

Consell Superior d'Investigacions Científiques (CSIC)
Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera"
Departament d'Estructura i Dinàmica de la Terra

Programa de doctorat Ciències de la Terra
Bienni 2006-2007

**CARACTERITZACIÓ ESTRUCTURAL I
SISMOTECTÒNICA DE LA LITOSFERA EN EL
DOMINI PIRENAICO-CANTÀBRIC A PARTIR DE
MÈTODES DE SÍSMICA ACTIVA I PASSIVA**

Tesi

presentada per

Mario Ruiz Fernández

Al Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona

Directors:

Dr. Josep Gallart Muset

Dr. Jordi Díaz Cusí

Tutor: Dr. Francesc Sàbat Montserrat

Capítol 2

2.-CONTEXT GEOLÒGIC I DADES SÍSMIQUES PRÈVIES

En aquest capítol es realitzarà una breu introducció sobre la geologia i l'estat d'esforços actual en el sector nord de la península Ibèrica. Alhora es presentarà una síntesi dels estudis previs de sísmica passiva i activa, portats a terme a la zona durant les darreres dècades, així com de l'evolució de les xarxes sísmiques permanents presents en aquesta regió des de el seu origen fins l'actualitat.

2.1.- Geologia dels Pirineus Occidentals i la Serralada Cantàbrica.

Al llarg de la història s'han proposat diferents terminologies geogràfiques per separar les diferents unitats que componen l'orogen Pirenaico-Cantàbric (ex: Rat, 1988; Alonso et al., 1996; Muñoz, 2002; Pedreira et al., 2003), però les definicions més recents el descriuen com la totalitat de les alineacions muntanyoses del nord de la península Ibèrica, des del Cap de Creus fins a Galícia, i el divideixen en dues parts ben diferenciades: els Pirineus, des de l'extrem oriental de la península fins a la falla de Pamplona, i el Sistema Cantàbric, des d'aquesta falla a l'extrem occidental de la península. Els límits nord i sud de l'orogen venen definits pels encavalcaments frontals de les unitats estructurals Mesozoico-Paleògenes sobre les conques Terciàries de l'Ebre, Duero, Aquitània i Golf de Biscaia. El fet que alguns d'aquests encavalcaments no aflorin amb continuïtat, per estar enterrats en alguns sectors o submergits en el mar Cantàbric, dona lloc a certa arbitriietat alhora de definir seus límits (Barnolas i Pujalte, 2004) (Figura 2.1).

L'àrea estudiada en aquest treball inclou el sector més occidental dels Pirineus i la part central i oriental del marge continental Cantàbric, és a dir, la transició estructural dels Pirineus cap a la Serralada Cantàbrica a través de la conca Basco-Cantàbrica (Figura 2.1).

Aquesta regió ha estat afectada per les orogènies Varisca (Matte, 1986; Matte, 1991) i Alpina (Choukroune, 1992; Muñoz, 1992), separades per un llarg període extensional durant el Mesozoic, que va donar lloc a l'obertura del Golf de Biscaia i a la formació del marge

Cantàbric (Rat, 1988; Alonso et al., 1996; Pulgar et al., 1996).

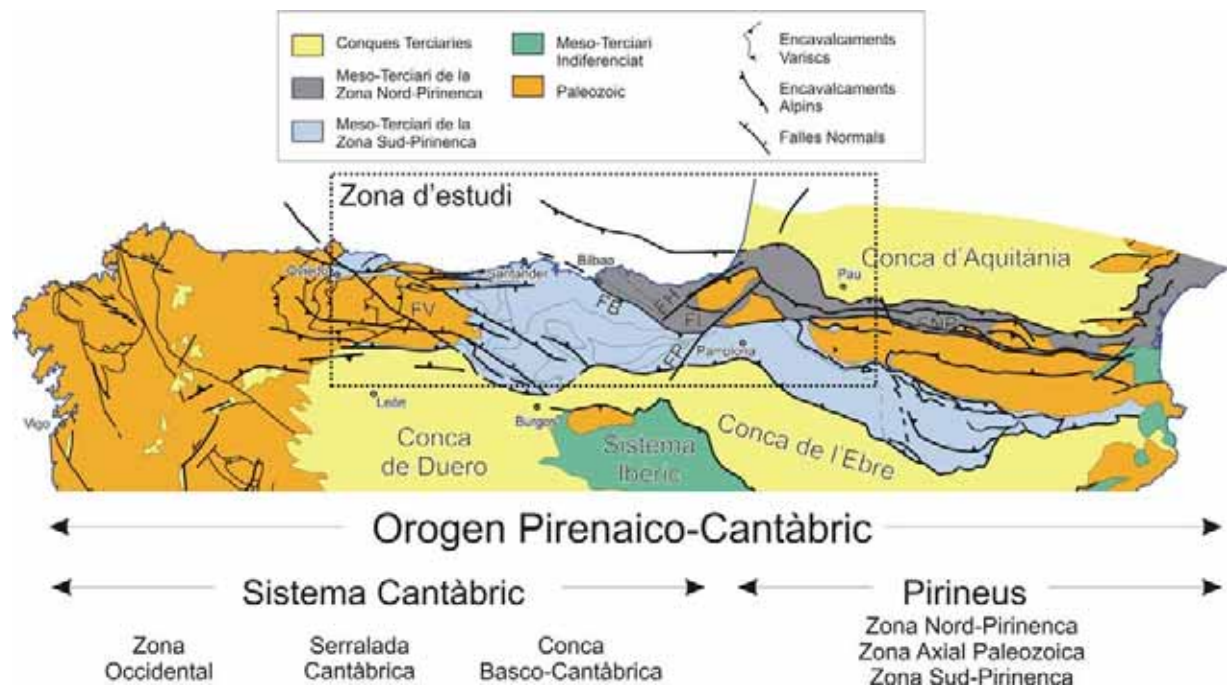


Figura 2. 1.- Mapa geològic simplificat de l'orogen Pirenaico-Cantàbric mostrant les diferents unitats que el formen i els límits estructurals de major importància. FNP: Falla Nord-Pirinenca. FP: Falla de Pamplona. FH: Falla d'Hendaya. FL: Falla de Leiza. FB: Falla de Bilbao. FV: Falla de Ventaniella.

L'orogènia Varisca, al final del Carbonífer, va provocar el tancament de grans conques oceàniques i la col·lisió entre Laurentia i el marge continental de Gondwana (Matte, 1986; Matte, 1991), els quals van contribuir a la construcció del supercontinent Pangea. A la zona de col·lisió s'hi va formar un gran orogen, els senyals del qual encara es poden observar des del NO d'Àfrica fins al NE de Bohèmia, així com a la costa E d'Amèrica del Nord. Al nord de la península Ibèrica, l'orogen Varisc aflora en dos grans massisos: el Massís Ibèric i la Zona Axial Paleozoica dels Pirineus (Figura 2.1). El massís Ibèric ocupa la major part de la meitat occidental de la península, i mostra, en les alineacions de les seves principals estructures geològiques, el característic patró arquejat de l'Arc Ibero-Armoricà en el que està inclòs (Figura 2.2A). Una característica important d'aquest massís és la vergència cap a l'est de les seves estructures més rellevants (Julivert et al., 1980; Pérez-Estaún et al., 1988; Matte, 1991). La Zona Axial dels Pirineus aflora en la direcció E-O al llarg de l'eix central de la serralada, però al seu sector més occidental perd continuïtat per aflorar de forma individualitzada (Martínez-Torres, 1989; Choukroune, 1992) (Figura 2.2B).

