asimètric i dominat per un apilament antiforme central de mantells de corriment que afecten les roques del basament hercinià,

conegut clàssicament com a *zona axial* (figures 1.3, 5.1 i 5.2, Muñoz, 1992 i 2002). Aquests mantells han estat relativament transportats cap al sud (és, de fet, la placa Ibèrica que s'ha desplaçat cap al nord) i deformats per l'emplaçament per sota de les unitats inferiors i més joves. Hi ha tres mantells principals que de sostre a base són els mantells de les Nogueres, Orri i Rialp (figura 5.2, Muñoz, 1992). El flanc septentrional de l'apilament antiforme ocupa la major part de la zona axial i es caracteritza per una estructura interna varisca dominada per una foliació regional que mostra un cabussament de moderat a fort com a resultat de la basculació cap enrere a causa de l'emplaçament de les unitats inferiors. El flanc meridional de l'antiforme de la zona axial és relativament estret i està caracteritzat per plecs basculats que avui tenen geometria de sinformes anticlinals amb les roques del Paleozoic superior al seu nucli, envoltades de les capes vermelles del Permià i el Triàsic. És el que s'anomena *zona de les Nogueres* (figura 5.3, Dalloni, 1913; Séguret, 1972).

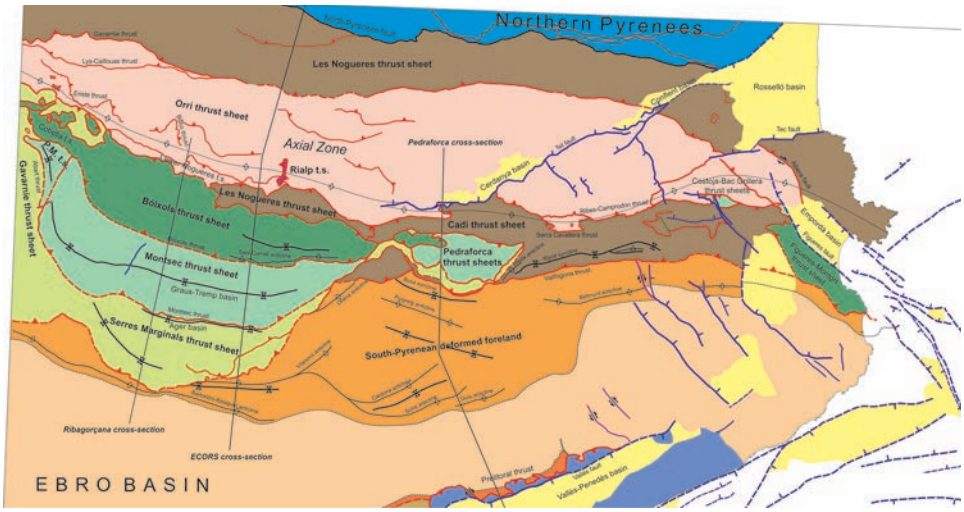


Fig. 5.1. Esquema estructural del Pirineu central i l'oriental. Es representen les estructures i unitats estructurals principals (segons Muñoz i Roca, 2014).

Al vessant sud dels Pirineus, les roques del basament han estat desenganxades de les de la cobertora mesozoica gràcies a l'existència de les evaporites del Triàsic superior (fàcies *Keuper*). Els sediments mesozoics constitueixen tres grans mantells de corriment que, de nord a sud, són: Bóixols, Montsec i Serres Marginals (figures 5.1, 5.2 i 5.3). Aquests mantells es van desplaçar inicialment segons una seqüència de bloc inferior (més moderns progressivament cap a l'avantpaís) des del Cretaci superior fins a l'Eocè superior, i han inclòs conques sedimentàries mesozoiques i paleògenes de diversa significació tectònica.

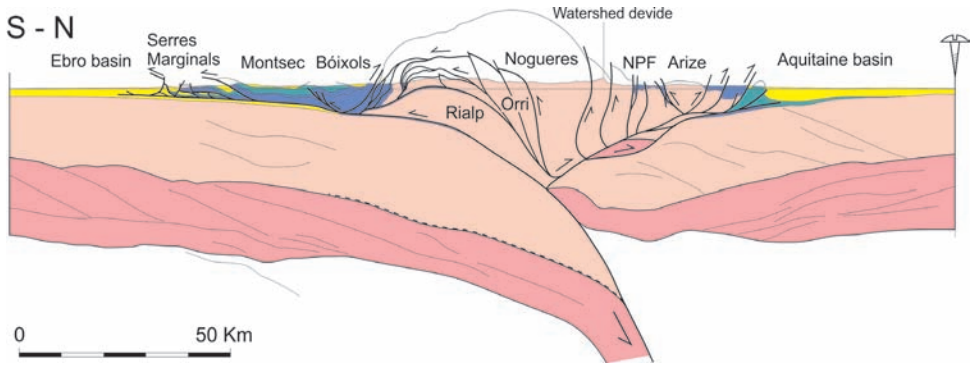


Fig. 5.2. Tall geològic cortical al llarg del perfil ECORS (segons Muñoz, 2002).

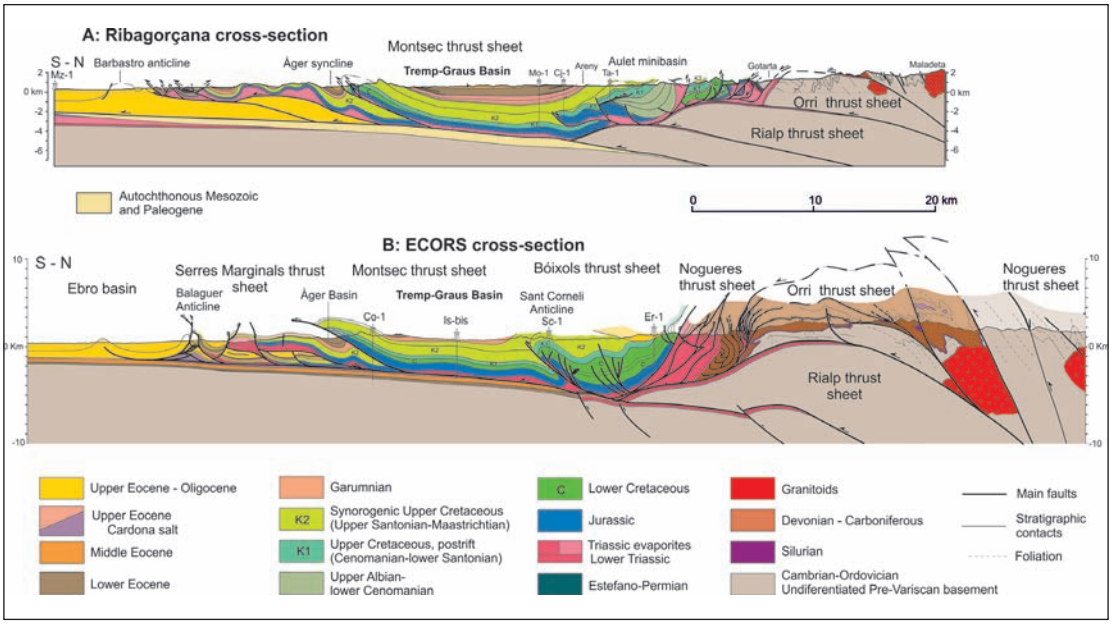


Fig. 5.3. Talls geològics al llarg de les valls de la Noguera Pallaresa (tall ECORS) i de la Noguera Ribagorçana (el tall de la Ribagorçana ha estat modificat de Teixell i Muñoz, 2000). Vegeu-ne la localització al mapa de la figura 5.1 (segons Muñoz et al., 2018).

El mantell de Bóixols es va formar com a resultat de la inversió de les conques extensives del Cretaci inferior al marge meridional del sistema de rift pirinenc (Berastegui *et al.*, 1990; García-Senz *et al.*, 2019*a*; García-Senz i Muñoz, 2019). La defor-

mació contractiva es va iniciar al Santonià superior i va continuar durant el Cretaci superior (McClay *et al.*, 2004; López-Mir *et al.*, 2014).

El mantell del Montsec comprèn la part septentrional de la conca d'avantpaís sud-pirinenca del Cretaci superior, caracteritzada per un solc turbidític fortament subsident al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols (García-Senz *et al.*, 2019*a*). Aquestes turbidites passen lateralment a una plataforma carbonàtica que constitueix l'eix principal de la serralada del Montsec (figura 5.5). El mantell del Montsec es va desplaçar des del Paleocè fins a l'Eocè inferior, tal com registren els sediments continentals a marins de poca profunditat dipositats tant al bloc inferior de l'encavalcament del Montsec (conca d'Àger) com al seu bloc superior, a la conca de Graus-Tremp (figures 5.3, 5.4 i 5.5).

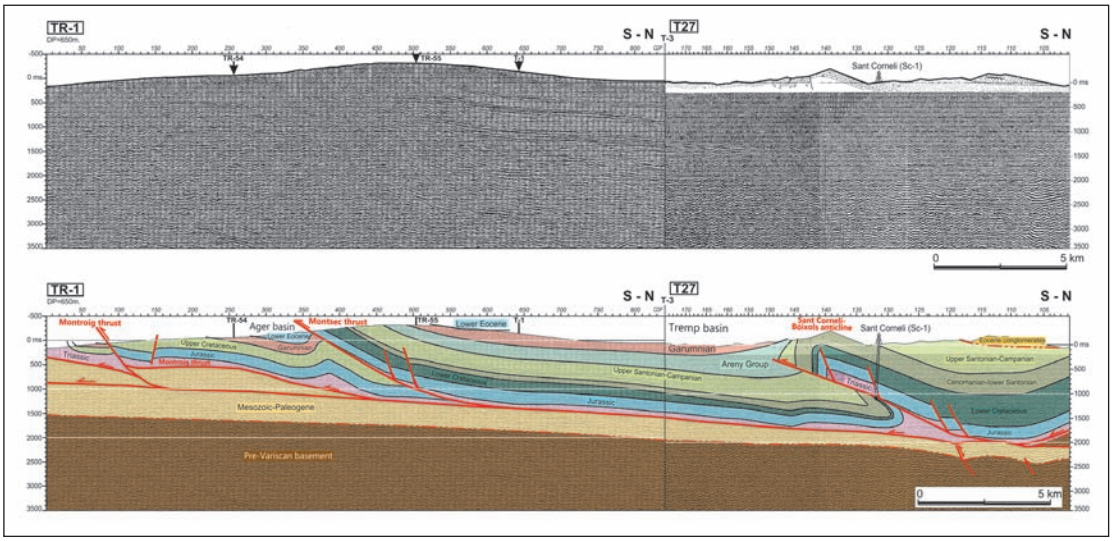


Fig. 5.4. Línies sísmiques TR-1 i TR-27 al llarg del tall ECORS i la seva interpretació a partir de les dades de superfície i de sondatges propers. La identificació geològica dels reflectors s'ha basat en les formacions geològiques que afloren i la projecció de les dades dels sondatges de Comiols i Isona al llarg de línies sísmiques longitudinals que intersequen les dues línies de la figura (segons Muñoz *et al.*, 2018).

El mantell de les Serres Marginals està caracteritzat per una sèrie sedimentària mesozoica i paleògena relativament prima i incompleta, que d'una manera progressiva esdevé més reduïda cap al sud. Els carbonats sinorogènics del Cretaci superior estan representats en gairebé totes les làmines de les Serres Marginals (només són absents a les làmines més frontals). La seva potència varia des d'uns pocs centenars

de metres en els sectors més septentrionals a unes poques desenes de metres a les làmines frontals (figura 5.3). Els sediments sinorogènics del Cretaci superior (Santonià superior-Maastrichtià) reposen discordants al damunt de les capes mesozoiques anteriors que han estat basculades cap al nord i erosionades com a resultat de la flexió litosfèrica associada a la formació de la conca d'avantpaís. Així doncs, aquests sediments reposen sobre materials cada cop més antics cap al sud, fins a situar-se directament damunt de les evaporites del Triàsic superior (*Keuper*). El límit erosiu meridional d'aquestes evaporites va controlar la localització de l'encavalcament frontal sud-pirinenc. Les evaporites del *Keuper* han determinat també l'estructura interna de les Serres Marginals. Aquestes evaporites es van inflar per la seva evacuació des del mantell del Montsec, fet que va facilitar la posterior formació de plecs de desenganxament i altres estructures salines (Santolaria, 2015; Santolaria *et al.*, 2015).

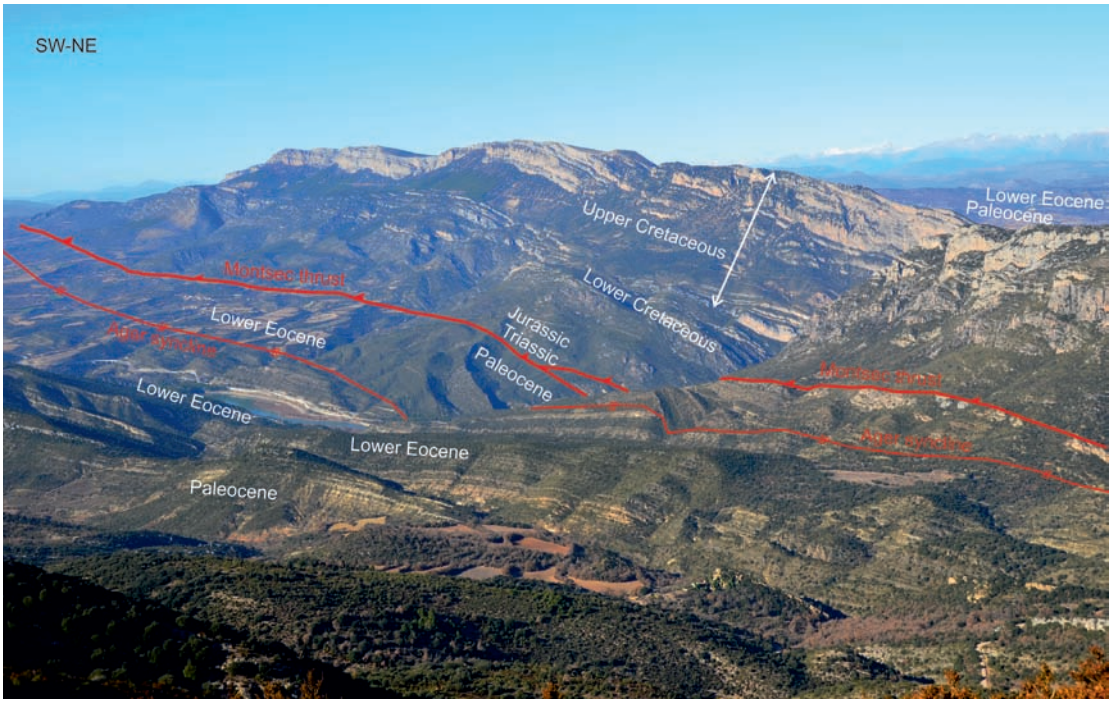


Fig. 5.5. Fotografia de la serra del Montsec des de Sant Mamet, on es pot observar la sèrie mesozoica en el bloc superior de l'encavalcament del Montsec per damunt dels sediments deltaics sinorogènics de l'Eocè inferior de la conca d'Àger.

Els mantells de les Serres Marginals i del Montsec se situen actualment damunt d'una successió autòctona de sediments paleocens i eocens que es troben en con-

tinuïtat amb la conca de l'Ebre, tal com demostren els pous perforats a la zona i les línies sísmiques (figura 5.4). Aquests mantells s'han desplaçat cap al sud un mínim de 50 km entre l'Eocè i l'Oligocè superior. El desplaçament hi hauria estat afavorit per la presència de les sals eocenes de la formació de Cardona a l'autòcton. La distribució d'aquestes sals i la de les evaporites triàsiques han determinat la formació dels sortints i entrants que el sistema d'encavalcaments sud-pirinenc mostra en mapa i que caracteritza el Pirineu central (figura 5.1). El límit septentrional dels sediments autòctons per sota dels mantells sud-pirinencs no es pot determinar amb certesa, però els pous d'exploració d'hidrocarburs i les dades sísmiques demostren que els sediments de l'Eocè superior de la conca de l'Ebre continuen fins a la part septentrional del mantell del Montsec i els sediments més antics continuarien per sota del mantell de Bóixols (figura 5.4, Muñoz *et at.*, 2018).

Els encavalcaments sud-pirinencs van ser reactivats per una seqüència de bloc superior; és a dir, van passar de progressar cap a l'avantpaís a fer-ho cap al rerepaís, a mesura que la conca de l'Ebre s'anava reblint de sediments continentals i anaven omplint els mantells sud-pirinencs (Vergés i Muñoz, 1990; Burbank, Vergés *et al.*, 1992; Coney *et al.*, 1996; Meigs i Burbank, 1997; Muñoz *et al.*, 1997; Fillon *et al.*, 2013). Aquesta variació de la cinemàtica d'encavalcaments va ser el resultat del canvi de règim sedimentari de la conca d'avantpaís sud-pirinenca, que passà d'estar oberta a l'Atlàntic a quedar desconnectada de l'oceà i esdevenir una conca endorreica. Aquesta reactivació fora de seqüència del sistema d'encavalcaments va ser sincrònica al desplaçament dels mantells de corriment sud-pirinencs per damunt de les Sals de Cardona, i a l'increment de l'aixecament dels mantells de la zona axial i la seva denudació (Fitzgerald *et al.*, 1999; Beamud *et al.*, 2011).

El Pirineus septentrionals, coneguts també com la *zona nord-pirinenca* (Choukroune, 1976), són significativament més estrets (25-35 km) que els Pirineus meridionals i constitueixen la part retrovergent (*retrowedge*) del doble tascó orogènic (figura 5.2). El sistema d'encavalcaments nord-pirinenc va reactivar les conques extensives del Cretaci inferior que es varen formar al domini hiperextens del rift pirinenc, on l'escorça continental va ser molt aprimada i on el mantell continental es va exhumar per sota de les conques sedimentàries (figura 5.6, Tugend *et al.*, 2014; Mouthereau *et al.*, 2014). Durant l'estirament cortical que va culminar amb l'aprimament de l'escorça i l'exhumació del mantell, es varen formar blocs corticals aprimats. Aquests blocs i les conques sedimentàries adjacents van experimentar un elevat regim tèrmic i actualment constitueixen els massissos nord-pirinencs (Clerc i Lagabrielle, 2014). Els sediments sinrift del Cretaci inferior i els carbonats prerift juràssics van ser afectats per un metamorfisme d'alta temperatura i baixa pressió fa entre 110 Ma (Albià) i 80 Ma (Santonià). El metamorfisme es va iniciar sincrònicament a l'exhumació del mantell inferior i continuà durant l'etapa postrift de subsidència tèrmica fins a l'inici de la deformació contractiva (Albarède i Michard-Vitrac, 1978; Golberg *et al.*, 1986;

Montigny *et al.*, 1986). L'encavalcament basal nord-pirinenc va reactivar el desenganxament basal i, actualment, coincideix amb la falla nord-pirinenca a la seva extremitat meridional (figura 5.6). Al nord, l'encavalcament nord-pirinenc coincideix amb el marge septentrional del rift pirinenc (Baby *et al.*, 1988; Déramond *et al.*, 1990). Al bloc inferior d'aquest encavalcament, la conca d'avantpaís nord-pirinenca (conca d'Aquitània) està caracteritzada per un rebliment sedimentari de fins a 5 km de potència organitzat en dos grans cicles sedimentaris someritzants: un de primer —Santonià-Paleocè— constituït per sediments d'aigües profundes i un segon cicle —Paleocè-Oligocè— format per roques marines d'aigües somes a sediments continentals (figures 5.2 i 5.6, Ford *et al., 2016)*

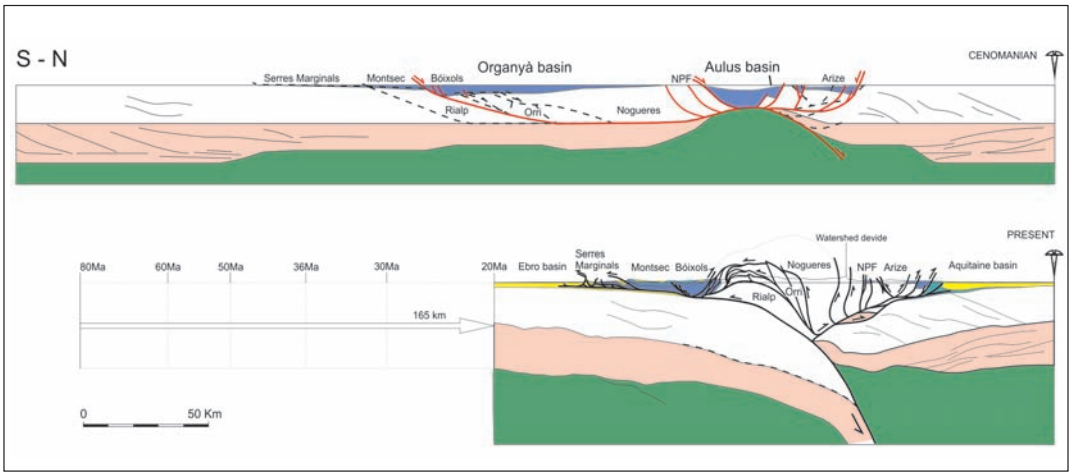


Fig. 5.6. Tall ECORS restituït amb base a la reconstrucció de la conca d'Aulus formada durant la hiperextensió del sistema de rift pirinenc durant el Cretaci inferior, que hauria comportat l'exhumació del mantell per sota de la conca (segons Muñoz, 2019).

El Pirineu oriental

Les principals unitats estructurals que constitueixen el Pirineu central continuen cap a l'est, al Pirineu oriental, sense l'existència de cap discontinuïtat estructural (figura 5.1). No obstant això, sí que s'observen diferències estructurals significatives entre les dues branques de la serralada pirinenca, especialment, al seu vessant meridional. La diferència més òbvia és l'amplada dels mantells de corriment. Al Pirineu central, els mantells de Bóixols, Montsec i Serres Marginals ocupen una àmplia extensió, i defineixen un sortint. El límit oriental d'aquest sortint representa el límit entre el Pirineu central i l'oriental. Al llarg d'aquest límit, prop de la vall del Segre, les estructures prenen la direcció NE-SW i els mantells esdevenen progressivament més estrets, sobretot, els del Montsec i les Serres Marginals (figura 5.1).

Una altra diferència del Pirineu oriental respecte del central és l'amplada de l'avantpaís deformat (figura 5.1). Al sud de l'encavalcament frontal sud-pirinenc del Pirineu oriental (encavalcament de Vallfogona), els materials paleògens de la conca de l'Ebre estan deformats per conjunts de plecs que mostren orientacions diverses (fonamentalment, d'E-W a NE-SW). Cadascun d'aquests conjunts està desenganxat per damunt d'un nivell d'evaporites diferent, que, de nord a sud, són les formacions de: Beuda, Cardona i Barbastre (Vergés *et al.*, 1992).

Al Pirineu oriental, els mantells que configuren el Pirineu central es troben apilats els uns damunt dels altres en un conjunt que s'ha anomenat *mantell del Pedraforca* (figures 5.1 i 5.7, Solé-Sugrañes, 1971; Séguret, 1972; Vergés, 1993; Vergés *et al.*, 1995). Els mantells del Pedraforca se situen damunt dels materials sintectònics de l'Eocè que constitueixen el mantell del Cadí. El mantell del Pedraforca, en sentit ampli, consta de tres grans unitats estructurals que, de sostre a base, són: el mantell superior del Pedraforca, el mantell de la serra del Verd i el mantell inferior del Pedraforca o làmines de Queralt (Muñoz i Roca, 2014). Aquests mantells són els equivalents dels de Bóixols, Montsec i Serres Marginals, respectivament.

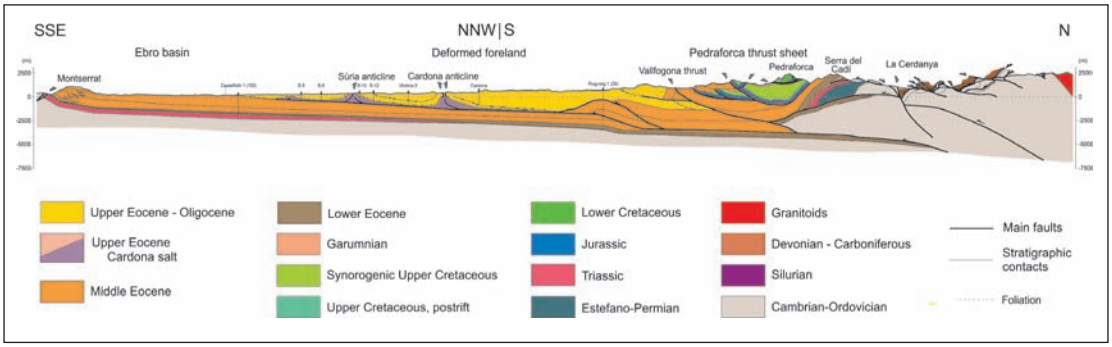


Fig. 5.7. Tall del Pirineu oriental, de la Cerdanya fins a Montserrat, a través dels mantells del Pedraforca i de la conca d'avantpaís sud-pirinenca deformada. Vegeu-ne la localització al mapa de la figura 5.1 (modificat de Vergés, 1993).

Per sota dels mantells del Pedraforca, el mantell del Cadí és el que ocupa una extensió més gran en el Pirineu oriental (figures 5.1 i 5.7, Muñoz *et al.*, 1986). Aquest mantell conté roques del Paleozoic superior (Silurià, Devonià i Carbonífer), una successió de sèries vermelles (de l'Estefanià, el Permià i el Triàsic inferior) discordants sobre les roques anteriors deformades per l'orogènia varisca i, finalment, una potent sèrie paleocena-eocena. Les roques mesozoiques es restringeixen únicament a una prima successió de carbonats i roques detrítiques del Cretaci superior damunt de les capes triàsiques, ambdues unitats només presents a la part occidental del mantell del

Cadí. L'estructura interna del mantell del Cadí es caracteritza per un gran sinforme, el sinclinal de Ripoll, situat entre l'encavalcament de Vallfogona (el seu encavalcament inferior) i l'apilament antiforme de la zona axial (Muñoz *et al.*, 1986; Vergés, 1993). Els mantells del Pedraforca se situen en el nucli d'aquest sinforme (figures 5.7 i 5.8).

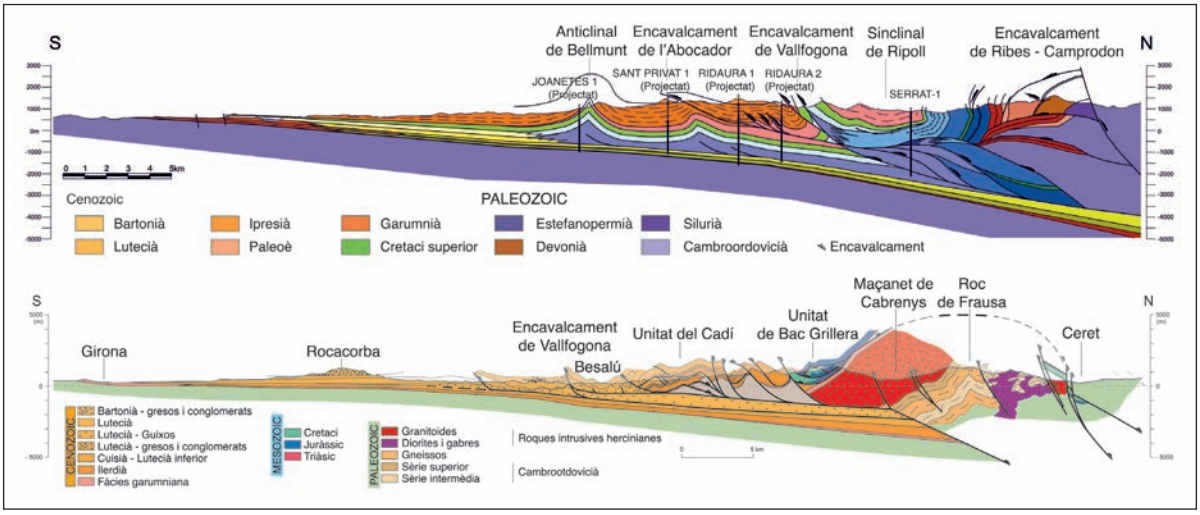


Fig. 5.8. Talls del Pirineu oriental. El superior segueix la vall del Freser, des de la plana de Vic fins a la vall de Camprodon (Muñoz i Casas, 2010). L'inferior travessa la zona de culminació del Pirineu oriental, a la Garrotxa (Martínez *et al.*, 2010). Vegeu-ne la localització al mapa de la figura 5.1.

El sinclinal de Ripoll incorpora una potent sèrie de talús i turbidítica de l'Eocè inferior que es va dipositar en un solc fortament subsident a l'extrem septentrional de la conca d'avantpaís sud-pirinenca durant el desplaçament cap al sud del mantell inferior del Pedraforca, el qual portava «a collibè» els altres mantells del Pedraforca prèviament emplaçats (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). Posteriorment, des de l'Eocè mitjà, el sinclinal de Ripoll va esdevenir una conca de bloc superior o a collibè (piggy-back basin), reblerta per una potent successió de roques detrítiques deltaiques i continentals eocenes, alhora que l'encavalcament de Vallfogona emergia a la superfície sinorogènica i el mantell del Cadí es desplaçava cap al sud (figures 5.7 i 5.8, Muñoz *et al.*, 1986; Muñoz, 1993; Puigdefàbregas *et al.*, 1986; Burbank, Puigdefàbregas *et al.*, 1992; Vergés, 1993; Muñoz i Casas, 2010). El solc turbidític de l'Eocè inferior es va reblir per mitjà d'una potent successió d'evaporites (Formació Beuda) que va representar el nivell de desenganxament perquè més endavant es desenvolupés l'encavalcament de Vallfogona. El mantell del Cadí és l'equivalent estructural del mantell de les Nogueres del Pirineu central (Muñoz *et al.*, 1986).

Al Pirineu oriental afloren les unitats estructurals inferiors del vessant sud-pirinenc, com a resultat de la inclinació estructural cap a l'oest de la serralada, fet que permet completar la comprensió del conjunt de l'estructura. Aquests nivells estructurals inferiors es caracteritzen per l'apilament de làmines que inclouen roques paleozoiques amb sèries estratigràfiques i estructura interna varisca marcadament diferents entre si. L'apilament alpí d'aquestes unitats es posa de manifest per l'existència de finestres tectòniques amb l'aflorament de roques d'edat paleocena discordants sobre les del sòcol (figura 5.8, Muñoz, 1993; Muñoz *et al.* 1986; Muñoz i Casas, 2010). La culminació estructural del vessant meridional dels Pirineus es troba al seu extrem oriental, a la zona de la Garrotxa. Des d'aquesta culminació cap a la Mediterrània, les estructures estan inclinades cap a l'est, fet que permet observar unitats estructurals que comprenen sèries mesozoiques per damunt del mantell del Cadí (figures 5.1 i 5.9, Pujadas *et al.*, 1989; Tassone *et al.*, 1994). Aquestes unitats estan desenganxades damunt de les evaporites triàsiques i, de sostre a base, són: el mantell de Figueres-Montgrí i les làmines de Costoja-Bac Grillera-Biure (figura 5.9) (Muñoz i Roca, 2014).

Les làmines de Bac Grillera-Biure es van emplaçar durant el Paleocè-Eocè inferior, sincrònicament al mantell del Montsec. Comprenen una sèrie mesozoica reduïda caracteritzada per una successió del Cretaci superior discordant damunt dels carbonats juràssics, similar a la successió continguda al mantell del Montsec i de la serra del Verd. Cal destacar l'absència dels sediments sinrift del Cretaci inferior. L'encavalcament basal d'aquestes làmines ha estat plegat per l'antiforme d'unitats inferiors de basament que constitueixen la zona axial a la seva extremitat oriental. Aquest encavalcament s'arrela al nord amb l'encavalcament dels Banys d'Arles, situat al sud de la falla nord-pirinenca (figures 5.8 i 5.9, Martínez *et al.*, 2010). Al bloc inferior d'aquest encavalcament afloren materials detrítics del Cretaci superior i del Garumnià que reposen directament en discordança damunt de les roques paleozoiques del massís del Roc de Frausa i defineixen l'estructura antiforme d'aquest massís (Aguilar *et al.*, 2015). En aquest massís afloren al nucli de l'antiforme gneissos, esquistos i gabres de l'escorça mitjana-inferior en fàcies granulita deformats per bandes de cisalla que enllacen amb els encavalcaments que deformen la cobertora cenozoica del massís (figura 5.8, Aguilar *et al.*, 2015).

Estructuralment, per damunt de les làmines de Bac Grillera-Biure, el mantell de Figueres-Montgrí es caracteritza per una sèrie més completa que inclou una potent successió de carbonats del Cretaci inferior que recorda la del mantell del Pedraforca superior, endemés d'ocupar una posició estructural similar. No obstant això, i a diferència del Pedraforca, el mantell de Figueres-Montgrí es va desplaçar fora de seqüència durant l'Eocè mitjà-superior (Pujadas *et al.*, 1989). Aquest mantell ha estat desmembrat per les falles extensives oligocenes-miocenes de direcció NW-SE a la zona de transferència que connecta el golf de Lleó amb el solc de València (Tassone *et al.*, 1994). Així doncs, el mantell de Figueres-Montgrí ha transportat cap al S-SW una conca sinrift del Cretaci inferior per damunt del seu marge meridional (figura 5.9).

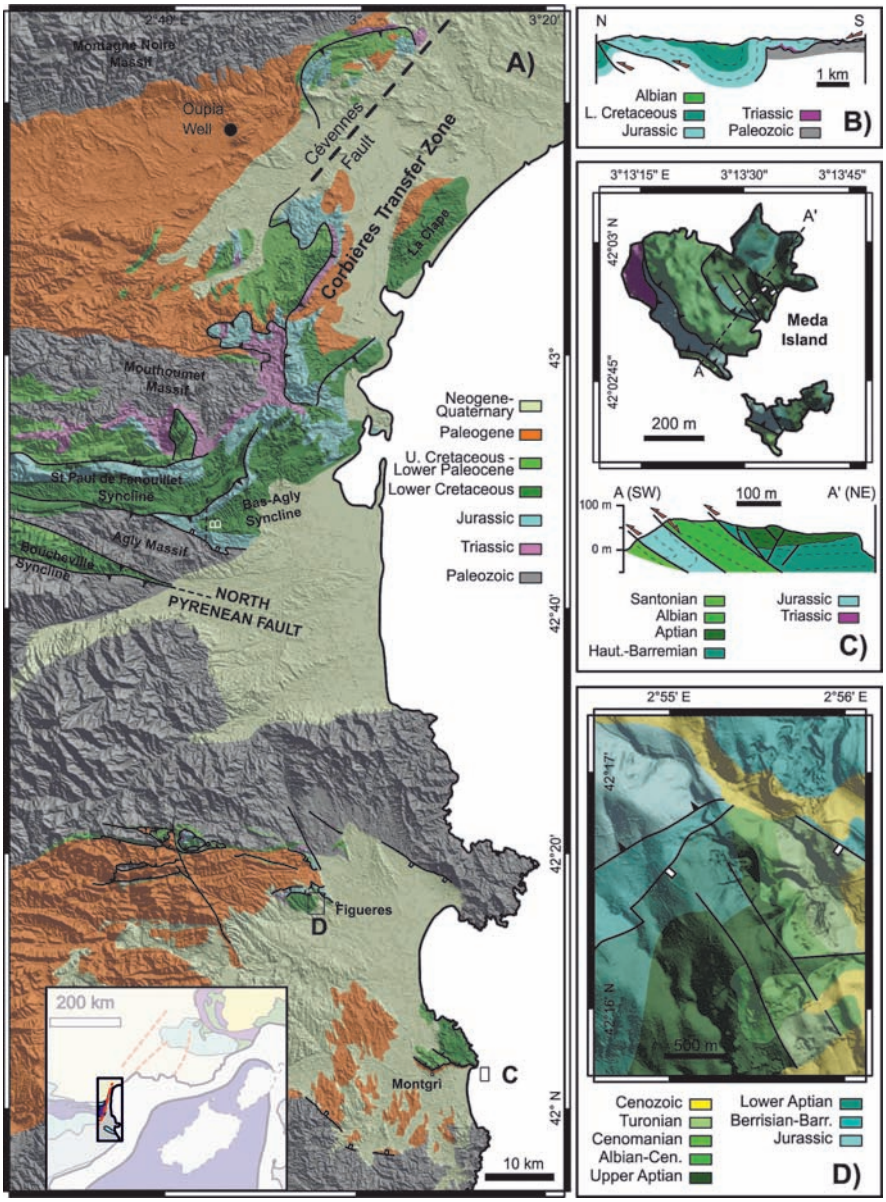


Fig. 5.9. L'acabament oriental dels Pirineus i la seva connexió amb les estructures de la Provença (tall B, segons Vauchez et al., 2013, i tall C, segons Mató *et al.*, 1995; modificat de Tavani *et al.*, 2018).

Al nord de la falla nord-pirinenca, els sinclinals de Boixavila, Aglí inferior i Sant Pau de Fenollet comprenen una sèrie juràssica-cretàcica que il·lustra l'arquitectura de les conques extensives del Cretaci inferior que representen l'extrem oriental d'un conjunt de conques interconnectades en el domini hiperextens del rift pirinenc que separava les plaques Ibèrica i Europea (figura 5.9, Vauchez *et al.*, 2013; Clerc i Lagabrielle, 2014; Clerc *et al.*, 2016). Aquestes conques van estar reblertes per una potent sèrie turbidítica d'edat albiana-cenomaniana (Souquet *et al.*, 1985; Debroas, 1990). Per sota de la conca de Boixavila, l'aprimament litosfèric va determinar l'exhumació del mantell i el metamorfisme tèrmic dels materials sinrift i prerift (Clerc *et al.*, 2016). Al nord del sinclinal de Boixavila, el massís de l'Aglí representa un bloc d'escorça aprimada que limita al sud les conques cretàciques contingudes en els sinclinals inferior de l'Aglí i de Sant Pau de Fenollet. El límit entre aquest massís i els materials mesozoics és un desenganxament extensiu associat a l'aprimament litosfèric. Més al nord, l'encavalcament frontal nord-pirinenc representa la reactivació del marge septentrional del sistema de rift pirinenc, tal com posa de manifest l'absència de materials cretàcics sinrift al seu bloc inferior, en la cobertora del massís de Motomet (figura 5.9).

L'encavalcament frontal nord-pirinenc cap al seu extrem oriental pren una orientació NW-SE a N-S i enllaça amb la falla de Cevenes de direcció NW-SE que connecta les estructures de l'extrem oriental dels Pirineus amb les de la Provença (figura 5.9, Tavani *et al.*, 2018). Al bloc superior d'aquest encavalcament, els afloraments dels materials del Cretaci inferior continuen des del sinclinal inferior de l'Aglí, cap a la muntanya de la Clapa i el mantell de les Corberes. En canvi, a l'oest de l'encavalcament frontal nord-pirinenc i de la falla de Cevenes, la zona entre els massissos de Motomet i de la muntanya Negra va experimentar un aixecament durant el Cretaci inferior-mitjà, la qual cosa suggereix que aquesta falla va representar una zona de transferència del sistema de rift (Tavani *et al.*, 2018).

El Pirineu central i la seva transició al Pirineu occidental

Els mantells de Bóixols, Montsec i Serres Marginals constitueixen el sobresortint del sistema d'encavalcaments (*thrust salient*) més remarcable de tots els Pirineus (figures 5.1 i 5.10). Aquest sobresortint es va definir com una unitat estructural anomenada *unitat sud-pirinenca central* i es va considerar que representava una geometria primària corbada heretada de la geometria inicial de les conques mesozoiques implicades (Séguret, 1972; Soto *et al.*, 2002). No obstant això, recentment s'ha demostrat —a partir de la integració de dades estructurals, estratigràfiques i paleomagnètiques— que aquest sobresortint dels encavalcaments del Pirineu central es va desenvolupar d'una manera progressiva com a resultat d'un gradient en la magnitud del transport dels encavalcaments i de direccions de transport divergents. La major part del sobresortint es va formar durant l'emplaçament del mantell de les

Serres Marginals i de la seva continuació cap a l'oest al mantell de Gavarnia entre l'Eocè mitjà i l'Oligocè (Sussman *et al.*, 2004; Muñoz *et al.*, 2013). El límit occidental del sobresortint està caracteritzat per un conjunt d'estructures de direcció N-S. A la conca de L'Aínsa, els plecs d'aquesta direcció han experimentat una rotació dextrogira d'eix vertical de fins a 70°, fet que demostra un gradient del desplaçament dels encavalcaments del Pirineu central de fins a 50 km (Muñoz *et al.*, 2013). Aquest gradient estaria determinat per la distribució de les evaporites triàsiques a la base de la sèrie mesozoica. L'increment del desplaçament cap a l'est explicaria l'existència d'una sèrie sedimentària paleògena autòctona per sota dels mantells de les Serres Marginals i del Montsec (figures 5.3 i 5.4, Muñoz *et al.*, 2018).

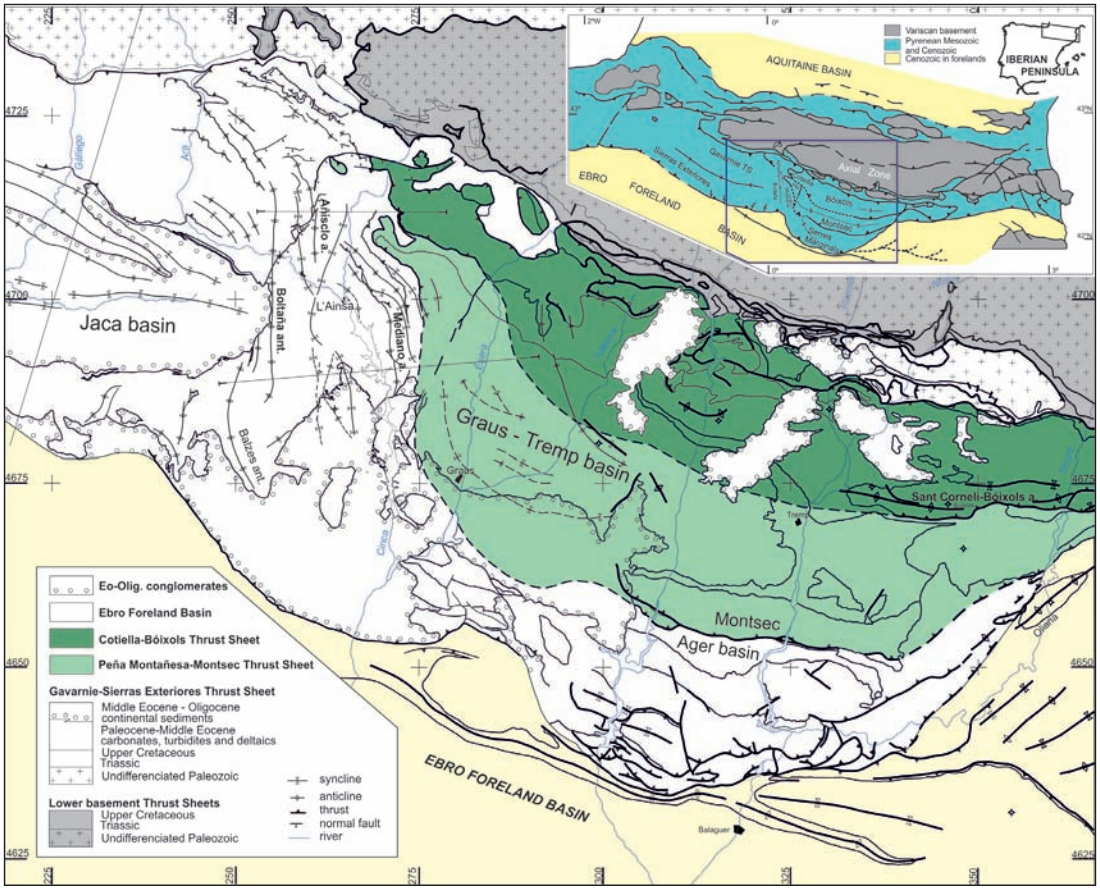


Fig. 5.10. Mapa estructural de la transició entre el Pirineu central i l'occidental (modificat de Muñoz *et al.*, 2013).

A la zona de transició entre el Pirineu central i l'occidental s'observa, a més de les estructures N-S associades al límit occidental del sobresortint dels mantells de corriment, un canvi estructural molt significatiu, en part també degut a l'absència dels materials evaporítics triàsics. A la part occidental de la zona axial, les calcàries del Cretaci superior es troben directament en discordança damunt dels materials detrítics vermells del Triàsic inferior o del Permià, o bé, directament damunt de les roques paleozoiques. L'absència de les evaporites del Triàsic superior (*Keuper)* ha determinat l'acoblament entre les capes mesozoiques i paleògenes i les roques del basament. Al Pirineu occidental, els mantells que comprenen basament estan fonamentalment imbricats (Cámara i Klimowitz, 1985; Teixell, 1996 i 1998; Labaume *et al.*, 2016) en comptes d'apilats l'un damunt dels altres, tal com s'observa a l'apilament antiforme de la zona axial del Pirineu central (figures 1.3 i 5.3, Muñoz, 1992).

El canvi de la geometria dels encavalcaments determina un relleu estructural més distribuït al Pirineu occidental. El fet que els mantells que contenen basament se situïn en profunditat més al sud cap a l'oest ha determinat que els mantells superiors que afecten a les sèries mesozoiques del Pirineu central hagin estat exhumats. D'altra banda, l'encavalcament inferior dels mantells del Cotiella i de la Penya Montanyesa pugen estratigràficament cap a l'oest, fet que n'hauria facilitat l'erosió (figura 5.11, Muñoz *et al.*, 2013). Així doncs, els equivalents occidentals dels mantells de Cotiella-Bóixols i de la Penya Montanyesa-Montsec haurien estat aixecats i erosionats per damunt del mantell de Gavarnia, que és la unitat més extensa al Pirineu occidental (figura 5.10). Aquest canvi en l'estil estructural esta acompanyat per un increment de la inclinació de l'eix de la zona axial cap a l'oest, el decreixement del relleu estructural a la part central de la serralada i l'acabament occidental de les roques paleozoiques en superfície. Tots aquests aspectes han tingut una forta influència en l'aportament sedimentari dels materials sinorogènics.

El mantell de Gavarnia està caracteritzat per un gran sinforme d'una amplària superior als 20 km i una llargària de fins a 200 km, el qual suporta la conca de Jaca que ha estat reblerta de materials paleògens sedimentats al mateix temps que el mantell es desplaçava cap al sud per damunt de la conca de l'Ebre (figura 5.11). El flanc meridional del sinforme consta, en la seva part frontal, de diverses làmines encavalcants imbricades que comprenen una sèrie mesozoica, desenganxades per damunt de les evaporites triàsiques. Aquestes làmines integren el que s'anomena *Serres Exteriors* (Almela i Ríos, 1951; Puigdefàbregas, 1975; Millán *et al.*, 1995 i 2000). De la mateixa manera que en les unitats frontals del mantell de les Serres Marginals, les làmines de les Serres Exteriors comprenen una sèrie mesozoica prima (de desenes fins a pocs centenars de metres), de carbonats sinorogènics del Cretaci superior, discordants per damunt de les evaporites triàsiques. Per sobre, els materials paleògens són més potents i es caracteritzen per la successió de carbonats de l'Eocè mitjà pertanyents a la Formació Guara (Puigdefàbregas, 1975; Millán *et al.*, 1994).

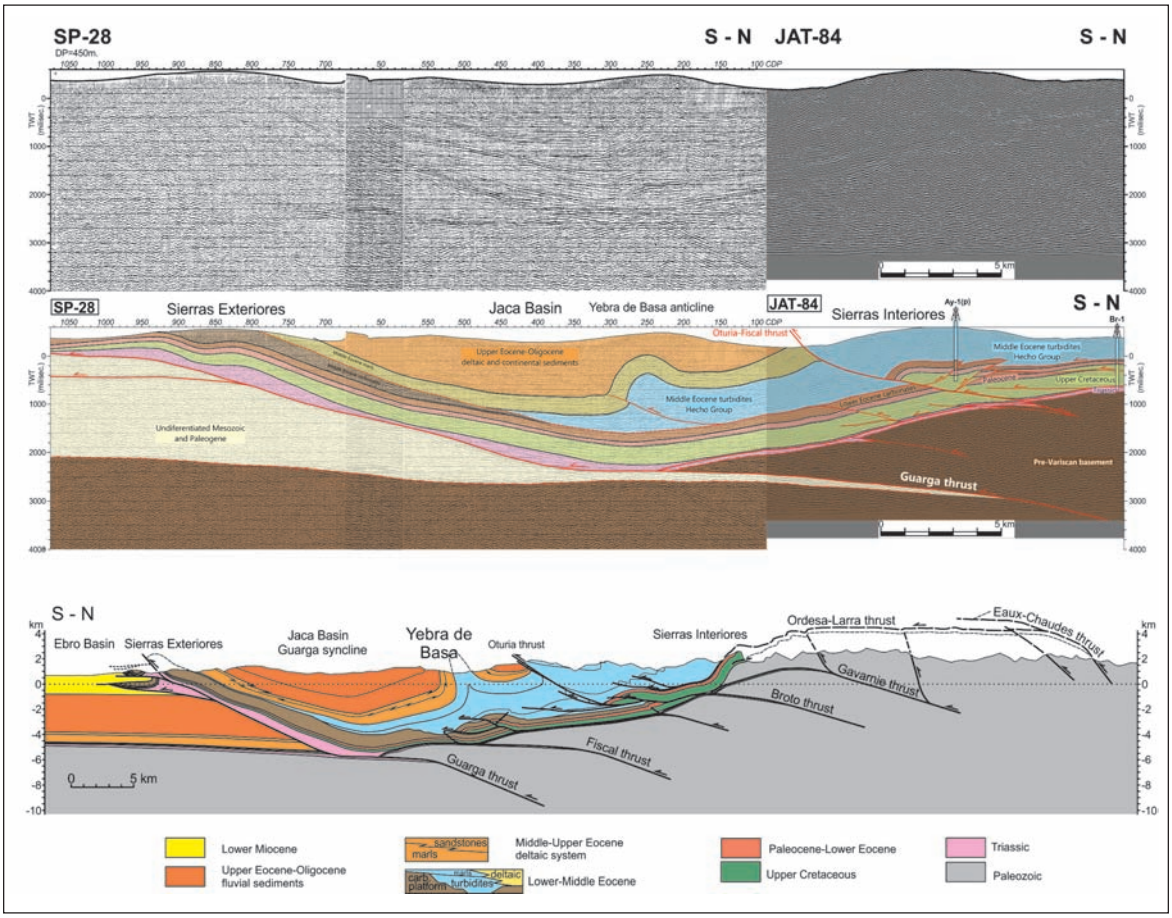


Fig. 5.11. Estructura del mantell de Gavarnia a través de la conca de Jaca i de la zona axial. La línia sísmica i el tall geològic inferior corresponen a la part oriental de la conca de Jaca (vegeu-ne la localització al mapa de la figura 5.10). (Modificat de Muñoz *et al.*, 2018; tall inferior modificat de Labaume *et al.*, 2016).

Una de les peculiaritats de les Serres Exteriors és la presència d'un seguit de plecs transversals de direcció N-S a NE-SW, en continuació amb els plecs N-S de la conca de L'Aínsa, a l'extrem oriental del mantell de Gavarnia (figura 5.10). Aquests plecs es van formar sincrònicament a la sedimentació dels sediments deltaics i continentals de l'Eocè mitjà i superior, alhora que el mantell de Gavarnia es desenvolupava (figura 5.12, Millán *et al.*, 1994; Poblet i Hardy, 1995). Els anticlinals de direcció N-S més llargs i espectaculars són els de la conca de L'Aínsa (figura 5.13). Aquests van

ser els primers a formar-se. Els anticlinals d'Añisclo i el de Mediano es van iniciar al Lutecià inferior (Poblet *et al.*, 1998; Fernández *et al.*, 2012; Muñoz *et al.*, 2013), un cop els encavalcaments van progressar al bloc inferior del mantell del Montsec-Penya Montanyesa (figura 5.12). Aquests plecs van experimentar una rotació d'eix vertical dextrogira, alhora que es desenvolupaven (Pueyo *et al.*, 2002; Soto *et al.*, 2006; Muñoz *et al.*, 2013), i, per tant, estan relacionats amb la formació del sobresortint del sistema d'encavalcaments del Pirineu central descrit abans. Les rotacions d'eix vertical continuen al llarg de les Serres Exteriors, tot i que la quantitat de rotació decreix progressivament cap a l'oest , al mateix temps que l'edat dels plecs esdevé més moderna (Oliva-Urcia *et al.*, 2012; Ramón *et al.*, 2012; Pueyo-Anchuela *et al.*, 2012). Més a l'oest encara, les dades paleomagnètiques no registren rotacions d'eix vertical significatives (Larrasoaña *et al.*, 2003), i defineixen el límit occidental de la rotació a l'acabament de l'anticlinal de Santo Domingo (Pueyo *et al.*, 2002).

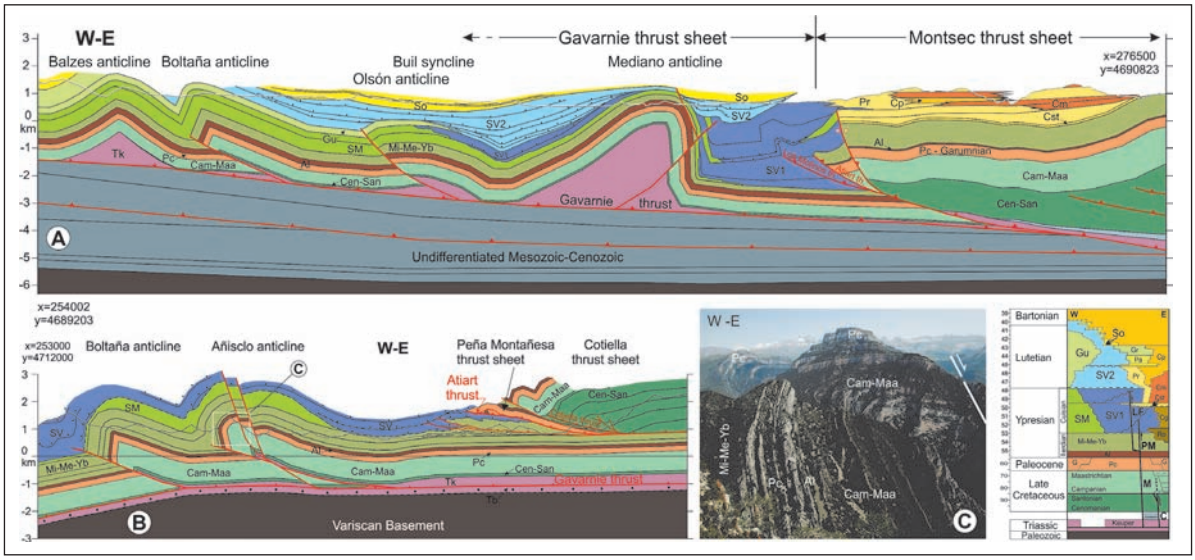


Fig. 5.12. Talls a través de les estructures N-S de la conca d'Aïnsa i l'extrem occidental dels mantells de cobertora del Pirineu central
(vegeu-ne la localització al mapa de la figura 5.10). (Modificat de Muñoz, 2017).

El flanc nord del sinclinori de la conca de Jaca, també conegut com a *sinclinori del Guarga*, integra un sistema de plecs i encavalcaments que afecta els materials del Cretaci superior i Paleogen (figura 5.11). Aquest flanc és, de fet, un panell basculat cap al sud per damunt d'un sistema imbricat de làmines de sòcol entroncades cap amunt per sota de la sèrie mesozoica (figura 5.11, Cámara i Klimowitz, 1985; Teixell, 1996;

Fig. 5.13. L'anticlinal de Mediano vist des de l'ermita de San Emeterio i San Celedonio (modificat de Muñoz, 2017).

Labaume *et al.*, 2016; Labaume i Teixell, 2018). La truncació del sostre del sòcol al bloc superior de l'encavalcament inferior d'aquest sistema (encavalcament del Guarga) determina la posició i la direcció del sinclinal del Guarga al llarg del sinclinori de la conca de Jaca (Labaume i Teixell, 2018) i es pot seguir fins a l'extrem oriental de la conca de L'Aínsa, per sota dels anticlinals de Boltanya i Mediano (Fernández *et al.*, 2012). Entre l'encavalcament del Guarga i el de Gavarnia s'han descrit diferents encavalcaments que comprenen el sòcol hercinià a partir de la interpretació de les dades sísmiques disponibles (figura 5.11, Labaume i Teixell, 2018). Tanmateix, no hi ha consens sobre la quantitat i els noms dels encavalcaments (Cámara i Klimowitz 1985; Millán *et al.*, 2006; Muñoz *et al.*; 2013; Labaume *et al.*, 2016).

L'encavalcament de Gavarnia aflora espectacularment a la vall de La Larri, a la capçalera de la vall de Pineta (figura 5.14). L'encavalcament està plegat en un anticlinal com a conseqüència de l'emplaçament dels mantells inferiors (làmina de Bi-

elsa). Al bloc inferior, les calcàries del Cretaci superior i els gresos del Triàsic inferior reposen en discordança damunt del granit permià. Al bloc superior la sèrie és diferent: les calcàries de la base del Cretaci superior reposen directament damunt de gresos, pelites i calcàries del Devonià deformats per plecs hercinians molt tancats (figura 5.14). Al bloc superior de l'encavalcament de Gavarnia, els materials del Paleozoic queden tallats en rampa de bloc superior. Aquests materials estan recoberts en discordança per les calcàries del Cretaci superior, que, juntament amb les capes del Paleocè i de l'Eocè inferior, s'integren en el sistema de plecs i encavalcaments del Mont Perdut (figura 5.15). Aquest sistema constitueix una alineació estructural, anomenada *Serres Interiors*, que se segueix al nord de la conca de Jaca fins a l'acabament occidental de la zona axial, on la recobreix i la volta cap al nord. En aquest sector rep el nom de *sistema de Larra* (Teixell, 1996). El sistema del Mont Perdut es troba per damunt de l'encavalcament de Gavarnia i per sota de l'encavalcament de la Penya Montanyesa i està plegat per l'anticlinal d'Anyisclo. Aquestes relacions geomètriques restringeixen l'edat d'emplaçament del sistema del Mont Perdut entre el Cuisià mitjà i el Lutecià inferior (Muñoz *et al.*, 2013).

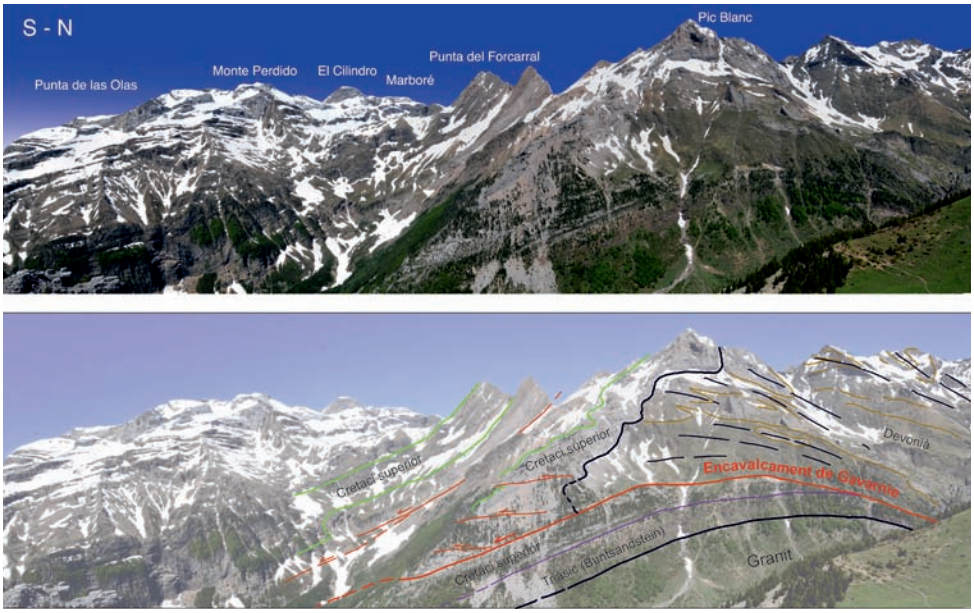


Fig. 5.14. Vista de l'encavalcament de Gavarnia a la vall de La Larri. Cal destacar que aquest encavalcament està plegat en un anticlinal. Al bloc inferior, les calcàries del Cretaci superior i els gresos del Triàsic inferior reposen en discordança damunt del granit permià. Al bloc superior la sèrie és diferent: les calcàries de la base del Cretaci superior reposen directament damunt de gresos, pelites i calcàries del Devonià deformats per plecs molt tancats.

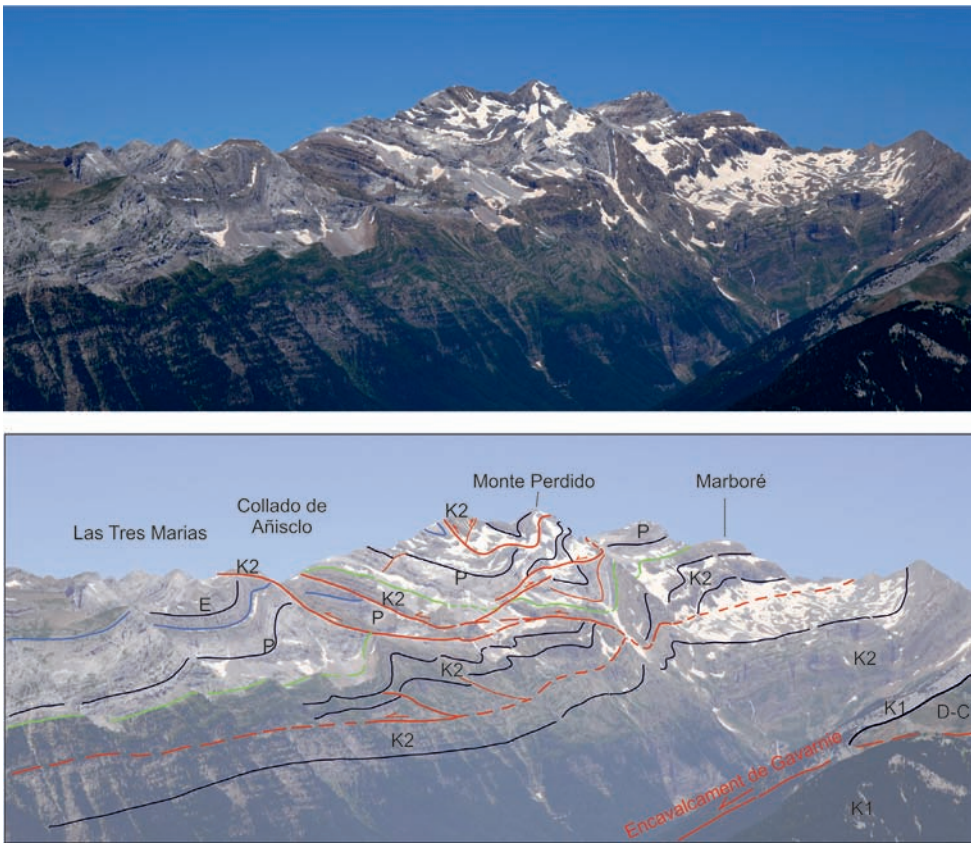


Fig. 5.15. Detall del sistema de plecs i encavalcaments del Mont Perdut.

El sistema de plecs i encavalcaments del Mont Perdut-Larra s'entronca al NW de la zona axial amb l'encavalcament de Lakhura (figura 5.16, Teixell 1996 i 1998), de manera que aquest presenta la mateixa posició estructural que el de la Penya Montanyesa-Montsec i, probablement, tindria la mateixa edat (Eocè inferior). L'encavalcament de Lakhura s'ha interpretat clàssicament a la vall de la gave d'Aspa com la falla nord-pirinenca, en part per la seva disposició subvertical. No obstant això, el relleu estructural preservat a les valls i carenes adjacents demostra que aquesta falla és un encavalcament que ha estat plegat per estructures inferiors (figura 5.17). Damunt de l'encavalcament de Lakhura, un sistema d'encavalcaments dirigits cap al sud afecta una sèrie mesozoica desenganxada a les evaporites del *Keuper*. Aquesta sèrie comprèn una sèrie juràssica i del Cretaci inferior que esdevé més potent cap al nord (figures 5.17 i 5.18). En la mateixa direcció, els sediments del Cretaci

superior augmenten també de potència, alhora que canvien a fàcies sedimentàries de conca, en contrast amb la sèrie reduïda en fàcies de plataforma carbonàtica que s'observa damunt de les roques paleozoiques de la zona axial (figura 5.18). Ara bé, el fet geològic més remarcable d'aquesta zona és la presència de roques del mantell (lherzolites) a la base de la sèrie mesozoica, fonamentalment en aquelles unitats on la sèrie mesozoica és més potent (figures 5.16 i 5.17). Les lherzolites es troben en la majoria dels casos envoltades de les evaporites del Triàsic superior. Tots aquests aspectes suggereixen que el sistema d'encavalcaments que actualment observem a la zona nord-pirinenca és el resultat de la reactivació d'un sistema de falles extensives desenganxat en aquesta zona a les evaporites triàsiques. Per sota d'aquest desenganxament, l'escorça s'hauria aprimat d'una manera significativa fins arribar a desaparèixer i exhumar el mantell per sota de les conques sedimentàries (Lagabrielle *et al.*, 2010; Masini *et al.*, 2014).

El mantell s'hauria exhumat entre l'Albià i el Cenomanià mitjà. Un cop acabada la deformació extensiva, la litosfera aprimada al llarg del sistema de conques cretàciques hauria experimentat una subsidència tèrmica, fet que explicaria l'aprofundiment de les calcàries del Cretaci superior discordants damunt de la zona axial i l'increment considerable de potència (figura 5.18). L'inici de la deformació contractiva es va iniciar al Santonià superior-Campanià amb la reactivació del desenganxament extensiu i la formació de l'encavalcament nord-pirinenc. Els materials sinorogènics al bloc inferior d'aquest encavalcament mostren una potència molt significativa (figura 5.17).