Més endavant, aquesta zona va ser retreballada durant un llarg període extensional, ocorregut al Mesozoic i relacionat amb obertura de l'oceà Atlàntic Nord i del Golf de Biscaia. Durant aquest període, que es va prolongar des del Triàssic fins al Cretaci Superior, es

produí en la regió una intensa deformació i una gran sedimentació. El procés extensional va ser especialment intens durant l'Aptià i Albià, interval en el que es produïren moviments transtensionals relacionats amb la rotació en sentit antihorari d'Ibèria respecte a una Europa estable (Montadert et al., 1979; Rat, 1988; Srivastava et al., 1990a; García-Modéjar, 1996; Olivet, 1996; Rosembaum et al., 2002; Sibuet et al., 2004). L'obertura del Golf de Biscaia va resultar en la individualització d'Ibèria com una subplaca i la formació de grans conques sedimentàries en el sector septentrional de la península.

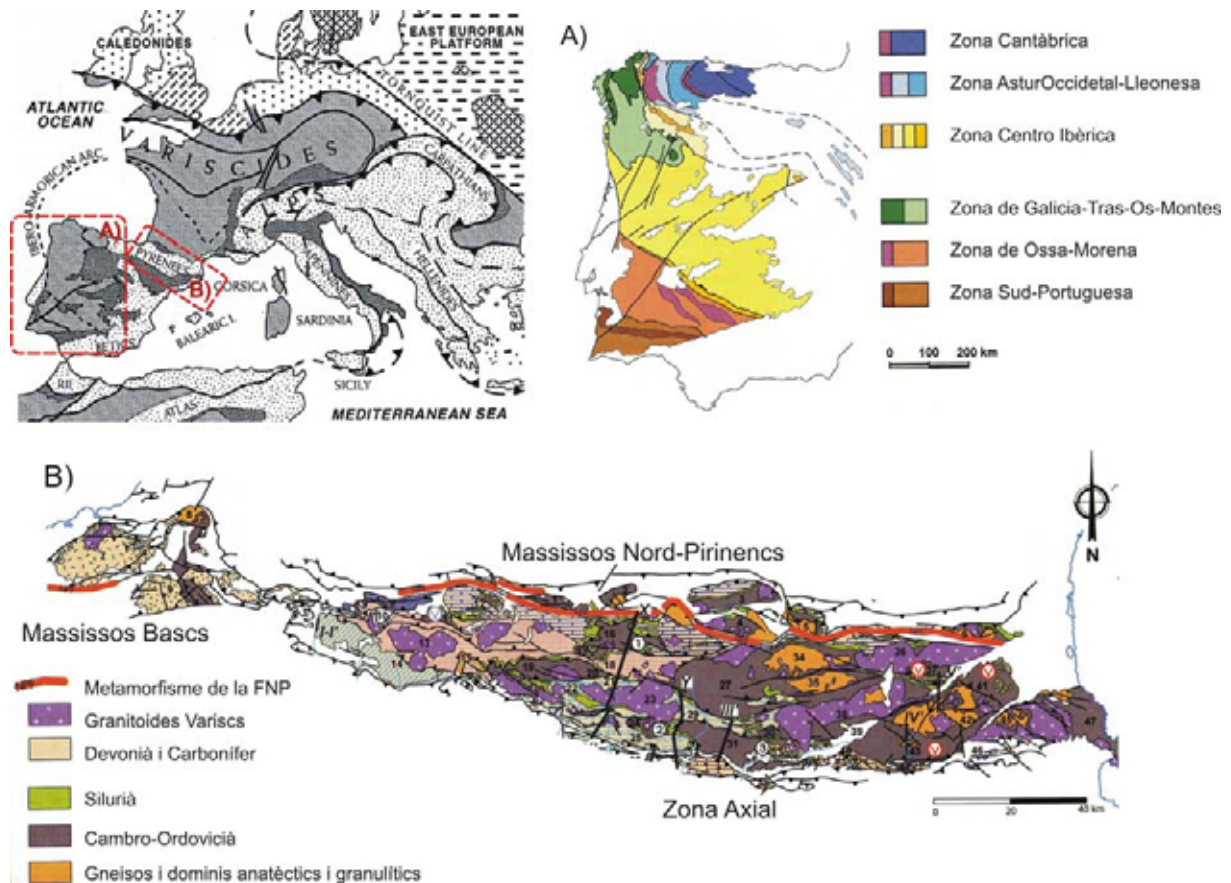


Figura 2. 2.- Esquema geològic simplificat de l'orogen varisc Europeu i l'Arc Ibero-Armoricà (Figura adaptada de Pulgar et al., 1997). A) Esquema de les principals unitats geològiques del Massís Ibèric (Figura adaptada de Pérez-Estaún et al., 2004). B) Esquema geològic dels materials variscs de Pirineus: Zona Axial Paleozòica (Figura modificada de Gil-Peña i Barnolas, 2004).

Finalment, l'orogènia Alpina, resultat de la convergència entre Àfrica i Eurasia, va produir al nord d'Ibèria el tancament parcial del Golf de Biscaia, la inversió de les conques mesozoiques i la construcció del cinturó muntanyós Pirenaico-Cantàbric, amb la subducció cap al nord de l'escorça Ibèrica sota l'Europea (Choukroune i ECORS Team, 1989). La deformació es va produir en varies etapes, començant en el Cretaci Superior als Pirineus Orientals (Vergès et al., 1995). La deformació en el marge continental Cantàbric no va començar fins a l'Eocè Mitjà o Superior i la serralada Cantàbrica actual es va desenvolupar entre l'Eocè i el Miocè (Gallastegui et al., 2002). L'escurçament derivat d'aquest procés de

col·lisió ha estat avaluat en 150 km en els Pirineus Centrals (Choukroune i ECORS Team, 1989; Muñoz, 1992) i en uns 75-80 km en els Pirineus Occidentals (Séguret i Daignieres, 1986; Teixell, 1998), mentre que a la serralada Cantàbrica i al marge continental l'escurçament arriba a uns 100 km (Gallastegui, 2000).

2.1.1.- Els Pirineus Occidentals

Les principals estructures Pirinenques d'aquesta regió mostren una forta orientació E-O, amb la Zona Axial Paleozoica (ZAP) a la seva part central, flanquejada per la Zona Nord-Pirinenca (ZNP) i la Zona Sud-Pirinenca (ZSP), les quals són, respectivament, unitats Mesozoiques i Cenozoiques que s'encavalquen sobre les conques Terciàries d'avantpaís d'Aquitània, al nord, i de l'Ebre, al sud (Figura 2.3).