Un cop invertides les conques extensives de la zona nord-pirinenca, la deformació va migrar cap al sud, alhora que la placa Europea s'indentava a la placa Ibèrica (figura 5.17). Al sud de l'encavalcament de Lakhura, es va desenvolupar la conca d'avantpaís sud-pirinenca, que actualment forma part de la conca de Jaca.

La successió paleògena al flanc nord del sinclinori de Jaca està caracteritzada per una potent sèrie, de fins a 4 km, de turbidites del Cuisà-Lutecià (Mutti *et al.*, 1988). Aquestes turbidites estan en continuació amb els sistemes turbidítics de talús de la conca de L'Aínsa que van ser alimentats axialment des de la conca de Graus-Tremp i Àger (Mutti *et al.*, 1988; Muñoz *et al.*, 2013).

La part inferior de la sèrie turbidítica d'edat cuisiana a luteciana inferior es va desenvolupar en un solc turbidític enfront de l'encavalcament de Montsec-Penya Montanyesa i la seva continuïtat occidental a l'encavalcament de Lakhura. Ara bé, un cop la deformació va progressar cap al sud durant el Lutecià, al mantell de Gavarnia, la conca turbidítica esdevingué una conca «a collibè» deformada i incorporada al sistema d'encavalcaments, alhora que els sediments cada cop eren més somers i passaven a materials deltaics i continentals. És en aquest moment que es varen formar els plecs que actualment presenten una direcció N-S a la conca de L'Aínsa i a les Serres Exteriors (Arbués *et al.*, 2011; Muñoz *et al.*, 2013). Les turbidites de les conques de Jaca

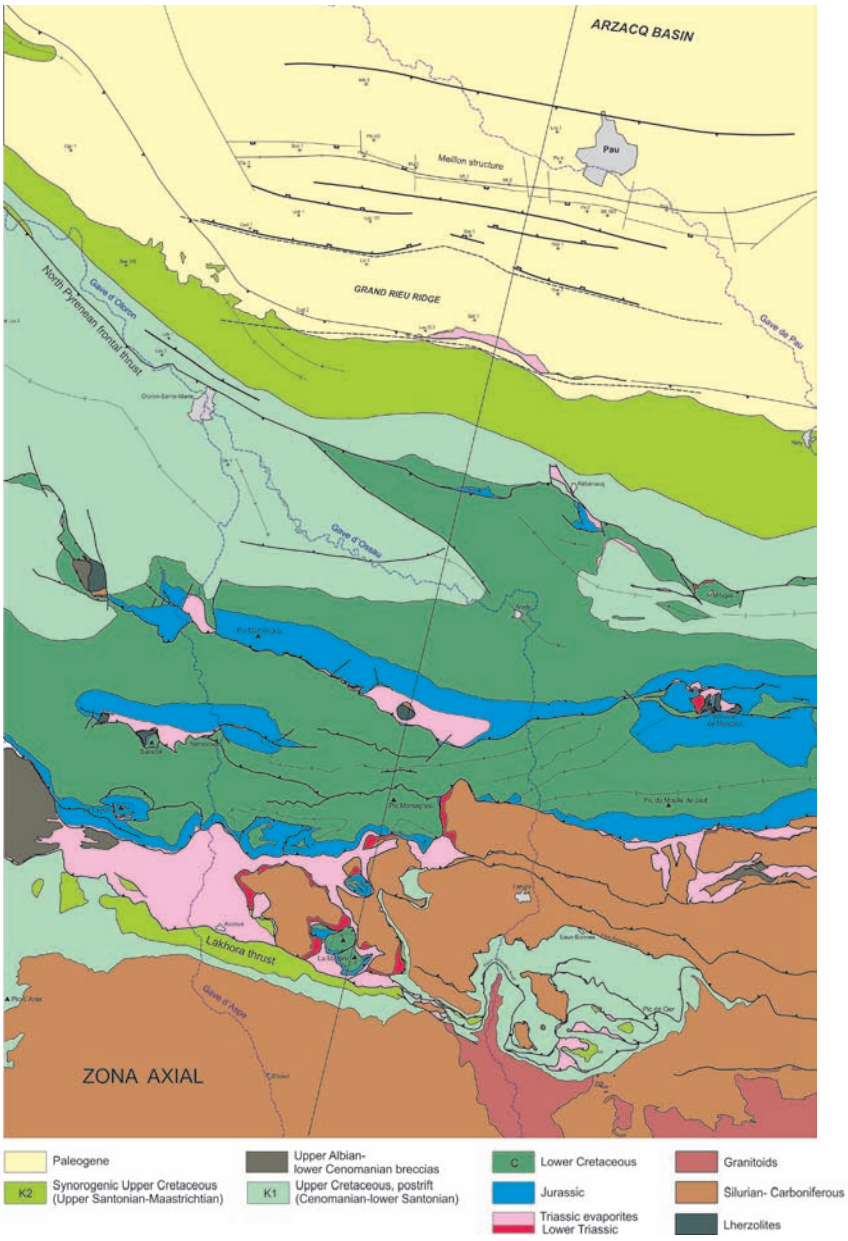


Fig. 5.16. Mapa estructural de la zona nord-pirinenca al sector dels Chaînons Béarnais, al nord de l'extrem occidental de la zona axial.

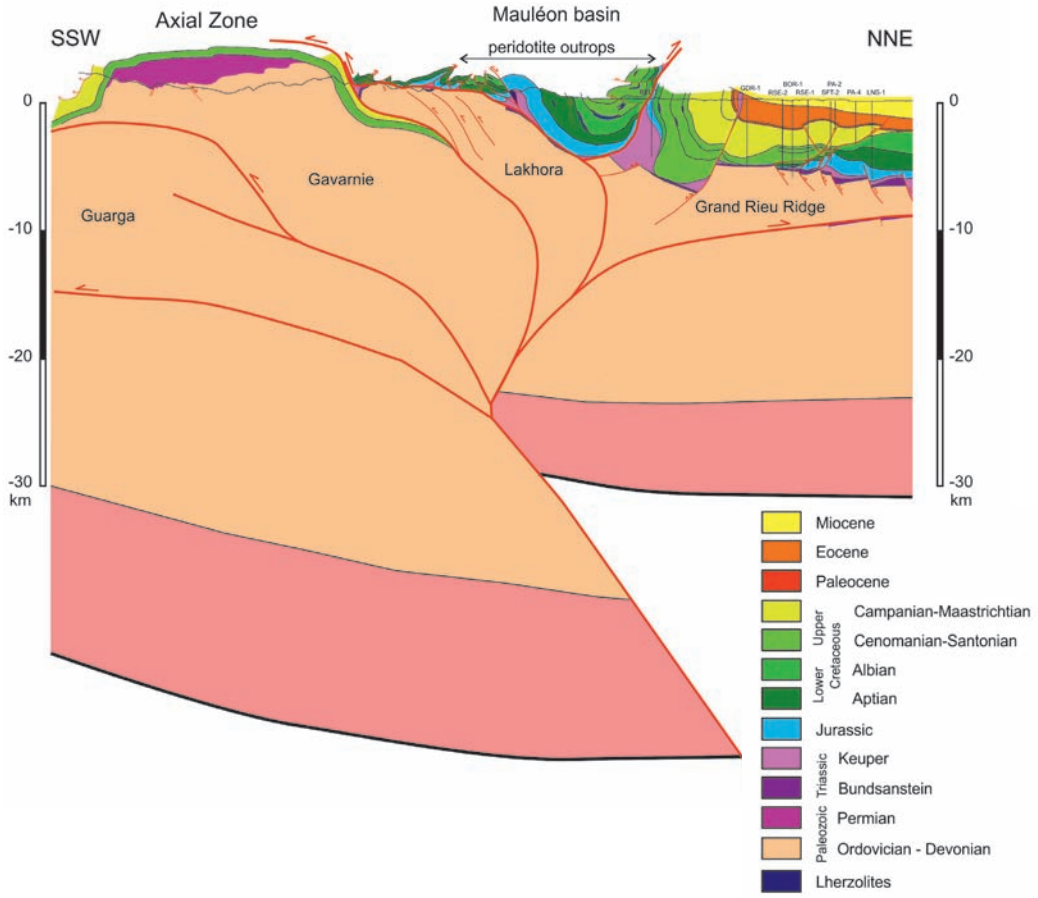


Fig. 5.17. Tall de la zona nord-pirinenca a través dels Chaînons Béarnais i de l'extrem occidental de la zona axial. S'ha marcat el sector on afloren les lherzolites a la base de la sèrie mesozoica (vegeu-ne la situació al mapa de la figura 5.16).

i L'Aínsa se situen discordants per damunt de les calcàries de l'Eocè inferior-mitjà que afloren a les Serres Exteriors, mostrant una disposició en onlap progressivament cap al sud en pujar estratigràficament en la sèrie (figura 5.11, Puigdefàbregas, 1975; Labaume *et al.*, 1985; Barnolas i Teixell, 1994; Muñoz *et al.*, 2013). Entre el Bartonià i el Priabonià inferior, la conca turbidítica es va omplir progressivament per sediments deltaics que es progradaven cap a l'oest (Puigdefàbregas, 1975; Dreyer *et al.*, 1999) i per una potent successió de sediments continentals d'edat eocena superior-miocena inferior un cop la conca de l'Ebre esdevingué endorreica. La sedimentació de tots aquests materials va succeir durant la migració del depocentre de la conca

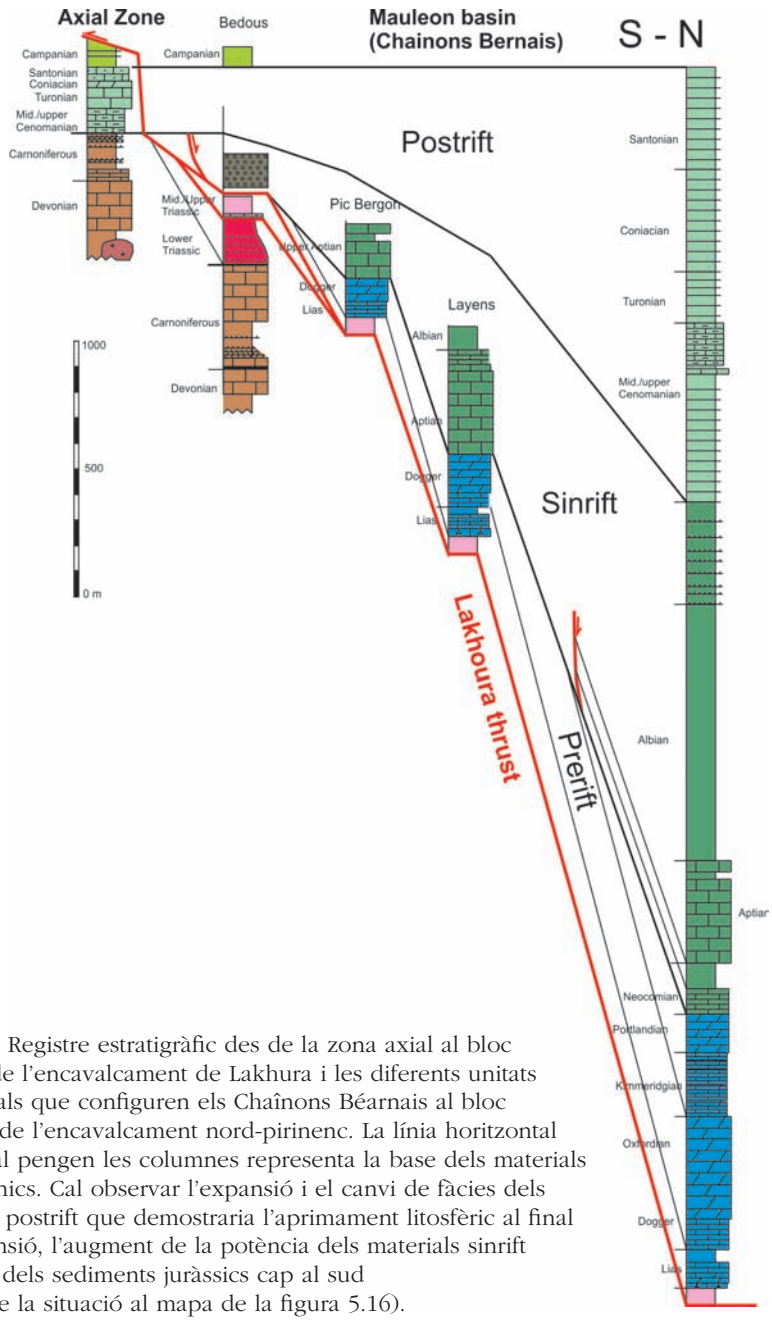


Fig. 5.18. Registre estratigràfic des de la zona axial al bloc inferior de l'encavalcament de Lakhura i les diferents unitats estructurals que configuren els Chaînons Béarnais al bloc superior de l'encavalcament nord-pirinenc. La línia horitzontal de la qual pengen les columnes representa la base dels materials sinorogènics. Cal observar l'expansió i el canvi de fàcies dels materials postrift que demostraria l'aprimament litosfèric al final de l'extensió, l'augment de la potència dels materials sinrift i l'erosió dels sediments juràssics cap al sud (vegeu-ne la situació al mapa de la figura 5.16).

de Jaca respecte de l'estadi turbidític inicial, de manera sincrònica a l'emplaçament dels mantells de corriment que comprenien basament per sota del flanc nord del sinclinori de Jaca i a l'emersió del sistema d'encavalcament frontal a les Serres Exteriors (Hogan i Burbank, 1996; Teixell, 1996; Labaume *et al.*, 2016).

La zona de transició entre el Pirineu occidental i els Pirineus bascocantàbrics

El sistema orogènic pirinenc mostra un canvi estructural significatiu a través de la denominada *falla de Pamplona* (figures 1.2 i 5.19). La falla de Pamplona és una zona de transferència del sistema de rift del Cretaci inferior. El domini d'hiperextensió del sistema de rift presenta una transferència des de la conca de Mauléon, situada a la zona nord-pirinenca a l'est, a la conca bascocantàbrica a l'oest (Roca *et al.*, 2011; Masini *et al.*; 2014; Tugend *et al.*, 2014; Lescoutre *et al.*, 2019). Aquesta zona de transferència pot haver estat heretada de l'orogen pirinenc, tal com suggereixen les estructures hercinianes i tardihercinianes de direcció N-S als massissos bascos (figura 5.22). Aquestes estructures haurien condicionat la segmentació del sistema del rift cretàcic i la posterior inversió i estructura contractiva. Tanmateix, en superfície aquesta zona de transferència es mostra actualment com una zona difusa de deformació amb estructures diverses. Al sud ha estat interpretada com una falla de *hangingwall drop*, és a dir, una falla que ha resultat de l'acomodació del diferent gruix del rebliment de la conca extensiva del Cretaci inferior a mesura que aquesta es desplaçava cap al sud damunt de l'encavalcament frontal sud-pirinenc (Larrasoaña *et al.*, 2003). L'estructura inicial extensiva hauria estat també acompanyada de diapirs, que en l'actualitat s'alineen seguint la zona de transferència (figura 5.23).

Treballs recents (Lescoutre, 2019; Lescoutre *et al.*, 2019) demostren que la falla de Pamplona no existeix com una falla discreta i que representa una zona de relleu entre la conca de Mauleón i la conca bascocantàbrica (figures 5.19 i 5.20). Això explicaria que els sediments cretacis i paleògens del flanc nord del sinclinori d'Urbasa i la seva prolongació cap a l'est no presentin cap discontinuïtat cartogràfica a través de la suposada traça de la zona de transferència, i que els materials del Triàsic inferior que recobreixen els massissos bascos d'Aldude i Cinco Villas tampoc no presentin cap discontinuïtat cartogràfica destacable que suggereixi l'existència de la falla de Pamplona entre aquests massissos (figura 5.22). Tanmateix, el límit entre els materials paleozoics i el seu revestiment triàsic amb els materials mesozoics de l'extrem oriental de la conca bascocantàbrica és cartogràficament irregular, atès que està basculat i plegat, fet que dificulta la traça rectilínia de la suposada falla subvertical de Pamplona entre aquests dos conjunts de materials, tal com s'ha considerat clàssicament (Felipe *et al.*, 2017).

Els massissos bascos representarien un fragment d'escorça poc aprimada entre les dues conques del sistema de rift pirinenc (figures 5.20 i 5.21). Aquest bloc cortical

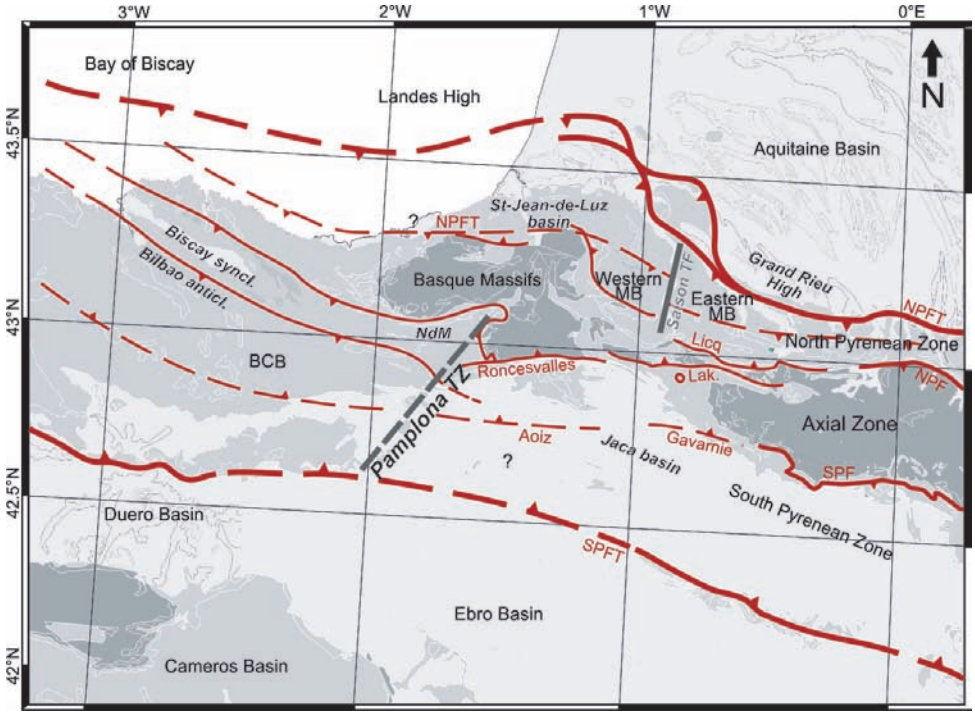


Fig. 5.19. Esquema estructural de la transició entre el Pirineu occidental i els Pirineus bascocantàbrics. MB: *Mauléon basin*; BCB: *Basque-Cantabrian basin* (modificat de Lescoutre, 2019).

estaria en continuïtat amb el sòcol de la conca de l'Ebre i faria de pont amb el massís de les Landes, al nord de la conca bascocantàbrica a l'extrem occidental del massís de les Landes (figura 5.20).

El massís de Cinco Villas és el més occidental i més gran dels massissos bascos. Forma una mena d'estructura en *pop-up* entre dos encavalcaments dirigits en sentit oposat (figura 5.21). Al sud, el massís de Cinco Villas encavalca un sinclinal que conté materials del Cretaci superior que es troben directament damunt de materials juràssics (prerift) o d'una sèrie molt prima del Cretaci inferior. És el que s'anomena *depressió intermèdia* (figura 5.22). La depressió intermèdia queda limitada al sud per la falla de Leitza. Aquesta falla encavalca roques del Triàsic, Juràssic i Cretaci inferior metamòrfiques per damunt dels materials no metamòrfics de la depressió intermèdia (Martínez-Torres, 1989) i, per tant, implica un salt estructural i un desplaçament cap al nord de diversos quilòmetres (figures 5.21 i 5.22). La presència de roques metamòrfiques va comportar que el bloc superior de la falla de Leitza s'anomenés

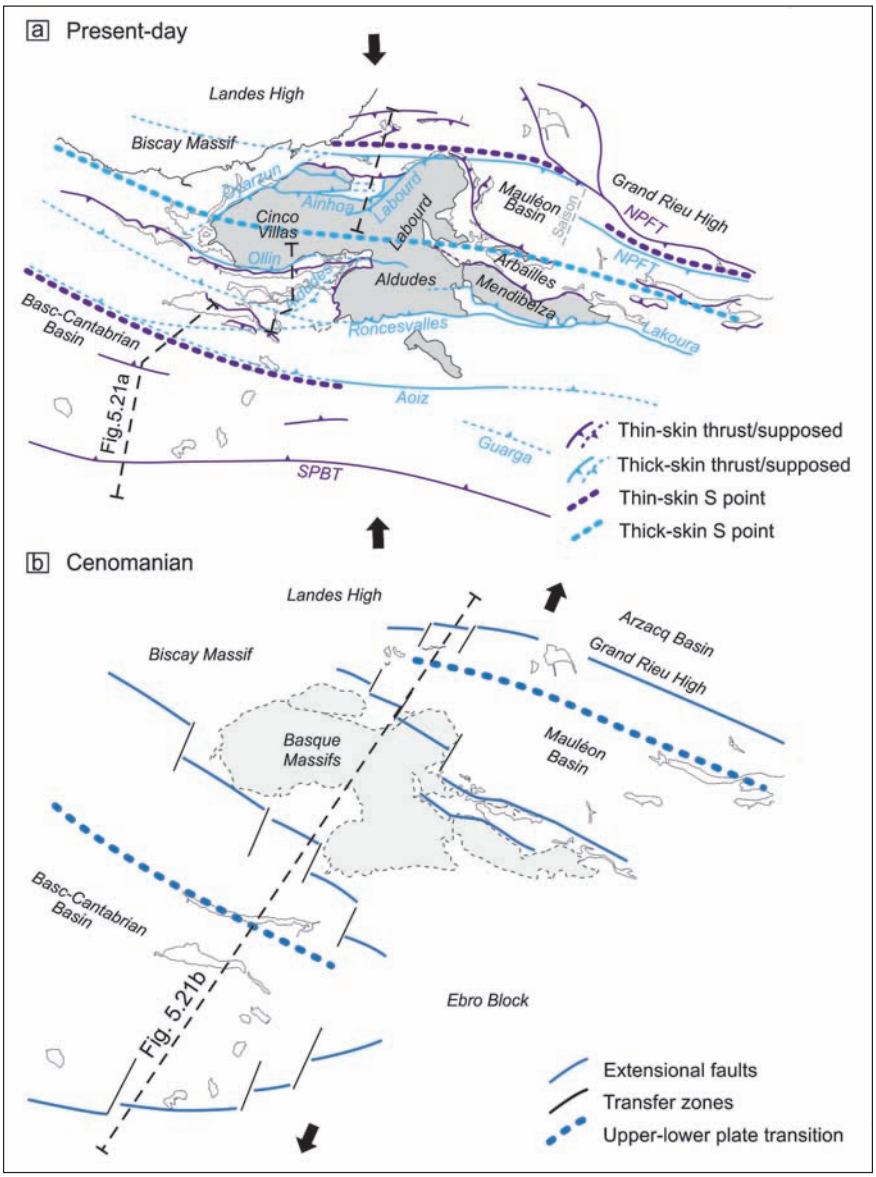


Fig. 5.20. Esquema estructural de la zona de transició entre el Pirineu occidental i els Pirineus bascocantàbrics, i restitució de les estructures al final de l'etapa extensiva del Cretaci inferior on es pot visualitzar la geometria de la zona de relleu entre les conques principals del sistema de rift pirinenc (modificat de Lescoutre *et al.*, 2019).

mantell dels marbres (*nappe des marbres*; Lamare, 1936). El metamorfisme assolit per les roques és d'alta pressió i baixa temperatura i s'han deduït temperatures de fins a 550 °C (Martínez-Torres, 1989), tot i que la zona que ha experimentat el major metamorfisme està restringida al bloc superior i a la part central de la falla de Leitza. El metamorfisme baixa tant cap a l'est com cap a l'oest al llarg de la falla, així com cap al sud (Martínez-Torres, 1989, Felipe *et al.*, 2017). Al llarg de la falla de Leitza s'observen fragments de roques paleozoiques i, prop de Ziga, roques del mantell (lherzolites). Totes aquestes característiques van determinar que la falla de Leitza es considerés la continuació de la falla nord-pirinenca als Pirineus bascos (Choukroune i Mattauer, 1978; Rat, 1988). No obstant això, recentment s'ha interpretat que aquesta falla és la reactivació d'un desenganxament extensiu al bloc inferior del qual l'escorça s'hauria aprimat totalment i el mantell hauria quedat exhumat (Felipe *et al.*, 2017; Lescoutre *et al.*, 2019).

Fins ara s'ha considerat que la falla de Leitza acabava contra la falla de Pamplona a la zona de Ziga, on s'observa l'aflorament de lherzolites (Felipe *et al.*, 2017).

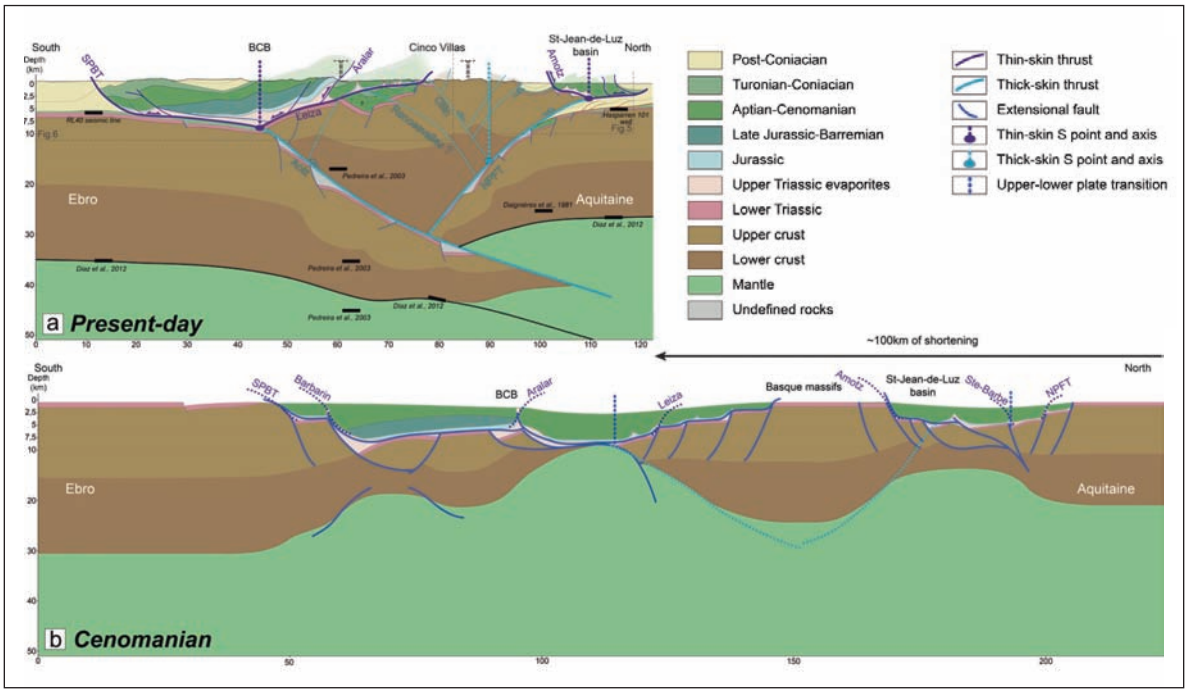


Fig. 5.21. Talls geològic i restituït a través de la zona de relleu entre les conques bascocantàbrica i de Mauléon (massissos bascos). (Vegeu-ne la situació a l'esquema estructural de la figura 5.20; segons Lescoutre *et al.*, 2019).

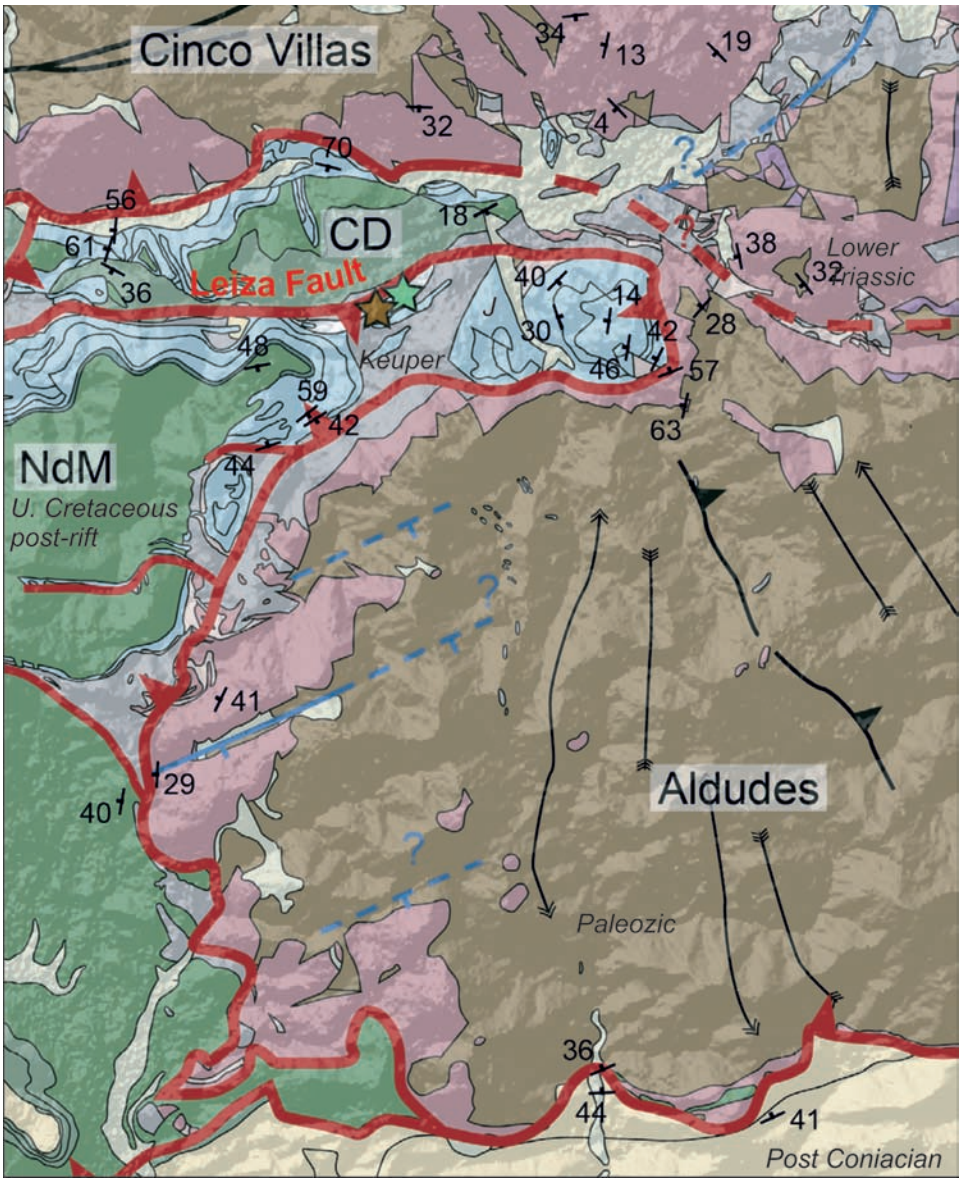


Fig. 5.22. Mapa geològic de l'extrem oriental del mantell dels marbres i la seva relació amb els massissos bascos. CD: *Central Depression*; NdM: *Nappe dels Marbres*. Les estrelles corresponen als afloraments de lherzolites de Ziga, dins de la *mélange* del mantell dels marbres (segons Lescoutre *et al*., 2019).

Tanmateix, el fet que la falla de Leitza correspongui a un desenganxament seguint les evaporites del Keuper i que estigui clarament plegada al sud del massís de Cinco Villas, permet interpretar que aquesta falla connecta amb el desenganxament situat al flanc oest del massís d'Aldude (figura 5.22). Aquesta interpretació soluciona el problema de l'acabament septentrional de la falla de Pamplona i l'oriental de la falla de Leitza, i el fet que, per sota (al nord i a l'est) d'aquestes falles, les capes del Triàsic inferior no estiguin desplaçades (Lescoutre *et al.*, 2019). Aquesta interpretació, així com la restitució de la deformació contractiva (figura 5.20), té una rellevància molt significativa, atès que demostra que el rift pirinenc del Cretaci inferior estaria segmentat i qüestiona, per tant, l'existència de la falla nord-pirinenca i el desplaçament en direcció sinistra d'Ibèria de centenars de quilòmetres, com proposen la major part de les reconstruccions de la placa Ibèrica (Le Pichon i Sibuet, 1971; Choukroune i Mattauer, 1978; Olivet, 1996, vegeu el capítol 3).

Al nord del massís de Cinco Villas s'observa una disposició estructural a grans trets simètrica a la del flanc meridional (figura 5.21). Així, la conca sinrift de Sent Joan de Lus (extrem occidental de la conca de Mauléon) encavalca cap al sud la cobertora del Cretaci superior postrift del massís de Cinco Villas (encavalcament d'Amotz, figura 5.21). Al nord, la conca sinrift encavalca la conca d'Aquitània mitjançant l'encavalcament frontal nord-pirinenc (figura 5.21).

Tal com s'ha explicat al capítol d'introducció, a l'oest de la zona de relleu o zona de transferència de Pamplona (cal no utilitzar el terme *falla de Pamplona*, d'acord amb les darreres interpretacions), la majoria d'autors encara usen el terme *conca bascocantàbrica* per referir-se a aquesta part del sistema orogènic pirinenc (Abalos, 2016; Felipe *et al.*, 2017). Aquest terme és heretat de l'època en què es considerava que aquesta zona no era part de la serralada (Rat, 1988). Es tracta d'un terme confús, atès que els Pirineus bascocantàbrics contenen materials d'edats compreses entre el Paleozoic i el Miocè. Aquest registre sedimentari s'ha dipositat en diverses conques de diferents contextos tectònics i de distribució areal molt diversa, algunes de les quals excedeixen l'àmbit bascocantàbric i d'altres són més reduïdes. No existeix, per tant, una conca que abasti tots els sediments de la zona. El terme *conca bascocantàbrica* s'hauria de restringir a la conca d'edat juràssica-cretàcica inferior que es va formar al marge nord-ibèric com a resultat de l'extensió produïda al sistema de rift del golf de Biscaia-domini pirinenc.

L'estructura dels Pirineus bascos està dominada per l'anticlinori de Bilbao, una estructura vergent al nord, de més de 100 quilòmetres de llargària, localitzada a la part central del doble tascó orogènic per damunt de la placa Ibèrica subduïda (figures 5.3 i 5.24, Pedreira, 2004; Ferrer *et al.*, 2008; Quintana *et al.*, 2015).

L'anticlinal de Bilbao ha estat el resultat de la inversió de falles extensives que limitaven al nord el depocentre de la conca bascocantàbrica. No obstant això, aquest

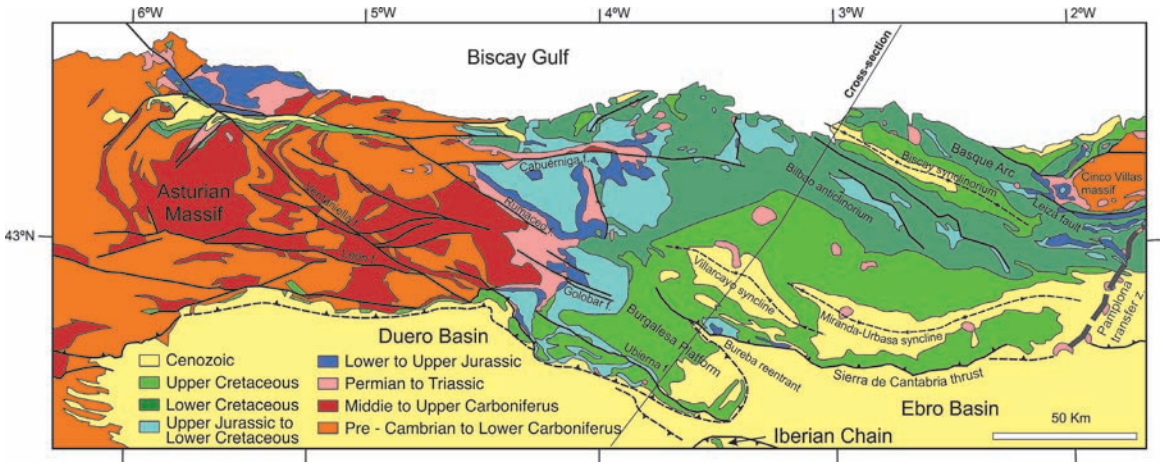


Fig. 5.23. Esquema estructural dels Pirineus bascocantàbrics.

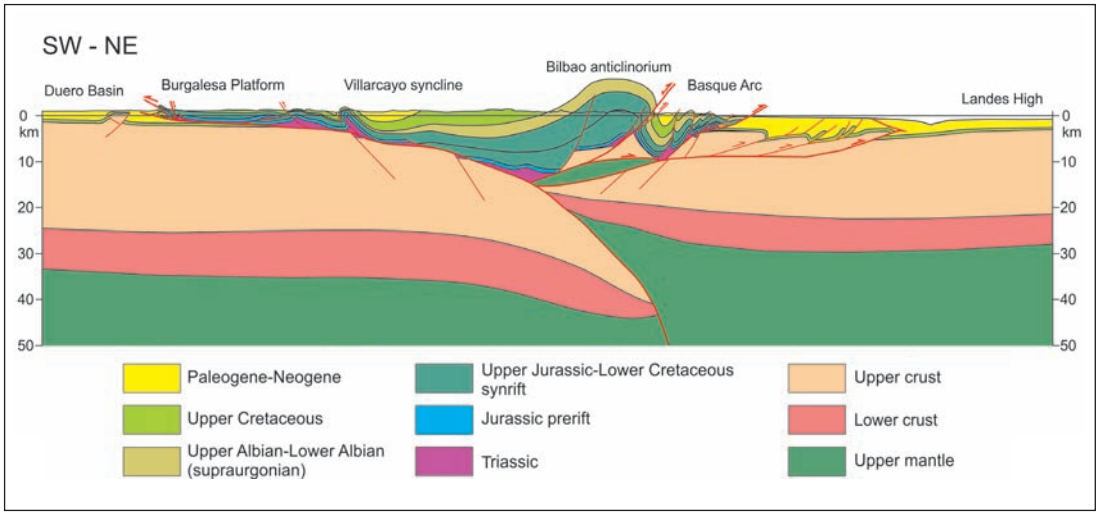


Fig. 5.24. Tall a través dels Pirineus bascocantàbrics
(vegeu-ne la situació al mapa de la figura 5.23; la geologia de superfície està basada en Quintana *et al.*, 2015, i Carola *et al.*, 2015).

anticlinal no és un *roll-over* reactivat del que s'ha interpretat com la falla principal extensiva que limitava la conca amb un cabussament cap al sud (Quintana *et al.*, 2015; Pedrera *et al.*, 2017). Les falles extensives que limitaven la conca bascocantà-

brica al nord tenien un desplaçament inferior al desenganxament extensiu situat a les evaporites del *Keuper* amb un cabussament cap al nord. L'existència de la capa de sal triàsica va permetre el desacoplament de la successió mesozoica respecte del sòcol que es va aprimar, alhora que la conca bascocantàbrica es desplaçava cap al nord per damunt d'un sòcol esglaonat. És el que s'anomena una *conca sinclinal de rampa desenganxada en sal* (Coleman *et al.*, 2017; Roma *et al.*, 2018). Aquesta geometria inicial de la conca bascocantàbrica queda corroborada per l'omissió de la sèrie juràssica per damunt del desenganxament basal i la distribució dels depocentres (figura 5.25). El desenganxament extensiu es va reactivar durant l'etapa contractiva, desplaçant cap al sud la conca bascocantàbrica relativament respecte de l'escorça ibèrica subduïda (figures 5.24 i 5.25). El flanc sud de l'anticlinal de Bilbao inclou una potent successió cretàcica, de fins a 12 km de potència, que connecta amb un panell subhoritzontal al nord del sinclinal de Miranda-Urbasa (figura 5.25). Cal destacar la relativa poca deformació dels sediments i de les estructures salines, malgrat el desplaçament de desenes de quilòmetres per damunt de l'encavalcament basal.

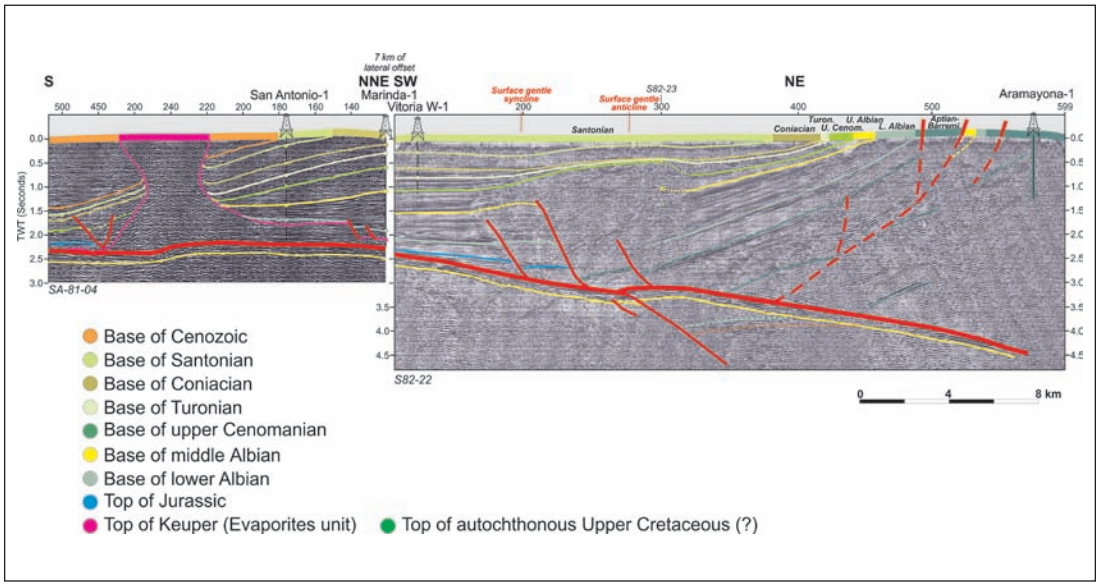


Fig. 5.25. Línies sísmiques a través del sinclinal de Miranda-Urbasa i de l'anticlinori de Bilbao. Destaca el panell de sediments del Cretaci del flanc sud de l'anticlinal de Bilbao amb cabussament cap al sud per damunt de l'encavalcament basal, l'absència de sediments juràssics als sondatges de San Antonio i Marinda i la preservació del diapir de Salinas de Añana, tot i el desplaçament de diverses desenes de quilòmetres per damunt de l'encavalcament basal.

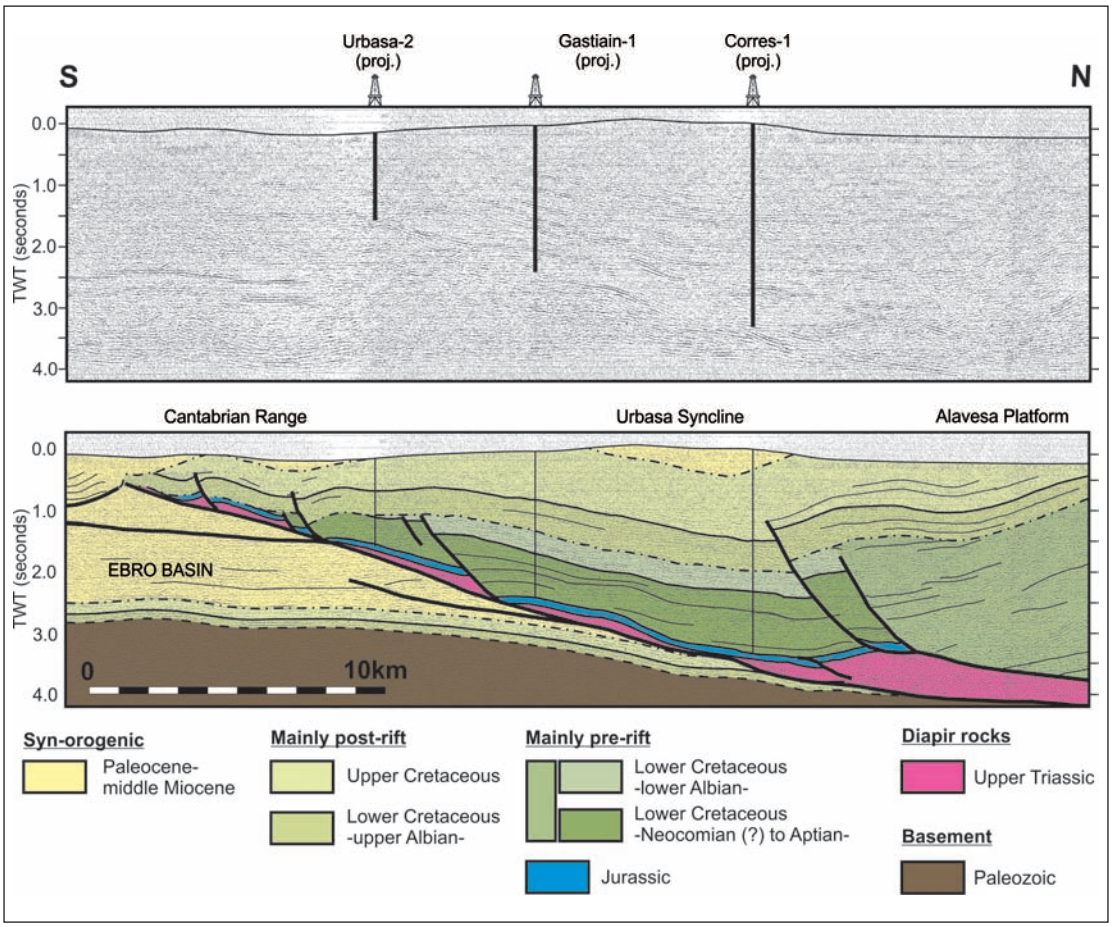


Fig. 5.26. Línia sísmica a través de l'encavalcament frontal dels Pirineus bascocantàbrics i del sinclinal de Miranda-Urbasa. Aquesta línia està situada més a l'est que les anteriors, però enllaça estructuralment donant una imatge sísmica sencera de la meitat meridional dels Pirineus bascocantàbrics i, per tant, de la seva estructura en profunditat.

Al sud de l'anticlinal de Bilbao, una altra estructura principal dels Pirineus bascocantàbrics és el sinclinal de Miranda-Urbasa i la seva continuació occidental al sinclinal de Villarcayo (figures 5.23, 5.24 i 5.26). Aquest sinclinal té continuïtat amb el sinclinori de Jaca a través de la zona de transferència de Pamplona i inclou en el seu nucli sediments sintectònics de l'Oligocè-Miocè inferior, tal com demostren les discordances progressives o geometries de creixement als dos flancs (Riba i Jurado, 1992).

El flanc meridional del sinclinal de Miranda-Urbasa comprèn diverses làmines imbricades al bloc superior de l'encavalcament de la serra de Cantàbria (figura 5.26). Aquestes làmines contenen una sèrie mesozoica que esdevé més prima i incompleta cap al sud, tal com succeeix més a l'est, a les Serres Exteriors i al mantell de les Serres Marginals. Les làmines més meridionals i frontals es caracteritzen per una successió de calcàries del Cretaci superior damunt dels gresos de la Formació Utrillas (Albià superior), que, al seu torn, reposen directament damunt de les evaporites triàsiques. Aquesta successió sedimentària és la que caracteritza el marge nord-ibèric al sud de les conques sinrift del Juràssic superior-Cretaci inferior. Una successió similar ha estat perforada pels sondatges a les conques de l'Ebre i del Duero al sud de l'encavalcament frontal, però en aquest cas la Formació Utrillas reposa directament damunt de roques paleozoiques o del Triàsic inferior. Aquests sediments defineixen un conjunt de reflectors força continus per sota dels materials paleògens que rebleixen les conques d'avantpaís i dels sediments mesozoics compresos en el sinclinal de Miranda-Urbasa, la qual cosa demostra un desplaçament mínim de 20 km per a l'encavalcament frontal de la serra de Cantàbria (figura 5.26, Carola *et al.*, 2013).

Al nord de l'anticlinal de Bilbao un sistema d'encavalcaments dirigit cap al nord inclou els materials del Mesozoic i del Paleogen (figures 5.23 i 5.24). Aquest sistema d'encavalcaments s'ha denominat *arc basc* (Feuillée i Rat, 1971) amb base a la seva geometria còncava vista en mapa (figura 5.23). L'arc basc està definit per diverses estructures que, de sud a nord, són: el sinclinori de Biscaia, l'anticlinori septentrional de Biscaia i el monoclinal de Guipúscoa (Abalos, 2016). Les làmines encavalcants més septentrionals dels Pirineus bascos se situen a mar damunt dels materials terciaris que recobreixen en discordança l'alt de les Landes. Aquest alt estructural es va aixecar durant el Cretaci inferior entre les conques bascocantàbrica, al sud, i la de Parentis, al nord (figura 5.27, Ferrer *et al.*, 2008).

La transició entre el Pirineu basc i la seva continuació al domini cantàbric té lloc a través de la zona de transferència de Santander, que, d'una manera similar a la de la zona de transferència de Pamplona, deriva d'una zona d'acomodació del sistema de rift pirinenc (figura 5.28, Roca *et al.*, 2011; Carola *et al.*, 2015).

A mar, aquesta zona de transferència coincideix amb l'acabament occidental de l'alt de les Landes i de la conca de Parentis i la seva transició a la conca abissal del golf de Biscaia (figures 5.27 i 5.28). La zona de transferència de Santander segueix elements topogràfics remarcables, de direcció N-S, al marge cantàbric, com ara els canyons de Torrelavega i Santander, i està associada al desplaçament en mapa de més de 100 km de la posició de l'encavalcament nord-pirinenc (figures 5.27 i 5.28). A terra, la zona de transferència de Santander continuaria amb un seguit d'estructures esglaonades de direcció N-S, com la falla de Ramales. Aquesta falla limita a l'oest les estructures vergents al nord de l'anticlinori de Bilbao (Cámara, 1997).

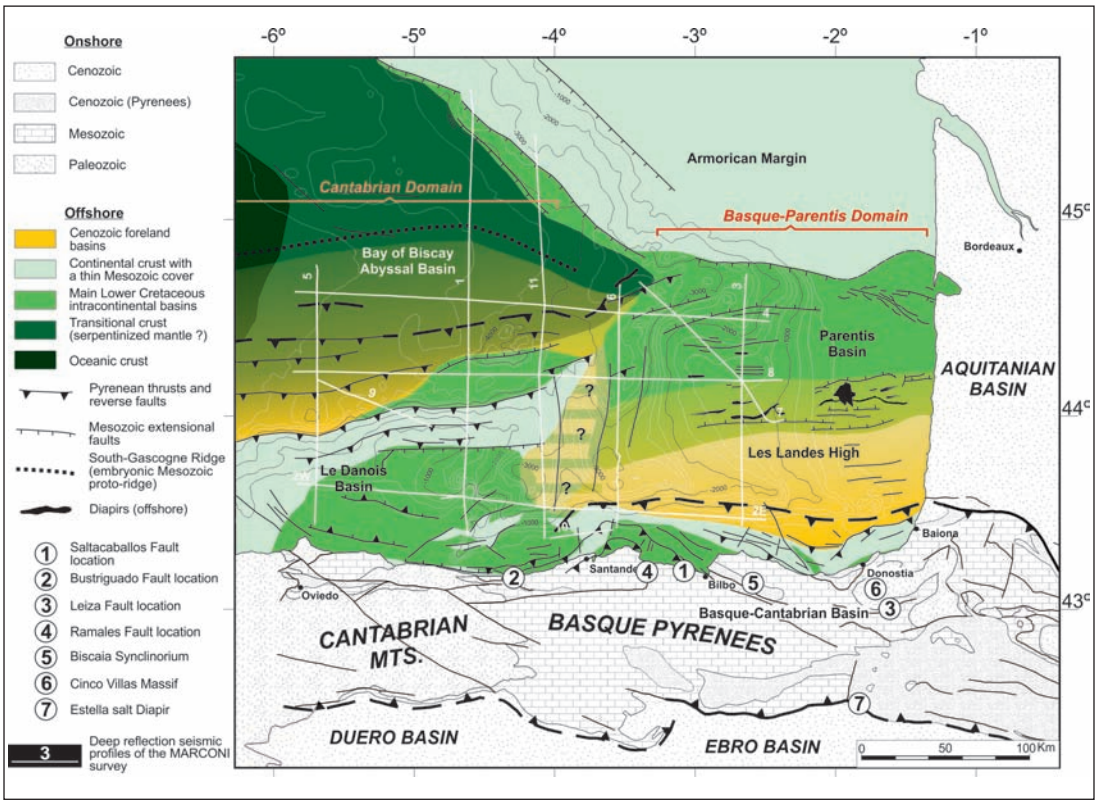


Fig. 5.27. Esquema estructural del sector oriental del golf de Biscaia que mostra la relació entre les estructures dels Pirineus bascos i les més occidentals al marge cantàbric. Es pot observar el canvi de posició de l'encavalcament frontal nord-pirinenc entre els dos dominis. En blanc s'han situat els perfils de sísmica de reflexió profunda del projecte MARCONI que van permetre la caracterització de les estructures pirinenques *offshore* (modificat de Roca *et al.*, 2011).

Al llarg de la costa, entre Santander i Oviedo, encavalcaments dirigits cap al sud inclouen roques paleozoiques i mesozoiques que són el resultat de la reactivació de falles extensives d'edat cretàcica inferior. Aquests encavalcaments se situen entre les falles de Ramales, a l'est, i la de Ventaniella, a l'oest (figura 5.23, Cámara, 1989). Encavalcaments dirigits al sud continuen a la plataforma cantàbrica, on afecten la conca de Ribadesella (Cadenas *et al.*, 2018; Sánchez, 1991). Al nord, l'estructura de la plataforma cantàbrica està caracteritzada per encavalcaments i plecs vergents al nord que afecten la successió mesozoica de la conca del Danès i les roques del sòcol al talús cantàbric (Boillot *et al.*, 1979; Álvarez-Marrón *et al.*, 1995; Cadenas *et al.*, 2018).

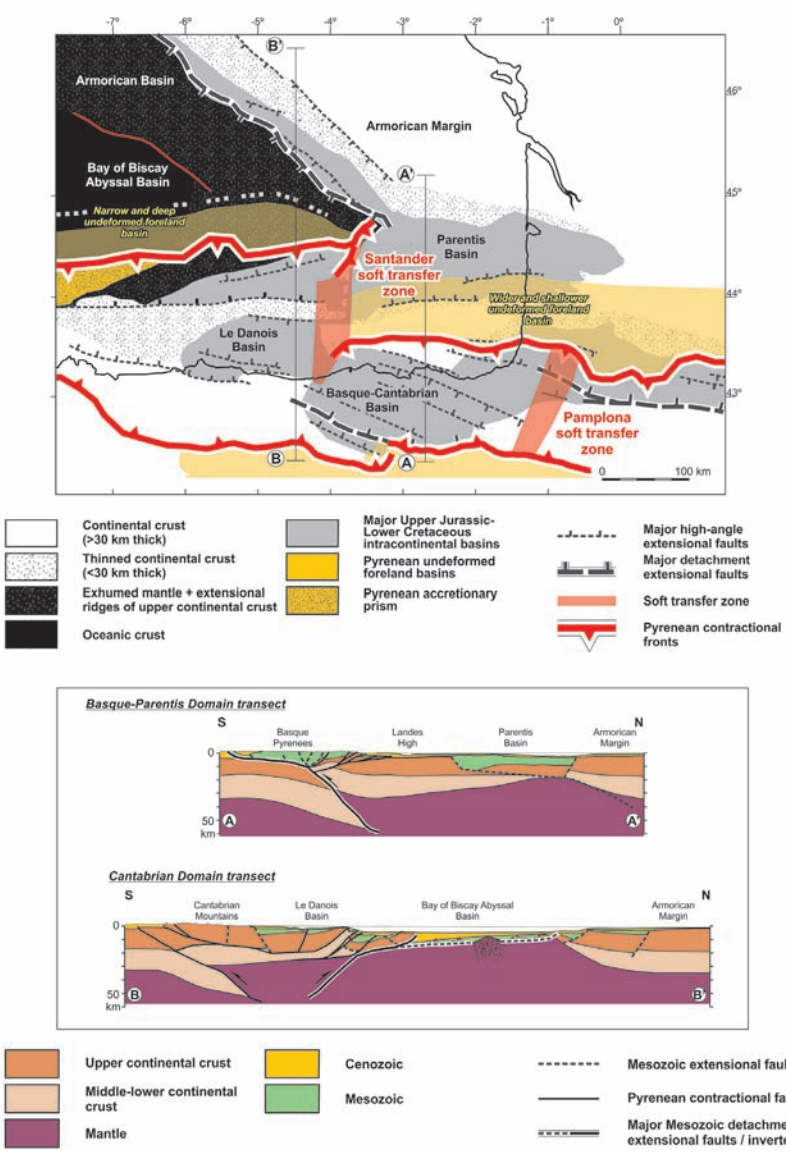


Fig. 5.28. Trets estructurals principals dels Pirineus bascocantàbrics al final de l'etapa contractiva (Miocè mitjà, mapa superior) i talls corticals per a cadascun dels dominis que caracteritzen l'acabament occidental de l'orogen pirinenc. La part de terra dels talls està basada en talls de Pulgar *et al.*, 1999, Gallastegui *et al.*, 2002, Pedreira *et al.*, 2003, i Ferrer *et al.*, 2008. (Modificat de Roca *et al.*, 2011).

Cal destacar que al talús cantàbric un mostreig amb draga realitzat des d'un submergible va subministrar mostres de còdols de granulites d'un sediment detrític del Cretaci inferior. Dades termocronològiques d'aquestes mostres van donar unes edats d'exhumació de 120-138 Ma i de 52 Ma (Fügenschuh *et al.*, 2003), fet que registra una exhumació de l'escorça inferior durant l'etapa extensiva del Cretaci inferior i una de posterior, paleògena, durant la deformació contractiva del marge cantàbric. Aquesta dada explicaria també que l'escorça del sector septentrional de la plataforma cantàbrica hauria estat molt aprimada i formaria part del domini hiperextens del sistema de rift del golf de Biscaia-Pirineus (Cadenas *et al.*, 2018). La seva deformació contractiva posterior durant la creació del sistema orogènic pirinenc recuperaria un cert gruix cortical i explicaria l'angle elevat del talús cantàbric (figura 5.29).

La part frontal del sistema orogènic pirinenc enfront del talús cantàbric està caracteritzada per un prisma d'acreció que deforma els sediments mesozoics i terciaris de la conca abissal del golf de Biscaia (figura 5.30, Roca *et al.*, 2011). El prisma d'acreció té una amplada de 60 km a l'est, que es redueix a només 20 km a la part occidental del golf de Biscaia (figura 1.2), alhora que canvia la seva morfologia i estructura interna (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997).

L'asimetria de la branca cantàbrica del doble tascó orogènic pirinenc canvia respecte als Pirineus bascos, de manera que les estructures vergents al sud predominen a la part emergida, mentre que les vergents al nord són les principals al talús i al prisma d'acreció (figura 5.28).

L'estructura pirinenca de les muntanyes cantàbriques està caracteritzada per un estil estructural de pell gruixuda (*thick-skinned*). Els sediments de l'Albià superior-Cretaci superior reposen discordants directament sobre les roques paleozoiques deformades del massís asturià durant l'orogènia varisca. Com a conseqüència d'això, l'absència de les evaporites triàsiques ha determinat el comportament solidari de sòcol i cobertora mesozoica durant la deformació pirinenca. Aquesta deformació va produir la reactivació de les falles i plecs d'edat varisca (Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999; Alonso *et al.*, 2009). Els encavalcaments pirinencs que han resultat d'aquesta reactivació s'ha interpretat que s'arrelen en profunditat en un encavalcament basal intracortical amb un cabussament suau cap al nord (figures 1.3 i 5.28). Aquest encavalcament és l'estructura frontal de les muntanyes cantàbriques al nord de la conca del Duero, que correspon fonamentalment a un plec de propagació associat a l'encavalcament basal (Alonso *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1999; Gallastegui *et al.*, 2002; Martín-González i Heredia, 2011). L'estil tectònic de pell gruixuda es posa de manifest per la geometria de la conca del Duero en sinclinal amb el seu flanc septentrional compartit amb l'anticlinal de propagació frontal, fet que contrasta amb la base de la conca de l'Ebre basculada cap al nord per sota de l'encavalcament frontal (figura 5.26).

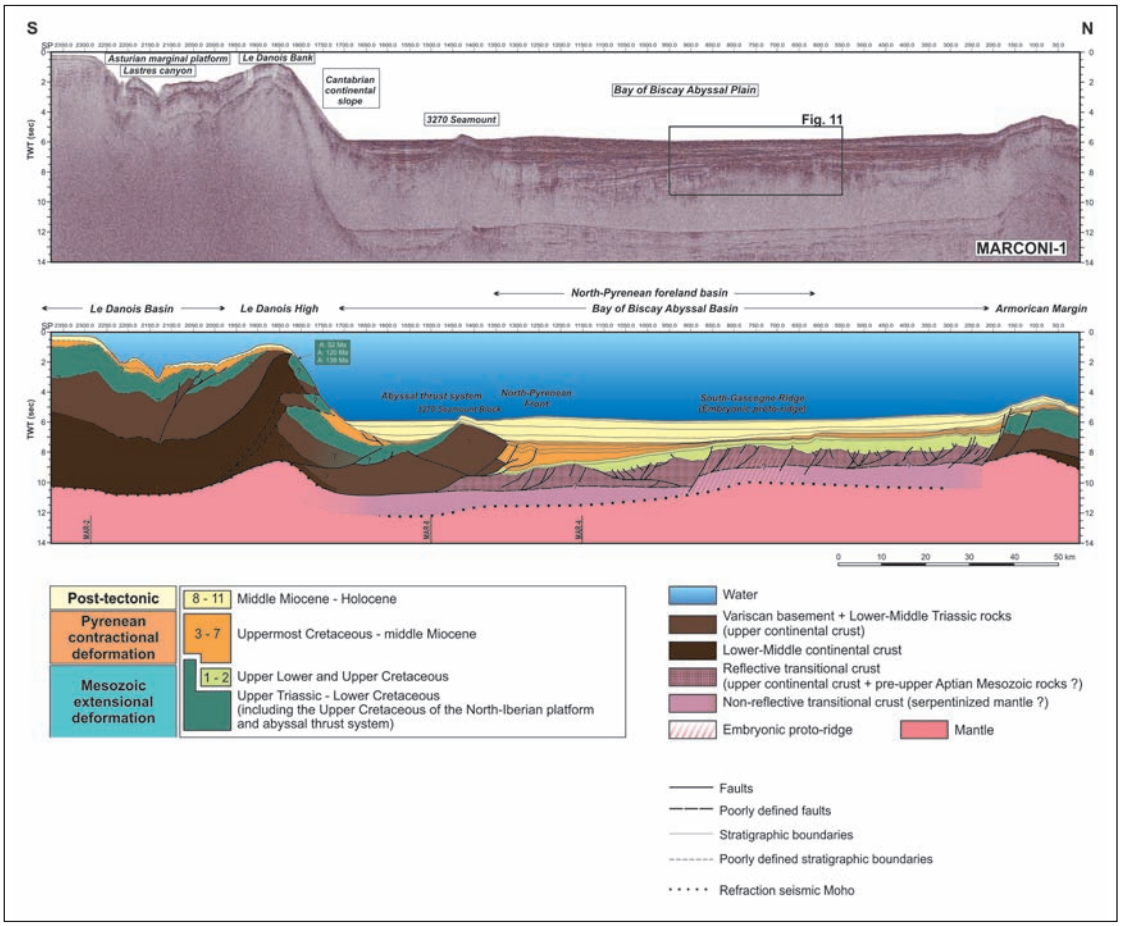


Fig. 5.29. Perfil de sísmica MARCONI-1 al marge cantàbric i golf de Biscaia i la seva interpretació geològica. Vegeu la situació del perfil al mapa de la figura 5.27 (segons Roca *et al.*, 2011).