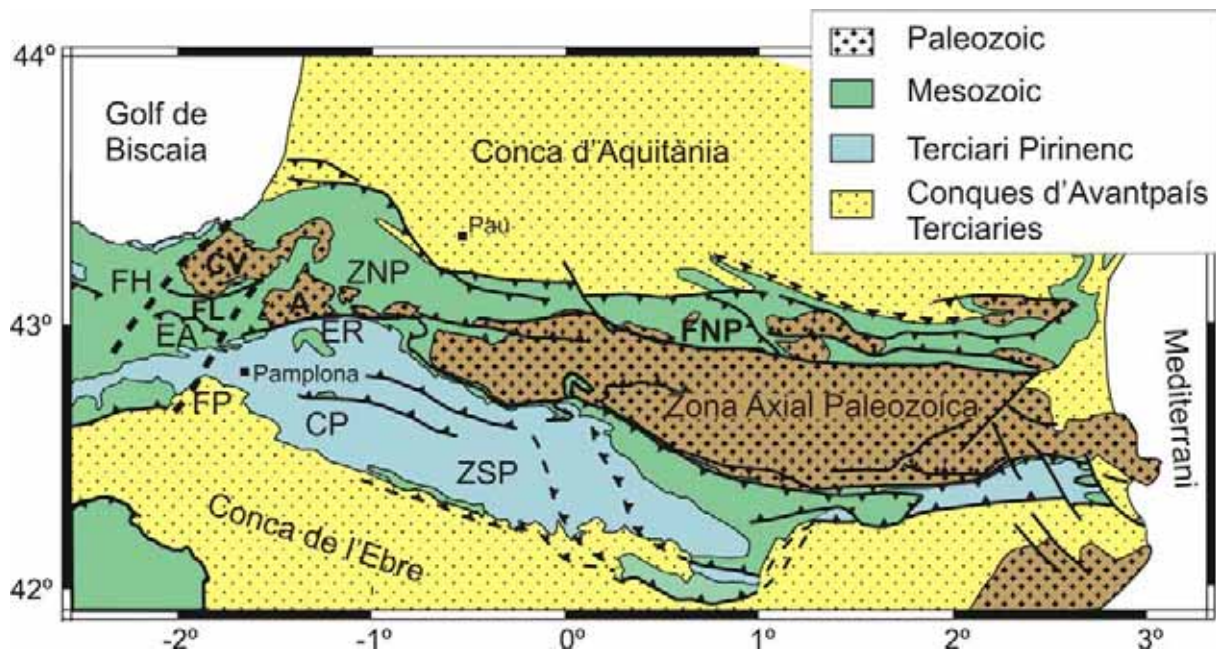


Figura 2. 3.- Esquema geològic de la serralada pirinenca. FNP: Falla Nord-Pirinenca. ZNP: Zona Nord-Pirinenca. ZSP: Zona Sud-Pirinenca. CP: Conca de Pamplona. ER: Encavalcament de Roncesvalles. EA: Encavalcament d'Aralar. FP: Falla de Pamplona. FL: Falla de Leiza. FH: Falla d'Hendaya. CV: Massís de Cinco Villas. A: Massís d'Aldudes-Quinto Real.

La ZNP, de vergència nord, i la ZSP, de vergència sud, constitueixen les parts externes del orogen Pirinenc. Aquestes unitats presenten una complexa estructura de tectònica epitèlia (*thin-skinned*), on nivells del Triàsic Superior actuen com a nivells de desenganxament (Cámara i Klimowitz, 1985; Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Larrasoña et al., 2003b). A la ZSP, destacarem, per la importància en aquest estudi, la conca de Pamplona. Composada principalment per materials del Terciari, presenta anticlinals i sinclinals, els

eixos dels quals presenten certa immersió cap a l'est i que en ocasions es veuen truncats per sistemes de falles en la direcció E-O o ESE-ONO (Puigdefabregas et al., 1978; García-Sansegundo, 1993).

La Falla Nord-Pirinenca (FNP), situada entre la ZAP i ZNP, és la major zona de sutura que recorre d'est a oest la serralada Pirinenca, i s'ha interpretat com l'expressió en superfície del límit de les plaques Europea i Ibèrica durant el Mesozoic (Choukroune, 1992). Malgrat tot, la FNP no es pot entendre com a una estructura única i lineal, sinó que inclou un munt de segments no necessàriament orientats en la direcció E-O, blocs flanquejats per falles sotmesos a rotacions diferencials, conques de *pull-apart* i àrees subsidents on s'han intruït cossos que provenen de l'escorça inferior i del mantell superior, i que en conjunt conformen un domini de varies desenes de quilòmetres d'amplada (Choukroune., 1992; Larrasoña et al., 2003a). Diferents estudis geofísics portats a terme durant els anys 80 i 90 van permetre constatar-hi una geometria en fondària d'una gran complexitat i amb importants variacions estructurals associades a la transició entre els dominis de la ZAP i la ZNP (Gallart et al., 1981; ECORS-Pyrenean Team, 1988; Daignières et al., 1994; Souriau i Granet, 1995; Pous et al., 1995a i 1995b). Aquests estudis van revelar l'existència d'un salt a la Moho, sota la traça de la FNP, d'entre 10 i 15 km, el qual afavoria la hipòtesis de que aquesta estructura jugava un paper important a l'hora de controlar la subducció cap al nord de la placa Ibèrica sota la placa Europea. Però avui dia es coneix que aquesta estructura va ser deformada passivament durant el període compressiu i la subducció de l'escorça Ibèrica comença clarament més al sud (Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992; Muñoz, 2002).

Cap a l'extrem més occidental dels Pirineus, la traça de la FNP s'esvaeix. En aquesta regió, la ZAP aflora com una sèrie de massissos individuals coneguts com els massissos Paleozòics Bascs: Igountce, Mendibelza, Labourd, Aldudes-Quinto Real i Cinco Villas. Dades paleomagnètiques (Van der Voo i Boessenkool, 1973; Schott i Peres, 1988; Larrasoña et al., 2003a), perfils sísmics (Gallart et al., 1981) i els estudis sismotectònics portats a terme en aquest treball (Ruiz et al., 2006a) suggereixen que el límit estructural associat a la FNP continua cap a l'oest, per la conca Basco-Cantàbrica, a través de la Falla de Leiza (FL). La FL és una estructura pràcticament vertical i de marcada orientació E-O, que aflora en superfície al sud del massís de Cinco Villas. La zona de falla varia entre 30 i 500 m d'amplada i està marcada per una gran varietat de roques de l'escorça inferior i del mantell superior similars a les que s'observen a la zona de la FNP: peridotites, granulites, migmatites i roques metamòrfiques del Cretaci (aquesta zona també és coneguda a la literatura com *Nappe des Marbres*) (Rat, 1988; Martínez-Torres, 1989; Mendia i Gil-Ibarguchi, 1991; Faci et al., 1997; Mathey et al., 1999). Martínez-Torres (1989) i Faci et al. (1997) suggereixen que la FL presenta una forta component de cisalla desenvolupada com a

mínim fins als 10-15 km de fondària, i que l'absència a la zona de falla de materials Albians o més recents apunten a que es tracta d'una estructura pre-Albiana.

2.1.2.- El sector oriental i central del sistema Cantàbric

- La Conca Basco Cantàbrica

La conca Basco-Cantàbrica té el seu origen en el període extensional Mesozoic durant el qual es va produir en aquesta regió una intensa deformació i una important sedimentació (Montadert et al., 1979; Rat, 1988; García-Modéjar, 1996). La forta convergència N-S entre Ibèria i Euràsia, durant l'orogènia Alpina, va resultar en el tancament de les conques mesozoiques, ocasionant una inversió a la conca Basco-Cantàbrica durant el Paleogen (Alonso et al., 1996; Pulgar et al., 1996; Pedreira et al., 2003).

Clàssicament s'han definit tres dominis a la conca Basco-Cantàbrica (Feuillée i Rat, 1971; García-Modéjar et al., 1996; Faci et al., 1997). L'Arc Basc situat al nord, amb una complexitat estructural significativa i format per estructures de vergència nord i nord-est. El bloc Alavés, al sud, sense vergència clara excepte en el seu límit meridional, on presenta vergència sud i cavalca sobre la depressió de l'Ebre. I el bloc Santanderí, situat en el sector més occidental de la conca, solcat per un gran nombre de falles N-S i E-O, on els materials Mesozoico-Terciàries es recolzen a l'oest sobre el basament paleozoic de la Zona Cantàbrica (Figura 2.4).