Les roques paleozoiques de les muntanyes cantàbriques mostren una inclinació axial cap a l'est (figura 5.23), de manera que el mapa geològic ens subministra una idea de la geometria en tall de la zona de transició entre els Pirineus bascocantàbrics i les muntanyes cantàbriques (Tavani et al., 2013). En aquesta zona, un sistema de falles de direcció W-E a WNW-ESE (falles de Cabuérniga, Rumaceo i Golobar, figura 5.23) comprenen el sòcol i la cobertora mesozoica i mostren una component de moviment direccional dextra (Carola *et al.*, 2013; Tavani *et al.*, 2013; Tavani i Granado, 2014). Aquestes falles es van formar durant el Permià i el Triàsic i van ser posteriorment

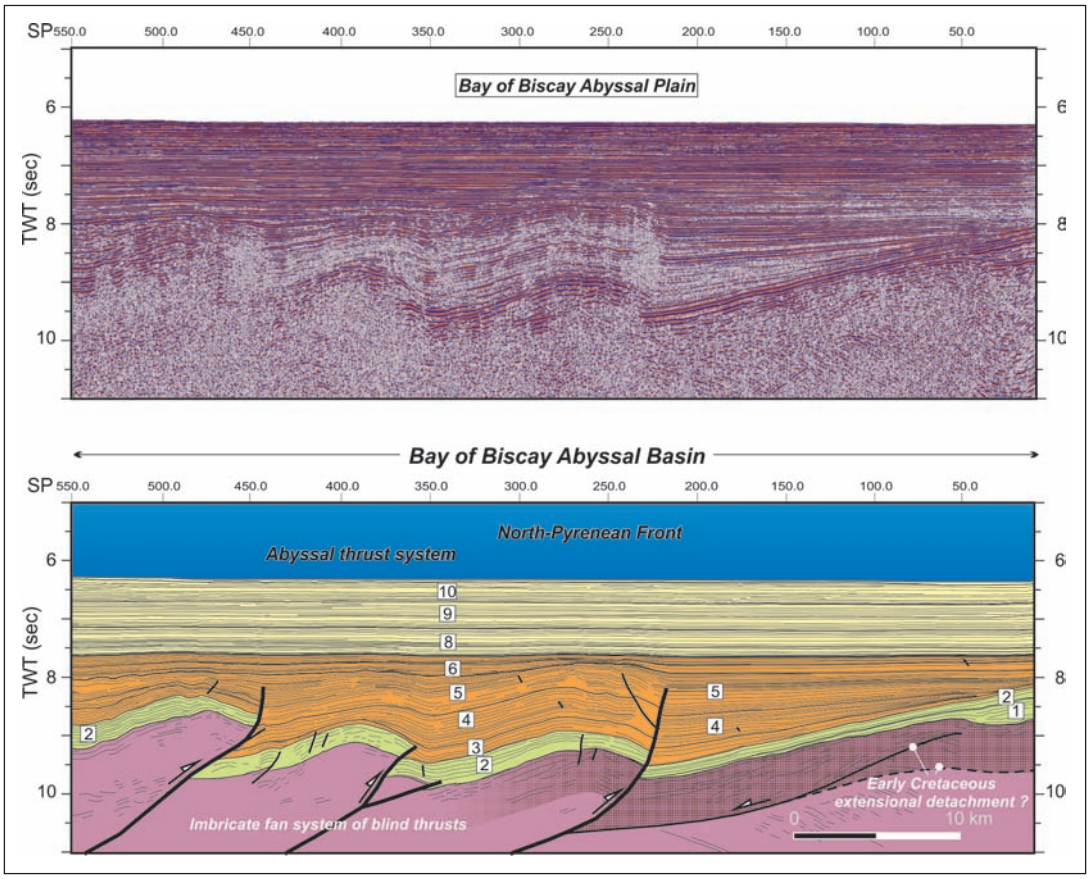


Fig. 5.30. El prisma d'acreció del sistema orogènic pirinenc al golf de Biscaia. Detall del perfil de sísmica MARCONI-5. Vegeu la situació del perfil al mapa de la figura 5.27 (segons Roca *et al.*, 2011).

reactivades durant l'etapa extensiva del Juràssic superior-Cretaci inferior, abans de la deformació contractiva pirinenca (Espina *et al.*, 2004; Tavani i Muñoz, 2012). L'elevat angle d'aquestes falles i la seva component de desplaçament obliqua donen en mapa una visió d'una extrusió lateral d'unitats que afecten el sòcol (Tavani *et al.*, 2013).

No hi ha un acord entre els diferents autors sobre l'estructura en profunditat i l'estil estructural a la zona de transició entre les muntanyes cantàbriques i els Pirineus bascocantàbrics, malgrat totes les dades de superfície i de subsol disponibles. La principal discrepància rau en la implicació de les roques del basament en els Pirineus bascocantàbrics, especialment a les seves parts frontals, i, per tant, en el

grau d'acoblament entre la cobertora mesozoica i el sòcol (Carola *et al.*, 2015). Una majoria d'autors interpreten els Pirineus bascocantàbrics segons un estil de pell gruixuda i projecten les estructures que inclouen el sòcol varisc a les muntanyes cantàbriques més a l'est fins als Pirineus bascos. Així, les falles que limiten unitats estructurals, com la plataforma burgalesa o, fins i tot, l'encavalcament frontal de la serra de Cantàbria (figura 5.23), s'ha considerat que afecten el sòcol i la cobertora d'una manera solidària, com a falles en direcció (Tavani i Granado, 2014) i com a encavalcaments (Quintana *et al.*, 2015; Pedrera *et al.*, 2017). No obstant això, hi ha molts arguments, a partir de les dades de superfície i de les dades de sísmica disponibles, que demostren que la successió mesozoica es va desenganxar del sòcol en les zones on les evaporites triàsiques van ser prou potents, com a gairebé tots els Pirineus bascocantàbrics. El desenganxament de les sèries mesozoiques s'hauria produït tant durant la deformació extensiva del Juràssic superior-Cretaci inferior com durant la posterior deformació contractiva pirinenca. Aquest fet es demostra per la geometria dels materials sintectònics, com la seva disposició en *onlap* per damunt dels materials prerift, i la gran quantitat de diapirs preservats. Una de les característiques dels Pirineus bascocantàbrics és la presència d'estructures salines que comprenen la sal triàsica (Cámara, 2017). A la seva part meridional, els diapirs han estat poc deformats i preserven la geometria inicial que es va originar durant l'etapa extensiva o de desenvolupament del marge passiu nord-ibèric (figura 5.23). Aquest fet suggereix que aquestes estructures salines van ser transportades cap al sud durant l'etapa contractiva damunt d'un desenganxament molt eficient (figura 5.25). D'una altra manera, els diapirs haurien estat totalment aixafats. I és precisament això el que s'observa a la part septentrional dels Pirineus bascocantàbrics, on les falles sí que van afectar el sòcol i la cobertora d'una manera solidària (figura 5.24).

De tot el que s'ha explicat anteriorment, es desprèn que el canvi estructural observat de les muntanyes cantàbriques als Pirineus bascocantàbrics és el resultat del canvi estructural de pell gruixuda (*thick-skinned*) a pell prima (*thin-skinned*). Aquest canvi estaria determinat per l'existència als Pirineus bascocantàbrics d'una potent capa de sals triàsiques, que hauria estat preservada a la base de la sèrie mesozoica de les conques extensives del Juràssic superior-Cretaci inferior. Aquestes falles, en part heretades de l'etapa extensiva triàsica (López-Gómez *et al.*, 2019), mostren una geometria esglaonada en mapa (d'est a oest se situen cada cop més al nord) i haurien limitat l'extensió cartogràfica de les evaporites triàsiques cap a l'oest. Aquest esglaonament de les falles extensives coincideix amb el que s'ha anomenat *zona de transferència de Santander* i, per tant, és l'estructura que condicionaria el canvi estructural de les muntanyes cantàbriques als Pirineus bascocantàbrics.

6. MODELITZACIÓ NUMÈRICA DE L'ESTRUCTURA LITOSFÈRICA

La modelització numèrica ha estat una metodologia molt potent i eficaç per tal d'analitzar els factors que controlen l'estil de deformació dels orògens que inclouen subducció cortical, i, especialment, per al cas dels Pirineus (Beaumont i Quinlan, 1994; Beaumont *et al.*, 2000; Jammes i Huismans, 2012; Jammes *et al.*, 2014). Aquesta metodologia ens ha permès integrar les dades de superfície i els trets estructurals fonamentals de la serralada, tal com s'ha explicat en el capítol anterior amb les dades geofísiques de l'estructura litosfèrica, que s'han vist en el capítol 4, investigant els processos i factors que han determinat la formació i l'evolució del sistema orogènic pirinenc (figura 6.1). Un altre objectiu dels models numèrics realitzats és també analitzar el paper de les anisotropies preexistents derivades de les etapes de deformació anteriors a la creació de l'orogen. Així, en el cas dels Pirineus s'ha investigat tant la configuració de l'escorça al final de l'orogènia varisca com el paper del sistema de rift pirinenc.

Els primers models numèrics geodinàmics que es van realitzar demostraren que models senzills que inclouen la subducció de l'escorça inferior conjuntament amb el mantell són els que expliquen millor les observacions geològiques i geofísiques dels Pirineus (Beaumont i Quinlan, 1994; Beaumont *et al.*, 2000). Aquests models van demostrar el paper de l'erosió en l'estil estructural i l'estructura a escala litosfèrica d'un sistema orogènic, i, per tant, l'efecte dels processos superficials en els processos a escala litosfèrica i en l'evolució d'un sistema orogènic (Beaumont *et al.*, 1994 i 1996). Un dels resultats més sorprenents d'aquests models va ser la demostració que fenòmens de les parts internes dels orògens, com el metamorfisme, podien estar relacionats amb fenòmens superficials, com la direcció i el sentit del vent dominant, atès que aquest determina la zona plujosa del sistema orogènic i, consegüentment, la part de l'orogen on hi ha més erosió (Beaumont *et al.*, 1996).

Per tal d'entendre l'evolució de l'estructura a escala litosfèrica dels Pirineus tal com es va deduir de les dades de superfície i de les dades geofísiques (figura 6.1), es va dur un programa de modelització amb vista a analitzar el paper de l'erosió, la flexió litosfèrica associada a les conques d'avantpaís i les anisotropies preexistents a escala cortical en l'evolució de l'estructura pirinenca i les seves conques d'avantpaís associades (figura 6.2, Beaumont *et al.*, 2000).

Aquests models van demostrar que, per tal de reproduir la geometria d'apilament antiforme de la zona axial que caracteritza la part central del Pirineu central, és necessària la superposició de dos nivells de desenganxament; un de superior, associat a les evaporites triàsiques a la base de la sèrie mesozoica, i un d'inferior, que representaria el nivell de desenganxament associat al sistema de falles extensives d'edat cretàcica inferior. Aquesta discontinuïtat mecànica es va situar al sostre de l'escorça inferior per tal d'explicar el fet que els mantells de corriment de la zona

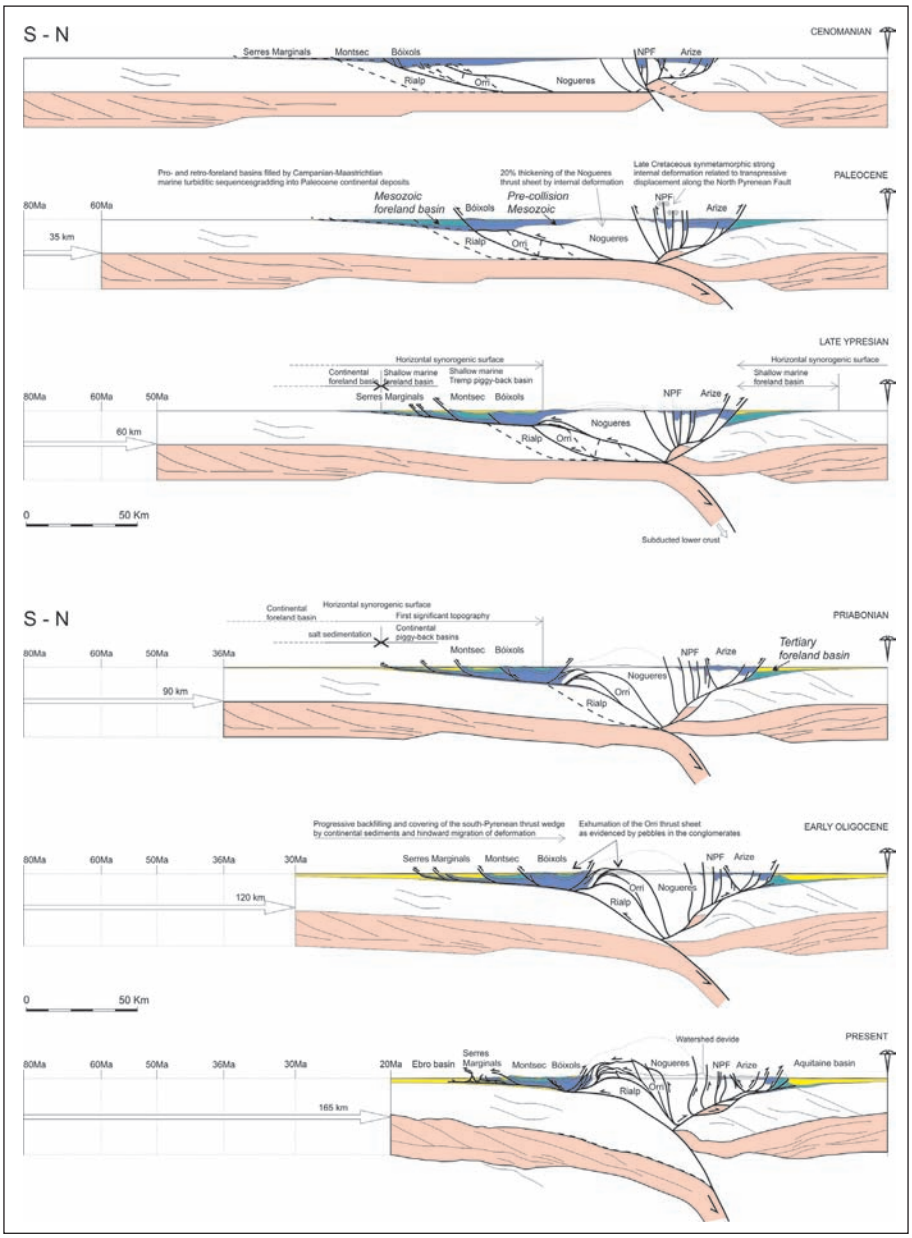


Fig. 6.1. Talls restituïts parcials del tall ECORS-Pirineus entre el tall restituït i el tall geològic (Muñoz, 2002).

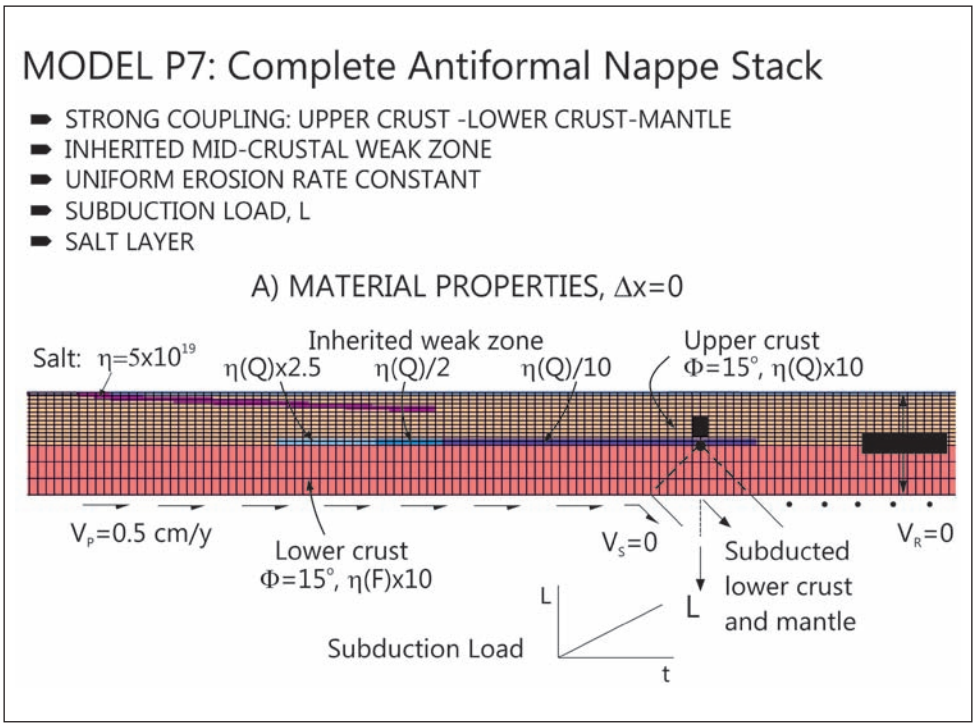


Fig. 6.2. Configuració inicial del model numèric i propietats dels materials per tal d'analitzar el paper de la interacció entre la posició de les evaporites triàsiques i el nivell de desenganxament del sistema extensiu de les conques cretàciques (Beaumont *et al.*, 2000).

axial no inclouen escorça inferior, i que aquesta ha estat subduïda conjuntament amb el mantell litosfèric per sota del doble tascó orogènic (figures 6.1 i 6.2). El resultat de la deformació de la part superior de l'escorça, alhora que l'escorça inferior és subduïda, és la formació d'un apilament antiforme per sota de la cobertora mesozoica que esdevé desenganxada i desplaçada al sud, alhora que suporta una conca sinorogènica «a collibè». L'apilament antiforme progressa fins que el nivell de desenganxament es consumeix per imbricació i subducció. A partir d'aquest moment, l'escorça europea s'indenta amb la ibèrica i l'apilament de làmines de sòcol experimenta una remarcable exhumació per aixecament i erosió (figura 6.3). Aquesta evolució obtinguda en els models no tan sols és compatible amb les restitucions realitzades (figura 6.1), sinó que va ser validada per les dades termocronològiques dels mantells de la zona axial que demostren un aixecament sobtat molt ràpid a partir de l'Oligocè inferior (Fitzgerald *et al.*, 1999).

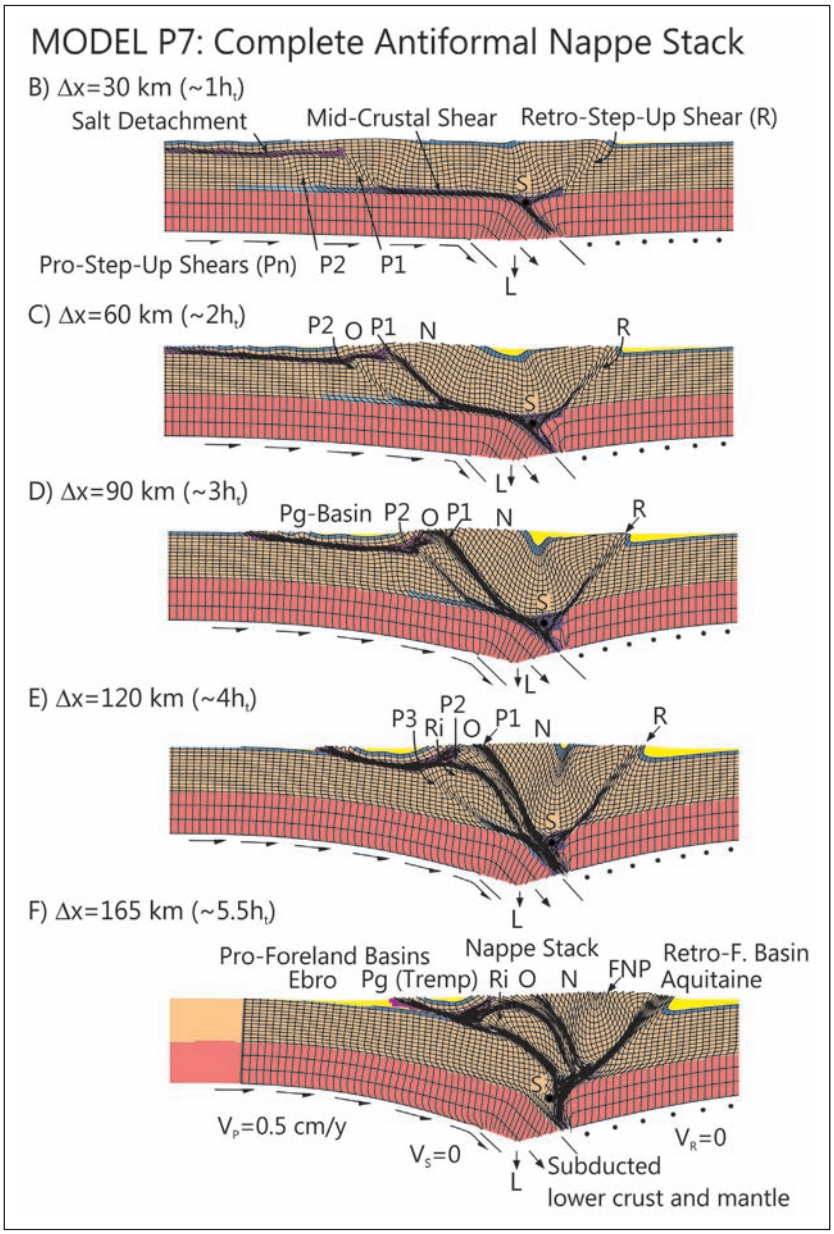


Fig. 6.3. Resultats de la modelització numèrica a partir de la configuració inicial de la figura 6.2 (Beaumont *et al.*, 2000).

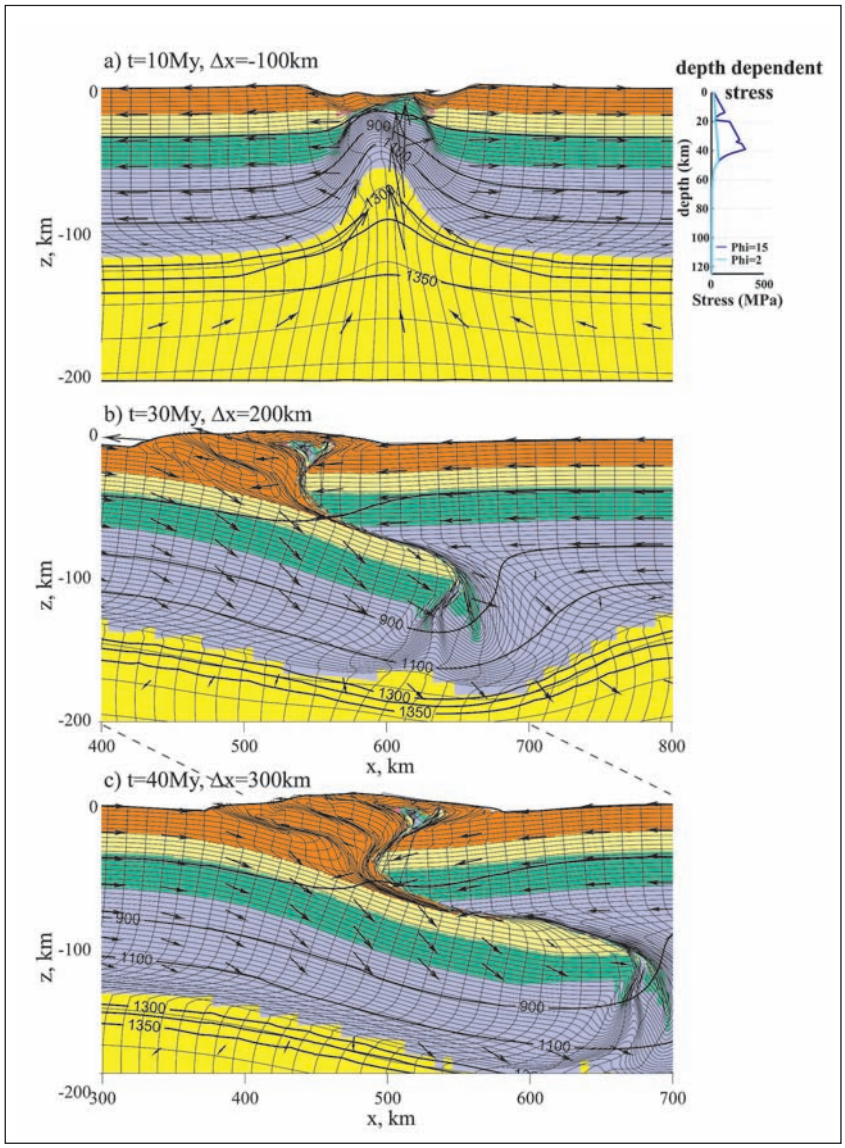


Fig. 6.4. Model numèric termomecànic en acordió (de primer, extensió, i després, compressió) amb l'objectiu d'investigar el paper del sistema de rift pirinenc i la seva posterior inversió durant la deformació contractiva. Es pot veure el fragment de mantell incorporat al sistema d'encavalcaments tal com s'observa en algunes transversals pirinenques (model de Jammes i Huismans, 2012, i Jammes *et al.*, 2014).

Els primers models realitzats es van refinar amb un nou codi termomecànic per tal d'incloure la inversió del sistema de rift (Jammes i Huismans, 2012) i les anisotropies heretades de l'escorça varisca (Jammes *et al.*, 2014). La variació lateral de la resistència de l'escorça atribuïda a l'estructura i composició litològica de l'escorça varisca, accentuada per les diferències estructurals durant l'etapa extensiva cretàcica, explica la variació en l'estil estructural durant l'edificació de la serralada pirinenca (Jammes *et al.*, 2014). Els models d'acordió (de primer, extensió, i després, contracció) il·lustren la localització de la deformació contractiva en el centre del sistema de rift on l'escorça va ser extremament aprimada i el mantell exhumat, la posterior reactivació del sistema de falles extensives i, finalment, la propagació de la deformació en els dominis de rift proximals o sector no afectats per la deformació extensiva, un cop l'escorça europea va ser indentada dins de l'escorça ibèrica delaminada (Jammes i Huismans, 2012; Jammes *et al.*, 2014).

Aquests models permeten concloure que l'estil estructural observat depèn fonamentalment de la inversió del sistema de falles extensives de l'etapa de rift Juràssic superior-Cretaci inferior i de la distribució dels nivells mecànicament més dèbils a l'escorça i a la successió sedimentària (Beaumont *et al.*, 2000). Un dels resultats més rellevants d'aquesta modelització numèrica és la comprovació que la distribució irregular de nivells dèbils relativament superficials com la sal triàsica pot afectar l'estructura a escala litosfèrica. Un altre dels factors que es demostra determinant en l'evolució de la serralada és la distribució de l'erosió i l'exhumació de l'escorça engruixida a mesura que el relleu estructural creix amb el temps (Beaumont *et al.*, 2000).

7. VISIÓ ACTUAL DE L'ESTRUCTURA I EVOLUCIÓ DE LA SERRALADA PIRINENCA

S'han fet diferents interpretacions de l'estructura dels Pirineus amb base a la combinació de les dades geològiques i geofísiques (Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Pedreira *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2016; Teixell *et al.*, 2018). Les dades geofísiques adquirides des dels anys vuitanta i la modelització permeten descartar la interpretació de l'estructura cortical pirinenca controlada per la falla nord-piririnenca (Choukroune i Mattauer 1978; Mattauer, 1990). L'estructura cortical que millor integra totes les dades disponibles de la major part de l'orogen pirinenc (Pirineus centrals i bascocantàbrics) correspon a un doble tascó orogènic per damunt de la placa Ibèrica subduïda i que inclou, a la seva part axial, les conques del sistema de rift Cretaci, i a les parts externes, roques de l'escorça superior (Beaumont *et al.*, 2000; Tugend *et al.*, 2014). El sistema de desenganxament extensiu responsable de l'aprimament de l'escorça i de l'exhumació del mantell s'hauria reactivat durant la deformació contractiva (Roca *et al.*, 2011). Aparentment, l'escorça ibèrica es va delaminar i l'escorça inferior per sota del doble tascó cortical es va subduir juntament amb el mantell litosfèric per sota del mantell de la placa Europea (Beaumont *et al.*, 2000).

Així doncs, l'estructura litosfèrica de l'orogen pirinenc ha estat fortament controlada per la inversió del sistema de rift preexistent (figures 7.1 i 7.2, Roca *et al.*, 2011; Tugend *et al.*, 2014). Aquest sistema de rift hauria estat segmentat per estructures transverses de direcció NNE-SSW que haurien controlat la disposició dels diferents dominis de rift associats a la hiperextensió al llarg del marge nord-ibèric (figures 7.1 i 7.2). Per a una transversal determinada, els diferents dominis de rift van controlar la localització de la deformació, la geometria i l'estil estructural del doble tascó orogènic (Tugend *et al.*, 2014). Els canvis observats en l'estil estructural al llarg del sistema orogènic pirinenc haurien estat determinats al seu torn per les zones de transferència que van segmentar el sistema de rift (Roca *et al.*, 2011).

L'inici de la deformació contractiva en el Santonià superior hauria comportat la reactivació del desenganxament extensiu que va continuar durant tota la resta del Cretaci superior, a mesura que l'escorça ibèrica se subduïa per sota de l'europea i el gruix cortical es recuperava. En aquests primers estadis, la deformació contractiva es fa focalitzar als dominis d'exhumació i d'hiperextensió del sistema de rift (figura 7.4, Lescoutre, 2019).

La deformació contractiva va progressar des del domini d'hiperextensió al domini de necking i, finalment, a les parts proximals del sistema de rift on l'escorça no va ser aprimada (figura 7.4). Aquesta evolució en el temps ens dona idea també de com ha pogut ser l'evolució en l'espai cap a les zones més occidentals del golf de Biscaia, on la quantitat d'extensió va ser més gran i on es va generar escorça oceànica (figura 7.2).

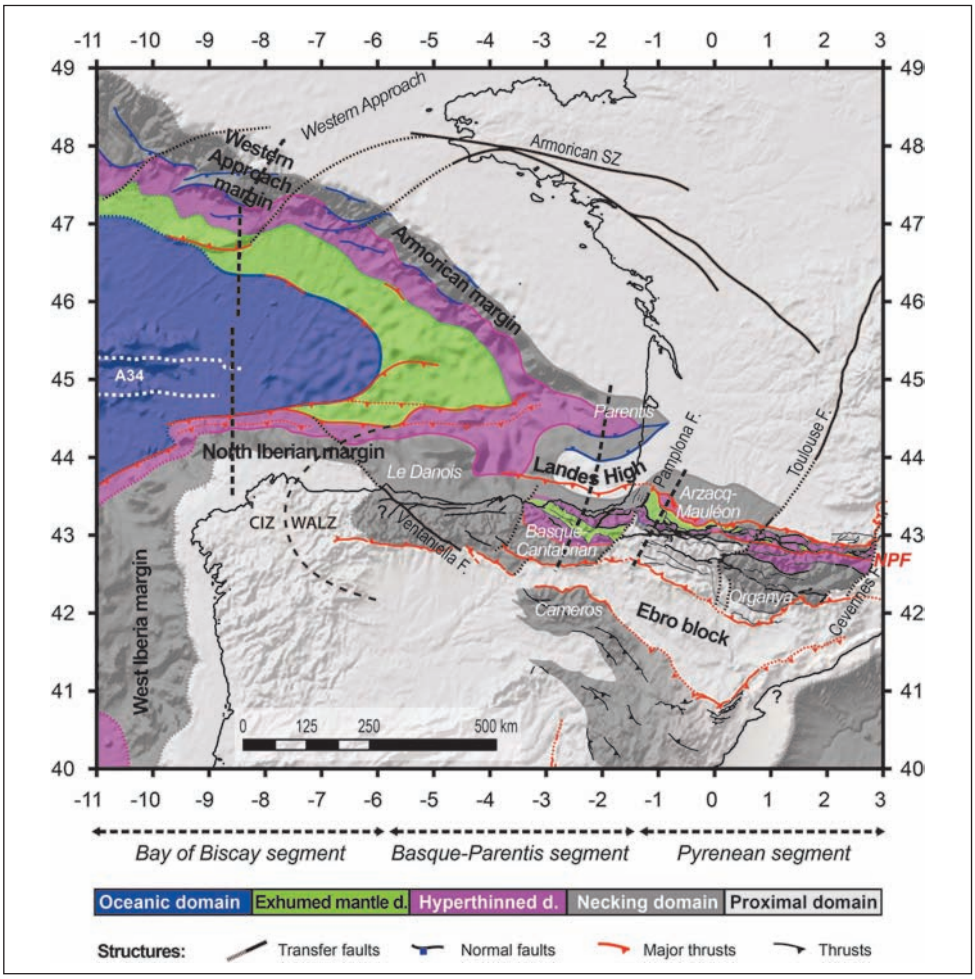


Fig. 7.1. Mapa dels dominis del rift pirinenc preservats en l'actualitat (segons Tugend *et al.*, 2014).

No obstant això, actualment encara existeix un debat respecte de l'estructura cortical a la part més occidental de l'orogen pirinenc, enfront de l'escorça oceànica del golf de Biscaia (figures 1.2 i 5.28). Boillot i Capdevila (1977) van proposar la subducció de l'escorça oceànica cap al sud per sota de la placa Ibèrica i del marge cantàbric. Aquesta interpretació vindria corroborada per l'asimetria de les anomalies magnètiques registrades a la part occidental del golf de Biscaia (Sibuet *et al.*, 2004); hipòtesi que implicaria un canvi en la polaritat de la subducció respecte de la resta del sistema orogènic, tal

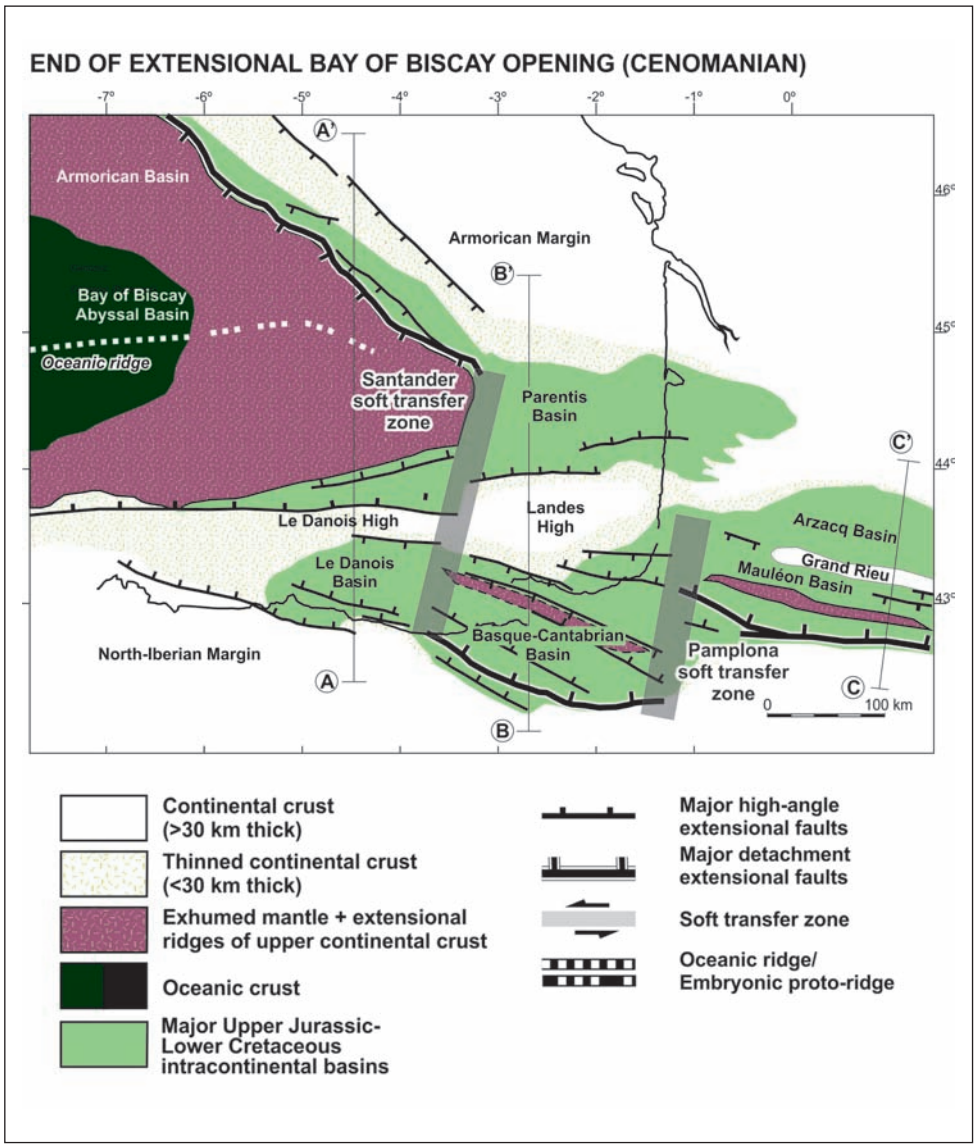


Fig. 7.2. Reconstrucció del sistema de rift pirinenc al golf de Biscaia i part occidental del Pirineu central. L'escorça oceànica estaria restringida a la part occidental del golf de Biscaia. Més a l'est, l'aprimament cortical hauria comportat l'exhumació del mantell a les conques bascocantàbrica i de Mauléon. Aquestes conques estarien segmentades per les zones de transferència de Santander i Pamplona (modificat de Roca *et al.*, 2011).

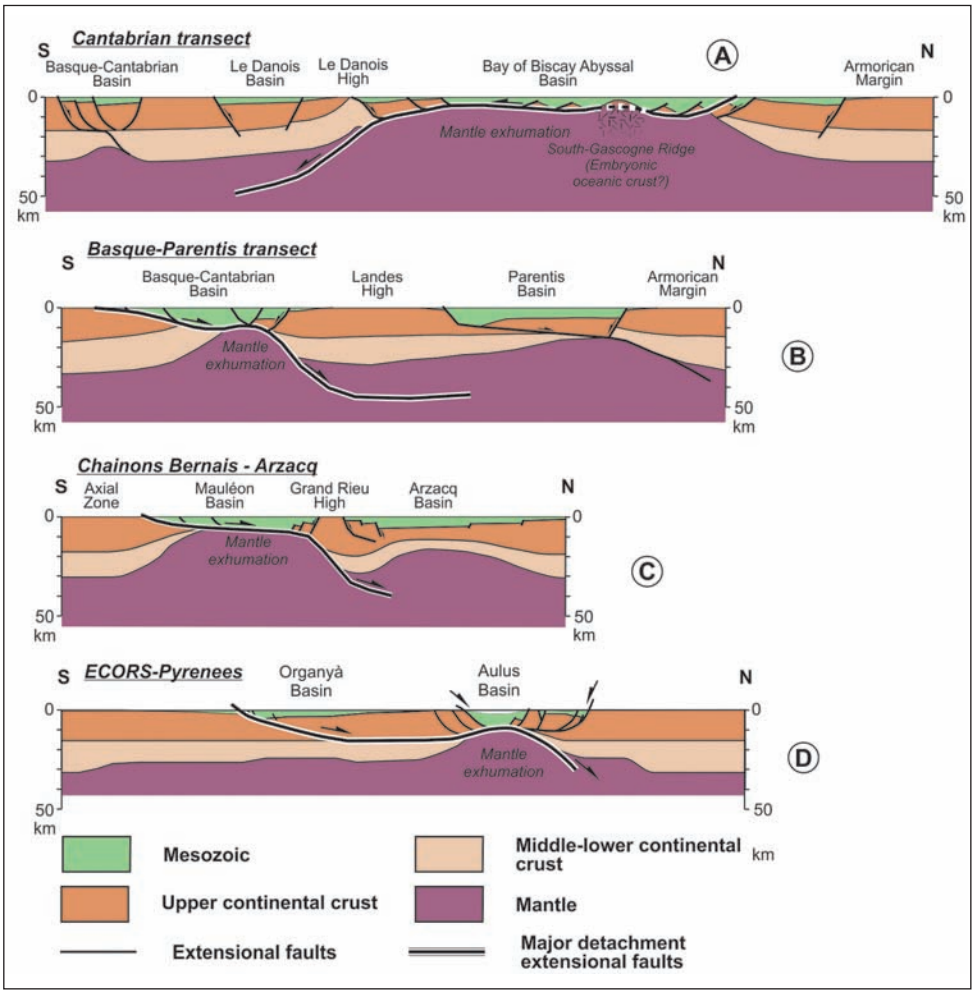


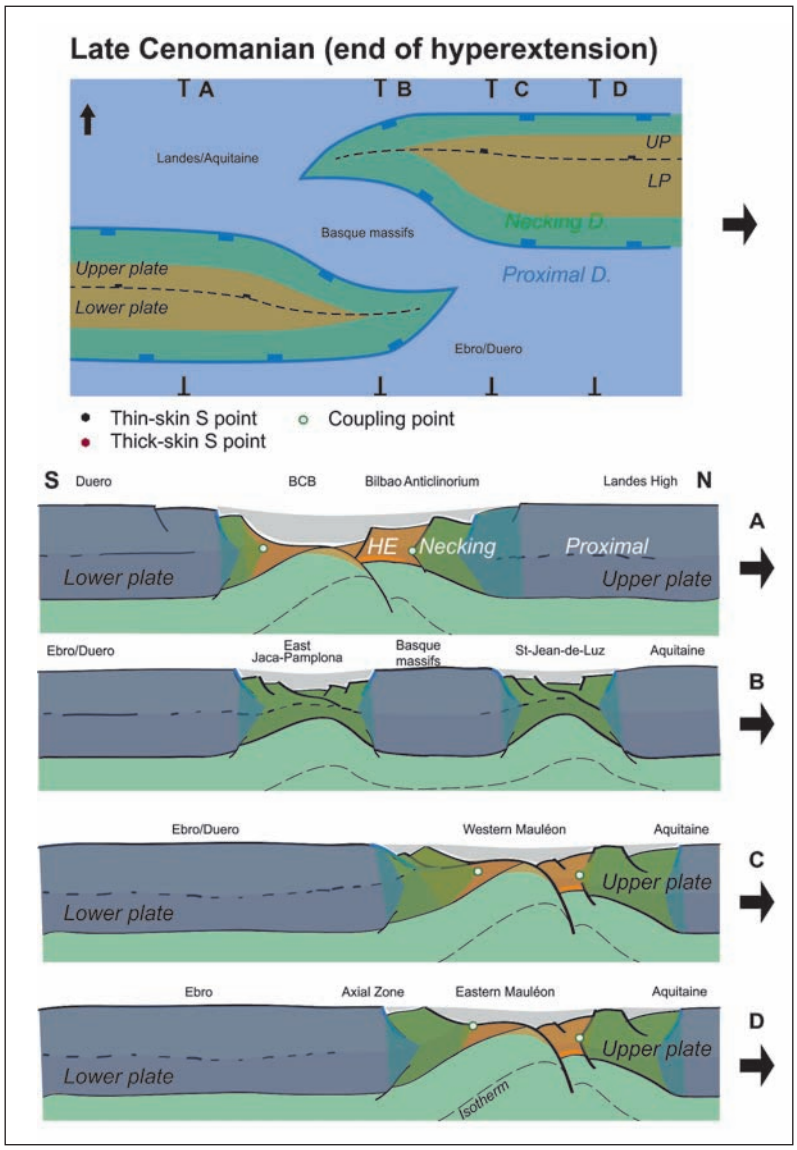
Fig. 7.3. Talls restituïts del sistema orogènic pirinenc que il·lustren la geometria de les conques extensives del rift pirinenc i la seva continuació al golf de Biscaia. S'ha interpretat un canvi en la polaritat del desenganxament extensiu basal a banda i banda de la zona de transferència de Santander. Vegeu la situació dels talls a les figures 7.2 i 1.3 (basat en Roca *et al.*, 2011).

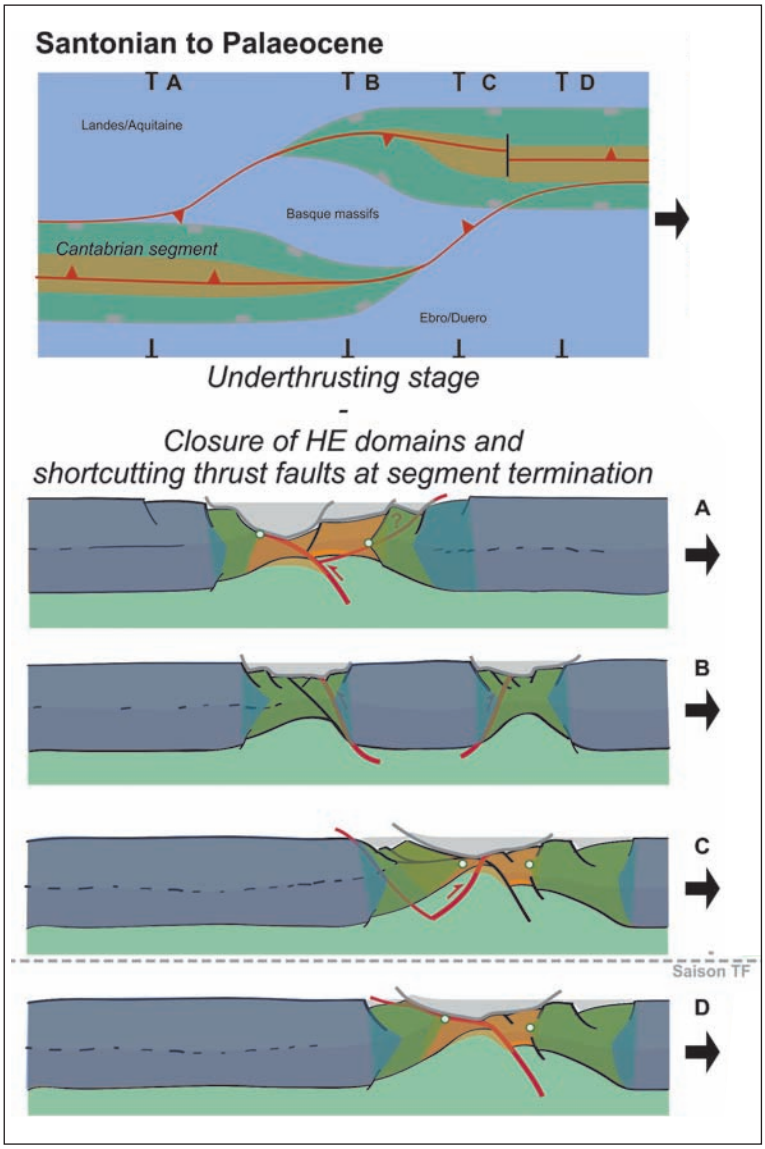
com van proposar Engeser i Schwentke (1986) a la zona de la falla de Pamplona. No obstant això, els perfils sísmics dels projectes ESCIN i MARCONI i els projectes relacionats (sísmica de reflexió de gran angle i les fases de gran angle enregistrades per les estacions OBS i les estacions sísmiques desplegades a terra durant l'experiment

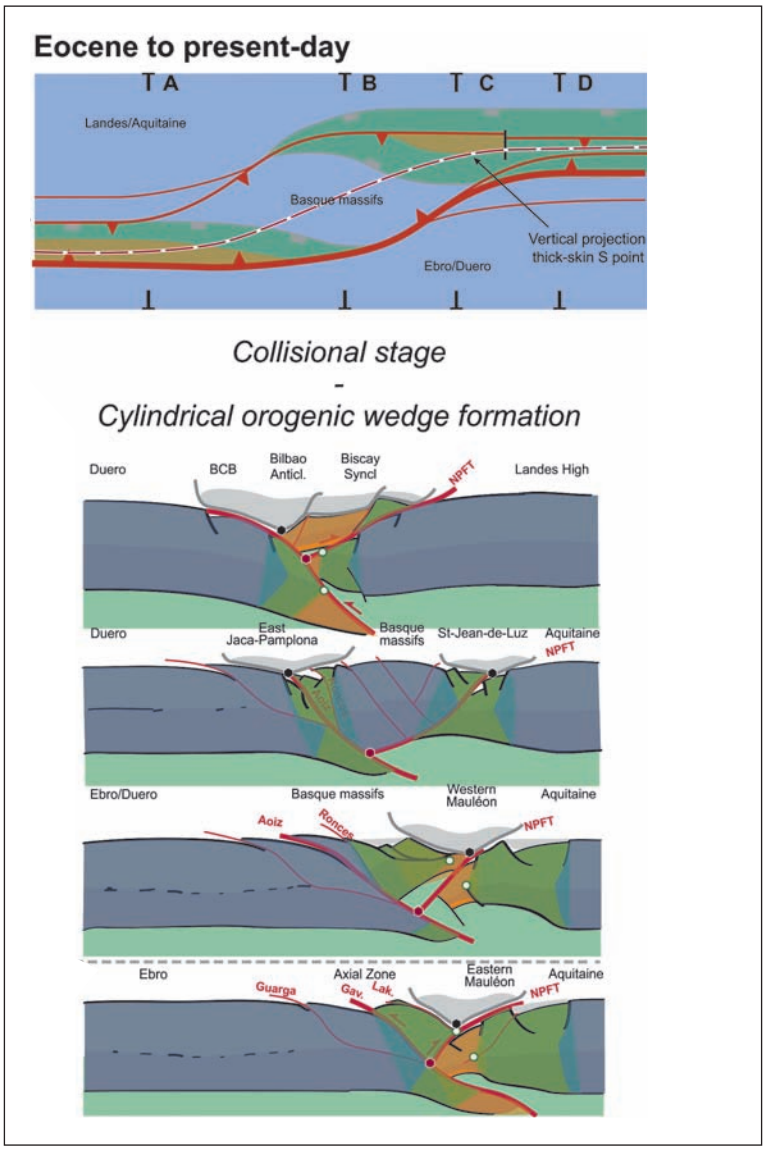
MARCONI) van demostrar que l'escorça continental ibèrica se subdueix cap al nord al llarg del marge cantàbric. Aquesta configuració ha estat interpretada com a resultat de la indentació de l'escorça inferior del golf de Biscaia entre l'escorça inferior i la superior de la placa Ibèrica (Pulgar *et al.*, 1996; Fernández-Viejo *et al.*, 1998 i 2000; Gallastegui *et al.*, 2002; Pedreira *et al.*, 2015). Aquests autors posen de manifest que no hi ha dades geofísiques que evidenciïn l'existència d'una placa oceànica per sota del marge cantàbric i consideren que l'escorça oceànica o el mantell exhumat del golf de Biscaia no ha estat subduït cap al sud. A fi d'evitar el terme subducció, utilitzen el terme underthrusting per descriure la relació geomètrica de l'escorça del golf de Biscaia per sota del prisma d'acreció frontal i el marge cantàbric (figures 5.28 i 5.29). Independentment de la terminologia utilitzada, l'escorça oceànica de la part occidental del golf de Biscaia, juntament amb el mantell exhumat o l'escorça continental extremament aprimada que l'envoltava, hauria estat subduïda o encavalcada per sota (underthrusted) del domini distal del sistema de rift al llarg del marge cantàbric (figura 5.28, Tugend *et al.*, 2014). Un canvi de polaritat del sistema extensiu que va produir la hiperextensió del marge nord-ibèric i l'exhumació del mantell a través de la zona de transferència de Santander explicaria les diferències de l'estructura cortical un cop el sistema de rift pirinenc es va invertir (figures 7.2 i 7.3, Roca *et al.*, 2011).

Un dels problemes dels Pirineus bascocantàbrics són les evidències de l'inici de l'edat de la deformació contractiva respecte d'altres transversals pirinenques. S'ha argumentat clàssicament que la deformació als Pirineus bascocantàbrics es va iniciar durant l'Eocè superior, fet que contrastava amb les evidències de l'inici de la deformació contractiva durant el Cretaci superior a la resta de transversals. Aquesta discrepància s'explica pel fet que, tot i que a terra no hi ha proves de la deformació contractiva durant el Cretaci superior, aquesta s'hauria focalitzat a la zona submergida durant la reactivació del desenganxament extensiu i, per tant, hauria determinat la subducció del mantell exhumat a la part central del rift. La deformació contractiva a les zones de necking i proximals del rift golf de Biscaia-Pirineus no hauria arribat al marge nord-ibèric fins a l'Eocè superior, a causa de la major extensió i amplada del domini hiperextens, a diferència de les altres transversals pirinenques on aquesta deformació sí que es va fer palesa ja durant el Cretaci superior.

Des de l'inici de la deformació contractiva es va desenvolupar una conca d'avantpaís oberta cap a l'Atlàntic, caracteritzada per uns solcs turbidítics fortament subsidents enfront dels encavalcaments que resultaven de la inversió de les falles extensives del marge del rift al domini de necking (figures 6.1 i 7.4). Aquests encavalcaments corresponen als encavalcaments de Bóixols al Pirineu central, a l'encavalcament frontal nord-pirinenc i a la falla de Licq al Pirineu occidental. Aquests solcs turbidítics passaven lateralment a plataformes carbonàtiques, tant al marge nord-ibèric com al marge europeu (figura 7.5), (Ford *et al.*, 2016; Garcia-Senz *et al.*, 2019a).


Late Cenomanian (end of hyperextension)
T A
T B
T C
T D
Landes/Aquitaine
UP
LP
Necking D.
Basque massifs
Upper plate
Lower plate
Proximal D.
Ebro/Duero
Thin-skin S point
Thick-skin S point
Coupling point
S
Duero
BCB
Bilbao Anticlinorium
Landes High
N
HE
Necking
Proximal
Lower plate
Upper plate
A
Ebro/Duero
East
Jaca-Pamplona
Basque
massifs
St-Jean-de-Luz
Aquitaine
B
Ebro/Duero
Western Mauléon
Aquitaine
Upper plate
Lower plate
C
Ebro
Axial Zone
Eastern Mauléon
Aquitaine
Upper plate
Lower plate
Isotherm
D


Santonian to Palaeocene
T A
T B
T C
T D
Landes/Aquitaine
Basque massifs
Cantabrian segment
Ebro/Duero
Underthrusting stage
-
Closure of HE domains and
shortcutting thrust faults at segment termination
A
B
C
Saison TF
D



Figs. 7.4. Evolució estructural dels Pirineus als dos costats de la zona de transferència de Pamplona des del final de l'extensió al Cenomanià fins l'estadi final de la deformació contractiva. Es pot observar com la deformació progressa des dels dominis de rift que van experimentar una major extensió (exhumació i hiperextensió) fins als dominis proximals (figura de Lescoutre, 2019).

Durant el Paleocè hi ha una somerització de la conca d'avantpaís, fet que es pot interpretar ja sigui com una desacceleració de la deformació contractiva o per una recuperació del gruix cortical que minvaria la component de subsidència tèrmica anterior.

A l'Eocè inferior hi ha una renovació de la deformació contractiva. És quan es formen els grans mantells de corriment del Pirineu central i l'occidental (mantells

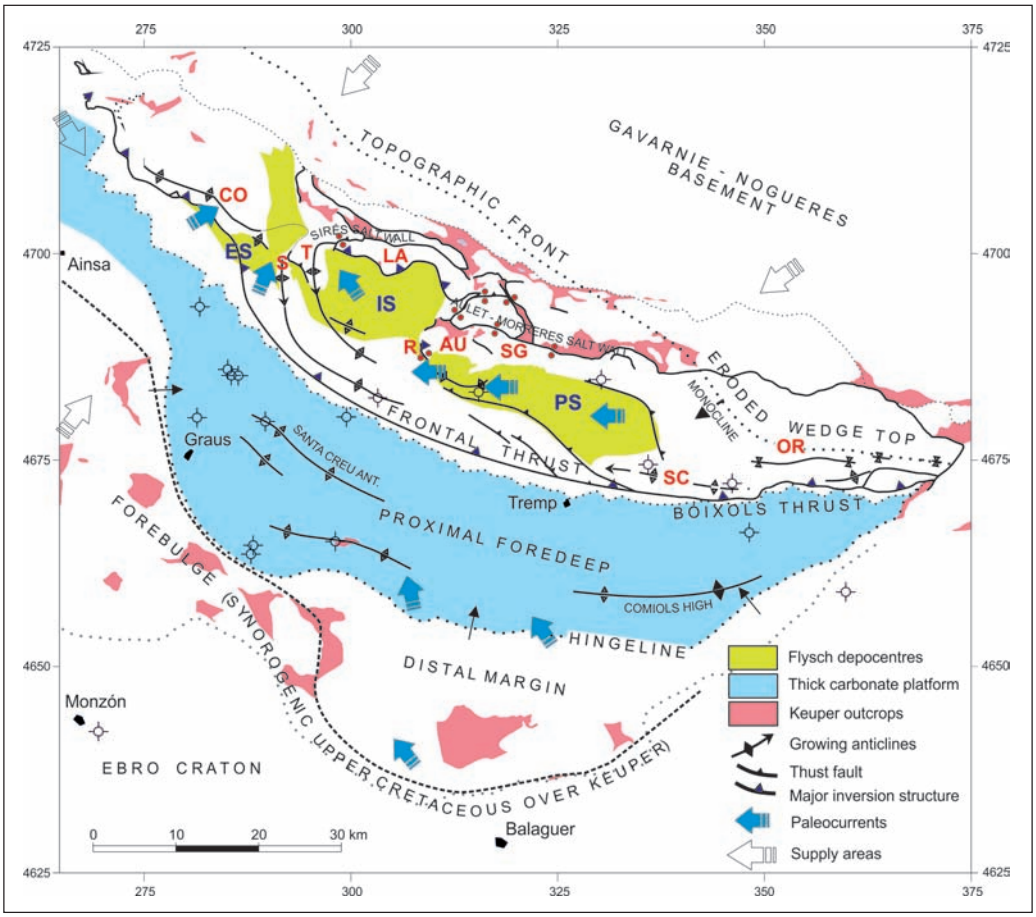


Fig. 7.5. Paleogeografia dels estadis inicials de la conca d'avantpaís sud-pirinenca al Pirineu central durant el Cretaci superior com a resultat de la inversió de les conques extensives del Cretaci inferior. Aquest mapa mostra la distribució de les fàcies amb les coordenades actuals sense la restitució de la deformació contractiva posterior (modificat de García-Senz *et al.*, 2019).

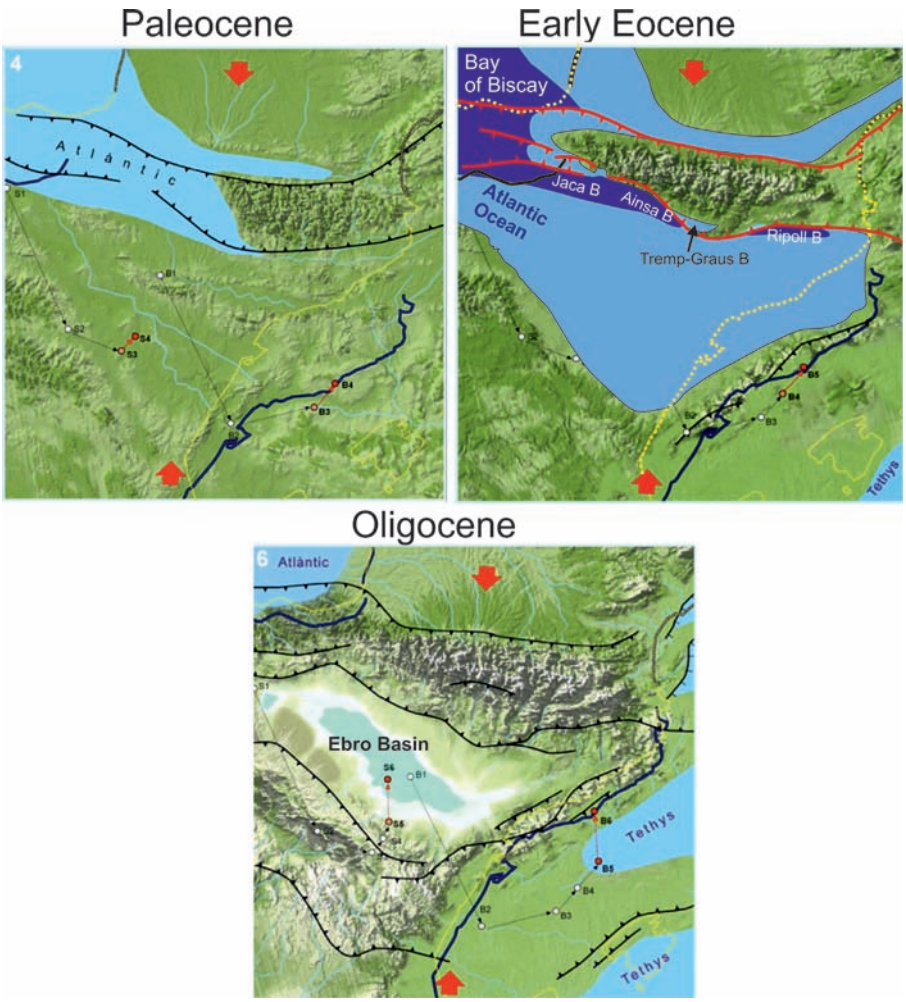


Figura 7.6. Mapes paleogeogràfics dels Pirineus (modificat de Berástegui et al., 2010).

del Montsec-Penya Montanyesa i Lakhura). Al bloc inferior d'aquests mantells es forma un dispositiu sedimentari similar al de les conques del Cretaci superior, tot i que desplaçat cap a l'avantpaís. Es tornen a desenvolupar solcs turbidítics que passen cap a l'avantpaís a plataformes carbonàtiques (figura 7.6) (Garcés *et al.*, 2019).

A l'Eocè superior, la inversió de la conca bascocantàbrica i el seu desplaçament cap al sud va produir la desconnexió de la conca d'avantpaís sud-pirinenca del golf

de Biscaia i va provocar que aquesta conca esdevingués endorreica i, per tant, reblerta per materials continentals (figura 7.6) (Costa *et al.*, 2010; Garcés *et al.*, 2019). Just abans del tancament, la restricció de la conca va determinar la sedimentació de les Sals de Cardona. Tots aquests esdeveniments van tenir unes conseqüències molt significatives en l'evolució de la serralada pirinenca.

En primer lloc, l'existència d'un nou nivell de desenganxament va condicionar l'estructura de l'avantpaís, el desplaçament dels mantells sud-pirinencs per damunt seu i l'accentuació dels sobresortints d'encavalcaments abans formats (figures 5.1, 5.3 i 5.7). A més, el rebliment progressiu de la conca de l'Ebre i de les làmines d'encavalcaments va provocar un canvi en la cinemàtica del sistema d'encavalcaments, de manera que els desenvolupats abans es van reactivar fora de seqüència a mesura que el rebliment dels conglomerats progressava cap al nord (Muñoz, 2002; Fillon *et al.*, 2013).

La relació entre els conglomerats sintectònics i els encavalcaments és un dels fets geològics i paisatgístics més remarcables dels Pirineus. Hi ha poques serralades on aquestes relacions hagin quedat preservades i s'observin amb tanta claredat. Els darrers estadis de la sedimentació dels conglomerats sinorogènics van coincidir amb el moment de màxima exhumació dels mantells de sòcol de la zona axial (Fitzgerald *et al.*, 1999; Beamud *et al.*, 2011), de manera que s'establí una retroalimentació significativa entre els dos processos: un augment de l'exhumació que determinava un creixement de l'erosió i, en conseqüència, un increment de l'aportament sedimentari a les conques continentals adjacents. Cal recordar que en aquest moment és quan la deformació va progressar als dominis proximals del rift i als seus marges continentals (figures 6.3, 6.4 i 7.4).

Segons una modelització numèrica de la flexió litosfèrica en 3D, la topografia màxima dels Pirineus s'hauria assolit a l'Oligocè superior i s'hauria mantingut estable amb un lleu decreixement fins a l'actualitat (Curry *et al.*, 2019). Aquesta topografia estable podria ser el resultat del rebliment de la conca de l'Ebre i de bona part dels Pirineus meridionals durant l'etapa endorreica de la conca (Coney *et al.*, 1996) i la seva posterior excavació miocena, un cop l'Ebre va desaiguar cap a la Mediterrània (Curry *et al.*, 2019).

REFERÈNCIES

Abalos, B. (2016). «Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc». *International Journal of Earth Sciences*, 105, p. 2327-2354. DOI: 10.1007/s00531-016-1291-6.

Advokaat, E. L.; Hinsbergen, D. J. van; Maffione, M.; Langereis, C. G.; Vissers, R. L.; Cherchi, A. *et al.* (2014). «Eocene rotation of Sardinia, and the paleogeography of the western Mediterranean region». *Earth and Planetary Science Letters*, 401, p. 183-195.

Aguilar, C.; Liesa, M.; Štípská, P.; Schulmann, K.; Muñoz, J. A.; Casas, J. M. (2015). «P- T- t- d evolution of orogenic middle crust of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees): a result of horizontal crustal flow and Carboniferous doming?». *Journal of Metamorphic Geology*, 33(3), p. 273-294. <http://doi.org/10.1111/jmg.12120>.

Albarède, F.; Michard-Vitrac, A. (1978). «Age and significance of the North Pyrenean metamorphism». *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), p. 327-332. DOI: 10.1016/0012-821X(78)90157-7.

Almela, A.; Ríos, J. M. (1951). «Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales». *Actas del Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos. San Sebastián*, 2(1), p. 327-360.

Alonso, J. L.; Marcos, A.; Suárez, A. (2009). «Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: the León Fault (Cantabrian zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc». *Geologica Acta,* 7(4), p. 451-473.

Alonso, J. L.; Pulgar, J. A.; García-Ramos, J. C.; Barba, P. (1996). «Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain)». A: Friend, P. F.; Dabrio, C. J. (ed.). *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics*. Nova York: Cambridge University Press, p. 214-227.

Álvarez-Marrón, J.; Pulgar, J. A.; Dañobeitia, J. J.; Pérez-Estaún, A.; Gallastegui, J.; Martínez-Catalán, J. R. *et al.* (1995). «Results from the ESCI-N4 marine deep seismic profile in the northern Iberian Margin». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(4), p. 355-363.

Álvarez-Marrón, J.; Rubio, E.; Torné, M. (1997). «Subduction-related structures in the North Iberian Margin». *Journal of Geophysical Research,* 102, p. 22497-22511.

Arbués, P.; Butillé, M.; López-Blanco, M.; Marzo, M. (2011). «Exploring the relationships between deepwater and shallow-marine deposits in the Aínsa piggy-back basin fill (Eocene, South- Pyrenean Foreland Basin)». A: Arenas, C.; Pomar, L.; Colombo, F. (ed.). *Post-meeting field trips guidebook, 28th IAS Meeting*. Saragossa: Sociedad Geológica de España. (Geoguías; 8), p. 199-240.

Argand, E. (1922). «Tectonique de l'Asie». Fascicle 1, 171-327. C.R. XIII Congrés Geològic lnternacional.

Baby, P.; Crouzet, P.; Specht, M.; Déramond, J. (1988). «Rôle des paléostructures albo-Cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord- pyrénéens». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, sèrie II, 306, p. 307-313.

Badley, M. E.; Price, J. D.; Backshall, L. C. (1989). «Inversion, reactivated faults and related structures seismic: seismic examples from the southern North Sea». *Geological Society of London, Special Publications*, 44, p. 201-219.

Barnett-Moore, N.; Hosseinpour, M.; Maus, S. (2016). «Assessing discrepancies between previous plate kinematic models of Mesozoic Iberia and their constraints». *Tectonics*, 35, p. 1-20. DOI: 10.1002/(ISSN)1944-9194.

Barnolas, A.; Pujalte, V. (2004). «La Cordillera Pirenaica: definición, límites y división». A: Vera, J. A. (ed.). *Geología de España*, p. 233-241.

Barnolas, A.; Teixell, A. (1994). «Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca Basin, Eocene, southern Pyrenees)». *Geology*, 22, p. 1107-1110.

Beamud, E.; Muñoz, J. A.; Fitzgerald, P. G.; Baldwin, S. L.; Garcés, M.; Cabrera, L. *et al*. (2011). «Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees». *Basin Research*, 23(3), p. 309-331.

Beaumont, E. de; Dufrenoy, A. (1830-1836). *Mémoires pour servir à une description géologique de la France redigés par ordre de Becquey*. 3 volums. París: F. G. Leurault, p. 469, 474 i 359.

Beaumont, C.; Fullsack, P.; Hamilton, J. (1994). «Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere». *Tectonophysics*, 3(2), p. 119-132.