El límit oriental de la conca Basco-Cantàbrica se situa normalment a la Falla de Pamplona (FP), també coneguda com falla d'Estella o Estella-Velate. Aquesta falla ha estat interpretada com una estructura transversal molt profunda limitant dues zones estructurals diferents. Al costat occidental, la conca Basco-Cantàbrica, amb una seqüència molt potent de materials del Cretaci Inferior i on les estructures tenen majoritàriament vergència nord, resultant del procés d'inversió de la conca, mentre que al sector oriental, a la conca de Pamplona, les estructures més importants estan associades als processos de col·lisió continental que afectaren la ZSP i tenen majoritàriament vergència sud (Engeser i Schwentke, 1986; Rat, 1988; Martínez-Torres, 1989; Turner, 1996; Faci et al., 1997).

La FP és una estructura tardi-Varisca, d'orientació NE-SO, amb marcada verticalitat en fondària, i que va des dels massissos Paleozoics Bascs fins a la conca de l'Ebre (Figura 2.4). La falla té més de 125 km de longitud (Turner, 1996), encara que apareix parcialment coberta per dipòsits sedimentaris del Mesozoic i del Terciari. A la seva part central, dins de la conca de Pamplona, la traça de la falla està marcada per una línia de diapirs salins del

Triàsic (Martínez-Torres, 1989; Turner, 1996; Faci et al., 1997). La FP va jugar un paper molt important controlant la sedimentació que es va produir durant el Mesozoic i el Terciari. Durant el Cretaci, va tenir un moviment vertical, separant a l'oest conques de subsidència de zones més estables situades a l'est (Rat, 1988). Durant l'Eocè Superior aquesta situació es va invertir i la subsidència es va produir a la banda oriental (Faci et al., 1997). Durant el període compressiu, aquesta estructura s'ha interpretat clàssicament com una falla de cisalla tant amb component senestra (Engeser i Schwentke, 1986; Rat 1988; Faci et al., 1997; Pedreira et al., 2003), com dextra (Müller i Rodgers, 1977; Turner, 1996) o fins i tot, una combinació dels dos tipus de moviments (Martínez-Torres, 1989). Però recentment, l'absència de rotacions paleomagnètiques d'importància a l'entorn de la falla ha donat crèdit a la nova interpretació de la FP com una falla del tipus rampa obliqua, resultant de les variacions en la geometria i potència de les seqüències Mesozoiques a ambdós costats de la falla (Vergés, 2003; Larrasoña et al., 2003b).

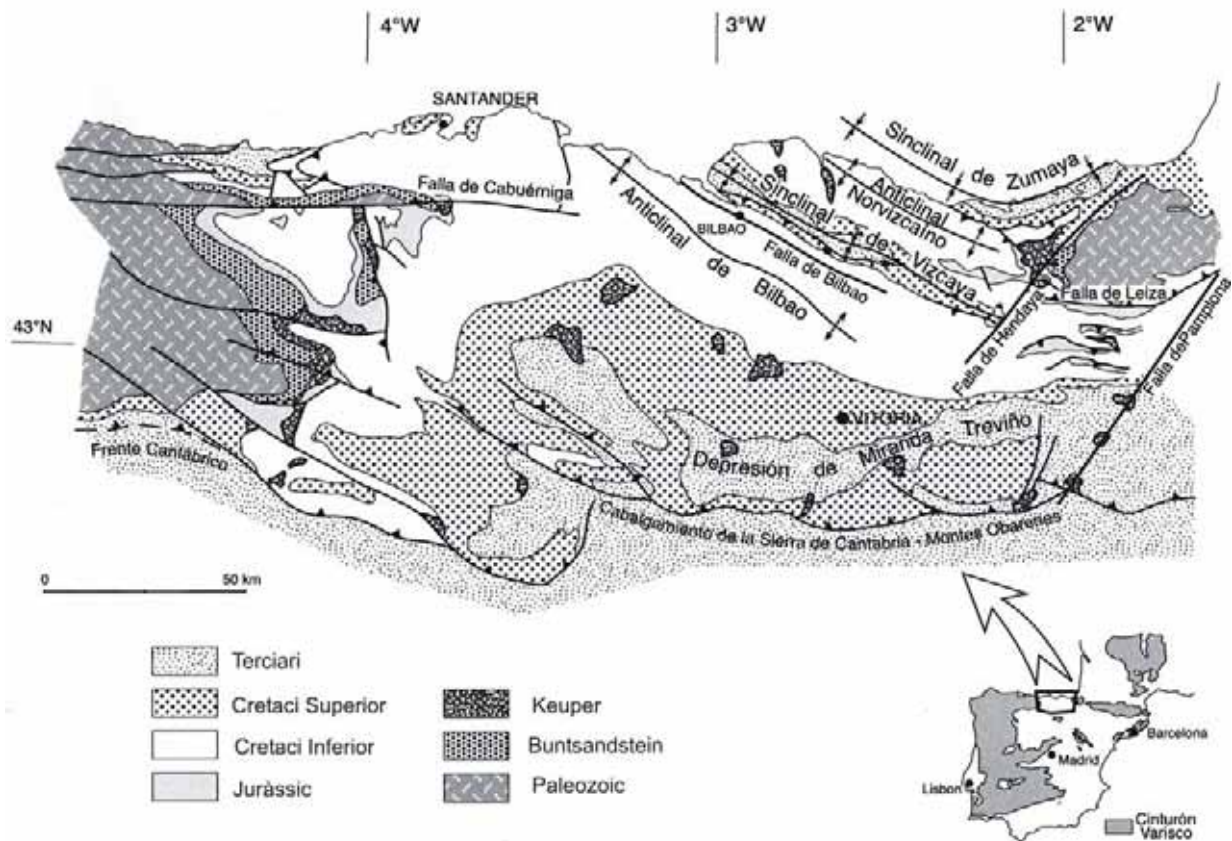


Figura 2. 4.- Mapa esquemàtic de la conca Basco-Cantàbrica mostrant les principals estructures. (Figura modificada de Pedreira, 2004).

La Falla d'Hendaya (FH), és una altra estructura que afecta fins al basament i que amb la seva orientació NE-SO marca el límit occidental dels massissos Bascs (Figura 2.4). Igual que la FP, la FH va ser activa durant el règim compressiu N-S Alpí, produint probablement

desplaçaments laterals senestres que afectaren l'orografia de la regió Basco-Cantàbrica (Pedreira et al., 2003). La traça en superfície de la FH està completament coberta per les seqüències sedimentàries del Cretaci i el Terciari de la conca Basco-Cantàbrica.

A l'oest de la FH, dins de l'Arc Basc, es troben una sèrie de grans estructures vergents al NE, que ordenades de SO a NE són: l'anticlinal de Bilbao, el sinclinal de Biscaia, l'anticlinal Nord-Biscaí i el sinclinal de Zumaya (Figura 2.4). L'anticlinal de Bilbao i el sinclinal de Biscaia es troben separats per la falla de Bilbao, un altre accident d'edat tardi-Varisca de gran importància (Garcia-Modéjar, 1989; García-Modéjar et al., 1996), que va actuar com a falla extensional en el Mesozoic, i que durant la compressió alpina va rejugar com a falla inversa.

La unitat encavalcant d'Aralar està situada en la prolongació oriental de l'anticlinal de Bilbao, entre la FP i la FH. Aquesta unitat, d'aproximadament 30 km de llarg i fins a 10 km d'ample, està formada per materials carbonatats del Juràssic i del Cretaci Inferior alineats en la direcció E-O i formant una estructura cavalcant de vergència nord. En el seu extrem oriental, la falla d'Egarrieta, d'orientació NNO-SSE i component dextrògira, talla tota l'estructura i la direcció de l'encavalcament canvia cap al SE, afectada probablement per la FP (Martínez-Torres, 1989; Faci et al., 1997).