Beaumont, C.; Kamp, P. J. J.; Hamilton, J.; Fullsack, P. (1996). «The continental collision zone, South Island New Zealand: comparison of geodynamical models and observations». *Journal of Geophysical Research*, 101, p. 3333-3359.

Beaumont, C.; Muñoz, J. A.; Hamilton, J.; Fullsack, P. (2000). «Factors controlling the Alpine evolution of central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models». *Journal of Geophysical Research*, 105(B4), p. 8121-8145. DOI: 10.1029/1999JB900390.

Beaumont, C.; Quinlan, G. (1994). «A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-reflectivity patterns in compressional orogens». *Geophysical Journal International*, 116(3), p. 754-783. DOI: 10.1111/j.1365-246X. 1994.tb03295.x.

Berástegui, X.; Casas, J. M; Liesa, M.; Losantos, M.; Martínez, A.; Muñoz, J. A. *et al*. (2010). «Història geològica de Catalunya». A: *Atlas geològic de Catalunya*. Barcelona: Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, p. 463.

Berástegui, X.; Garcia, J. M.; Losantos, M. (1990). «Structure and sedimentary evolution of the Organyà basin (Central South Pyrenean Unit, Spain) during the Lower Cretaceous». *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 8, p. 251-264.

Berástegui, X.; Losantos, M.; Muñoz, J. A.; Puigdefàbregas, C. (1993). *Tall geologic del Pirineu Central 1:200.000*. Barcelona: Servei Geològic de Catalunya: Institut Cartogràfic de Catalunya.

Bertrand, L. (1907). «Contribution a l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales». *Bulletin Service Carte Géologique de France*, 118 (XVII). 183 p.

Boillot, G.; Capdevila, R. (1977). «The Pyrenees: subduction and collision?». *Earth and Planetary Science Letters*, 121(5), p. 151-160.

Boillot, G.; Depeuble, P. A.; Malod, J. (1979). «Subduction and tectonics on the continental margin of Northern Spain». *Marine Geology*, 32, p. 53-70.

Bronner, A.; Sauter, D.; Manatschal, G.; Peron-Pinvidic, G. (2011). «Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins». *Nature Geoscience*, 4(8), p. 549-553. DOI: 10.1038/nphys1201.

Burbank, D. W.; Puigdefàbregas, C.; Muñoz, J. A. (1992). «The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain». *Geological Society of America Bulletin*, 104(9), p. 1101-1120. DOI: 10.1130/0016-7606(1992)104<1101:TCOTET>2.3.CO;2.

Burbank, D. W.; Vergés, J.; Muñoz, J. A.; Bentham, P. (1992). «Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: timing and rates of shortening and deposition». *Geological Society of America Bulletin*, 104, p. 3-17.

Cadenas, P.; Fernández-Viejo, G.; Pulgar, J. A.; Tugend, J.; Manatschal, G.; Minshull, T. A. (2018). «Constraints imposed by rift inheritance on the compressional reactivation of a hyperextended margin: mapping rift domains in the North Iberian margin and in the Cantabrian Mountains». *Tectonics*, 37(3), p. 758-785. <http://doi.org/10.1002/2016TC004454>.

Cámara, P. (1989). «La terminación estructural occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica». A: *Libro homenaje a Rafael Soler*. Madrid: Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, p. 27-35.

— (1997). «The Basque–Cantabrian basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution». *Mémoires de la Societé Géologique de France*, 171, p. 187-191.

— (2017). «Salt and strike-slip tectonics as main drivers in the structural evolution of the Basque-Cantabrian Basin, Spain». A: Soto, J. I.; Flinch, J. F.; Tari, G. (ed.). *Permo-Triassic salt provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins tectonics and hydrocarbon potential*. Amsterdam: Elsevier, p. 371-393.

Cámara, P.; Klimowitz, J. (1985). «Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp)». *Estudios Geológicos*, 41, p. 391-404.

Campanyà, J.; Ledo, J.; Queralt, P.; Marcuello, A.; Liesa, M.; Muñoz, J. A. (2012). «New geoelectrical characterisation of a continental collision zone in the West-Central Pyrenees: constraints from long period and broadband magnetotellurics». *Earth and Planetary Science Letters,* 333-334(C), p. 112-121. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.04.018.

Campanyà, J.; Ledo, J.; Queralt, P.; Marcuello, A.; Muñoz, J. A.; Liesa, M. *et al.* (2017). «Imaging along-strike variations in a continental collision zone: new constraints of the Central - Eastern Pyrenean lithosphere from 3-D joint inversion of electromagnetic responses». *Tectonophysics*, 742-743, p. 168-179.

Carez, L. (1903-1909). «La géologie des Pyrénées françaises». *Mémoire Carte Géologique de France*. 6 volums. 3.900 p.

— (1912). «Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises». *Mémoire Société Géologique de France*, sèrie 4, 2(7). 129 p.

Carola, E.; Muñoz, J. A.; Roca, E. (2015). «The transition from thick-skinned to thin-skinned tectonics in the Basque-Cantabrian Pyrenees: the Burgalesa Platform and surroundings». *International Journal of Earth Sciences (GR Geologische Rundschau)*, 104(8), p. 2215-2239. DOI: 10.1007/s00531-015-1177-z.

Carola, E.; Tavani, S.; Ferrer, O.; Granado, P.; Quintà, A.; Butillé, M. *et al.* (2013). «Along-strike extrusion at the transition between thin-and thick-skinned domains in the Pyrenean Orogen (northern Spain)». *Geological Society of London, Special Publications*, 377, p. 119-140.

Casas, A.; Kearey, P.; Rivero, L.; Adam, C. R. (1997). «Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees». *Earth and Planetary Science Letters*, 150, p. 65-78.

Charpentier, J. de (1823). *Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées: i-xvi.* París: F.-G. Levrault, p. 1-633.

Chevrot, S.; Villaseñor, A.; Sylvander, M.; Benahmed, S.; Beucler, E.; Cougoulat, G. *et al.* (2014). «High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, p. 6399-6420. DOI: 10.1002/2014JB010953.

Chevrot, S.; Sylvander, M.; Díaz, J.; Ruiz, M.; Paul, A.; PYROPE Working Group (2015). «The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects». *Geophysical Journal International*, 200(2), p. 1094-1105. DOI: 10.1093/gji/ggu400.

Chevrot, S.; Sylvander, M.; Díaz, J.; Martin, R.; Mouthereau, F.; Manatschal, G. *et al.* (2018). «The non cylindrical crustal architecture of the Pyrenees». *Scientific Reports*, 8(1), p. 9591. <http://doi.org/10.1038/s41598-018-27889-x>.

Choukroune, P. (1976). «Structure et evolution tectonique de la Zone Nord Pyreneenne: analyse de la deformation dans una partie de chaine a schistosite sub-verticale». *Mémoires de la Société Géologique de France*, LV(127).

Choukroune, P.; Mattauer, M. (1978). «Tectonique des plaques et Pyrenees; sur le fonctionnement de la faille transformante nordpyreneenne; comparaisons avec des modeles actuals». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, p. 689-700.

Choukroune, P.; ECORS Team (1989). «The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt». *Tectonics*, 8(1), p. 23-39. DOI: 10.1029/TC008i001p00023.

Clerc, C.; Lagabrielle, Y. (2014). «Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins». *Tectonics,* 33, p. 1340-1359. DOI: 10.1002/(ISSN)1944-9194.

Clerc, C.; Lagabrielle, Y.; Labaume, P.; Ringenbach, J. C.; Vauchez, A.; Nalpas, T. *et al. (2016). «Basement–Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog». Tectonophysics*, 686, p. 82-97.

Clerc, C.; Lagabrielle, Y.; Neumaier, M.; Reynaud, J.-Y.; Saint Blanquat, M. de (2012). «Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees». *Bulletin de la Société géologique de France*, 183(5), p. 443-459.

Coleman, A. J.; Jackson, C. A.-L.; Duffy, O. B. (2017). «Balancing sub- and supra-salt strain in salt-influenced rifts: implications for extension estimates». *Journal of Structural Geology*, 102, p. 208-225. <http://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.006>.

Coney, P.; Muñoz, J. A.; McClay, K. R.; Evenchick, C. A. (1996). «Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt». *Journal of the Geological Society*, 153(1), p. 9-16.

Costa, E.; Garcés, M.; López-Blanco, M.; Beamud, E.; Gómez-Paccard, M.; Larrasoaña, J. C. (2010). «Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints». *Basin Research*, 22, p. 904-917.

Curry, M. E.; Beek, P. van der; Huismans, R. S.; Wolf, S. G.; Muñoz, J. A. (2019). «Evolving paleotopography and lithospheric flexure of the Pyrenean Orogen from 3D flexural modeling and basin analysis». *Earth and Planetary Science Letters*, 515, p. 26-37. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.009>.

Dadlez, R.; Narkiewicz, M.; Stephenson, R. A.; Visser, M. T. M.; Wees, J.-D. van (1995). «Tectonic evolution R. of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology». *Tectonophysics*, 252, p. 179-195.

Daignières, M.; De Cabissole, B.; Gallart, J.; Hirn, A.; Surinach, E.; Torné, M. (1989). «Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line». *Tectonics*, 8(5), p. 1051-1058.

Dalloni, M. (1913). «Stratigraphie et tectonique de la region des Nogueras (Pyrenees centrales)». *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 4, p. 243-263.

Debroas, E. J. (1990). «Le flysch noir albo-cénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-Pyrénéenne en Bigorre (Hautes Pyrénées, France)». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, p. 273-286.

Déramond, J.; Baby, P.; Specht, M.; Crouzet, G. (1990). «Géométrie des chevauchements dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise precise par le profil ECORS». *Bulletin de la Societé Géologique de France*, sèrie 8, vi, p. 287-294.

Diaz, J.; Gallart, J.; Carbonell, R. (2016). «Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys». *Tectonophysics*, 692 (part A), p. 74-85. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.023>.

Díaz, J.; Vergés, J.; Chevrot, S.; Antonio-Vigil, A.; Ruiz, M.; Sylvander, M. *et al*. (2018). «Mapping the crustal structure beneath the eastern Pyrenees». *Tectonophysics*, 744, p. 296-309. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.011>.

Dinarès-Turell, J.; García-Senz, J. (2000). «Remagnetization of Lower Cretaceous lime- stones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution». *Journal of Geophysical Research*, 105(B8), p. 19405-19418.

Dreyer, T.; Corregidor, J.; Arbues, P.; Puigdefàbregas, C. (1999). «Architecture of the tectonically influenced Sobrabe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain». *Sedimentary Geology,* 127, p. 127-169.

Engeser, T.; Schwentke, W. (1986). «Towards a new concept of the tectonogenesis of the Pyrenees». *Tectonophysics*, 129, p. 233-242.

Espina, R.; Alonso, J. L.; Pulgar, J. A. (2004). *Extensión triásica en la Cuenca Vasco-Cantábrica*. A: Vera, J. A. (ed.). *Geología de España*. Madrid: SGE- IGME, p. 338-339.

Felipe, I. de; Pedreira, D.; Pulgar, J. A.; Iriarte, E.; Mendia, M. (2017). «Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (N Spain): stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz)». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, p. 631-652. DOI: 10.1002/2016GC006690.

Fernández, O.; Muñoz, J. A.; Arbués, P.; Falivene, O. (2012). «3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds: the Ainsa basin (Spanish Pyrenees)». *Journal of the Geological Society*, 169(5), p. 545-559.

Fernández-Viejo, G.; Gallart, J.; Pulgar, J. A.; Gallastegui, J.; Dañobeitia, J. J.; Córdoba, D. (1998). «Crustal transition between contiental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data». *Geophysical Research Letters*, 25(23), p. 4249-4252.

Fernández-Viejo, G.; Gallart, J.; Pulgar, J. A.; Córdoba, D.; Dañobeitia, J. J. (2000). «Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Ibèria: crustal structure of the Cantàbrian Mountains and Duero basin». *Journal of Geophysical Research*, 105(B2), p. 3001-3018.

Ferrer, O.; Roca, E.; Benjumea, B. *et al.* (2008). «The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay». *Marine and Petroleum Geology*, 25, p. 714-730.

Feuillée, P.; Rat, P. (1971). «Structures et páleogéographies pyrénéo-cantabriques». A: Debyser, J.; Le Pichon, X.; Montardet, L. (ed.). *Histoire structurale du Golfe de Gascogne.* 2a ed. Technip, p. 1-48.

Fillon, C.; Huismans, R. S.; Beek P. van der; Muñoz, J. A. (2013). «Syntectonic sedimentation controls on the evolution of the southern Pyrenean fold-and-thrust belt: inferences from coupled tectonic-surface processes models». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(10), p. 5665-5680. DOI: 10.1002/jgrb.50368.

Fitzgerald, P. G.; Muñoz, J. A.; Coney, P. J.; Baldwin, S. L. (1999). «Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogeny». *Earth and Planetary Science Letters*, 173, p. 157-170. DOI: 10.1016/S0012-821X(99)00225-3.

Ford, M. L.; Hemmer, A.; Vacherat, K.; Gallagher, K.; Christophoul, F. (2016). «Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France». *Journal of the Geological Society*, 173(3), p. 419-437. DOI: 10.1144/jgs2015-129.

Fügenschuh, B.; Froitzheim, N.; Capdevila, R.; Boillot, G. (2003). «Offshore granulites from the Bay of Biscay margins: fission tracks constrain a Proterozoic to Tertiary thermal history». *Terra Nova*, 15, p. 337-342. DOI: 10.1046/j.1365-3121.2003.00502.x.

Gallart, J.; Díaz, J.; Nercessian, A.; Mauffret, A.; Dos Reis, T. (2001). «The eastern end of the Pyrenees: seismic features at the transition to the NW Mediterranean». *Geophysical Research Letters*, 28(11), p. 2277-2280.

Gallart, J.; Fernández-Viejo, G.; Díaz, J.; Vidal, N. (1997). «Deep structure of the transition between the Cantabrian Mountains and the North Iberian Margin from wide- angle ESCI-N data». *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 1995, 8(4), p. 365-382.

Gallastegui, J.; Pulgar, J. A.; Gallart, J. (2002). «Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition». *Tectonics*, 21(15), p. 1-14.

Garcés, M.; López-Blanco, M.; Valero, L.; Beamud, E.; Muñoz, J. A.; Oliva-Urcia, B. *et al.* (2019). «Paleogeographic and sedimentary evolution of the South-Pyrenean Foreland basin». *Marine and Petroleum Geology*, en premsa.

García-Senz, J.; Muñoz, J. A. (2019). «The Late Cretaceous post-rift to convergence transition». A: *Geodynamics of Iberia*. Springer.

García-Senz, J.; Muñoz, J. A.; Arbués, P. (2019a). «The Late Cretaceous-Early Paleocene foreland basin sequence». A: *Geodynamics of Iberia*. Springer.

García-Senz, J.; Pedrera, A.; Ayala, C.; Ruiz-Constán, A.; Robador, A.; Rodríguez-Fernández, L. R. (2019*b*). «Inversion of the north Iberian hyperextended margin: the role of exhumed mantle indentation during continental collision». *Geological Society of London, Special Publications,* 19. <http://doi.org/10.1144/SP490-2019-112>.

Glover, P.; Pous, J.; Queralt, P.; Muñoz, J. A.; Liesa, M. Hole, M. J. (2000). «Integrated two dimensional lithospheric conductivity modelling in the Pyrenees using field-scale and laboratory measurements». *Earth and Planetary Science Letters*, 178, p. 59-72.

Golberg, J. M.; Maluski, H.; Leyreloup, A. F. (1986). «Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone». *Tectonophysics*, 129(1-4), p. 275–290. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90256-8.

Gong, Z. C.; Langereis, G.; Mullender, T. A. T. (2008). «The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay». *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), p. 80-93. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.06.016.

Hogan, P. J.; Burbank, K. D. W. (1996). «Evolution of the Jaca piggy-back basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees». A: Friend, P. F.; Dabrio, C. J. (ed.). *Tertiary Basins of Spain*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 153-160.

Jacob, C. (1930). «Zona axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées». *Livre Jubilaire 1830-1930*, 2. Centenaire de la Société Géologique de France, p. 389-410.

Jacob, C.; Fallot, P.; Astre, G.; Ciry, R. (1926). «Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées Centrales et Orientales», 2, p. 335-411. Congrés Geològic Internacional de Madrid.

Jammes, S.; Huismans, R. S. (2012). «Structural styles of mountain building: controls of lithospheric rheologic stratification and extensional inheritance». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B10). DOI: 10.1029/2012JB009376.

Jammes, S.; Huismans, R. S.; Muñoz, J. A. (2014). «Lateral variation in structural style of mountain building: controls of rheological and rift inheritance». *Terra Nova*, 26(3), p. 201-207. DOI: 10.1111/ter.12087.

Jammes, S.; Manatschal, G.; Lavier, L.; Masini, E. (2009). «Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees». *Tectonics*, 28(4). DOI: 10.1029/2008TC002406.

Klitgord, K.; Schouten, H. (1986). «Plate kinematics of the central Atlantic». *The Geology of North America*, 1000, p. 351-378.

Krzywiec, P. (2006). «Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough — lateral variations in timing and structural style». Geological Quarterly, 50 (1), p. 151-168.

— (2012). «Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish basin: an overview». *Geological Society of London, Special Publications*, 363(1), p. 381-394. <http://doi.org/10.1144/SP363.17>.

Labaume, P.; Meresse, F.; Jolivet, M.; Teixell, A.; Lahfid, A. (2016). «Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin: an example from the south Pyrenean thrust belt». *Tectonics*, 26. DOI: 10.1002/2016TC004192.

Labaume, P.; Séguret, M.; Seyve, C. (1985). «Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean basin». *Tectonics*, 4(7), p. 661-685. DOI: 10.1029/ TC004i007p00661.

Labaume, P.; Teixell, T. (2018). «3D structure of subsurface thrusts in the eastern Jaca Basin, southern Pyrenees». *Geologica Acta*, 16(4), p. 477-498.

Lacombe, O.; Bellahsen, N. (2016). «Thick-skinned tectonics and basement-involved fold–thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens». *Geological Magazine*, 153(5-6), p. 763-810. DOI: 10.1017/S0016756816000078.

Lagabrielle, Y.; Labaume, P.; Saint Blanquat, M. de (2010). «Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): insights from the geological setting of the lherzolite bodies». *Tectonics*, 29(4), p. 1-26. DOI: 10.1029/2009TC002588.

Lamare, P. (1936). «Recherches géologiques dans le Pyrénées basques d'Espagne». *Mémoires de la Société Géologique de France*, nouv. sér., 27. 462 p.

Larrasoaña, J. C.; Parés, J. M.; Millán, H.; Valle, J. del; Pueyo, E. L. (2003). «Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on the traverse fault kinematics during basin inversion: the Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain)». *Tectonics*, 22(6), p. 1071. DOI: 10.1029/2002TC001446.

Le Pichon, X.; Sibuet, J. C. (1971). «Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny». *Earth and Planetary Science Letters*, 12, p. 83-88.

Lescoutre, R. (2019). *Formation et réactivation du système de rift pyrénéo-cantabrique: héritage, segmentation et évolution thermique*. Tesi doctoral. Universitat d'Estrasburg. 256 p.

Lescoutre, R.; Manatschal, G.; Muñoz, J. A. (2019). «Nature, origin and evolution of the Pyrenean-Cantabrian junction». *International Journal of Earth Sciences*, en premsa.

López-Gómez, J.; Martín-González, F.; Heredia, N.; Horra, R. de la; Barrenechea, J. F.; Cadenas, P. *et al*. (2019). «New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains_ A common tectonostratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain». *Earth-Science Reviews*, 188, p. 249-271. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.008>.

López-Mir, B.; Muñoz, J. A.; Garcia-Senz, J. (2014). «Extensional salt tectonics in the partially inverted Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): structure and evolution». *International Journal of Earth Sciences (GR Geologische Rundschau)*, 104(2), p. 419-434. DOI: 10.1007/s00531-014-1091-9.

Lugeon, M. (1903). «Les grandes nappes de recrouvement des Alpes suïsses». C. R. IX Congrés Geològic Internacional, p. 477-506.

Macchiavelli, C.; Vergés, J.; Schettino, A.; Fernàndez, M.; Turco, E.; Casciello, E. *et al*. (2017). «A new southern North Atlantic isochron map: insights into the drift of the Iberian Plate since the late Cretaceous». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12), p. 9603-9626. <http://doi.org/10.1002/2017JB014769>.

Manatschal, G.; Müntener, O. (2009). «A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites». *Tectonophysics,* 473 (1-2), p. 4-19.

Martín-González, F.; Heredia, N. (2011). «Complex tectonic and tectonostratigraphic evolution of an Alpine foreland basin: the western Duero Basin and the related Tertiary depressions of the NW Iberian Peninsula». *Tectonophysics*, 502, p. 75-89. DOI: 10.1016/j.tecto.2010.03.002.

Martínez, A.; Muñoz, J. A.; Liesa, M.; Losantos, M. (2010). «L'estructura geològica: de Girona a Ceret». A: *Atlas geològic de Catalunya*. Barcelona: Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. 463 p.

Martínez-Torres, L. M. (1989). *El manto de los Mármoles (Pirineo Occidental): Geología estructural y evolución geodinàmica*. Tesi doctoral. Universitat del País Basc.

Masini, E.; Manatschal, G.; Tugend, J.; Mohn, G.; Flament, J.-M. (2014). «The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France)». *International Journal of Earth Sciences (GR Geologische Rundschau*), 103, p. 1569-1596. DOI: 10.1007/s00531-014-1023-8.

Mató, E.; Saula, E.; Montaner, J.; Solà, J.; Caus, E.; Serra, J. (1995). *Geological map of Catalunya 1:25000. Sheet 297-1-2*. Barcelona: Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.

Mattauer, M. (1990). «Une autre interprétation du perfil ECORS Pyrénées». *Bulletin de la Société Géologique de France*, sèrie 8, 6(2), p. 307-311.

McClay, K.; Muñoz, J. A.; García-Senz, J. (2004). «Extensional salt tectonics in a contractional orogen: a newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees». *Geology*, 32(9), p. 737-740.

Meigs, A.; Burbank, D. (1997). «Growth of the Sooth Pyrenean orogenic wedge». *Tectonics*, 16(2), p. 239-258.

Millán, H.; Aurell, M.; Melendez, M. (1994). «Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Pyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and system tracts». *Sedimentology*, 41, p. 1001-1024.

Millán, H.; Pocoví, A.; Casas, A. (1995). «El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8(1-2), p. 73-90.

Millán-Garrido, H.; Oliva-Urcia, B.; Pocoví Juan, A. (2006). «La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental)». *Geogaceta*, 40, p. 35-38.

Millán-Garrido, H.; Pueyo, E. L.; Aurell, M.; Luzón, A. (2000). «Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(2), p. 279-300.

Montigny, R.; Azambre, B.; Rossy, M.; Thuizat, R. (1986). «K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: age and length of rotation of the Iiberian Peninsula». *Tectonophysics*, 129(1-4), p. 257-273. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90255-6.

Mouthereau, F.; Filleaudeau, P.-Y.; Vacherat, A.; Pik, R.; Lacombe, O; Fellin, M. G. *et al*. (2014). «Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence». *Tectonics*. DOI: 10.1002/2014TC003663.

Mouthereau, F.; Watts, A. B.; Burov, E. (2013). «Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age». *Nature Geoscience*, 6(9), p. 785-789. DOI: 10.1038/ngeo1902.

Muñoz, J. A. (1992). «Evolution of a continental collision belt: ECORS- Pyrenees crustal balanced cross-section». A: McClay, K. R. (ed.). *Thrust Tectonics*. Londres: Chapman & Hall, p. 235-246.

— (1993). «Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental». Publicació del Servei Geològic de Catalunya. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. (Monografies; 1), 227 p.

— (2002) «The Pyrenees». A: Gibbons, W.; Moreno, T. (ed.). *The geology of Spain*. Londres: Geological Society of London, p. 370-385.

— (2017). «Fault-related folds in the southern Pyrenees». *AAPG Bulletin*, 101(04), p. 579-587. <http://doi.org/10.1306/011817DIG17037>.

Muñoz, J. A.; Beamud, E.; Fernández, O.; Arbués, P.; Dinarès-Turell, J.; Poblet, J. (2013). «The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data». *Tectonics*, 32(5). DOI: 10.1002/tect.20070.

Muñoz, J. A.; Casas, J. M. (2010). «L'estructura geològica: de la Plana de Vic a la Vall de Camprodon». A: *Atlas geològic de Catalunya*. Barcelona: Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya. 463 p.

Muñoz, J. A.; Coney, P. J.; McClay, K. R.; Evenchick, C. A. (1997). «Discussion on syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt». *Journal of the Geological Society of London*, 154, p. 361-365.

Muñoz, J. A.; Martínez, A.; Vergés, J. (1986). «Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees». *Journal of Structural Geology*, 8, p. 399-405.

Muñoz, J. A.; Mencos, J.; Roca, E.; Carrera, N.; Gratacos, O.; Ferrer, O. *et al*. (2018). «The structure of the South-Central Pyrenean fold and thrust belt as constrained by subsurface data». *Geologica Acta: an International Earth Science Journal*, 16(4), p. 439-460. <http://doi.org/10.1344/GeologicaActa2018.16.4.7>.

Muñoz, J. A.; Roca, E. (2014). *Mapa estructural de Catalunya*. Barcelona: Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.

Mutti, E.; Séguret, M.; Sgavetti, M. (1988). «Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees». *AAPG Mediterranean Basins Conference. Special Publication*. Parma: Universitat de Parma: Institut de Geologia. (Field Trip; 7).

Neres, M.; Miranda, J. M.; Font, E. (2013). «Testing Iberian kinematics at Jurassic-Cretaceous times». *Tectonics,* 32(5), p. 1312-1319. DOI: 10.1002/tect.20074.

Nirrengarten, M.; Manatschal, G.; Tugend, J.; Kusznir, N. J.; Sauter, D. (2016). «Nature and origin of the J-magnetic anomaly offshore Iberia-Newfoundland: implications for plate reconstructions». *Terra Nova*, 29(1), p. 20-28. DOI: 10.1111/ter.12240.

Oliva-Urcia, B.; Casas, A. M.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A. (2012). «Structural and paleomagnetic evidence for non-rotational kinematics in the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees)». *Geol Acta*, 10(2), p. 125–144. DOI: 10.1344/105.000001704.

Olivet, J. L. (1996). «La cinématique de la plaque Ibérie». *Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production Elf-Aquitaine*, 20, p. 131-195.

Palassou, M. (1815). *Mémoire pour servir à l'histoire naturelle des Pyrénées et des Pays adjacents*, xvi. Pau: Imp. Vignancourt. 485 p.

Pedreira, D. (2004). *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*. Tesi doctoral. Universitat d'Oviedo.

Pedreira, D.; Afonso, J. C.; Pulgar, J. A.; Gallastegui, J.; Carballo, A.; Fernández, M. et al. (2015). «Geophysical-petrological modeling of the lithosphere beneath the Cantabrian Mountains and the North-Iberian margin: geodynamic implications». *Lithos*, 230(C), p. 46-68. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.04.018.

Pedreira, D.; Pulgar, J. A.; Gallart Muset, J.; Díaz, J. (2003). «Seismic evidence of Alpine crustal thickening and wedging from the western Pyrenees to the Cantabrian Mountains (north Iberia)». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4), p. 2204. DOI: 10.1029/2001JB001667.

Pedrera, A.; García-Senz, J.; Ayala, C.; Ruiz-Constán, A.; Rodríguez-Fernández, L. R.; Robador, A. *et al.* (2017). «Reconstruction of the exhumed mantle across the North Iberian Margin by crustal-scale 3-D gravity inversion and geological cross section». *Tectonics*, 36(12), p. 3155-3177. <http://doi.org/10.1002/2017TC004716>.

Pérez-Estaún, A.; Bastida, F.; Alonso, J. L.; Marquínez, J.; Aller, J.; Álvarez-Marrón, J. *et al.* (1988). «A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc)». *Tectonics*, 7(3), p. 517-537.

Pérez-Estaún, A.; Pulgar, J. A.; Banda, E.; Álvarez-Marrón, J. (1994). «Crustal structure of the external variscides in northwest Spain from deep seismicreflection profiling». *Tectonophysics*, 232(1-4), p. 91-118.

Poblet, J.; Hardy, S. (1995). «Reverse modelling of detachment folds: applications to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain)». *Journal of Structural Geology*, 17(12), p. 1707-1724.

Poblet, J.; Muñoz, J. A.; Travé, A.; Serra-Kiel, J. (1998). «Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain)». *Geological Society of America Bulletin*, 110(1), p. 111-125.

Pous, J.; Muñoz, J. A.; Ledo, J.; Liesa, M. (1995). «Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees». *Journal of the Geological Society*, 152(2), p. 217-220.

Pueyo, E. L.; Millan, H.; Pocovi, A. (2002). «Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees)». *Sedimentary Geology*, 146, p. 191-208. DOI: 10.1016/S0037- 0738(01)00\72-5.

Pueyo-Anchuela, O.; Pueyo, E. L.; Pocoví, A.; Gil-Imaz, A. (2012). «Vertical axis rotations in fold and thrust belts: comparison of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees)». *Tectonophysics*, 532-535, p. 119-133. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.01.023.

Puigdefàbregas, C. (1975). «La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca». *Pirineos*, 104.

Puigdefàbregas, C.; Muñoz, J. A.; Marzo, M. (1986). «Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin». A: Allen, P. A.; Homewood, P. (ed.). *Foreland Basins. Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 8, p. 229-245.

Pujadas, J.; Casas, J. M.; Muñoz, J. A.; Sàbat, F. (1989). «Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area (Southeastern Pyrenees)». *Geodinamica Acta*, 3, p. 195-206.

Pulgar, J. A.; Alonso, J. L.; Espina, R. G.; Marín, J. A. (1999). «La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica». *Trabajos de Geología*, 21, p. 283-295. DOI: 10.17811/tdg.21.1999.283-295.

Pulgar, J. A.; Gallart, J.; Fernández-Viejo, G.; Pérez-Estaún, A.; Álvarez-Marrón, J. (1996). «Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data». *Tectonophysics*, 264(1-4), p. 1-19.

Quintana, L.; Pulgar, J. A.; Alonso, J. L. (2015). «Displacement transfer from borders to interior of a plate: a crustal transect of Iberia». *Tectonophysics*, 663, p. 1-21. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.08.046.

Ramón, M. J.; Pueyo, E. L.; Briz, J. L.; Pocoví, A.; Ciria, J. C. (2012). «Flexural unfolding in 3D using paleomagnetic vectors». *Journal of Structural Geology*, 35, p. 28-39. DOI: 10.1016/j.jsg.2011.11.015.

Ramond, L. (1801). *Voyages au Mont-Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées*. París: Chez Belin. 352 p.

Ramos, A.; Fernandez, O.; Torné, M.; Sánchez de la Muela, A.; Muñoz, J. A.; Terrinha, P. *et al.* (2017). «Crustal structure of the SW Iberian passive margin: the westernmost remnant of the Ligurian Tethys?». *Tectonophysics*, 705, p. 42-62. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.012>.

Rat, P. (1988). «The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, p. 327-348.

Riba, O.; Jurado, M. J. (1992). «Reflexiones sobre la geologia de la parte occidental de la Depresión del Ebro». *Acta Geológica Hispánica* (*Homenaje a Oriol Riba Arderiu*), 27(1-2), p. 177-193.

Roca, E.; Frizon de Lamotte, D.; Mauffret, A.; Bracène, R.; Vergés, J.; Benaouali, N. *et al*. (2004). «TRANSMED-Transect III: Aquitaine Basin, Pyrenees, Ebro Basin, Catalan Range, Valencia Trough, Balearic Block, Algerian Basin, Kabylies, Atlas, Saharian Platform». A: Cavazza, W.; Roure, F.; Spakman, W.; Stampfli, G. M., Ziegler, P. A. (ed.). *The TRANSMED Atlas: the Mediterranean region from crust to mantle*, p. 97-102.

Roca, E.; Muñoz, J. A.; Ferrer, O.; Ellouz, N. (2011). «The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogeny: constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey». *Tectonics*, 30, TC2001. DOI: 10.1029/2010TC002735.

Roest, W. R.; 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, p. 613-616.

Roma, M.; Ferrer, O.; McClay, K. R.; Muñoz, J. A.; Roca, E.; Gratacós, O.; Cabello, P. (2018). «Weld kinematics of syn-rift salt during basement-involved extension and subsequent inversion: results from analog models». *Geologica Acta*, 16, p. 391-410.

Rosenbaum, G.; Lister, G. S.; Duboz, C. (2002). «Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny». *Tectonophysics*, 359, p. 117-129.

Roure, F.; Choukroune, P.; Berástegui, X.; Muñoz, J.A.; Villien, A.; Matheron, P. (1989). «ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: Geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees». *Tectonics*, 8, p. 41-50.

Ruiz, M.; Díaz, J.; Pedreira, D.; Gallart Muset, J.; Pulgar, J. A. (2017). «Crustal structure of the North Iberian continental margin from seismic refraction/wide-angle reflection profiles». *Tectonophysics*. DOI: 10.1016/j.tecto.2017.07.008.