- Serralada Cantàbrica

La serralada Cantàbrica està formada majoritàriament pels materials Paleozoics i Precambrians de les zones Cantàbrica (ZC) i Astur-Occidental Lleonesa (ZAOL) del Massís Ibèric (Figura 2.2A), que igual que la zona Axial Pirinenca, varen ser deformats durant l'orogènia Alpina (Barnolas i Pujalte, 2004). La cobertora Mesozoica, molt més prima en aquest sector central de la serralada Cantàbrica, ha estat erosionada en la seva major part, exhumant el basament Paleozoic involucrat en la deformació Alpina (Alonso i Pulgar, 2004). Sobre el mapa, aquestes zones mostren una disposició arquejada formant l'Arc Astúric, que continua a l'altre costat del golf de Biscaia, en el massís Armoricà francès, formant la gran estructura coneguda com Arc Ibero-Armoricà, en el nucli del qual es troba la ZC (Pedreira, 2004).

La ZC és l'àrea més externa de l'orogen Varisc al nord de la península. Aquesta zona representa l'antiga conca d'avantpaís d'aquest orogen, i, com a tal, està caracteritzada per una tectònica de tipus epitelial amb un gran desenvolupament de plects i encavalcaments, i pocs fenòmens magmàtics i metamòrfics (Pérez-Estaún et al., 1991; Pedreira et al., 2003). Els encavalcaments segueixen el traçat curvilini de l'arc Astúric, encara que la direcció de

transport tectònic és cap a l'est. Aquests encavalcaments s'arrelen en un nivell de desenganxament basal ben desenvolupat i inclinat cap a l'oest (Pérez-Estaún et al., 1991; Pérez-Estaún et al., 1994; Pérez-Estaún et al., 1997; Gallastegui et al., 1997). Aquest nivell de desenganxament connecta per l'oest amb la rampa sobre la qual es desenvolupa l'antiforme del Narcea, una important estructura en el nucli de la qual afloren roques precàmbriques i que constitueix el límit entre la ZC i ZAOL (Pedreira, 2004) (Figura 2.5).

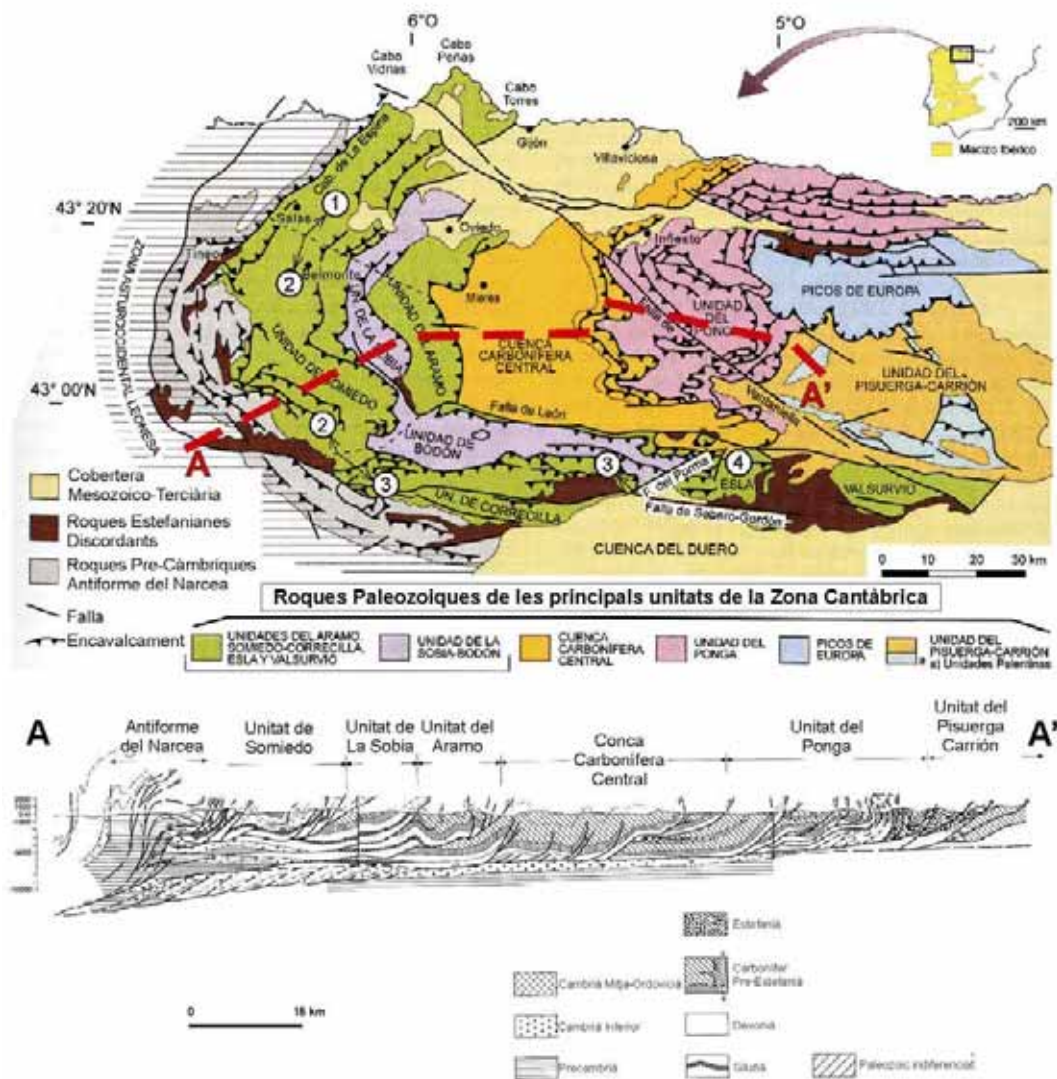


Figura 2. 5.- Mapa Geològic de la Zona Cantàbrica mostrant les seves principals unitats (Figures modificades de Bastida, 2004).

La ZAOL representa la zona de transició entre la conca d'avantpaís de l'orogen Varisc i les zones més internes situades més a l'oest: les zones Centroibèrica (ZCI) i de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTM) (Pérez-Estaún et al., 1991) (Figura 2.2A). És a dir, aquesta zona es correspon amb la part més externa dins de la zona interna de la serralada, i es caracteritza per tenir un elevat espessor de les successions Cambro-Ordovicianes, una tectònica que

involucra el basament Precambrià, el qual aflora en el nucli d'alguns antiformes, i per un metamorfisme creixent cap a l'oest (Pérez-Estaún et al., 1991; Pedreira, 2004). La ZAOL està separada de la Zona Centrobèrica per un gran accident tectònic, la falla de Vivero, localitzada en el flanc occidental d'una gran estructura antiformal, el dom de Lugo (Martínez-Catalán, 1985).

La falla de Ventaniella és l'estructura Alpina més aparent, en quant a la seva rellevància cartogràfica, d'aquest sector central de la serralada Cantàbrica (Julivert, 1960; Alonso i Pulgar, 2004). Aquesta falla creua tota la ZC en la direcció NO-SE i s'endinsa en el mar seguint el traçat del canó submarí d'Avilés (Figures 2.1 i 2.5). Un desplaçament invers i oblic, de caràcter dextrògir amb una petita elevació del bloc nord (Álvarez-Marrón, 1989), permet explicar els desplaçaments aparents de diverses unitats estratigràfiques, ja siguin Paleozoiques o Mesozoiques, en relació a aquesta falla, tot i que semblen existir algunes evidències de que aquesta estructura hauria actuat també en els processos extensionals tardi-Variscs, entre Permià i el Triàsic, produint desplaçaments d'entre 4 i 5 km (Martínez-García, 1983; Pedreira, 2004).

2.2. - Estat d'esforços tectònics actuals del nord de la península Ibèrica

En l'actualitat, la península Ibèrica està sotmesa al mateix camp d'esforços compressiu en la direcció NO-SE que afecta, a major escala, a tota la regió occidental Europea (Müller et al., 1992; Müller et al., 1997; Reinecker et al., 2005). Aquest camp reflecteix els esforços generats per la convergència entre les plaques Africana i Euroasiàtica i l'empenta E-O produïda per la dorsal del centre de l'oceà Atlàntic (Srivastava et al., 1990a; Müller et al., 1997, Herraiz et al., 2000, Jabaloy et al., 2002). Malgrat tot, aquest camp d'esforços no és homogeni i pot mostrar variacions a petita escala sobre les principals estructures geològiques.

Els Pirineus són un bon exemple d'aquestes variacions locals en el camp d'esforços. A grans trets aquesta regió està sotmesa a uns esforços compressius d'orientació principalment N-S, però presenta importants variacions laterals, passant d'orientacions NO-SE en el sector occidental, similars a les observades a la resta del sector occidental Europeu, a NE-SO en el sector oriental. És probable que el canvi d'orientació en el camp d'esforços observat en el sector oriental de la serralada reflecteixi la doble influència de les tectòniques pirinenques i mediterrànies (Goula et al., 1999; Souriau et al., 2001). Aquesta variació implicaria l'existència, als Pirineus Centrals, d'una zona de desacoblament entre les

dues regions. La falla d'Adour, una estructura d'orientació NO-SE localitzada a la vessant francesa del Pirineu central, ha estat reconeguda com l'estructura desacoblant entre els Pirineus occidentals, on el camp d'esforços està dominat per un règim de cisalla dextrògira, i els Pirineus orientals, on les solucions focals són més disperses i hi inclouen solucions de cisalla levògira (Nicolas et al., 1990; Souriau et al., 2001; Dubos et al., 2004; Rigo et al. 2005) (Figura 2.6).

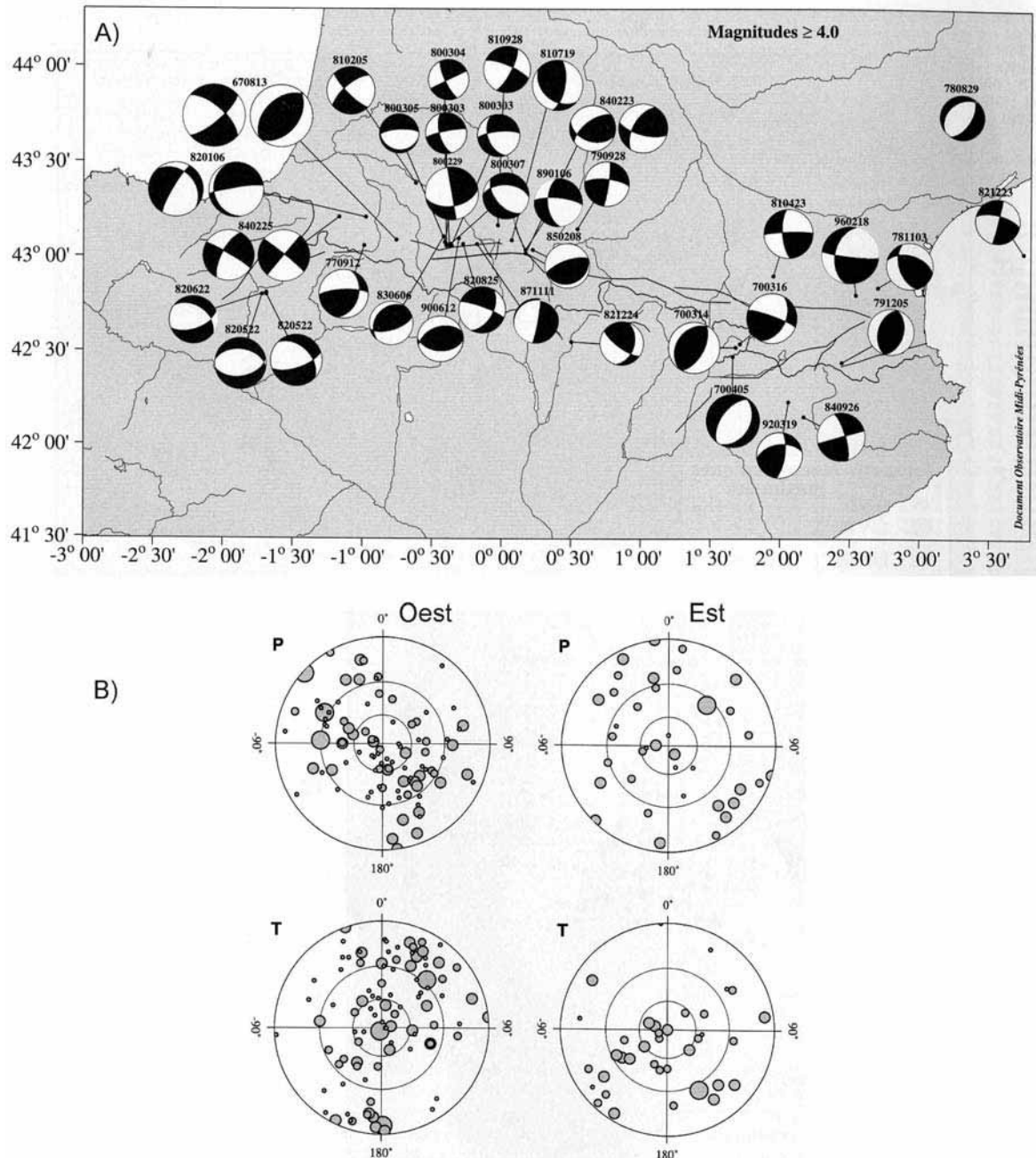


Figura 2. 6.- A) Mecanismes focals dels terratrèmols de magnitud superior a 4.0 ocorreguts a en el període 1967-97 a la zona de Pirineus. B) Projecció estereogràfica sobre l'hemisferi inferior del eixos de pressió (P) i tensió (T) dels events de magnitud superior a 1.0 ocorreguts en aquesta regió en el mateix període. S'ha subdividit la sismicitat de la serralada en dues regions prenent com a frontera la longitud 0.2° E a fi d'evidenciar el canvi de tendència de la direcció de màxims esforços entre el sector occidentals i oriental de la serralada. La grandària dels símbols és proporcional a la magnitud del terratrèmol. (Figura adaptada de Souriau et al., 2001).