Sánchez, F. (1991). *Evolución estructural post-kimmérica de la plataforma continental vasco-cantábrica*. Tesi doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Universidad Politécnica de Madrid.

Santanach, P. (2015). «Els mapes geològics més antics dels Pirineus i altres aportacions dels neptunistes». *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 21, p. 5-27.

Santolaria, P. (2015). *Salt and thrust tectonics in the South Central Pyrenees*. Tesi doctoral. Universitat de Saragossa.

Santolaria, P.; Vendeville, B. C.; Graveleau, F.; Soto, R.; Casas-Sainz, A. (2015). «Double evaporitic décollements: influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges». *Journal of Structural Geology*, 76, p. 35-51. DOI: 10.1016/j.jsg.2015.04.002.

Séguret, M. (1972). *Etude tectonique des nappes et series decoltees de la partie centrale du versant sud des Pyrenees*. Montpeller: Publications de l'Universite de Sciences et Techniques de Languedoc. (Geologie Structurale; 2)

Sibuet, J. C.; Srivastava, S. P.; Spakman, W. (2004). «Pyrenean orogeny and plate kinematics». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B8), B08104. DOI: 10.1029/2003JB002514.

Sibuet J. C.; Srivastava, S.; Manatschal, G. (2007). «Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6), B06105. DOI: 10.1029/2005JB003856.

Solé Sugrañes, L. (1971). «Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat». *Acta Geológica Hispánica*, 6(1), p. 8-12.

Soto, R.; Casas, A. M.; Storti, F.; Faccenna, C. (2002). «Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the western end of the South Pyrenean Central Unit». *Tectonophysics,* 350, p. 215-235.

Soto, R.; Casas-Sainz, A. M.; Pueyo, E. L. (2006). «Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical axis rotations». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth,* 111(B10), B10402. DOI: 10.1029/2005JB004201.

Souquet, P.; Debroas, E.-J.; Boirie, J.-M.; Pons, P.; Fixari, G.; Dol, J. *et al.* (1985). «Le groupe du Flysch noir (albocénomanien) dans les Pyrénées». *Bulletin des Centres de Recherches Exploration - Production Elf-Aquitaine*, 9, p. 183-252.

Srivastava, S. P.; Schouten, H.; Roest, W. R.; Klitgord, K. D.; Kovacs, L. C.; Verhoef, J. *et al.* (1990). «Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa». *Nature,* 344, p. 756-759.

Srivastava, S.; Sibuet, J. C.; Cande, S.; Roest, W. R.; Reid, I. D. (2000). «Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins». *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), p. 61-76.

Stampfli, G. M.; Borel, G. D. (2002). «A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones». *Earth and Planetary Science Letters*, 196 (1), p. 17-33.

Stampfli, G. M.; Hochard, C. (2009). «Plate tectonics of the Alpine realm». *Geological Society of London, Special Publications*, v. 327(1), p. 89-111. DOI: 10.1144/SP327.6.

Stewart, S.; Coward, M. P. (1995). «Synthesis of salt tectonics in the southern North Sea, UK». *Marine and Petroleum Geology*, 12(5), p. 457-475.

Sussman, A. J.; Butler, R. F.; Dinarès-Turell, J.; Vergés, J. (2004). «Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the Southern Pyrenees, Spain». *Earth and Planetary Science Letters*, 218, p. 435-449. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00644-7.

Tassone, A.; Muñoz, J. A.; Cabrera Pérez, L.; Roca, E.; Canals Artigas, M. (1994). «Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el Cenozoico». *Acta Geológica Hispánica*, 29(2), p. 3-37.

Tavani, S.; Bertok, C.; Granado, P.; Piana, F.; Salas, R.; Vigna, B. *et al.* (2018). «The Iberia-Eurasia plate boundary east of the Pyrenees». *Earth-Science Reviews*, 187, p. 314-337. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.10.008>.

Tavani, S.; Carola, E.; Granado, P.; Quintà, A.; Muñoz, J. A. (2013). «Transpressive inversion of a Mesozoic extensional forced fold system with an intermediate décollement level in the Basque-Cantabrian Basin (Spain)». *Tectonics*, 32(2), p. 146-158. DOI: 10.1002/tect.20019.

Tavani, S.; Granado, P. (2014). «Along-strike evolution of folding, stretching and breaching of supra-salt strata in the Plataforma Burgalesa extensional forced fold system (northern Spain)». *Basin Research*, 27, p. 573-585. DOI: 10.1111/bre.12089.

Tavani, S.; Muñoz, J. (2012). «Mesozoic rifting in the Basque–Cantabrian Basin (Spain): inherited faults, transversal structures and stress perturbation». *Terra Nova*, 24, p. 70-76.

Teixell, A. (1996). «The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries». *Journal of the Geological Society of London*, 153, p. 301-310.

— (1998). «Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees». *Tectonics*, 17(3), p. 395-406.

Teixell, A.; Labaume, P.; Ayarza, P.; Espurt, N.; Saint Blanquat, M. de; Lagabrielle, Y. (2018). «Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt_ A review and new interpretations from recent concepts and data». *Tectonophysics*, 724-725, p. 146-170. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.009>.

Termier, P. (1903). «Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes». *Bulletin de la Société Géologique de France*, sèrie 4, 3, p. 711-766.

Torné, M.; De Cabissole, B.; Bayer, R.; Casas, A.; Daignières, M.; Rivero, A. (1989). «Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile». *Tectonophysics*, 165, p. 105-116.

Tucholke, B. E.; Sibuet, J. C. (2012). «Problematic plate reconstruction». *Nature Geoscience*, 5(10), p. 676-677. DOI: 10.1038/ngeo1596.

Tugend, J.; Manatschal, G.; Kusznir, N. J.; Masini, E. (2014). «Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees». *Tectonics*, 33(7), p. 1239-1276. DOI: 10.1002/2014TC003529.

Vacher, P.; Souriau, A. (2001). «A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints». *Geophysical Journal International*, 145, p. 460-470.

Vauchez, A.; Clerc, C.; Bestani, L.; Lagabrielle, Y.; Chauvet, A.; Lahfid, A. *et al.* (2013). «Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees France)». *Tectonics,* 32(2), p. 95-106.

Vergés, J. (1993). *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesi doctoral. Universitat de Barcelona.

Vergés, J.; Fernàndez, M.; Martínez, A. (2002). «The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen». *Journal of Virtual Explorer*, 8, p. 55-84.

Vergés, J.; Millán, H.; Roca, E.; Muñoz, J. A.; Marzo, M.; Cirés, J. *et al*. (1995). «Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections». *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), p. 893-915.

Vergés, J.; Muñoz, J. A. (1990). «Thrust sequences in the southern central Pyrenee». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2, p. 265-271.

Vergés, J.; Muñoz, J. A.; Martínez, A. (1992). «South Pyrenean fold-and-thrust belt: role of foreland evaporitic levels in thrust geometry». A: McClay, K. (ed.). *Thrust Tectonics*. Londres: Chapman & Hall, p. 255-264.

Viennot, P. (1927). «Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises». *Bulletin Service Carte Géologique de France*, 30(163). 268 p.

Vissers, R. L. M.; Hinsbergen D. J. J. van; Meer D. G. van der; Spakman, W. (2016). «Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate-kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames». *Gondwana Research*, 34, p. 1-51. DOI: 10.1016/j.gr.2016.03.006.

Vissers, R. L. M.; Meijer, P. T. (2012). «Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees?». *Earth-Science Reviews*, 110(1-4), p. 93-110. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.11.001.

Wang, Y.; Chevrot, S.; Monteiller, V. *et al*. (2016). «The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves». *Geology*, 44, p. 475-478. DOI: 10.1130/G37812.1.

Wijhe, D. H. van (1987). «Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore». *Tectonophysics*, 137(1-4), p. 171-175.

RESUM

Els Pirineus són el sistema orogènic que se situa al llarg del límit entre les plaques Ibèrica i Europea. L'orogen pirinenc es va formar com a resultat de la col·lisió entre les plaques Europea i Ibèrica, a mesura que la placa Africana es desplaçava cap al nord durant l'obertura de l'Atlàntic meridional. La col·lisió entre Ibèria i Europa va determinar la subducció de la placa Ibèrica per sota de l'Europea i la formació d'un doble tascó orogènic per damunt d'aquesta. L'orogen pirinenc ha estat el resultat de la inversió de les conques extensives que es van formar entre el Juràssic superior i el Cretaci inferior al golf de Biscaia i al domini pirinenc. Aquestes conques connectaven l'oceà Atlàntic amb el Tetis alpí durant el període de separació entre les plaques Ibèrica i Europea. No obstant això, al domini pirinenc no es va arribar a formar escorça oceànica durant el Cretaci inferior, tot i que l'escorça es va aprimar considerablement fins a desaparèixer per sota de les conques extensives, alhora que el mantell litosfèric s'exhumava. Només a la part més occidental del golf de Biscaia es va generar escorça oceànica com a resultat d'un increment de la separació entre Ibèria i Europa relacionada amb la rotació antihorària d'Ibèria. El sistema de rift que es va formar durant l'etapa extensiva estava segmentat per zones de transferència, les més importants de les quals són les de Santander i Pamplona. La geometria de les conques i la disposició dels diferents dominis de rift i zones de transferència van controlar els canvis estructurals més significatius de la serralada durant l'etapa de deformació contractiva. L'altre factor determinant per entendre les variacions estructurals dels Pirineus és la distribució de les evaporites del Triàsic superior, atès que és el nivell de desenganxament més important.

No hi ha un acord en la cinemàtica de la placa Ibèrica entre el Juràssic i el Cretaci superior, fet que condiciona l'existència de diferents models per a la formació del sistema de rift pirinenc i la seva posterior deformació contractiva. Les principals diferències rauen en la magnitud del moviment lateral cap a l'est i la seva edat relativa respecte de l'extensió en direcció N-S que determinà la formació de les conques extensives i l'exhumació del mantell durant l'Albià-Cenomanià.

Les dades geofísiques disponibles demostren la subducció de la litosfera continental de la placa Ibèrica per sota de l'Europea. Les darreres imatges obtingudes a partir de sísmica passiva confirmen l'estructura litosfèrica interpretada a partir dels perfils de sísmica de reflexió i altres dades com gravimetria i perfils magnetotel·lúrics.

L'estructura del Pirineu central i l'oriental està caracteritzada per un apilament antiforme de mantells que inclouen sòcol paleozoic (zona axial) a la part central i interna del sistema orogènic, envoltat a les parts externes per mantells de cobertora desenganxats a les sals triàsiques. Aquests mantells de corriment se situen damunt dels materials terciaris de les conques d'avantpaís adjacents, especialment al Pirineu meridional (mantells de Serres Marginals-Serres Exteriors-Gavarnia, Montsec-Penya

Montanyesa-Lakhura, Bóixols-Cotiella). Aquestes unitats se segueixen fins a la zona de transferència de Pamplona, la qual separava les conques extensives de Mauléon, a l'est, i la bascocantàbrica, a l'oest i més al sud. Entre aquestes conques, el bloc de basament que les separava és el que ha esdevingut durant l'etapa contractiva els massissos bascos. A l'oest de la zona de transferència de Pamplona, els Pirineus bascocantàbrics mostren un estil estructural diferent, dominat pel desenganxament de la sèrie mesozoica, tant durant l'etapa extensiva com durant l'etapa posterior d'inversió tectònica. En aquesta branca de la serralada, la part axial està ocupada per l'anticlinori de Bilbao, que inclouria la part més potent de la conca extensiva per damunt d'un mantell exhumat. Un altre fet estructural distintiu dels Pirineus bascocantàbrics és l'existència de nombroses estructures salines, que s'associa amb la potència significativa de les sals triàsiques que haurien condicionat l'estil estructural. Més a l'oest, encara s'observa un nou canvi de l'estil estructural a banda i banda de la zona de transferència de Santander. Es passa de l'estil de pell fina (thin-skinned), característic dels Pirineus bascocantàbrics, a l'estil de pell gruixuda (thick-skinned), de les muntanyes cantàbriques a l'extrem occidental del sistema orogènic pirinenc. A mar, les dades geofísiques demostren un desplaçament de l'encavalcament frontal nord-pirinenc, que a l'oest estaria situat més de 100 km al nord, enfront del prisma d'acreció al nord del talús del marge cantàbric.

Les conques d'avantpaís dels Pirineus —la conca d'Aquitània, al nord, i la conca de l'Ebre, al sud— estan caracteritzades per dos grans cicles sedimentaris amb el desenvolupament de solcs turbidítics en les zones adjacents als encavalcaments emergents durant el Cretaci superior i l'Eocè inferior-mitjà, separats per sediments continentals (a l'est) i marins (a l'oest) del Paleocè. En els darrers estadis a partir de l'Eocè superior, la conca de l'Ebre es desconnectà de l'oceà Atlàntic i esdevingué una conca endorreica. El seu progressiu rebliment per sediments continentals provocà un canvi en la cinemàtica dels encavalcaments de manera que, a partir d'aquest moment, aquests es van propagar cap a l'interior de la serralada, en sentit contrari a l'usual (cap a l'avantpaís), tal com va succeir en les etapes anteriors.

RESUMEN

Los Pirineos son el sistema orogénico que se sitúa a lo largo del límite entre las placas Ibérica y Europea. El orógeno pirenaico se formó como resultado de la colisión entre las placas Europea y Ibérica, a medida que la placa Africana se desplazaba hacia el norte durante la apertura del Atlántico meridional. La colisión entre Iberia y Europa determinó la subducción de la placa Ibérica por debajo de la Europea y la formación de una doble cuña orogénica por encima de esta. El orógeno pirenaico ha sido el resultado de la inversión de las cuencas extensivas que se formaron entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior en el golfo de Vizcaya y en el dominio pirenaico. Estas cuencas conectaban el océano Atlántico con el Tetis alpino durante el periodo de separación entre las placas Ibérica y Europea. Sin embargo, en el dominio pirenaico no se llegó a formar corteza oceánica durante el Cretácico inferior, aunque la corteza se adelgazó considerablemente hasta desaparecer por debajo de las cuencas extensivas sincrónicamente a la exhumación del manto litosférico. Solo en la parte más occidental del golfo de Vizcaya se generó corteza oceánica como resultado de un incremento de la separación entre Iberia y Europa relacionada con la rotación antihoraria de Iberia. El sistema de rift que se formó durante la etapa extensiva estaba segmentado por zonas de transferencia, las más importantes de las cuales son las de Santander y Pamplona. La geometría de las cuencas y la disposición de los diferentes dominios de rift y zonas de transferencia controlaron los cambios estructurales más significativos de la cordillera durante la etapa de deformación contractiva. El otro factor determinante para entender las variaciones estructurales del Pirineo es la distribución de las evaporitas del Triásico superior, dado que es el nivel de despegue más importante.

No hay un acuerdo en la cinemática de la placa Ibérica entre el Jurásico y el Cretácico superior, lo que condiciona la existencia de diferentes modelos para la formación del sistema de rift pirenaico y su posterior deformación contractiva. Las principales diferencias radican en la magnitud del movimiento lateral hacia el este y su edad relativa respecto de la extensión en dirección N-S que determinó la formación de las cuencas extensivas y la exhumación del manto durante el Albiense-Cenomaniense.

Los datos geofísicos disponibles demuestran la subducción de la litosfera continental de la placa Ibérica por debajo de la Europea. Las últimas imágenes obtenidas a partir de sísmica pasiva confirman la estructura litosférica interpretada a partir de los perfiles de sísmica de reflexión y otros datos tales como gravimetría y perfiles magnetotelúricos.

La estructura del Pirineo central y oriental está caracterizada por un apilamiento antiforme de mantos que incluyen zócalo paleozoico (zona axial) en la parte central e interna del sistema orogénico, rodeado en las partes externas por mantos de cobertera despegados en las sales triásicas. Estos mantos de corrimiento se sitúan

encima de los materiales terciarios de las cuencas de antepaís adyacentes, especialmente, en la vertiente meridional (mantos de Serres Marginals-Serres Exteriors-Gavarnia, Montsec-Penya Montanyesa-Lakhura, Bóixols-Cotiella). Estas unidades se siguen hasta la zona de transferencia de Pamplona, que separaba las cuencas extensivas de Mauléon, al este, y la vasco-cantábrica, situada al oeste y más al sur. Entre estas cuencas, el bloque de zócalo que las separaba es el que en la actualidad constituyen los macizos vascos. Al oeste de la zona de transferencia de Pamplona, los Pirineos vasco-cantábricos muestran un estilo estructural diferente, dominado por el despegue de la serie mesozoica, tanto durante la etapa extensiva como durante la etapa posterior de inversión tectónica. En esta rama de la cordillera, la parte axial está ocupada por el anticlinorio de Bilbao, que incluiría la parte más potente de la cuenca extensiva por encima del manto exhumado. Otro hecho estructural distintivo de los Pirineos vasco-cantábricos es la existencia de numerosas estructuras salinas, que se asocia con la potencia significativa de las sales triásicas que habrían condicionado el estilo estructural. Más al oeste aún, se observa otro cambio en el estilo estructural a ambos lados de la zona de transferencia de Santander. Se pasa del estilo de piel fina (thin-skinned), característico de los Pirineos vasco-cantábricos, al estilo de piel gruesa (thick-skinned), de las montañas Cantábricas en el extremo occidental del sistema orogénico pirenaico. En el mar, los datos geofísicos demuestran un cambio en la posición del cabalgamiento frontal norpirenaico, que en el oeste estaría situado más de 100 km al norte, en frente del prisma de acreción al norte del talud del margen cantábrico.

Las cuencas de antepaís de los Pirineos —la cuenca de Aquitania, al norte, y la cuenca del Ebro, al sur— están caracterizadas por dos grandes ciclos sedimentarios con el desarrollo de surcos turbidíticos en las zonas adyacentes a los cabalgamientos emergentes durante el Cretácico superior y el Eoceno inferior-medio, separados por sedimentos continentales (al este) y marinos (al oeste) del Paleoceno. En los últimos estadios, a partir del Eoceno superior, la cuenca del Ebro se desconectó del océano Atlántico y se convirtió en una cuenca endorreica. La progresiva colmatación por materiales continentales provocó un cambio en la cinemática del sistema de cabalgamientos surpirenaico. Los cabalgamientos pasaron a progresar hacia el traspaís en vez de hacia el antepaís, tal como habían hecho en las etapas anteriores cuando la cuenca de antepaís estaba abierta hacia el Atlántico.

SUMMARY

The Pyrenees are the orogenic system located along the boundary between the Iberian and European plates. The Pyrenean orogen formed as a result of the collision between the European and Iberian plates, as the African plate moved northwards during the opening of the southern Atlantic. The collision between Iberia and Europe determined the subduction of the Iberian plate below the European one and the formation of a double orogenic wedge above it. The Pyrenean orogen has been the result of the inversion of the extensional basins that formed between the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous along the Gulf of Biscay and the Pyrenean domain. These basins connected the Atlantic Ocean with the Apine Tethys during the period of separation between the Iberian and European plates. Nevertheless, there was not oceanic crust in the Pyrenean domain during the Early Cretaceous regardless that the crust was hyperextended and the mantle was exhumed at the bottom of the extensional basins. The oceanic crust was only formed in the westernmost part of the Gulf of Biscay as a result of the increase in the separation between Iberia and Europe related to the counter-clockwise rotation of Iberia. The rift system that was formed during the extensional phase was segmented by transfer zones, the most important of which are those of Santander and Pamplona. The geometry of the basins and the arrangement of the different rift domains and transfer zones controlled the structural evolution and the along-strike changes of the structural style during mountain building. The other determining factor to understand the structural changes of the Pyrenees is the distribution of the upper Triassic evaporites, since it is the most important detachment level.

There is no agreement about the kinematics of the Iberian plate between the Jurassic and the Late Cretaceous, which conditions the existence of different models for the formation of the Pyrenean rift system and its later contractional deformation. The main differences lie in the magnitude of the lateral movement to the east and its relative age with respect to the N-S directed extension that determined the formation of the extensional basins and the exhumation of the mantle during the Albian-Cenomanian.

The available geophysical data demonstrates the subduction of the continental lithosphere of the Iberian plate underneath the European one. The last images obtained from passive seismic data confirm the lithospheric structure interpreted from seismic reflection profiles and other geophysical data such as gravimetry and magnetotelluric profiles.

The structure of the central and eastern Pyrenees is characterized by an antiformal stack of basement-involved thrust sheets (axial zone) in the internal part of the double orogenic wedge surrounded by cover thrust sheets detached into the Upper Triassic salt layer. These thrust sheets have been transported on top of the

autochthonous Tertiary sediments of the adjacent foreland basins, most prominently in the southern Pyrenees (Serres Marginals-Serres Exteriors-Gavarnia, Montsec-Penya Montanyesa-Lakhura and Bóixols-Cotiella thrust sheets among the main ones). These units continue westwards until the Pamplona transfer zone. This transfer zone stepped the extensional basins of Mauléon, to the east and the Basco-Cantabrian, to the west and located more to the south. The basement ride that separated these basins has resulted into the Basque massifs after basin inversion. Westward the Pamplona transfer zone, the Basque-Cantabrian Pyrenees show a different structural style, dominated by the decoupling of the Mesozoic succession above the Triassic salt, both during the extensional period and during the later stage of tectonic inversion. In this Pyrenean realm the axial part is occupied by the Bilbao anticlinorium which involves the thickest part of the Basque-Cantabrian extensional basin above an exhumed mantle. Another distinctive structural feature of the Basque-Cantabrian Pyrenees is the existence of numerous salt structures, which are associated with the significant thickness of the Triassic salt that would have conditioned the observed structural style. Further to the west there is another significant change of the structural style on either side of the Santander transfer zone. It changes from the thin-skinned style of the Basque-Cantabrian Pyrenees to the thick-skinned style of the Cantabrian Mountains in the western part of the Pyrenean orogenic system. Offshore, geophysical data demonstrate a step of the north-Pyrenean frontal thrust, which is located more than 100 km further to the north in front of the Cantabrian Mountains.

The Pyrenean foreland basins—the Aquitaine basin, in the north, and the Ebro basin, in the south—are characterized by two main sedimentary cycles with the development of turbiditic troughs in the areas adjacent to emerging thrusts, an older Upper Cretaceous one and a younger Lower-Middle Eocene. In the late stages of contractional deformation, at Late Eocene times, the Ebro basin was disconnected from the Atlantic Ocean and became an endorheic basin. The infilling of the basin raised the base level and the syntectonic conglomerates progressively buried the adjacent frontal South-Pyrenean thrust sheets. This burial produced a change on thrust kinematics: the thrust sequence changed from piggy-back to break-back. Renewal of the deformation in the internal part increased uplift and exhumation of the axial zone as recorded by thermochronological data.

DISCURS DE RESPOSTA PER L'ACADÈMIC NUMERARI EXCM. SR. DR. CAI PUIGDEFABREGAS

Excel·lentíssim Senyor President de l'Acadèmia,
Excel·lentíssims Senyors Acadèmics,
Excel·lentíssimes Senyores Acadèmiques:

Em sento honorat de donar aquí la benvinguda al doctor Josep Anton Muñoz de la Fuente, en nom d'aquesta Acadèmia, i apadrinar-lo com a nou acadèmic numerari a la Secció de Ciències de la Terra.

Honorat i complagut, això sí, he de dir que pretendre fer un seguiment de la seva trajectòria científica no és gens fàcil. La quantitat de feina feta és senzillament impressionant i fora de mesura; tanmateix, lluny de ser erràtica, segueix una trajectòria sòlida, coherent i que veiem créixer amb el temps ordenadament com ho fan les branques d'un arbre.

Quan per primera vegada vaig conèixer el doctor Josep Anton Muñoz, encara treballava en la seva tesi doctoral, que li dirigia el doctor Santanach. Pràcticament a cavall de la seva bicicleta va entrar a treballar al Servei Geològic de Catalunya (SGC), on va acabar la tesi (1985), per continuar després amb les tasques de cartografia geològica pròpies del Servei. El treball de tesi, un estudi estructural del Paleozoic de la zona de la serra Cavallera, va aportar un element conceptualment molt rellevant per al coneixement geològic dels Pirineus: la presència documentada de deformacions «alpines» en el basament hercinià. Això va deixar enrere definitivament el concepte d'un nucli hercinià rígid (zona axial) sobre el qual la cobertora mesozoica es desenganxa i es desplaça per gravetat. Acabada la tesi, va concentrar més específicament el seu interès cap a la deformació alpina als Pirineus.

La tesi va ser el primer pas important. El següent va venir amb el projecte ECORS, un perfil de sísmica de reflexió profunda a la transversal entre Tolosa i Balaguer. ECORS va ser un projecte transfronterer patrocinat per institucions científiques d'un costat i l'altre dels Pirineus. Es va constituir un comitè científic i l'SGC va ser convidat a formar-ne part. L'adquisició de dades sísmiques es va fer els anys 1985-1986. Un equip de l'SGC va dedicar tot el seu temps al treball de camp necessari per a la construcció d'un tall geològic seguint la traça del perfil ECORS, a la vegada que es va fer la interpretació de les dades sísmiques i gravimètriques obtingudes. Per a l'SGC, el projecte ECORS va representar un enriquiment en coneixement per al conjunt de l'equip, gràcies, sobretot, a la dedicació i el lideratge del doctor Muñoz.

L'any 1990, el doctor Muñoz va passar a la Universitat de Barcelona, on tres anys més tard va obtenir la càtedra al Departament de Geodinàmica i Geofísica. Un seguit de rellevants publicacions internacionals, entre 1988 i 1990, recullen els resultats del projecte ECORS; tanmateix, si es busca una interpretació comprensiva, cal anar de dret

a la publicació del doctor Muñoz (1992) perfectament vàlida avui dia, treball que va ser cabdal per entendre la geometria cortical i l'evolució geodinàmica dels Pirineus des de mitjans del Cretaci superior, ara fa uns 85 milions d'anys, fins a l'actualitat.

Podríem dir que, des d'aquest moment, l'arbre comença a créixer i les branques van generant noves línies de recerca. D'una banda, l'experiència adquirida en el projecte ECORS és exportada cap a àrees veïnes dels Pirineus i, de l'altra, dins del domini de la geofísica, s'exploren les relacions entre l'estructura de l'escorça i l'estructura geològica superficial, incloses les conques sedimentàries associades. Un bon nombre de publicacions i tesis que ell va dirigir corresponen a aquest període.

Per tal de comprendre a fons els sistemes i les seqüències d'encavalcament, calia, en primer lloc, descriure la geometria dels plecs i estructures de creixement en tres dimensions, i també establir-ne la cronologia. Podem conèixer-ne l'edat pel registre fòssil, o bé, pel registre magnetoestratigràfic. Se'ns obre ara tota una nova línia de recerca sobre les estructures de creixement, arrelada, certament, als treballs pioners del doctor Oriol Riba dels anys seixanta, i en gran part facilitada per la creació, l'any 1987, del Laboratori de Paleomagnetisme entre l'Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera i l'SGC. Els corresponents treballs de referència són, per exemple, el que estableix l'edat de creixement de l'anticlinal de Mediano i en documenta la rotació, (Poblet, Muñoz, Travé i Serra-Kiel, 1998), i, sobretot, la tesi doctoral d'Elisabet Beamud (2013), que determina la magnetoestratigrafia dels conglomerats sintectònics del Pirineu central, a més del magnífic treball, també del 2013, sobre la cinemàtica de la zona obliqua a la rampa lateral de l'encavalcament del Montsec, amb el resultat de la rotació de la conca d'Aïnsa de manera simultània al seu rebliment.

Una altra branca va sorgir de la necessitat de comprendre en profunditat i d'una forma més integrada, les relacions entre tectònica i sedimentació, en què intervenen, a més, altres factors, com el clima, el relleu o els processos geomòrfics. Així, a mesura que s'han anat trobant respostes, també han anat sorgint noves qüestions, amb la qual cosa l'interès d'aquest àmbit de recerca continua encara avui al màxim nivell. El grup de recerca del doctor Muñoz ha fet aportacions molt significatives, sobretot als Pirineus, però també als Andes. La inversió tectònica esdevé una de les idees centrals que s'acaben traduint en els treballs de tesis doctorals dirigides sobre la inversió de les conques cretàciques dels Pirineus (Jesús García-Senz, 2002, i Berta López, 2013), i les que descriuen la inversió tectònica i l'evolució estructural dels Andes centrals al NW d'Argentina (Núria Carrera, 2009, i Diego Nicolás, 2011).

Amb tot això, també es van haver de desenvolupar tècniques per a la representació geomètrica en tres dimensions d'estructures geològiques basades en mesures de camp, i tècniques de modelització digital i analògica. Així, el doctor Muñoz va consolidar el seu grup mitjançant la creació de l'Institut de Recerca Geomodels (2008), amb l'objectiu de reproduir diferents situacions i processos geològics a es-

cala i desenvolupar tècniques de modelització que facilitessin la comprensió dels processos geològics. Geomodels es va configurar, a més, com un instrument de col·laboració amb la indústria, que obrí possibilitats professionals als col·laboradors que hi treballen. Geomodels va rebre la consideració de Centre d'Excel·lència per part de l'empresa Noruega Norsk Hydro. Cal esmentar especialment el laboratori de modelització analògica, el que es coneix com del tipus «sand box». Com s'ho va fer el doctor Muñoz? Doncs, en comptes d'anar a la botiga, va trucar a la porta dels enginyers de la Universitat Politècnica de Catalunya i, plegats, varen dissenyar i construir un dels equipaments més avançats, capaç de tractar un ampli ventall de situacions geològiques. Podríem dir que és l'eina que afegeix la dimensió experimental a la geologia de camp.

D'aquesta línia de recerca, una branca més de l'arbre, n'han sortit importants treballs de tesi sobre la reconstrucció d'estructures geològiques (Óscar Fernández, 2007), sobre les serres exteriors aragoneses (Óscar Vidal, 2010), sobre l'anticlinal de Sant Corneli (Joana Mencos, 2011) o sobre les estructures extensionals del Cretaci del massís del Cotiella (Berta López, 2001); però també hi trobem treballs de modelització de cossos sedimentaris com a anàlegs de reservoris potencials (Oriol Falivene, 2007), i contribucions rellevants a la modelització numèrica d'alta resolució.

Crec, però, que, dins d'aquesta línia, el grup ha despuntat sobretot en la modelització analògica dels processos de deformació, molt especialment, en el camp de la tectònica salina. Així, el reconeixement del paper que té la sal en els processos de deformació —en especial, la inversió tectònica i el lliscament de les sèries estratigràfiques dipositades als marges continentals durant la seva obertura— és el que ha desencadenat l'interès creixent per la tectònica salina. En més o menys grau, la sal sempre hi és present i sempre hi té un paper rellevant. Els darrers perfils sísmics de reflexió profunda al golf de Biscaia (ECORS-golf de Biscaia i MARCONI 3) han contribuït a comprendre, d'una banda, el paper de la sal a les estructures extensionals prèvies, i de l'altra, també, les variacions laterals de l'estil estructural a la part occidental de la serralada Pirinenca (Carola, 2014) i, en general, a altres cadenes de muntanyes (treballs en curs als Alps austríacs i als Andes argentins).

A part del que és pròpiament la producció científica i activitat docent, voldria també esmentar les innombrables excursions de camp amb alumnes, entitats acadèmiques i professionals d'arreu del món, on la transmissió de coneixement es fa realment eficaç. El doctor Muñoz no és dels que es guarden bocins al calaix. Sempre ho ha compartit amb generositat. I també ho he de dir, el doctor Muñoz és un gran dibuixant. En el camp artístic no en tinc constància, però sí que en tinc pel que fa a les estructures geològiques representades en papers de gran format davant d'un grup en plena natura i amb els papers voleiant al vent. El dibuix és, sens dubte, una de les seves eines de comunicació més eficaces.

La geologia ha estat sovint considerada com fora de l'àmbit de les ciències experimentals, bàsicament, perquè les dimensions en l'espai i la relativa lentitud dels processos geològics en el temps fan que l'experimentació de laboratori —tal com normalment l'entenem— sigui impracticable. Una manera de trencar amb aquesta imposició és, com hem vist abans, la modelització dels processos a escala. Però hi ha hagut de sempre un mètode més clàssic, que és viatjar al voltant del món i observar els diferents estadis d'un mateix procés geològic a diferents llocs de la Terra. Això fa que el geòleg hagi estat sovint un gran viatger. Per bé que el doctor Muñoz s'ha interessat en la modelització dels processos geològics com a eina d'experimentació, ningú que li sigui proper posarà en dubte que sempre que el busquem no hi és. És de viatge (oh quin sacrifici!), a Austràlia, als deserts iranians, a l'Himàlaia, al Tian Shan, al peu de l'Aconcagua, a les illes Shetland (del Sud o del Nord, no ho sabem), als Alps, siguin austríacs o neozelandesos, i nosaltres ens enrabiarem perquè no el trobem mai. I si el trobem, resulta que ha de marxar l'endemà, no sabrem si endut per la passió per la geologia o l'afició per l'escalada. Però el que sí sabem és que s'ho passa molt bé fent la feina que fa; que ara ens ha adelitat amb un discurs d'ingrés que, amb una visió original, actual i de primera mà, resumeix la seva experiència i coneixement de la geologia dels Pirineus, i que el seu ingrés a la nostra Acadèmia de ben segur que ens enriqueix a tots.

Amb el suport de:

Generalitat de Catalunya
Departament de Justícia