Els mecanismes focals obtinguts fins ara en els dominis dels Pirineus corresponen a terratrèmols de magnitud moderada, i no permeten definir un camp d'esforços homogeni al llarg de tota la serralada (Nicolas et al., 1990; Delouis et al., 1993; Herraiz et al., 2000; Souriau et al., 2001; Vannucci et al., 2004). Les solucions focals dels terratrèmols que han tingut lloc al sector occidental dels Pirineus suggereixen direccions NNO-SSE a NO-SE de màxim esforç, i presenten la major part dels eixos T orientats NNE-SSO o NE-SO. Però com que la inclinació de l'eix P recorre tot el rang des de sub-horitzontal a sub-vertical, apareixen tant mecanismes en falla normal com inversa, i en la majoria dels casos presenten, a més a més, una forta component de cisalla (Gagnepain et al., 1980; Gagnepain-Beyneix et al., 1982, Nicolas et al., 1990; Delouis et al., 1993, Grandjean et al., 1994; Souriau et al., 2001) (Figura 2.6). En canvi, als Pirineus orientals la major part dels eixos de pressió tenen una inclinació sub-horitzontal amb una distribució força aleatòria. Els eixos T semblen tenir dues orientacions privilegiades, i es poden trobar orientats tant en la direcció NE-SO com NO-SE. Gran part de les solucions focals obtingudes en aquesta regió presenten també una important component de cisalla (Nicolas et al., 1990; Goula et al., 1999; Herraiz et al., 2000; Souriau et al., 2001) (Figura 2.6). Altres resultats provinents de l'anàlisi de fractures en sondeigs, població de microfalles, i de la barreja de dades microestructurals i sismològiques, suggereixen que la zona oriental dels Pirineus i tot el domini del nord-est de la península Ibèrica està sotmès en l'actualitat a camp d'esforços compressiu orientat NNE-SSO a NE-SO (Jurado and Müller, 1997; Goula et al., 1999; Herraiz et al., 2000; Jabaloy et al., 2002).

La major part dels mecanismes focals disponibles a la zona del Golf de Biscaia estan localitzats a la plataforma continental Armoricana, i mostren un estat d'esforços compressiu en la direcció NNO-SSE (Nicolas et al., 1990). A la zona del marge continental Cantàbric i de la Serralada Cantàbrica es disposa de pocs mecanismes focals, degut a que tradicionalment aquesta regió ha estat mal coberta d'estacions sísmiques, i per tant la cobertura azimutal de les dades obtingudes és pobre (Nicolas et al., 1990). Malgrat tot, com a resultat d'analitzar els pocs mecanismes de que es disposen junt amb dades microestructurals, es proposa una la direcció NO-SE de màxim esforç (Herraiz et al., 2000). Estudis sismotectònics recents, realitzats amb xarxes sísmiques temporals desplegades durant el projecte GASPI, mostren una important activitat sísmica relacionada amb la falla de Ventaniella. Gran part dels mecanismes focals associats a aquesta estructura mostren també els eixos de pressió orientats en la direcció NO-SE (López-Fernández et al., 2004a; López-Fernández, 2007).

Estudis d'evolució de paleoesforços a la península Ibèrica (Jabaloy et al., 2002) mostren que durant el Pliocè la major part dels encavalcaments de la península van esdevenir inactius, i que durant el Quaternari fins l'actualitat la major part d'estructures actives són de tipus falla normal i de cisalla (Herraiz et al., 2000; Jabaloy et al., 2002).

Aquest fet s'observa també en els terratrèmols que tenen lloc als Pirineus, on una part important de les solucions focals obtingudes mostren mecanismes de tipus falla normal, amb una forta component de cisalla.

2.3.- Estudis previs de sísmica passiva i activa

Els Pirineus i marge continental Cantàbric han estat objecte, durant les darreres dècades del segle XX, de diferents estudis geofísics destinats a aclarir l'estructura profunda de l'escorça a la zona de col·lisió entre les plaques Ibèrica i Europea. S'hi han portat a terme estudis gravimètrics (Torné et al., 1989; Casas, et al., 1997; Vacher i Souriau, 2001; Pedreira, 2004), de magnetisme (Zeyen i Banda, 1989; Aller, 1994; Aller i Zeyen, 1996), magnetotel·lúrics (Pous et al., 1995a i 1995b; Ledo et al., 2000; Pous et al., 2001), etc.

En aquest apartat es realitzarà una breu compilació dels resultats sísmics directament relacionats amb aquest treball. Altres resultats geofísics seran mencionats a les discussions dels capítols de resultats.

2.3.1.- Evolució de les xarxes sísmiques del nord peninsular.

Les regions muntanyoses estan sovint caracteritzades per un nivell de sismicitat significatiu. Un coneixement acurat d'aquesta activitat sísmica pot constituir una eina molt important per a entendre la tectònica i l'evolució d'un sistema muntanyós. Alhora, aquesta informació pot ser de gran importància socio-econòmica (planificació de túnels, ponts i altres obres d'enginyeria civil). Però el detall dels mapes de sismicitat instrumental depèn fortament de la distribució de les xarxes sísmiques, molt sovint limitades per l'orografia de la regió a estudiar. Si aquesta orografia coincideix amb els límits fronterers, com és el cas dels Pirineus, poden sorgir problemes addicionals a l'hora d'unificar i homogeneïtzar catàlegs, i utilitzar o comparar les dades de les diferents xarxes, degut a l'heterogeneïtat dels instruments i al processat de les dades de les diferents institucions (Souriau i Pauchet, 1998).

En aquest apartat es farà una descripció de l'evolució de les xarxes sísmiques del Nord peninsular, tant a la vessant francesa, on s'implantaren els primers instruments a principis dels anys 60 del segle passat, com a la part espanyola. Així mateix es farà una síntesi del coneixement que es té de l'activitat sísmica d'aquesta regió. Es començarà per una descripció dels sismes històrics de major rellevància, per passar tot seguit a descriure

als resultats actuals, provinents de les revisions i relocalitzacions de catàlegs emprant dades de tots els serveis sismològics presents en aquesta zona, o de campanyes sísmiques temporals.

- Les xarxes sísmiques permanents

Fins l'any 1960 no hi havia cap estació sísmica als Pirineus. La primera es va muntar aquell mateix any a l'observatori astronòmic francès del Pic du Midi. Més endavant, es desplegaron, també en el sector francès, un parell d'estacions aïllades a la part central dels Pirineus. L'estació de Moulins (MLS), instal·lada per l'*Institut de Physique du Globe de Paris* (IPGP) l'any 1965 i que actualment és gestionada per l'*Observatoire Midi-Pyrénées* (OMP) de Toulouse. I l'estació d'Esparros (EPF), a la regió d'Aquitània, muntada el Juliol de 1977 pel *Laboratoire de Détection et de Géophysique* de la comissió francesa de l'energia atòmica (LDG/CEA).

Durant el període comprès entre 1976 i 1983, es va anar desplegant una petita xarxa de fins a 7 estacions per fer un seguiment sísmic del camp de gas de Lacq, situat a la conca d'Aquitània, a uns 30 km al Nord de l'extrem occidental dels Pirineus. Aquesta xarxa ha estat enregistrant de forma continua des d'aleshores, però no s'ha pogut disposar de les seves dades fins fa relativament poc temps (Souriau i Pauchet, 1998).

El sector més occidental dels Pirineus no es va instrumentar fins l'any 1976. Arran del gran terratrèmol de magnitud 5.5 que va tenir lloc a la regió d'Arette l'Agost de 1967 i que va causar gran destrucció (Gagnepain et al., 1980), l'IPG de Strasbourg, la Universitat de Grenoble i l'IPG de Paris van instal·lar entre 1976 i 1979 varies xarxes temporals per a fer un seguiment del gran nombre d'esdeveniments sísmics que es produïen a la zona (Gagnepain-Beyneix et al., 1982; Gallart et al., 1985a). Finalment, la xarxa de 9 estacions, amb radio transmissió de les dades, instal·lada per l'IPGP el desembre del 1977 va esdevenir permanent i des de llavors ha continuat funcionant, gestionada ara per l'OMP de Toulouse. Més endavant, a partir de l'any 1996, el LDG/CEA va instal·lar a l'occident pirinenc un parell més d'estacions, que encara estan en funcionament.

A finals de l'any 1988 va ser quan es va cobrir la part central i oriental francesa dels Pirineus, instal·lant una xarxa de 10 estacions equipades amb transmissió de dades via satèl·lit. Les dades obtingudes per aquesta xarxa també són processades per l'OMP (Souriau i Pauchet, 1998). A finals dels anys 90, l'agència LDG/CEA també va desplegar dues estacions permanents més en aquest sector de la serralada.

A partir de l'any 1993, França va començar el desplegament d'una xarxa permanent d'accelerògrafs, *Reseau Accelerometrique Permanent* (RAP), que a la zona Pirineus consta de 19 instruments equipats amb sensors de tres components situats, al llarg de tota serralada, als centres urbans de major importància (Berge-Thierry et al., 2004; Rigo et al., 2006) (Figura 2.7).

Les dades de les estacions sísmiques franceses, exceptuant les de LDG/CEA, es centralitzen a través de l'organisme *Bureau Central Sismologique Français* (BCSF), que a través de l'organisme *Réseau National de Surveillance Sismique* (RENASS), tots dos amb seu a Strasbourg, analitza i difon les dades de totes les subxarxes existents. En especial, RENASS gestiona, i difon gairebé a temps real, les dades de les estacions de l'OMP, formant la subxarxa RENASS de Pirineus, amb la qual s'encarrega de realitzar les determinacions hipocentrals preliminars destinades principalment a emetre, quan s'escau, les alertes sísmiques necessàries pels sistemes de protecció civil (Souriau et al., 2001). Aquesta xarxa està composta actualment per 26 instruments, mantenint un espaiat homogeni al llarg de tota la serralada amb una separació entre estacions inferior als 50 km (Figura 2.7).

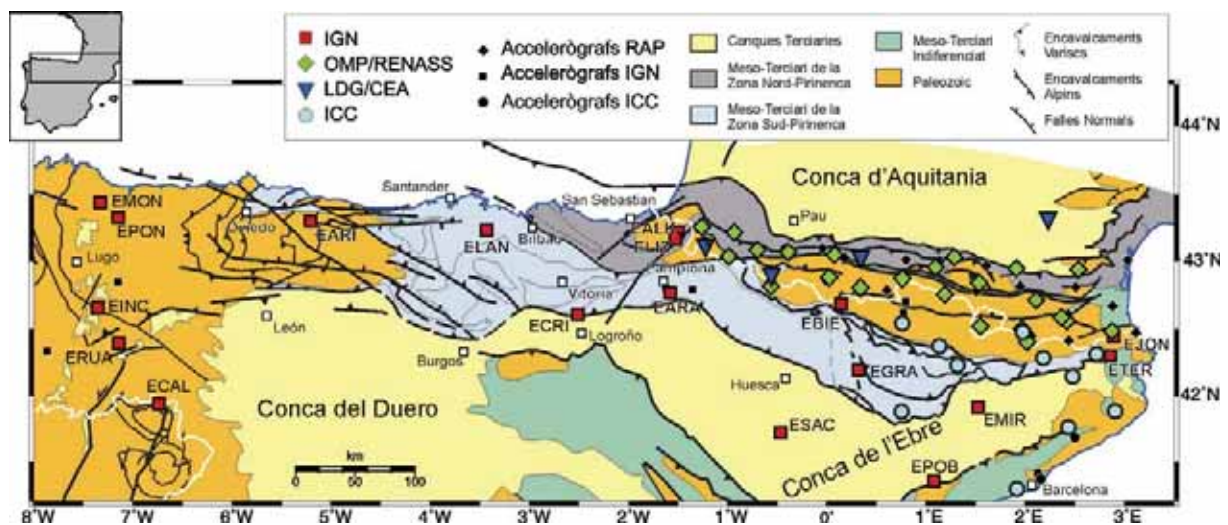


Figura 2. 7.- Xarxes sísmiques permanents a la regió de Pirineus i la serralada Cantàbrica. Es pot apreciar una alta densitat d'instruments al sector oriental i la vessant francesa de la serralada, mentre que al sector occidental de Pirineus, i sobretot la serralada Cantàbrica, el nombre d'instruments és força escàs.

Pel que fa a la part espanyola, funcionen des de principis de segle l'Observatori de l'Ebre (1905) i l'Observatori Fabra de Barcelona (1907), però estan massa allunyats de la zona d'estudi. L'estació LGR, instal·lada a l'Oest de Logroño pel *Instituto Geográfico Nacional* (IGN) va estar en funcionament en el període comprés entre 1963-1989.

La instal·lació de xarxes sísmiques a la part espanyola dels Pirineus no va començar fins a finals del 1985, quan el *Servei Geològic de Catalunya* (SGC), actualment *Institut Geològic de Catalunya* (IGC), va establir una primera xarxa a la part oriental dels Pirineus. A començaments del 1990 l'IGC va muntar 5 estacions més, repartides per Catalunya, i equipades, igual que la xarxa de l'OMP, amb transmissió de dades via el satèl·lit Meteosat, fent que l'intercanvi i cooperació entre els dos organismes fos molt eficient (Souriau i Pauchet, 1998). L'any 1996 es va planificar i dissenyar la nova xarxa, amb un desplegament progressiu de fins a 20 instruments equipats amb sensors de tres components de banda ampla i tecnologia VSAT per retransmetre les dades quasi en temps real via satèl·lit al centre de processat de l'IGC. La nova xarxa és operativa des del 1999 (Goula et al., 2001), i en l'actualitat l'IGC disposa ja de 9 estacions VSAT de banda ampla i 3 estacions de curt període desplegades pel territori català (www.igc.cat) (Figura 2.7).

Entre el 1986 i el 1992, l'IGN va muntar 4 estacions analògiques de curt període als Pirineus i, entre d'altres, dues al sector més oriental de la regió de Galícia, connectades per via telefònica amb el centre de recepció de dades de Madrid. Al sector més occidental dels Pirineus hi va desplegar inicialment dues estacions: ECRI (1986-Cripan, Àlaba) i ELIZ (1992-Elizondo, Navarra). De les dues estacions restants, una estava situada Osca, a la població de Graus (EGRA, 1990), i l'altre a Girona, a la població de Terrades (ETER, 1988). A la zona oriental de Galícia van muntar-hi les estacions ERUA (1987-La Rúa, Lugo) i EMON (1988-Mondoñedo, Orense) (Carreño et al., 2003).

A partir de l'any 2000, l'IGN va començar a desplegar la nova xarxa digital de banda ampla amb transmissió via satèl·lit, instal·lant a Pirineus d'oest cap a est, les estacions de EALK (2003-Alkurruntz, Navarra), EARA (2005-Aranguren, Navarra), EBIE (2001-Bielsa, Osca) i EJON (2002-La Jonquera, Girona). Al Sud, dins de la conca de l'Ebre, hi van instal·lar ESAC (2000-San Caprasio, Saragossa), i cap a l'oest, al País Basc, ELAN (2003-Lanestosa, Biscaia) i a Astúries, EARI (2001-Arriondas). Al sector nord-oriental de Galícia hi van desplegar l'estació EPON (2001-Pontenova, Lugo) i a Zamora l'estació ECAL (2001-Calabor). A Lleida i Lugo s'hi van instal·lar també dues estacions digitals amb transmissió telefònica de dades: EMIR (2001-El Miracle) i EINC (2002-O Inicio) (Carreño et al., 2003). En total, 11 noves estacions que completen la xarxa analògica antiga, que continua en funcionament per mantenir la continuïtat de les dades, i que han permès millorar la cobertura de la regió de Pirineus i la Serralada Cantàbrica. No s'ha arribat però a igualar la densitat d'estacions desplegada a la vessant francesa de Pirineus i s'ha deixat la zona de la Cornisa Cantàbrica amb només 2 instruments (Figura 2.7). A més a més, a diferència de la xarxa RENASS, l'IGN només subministra a temps real les seves localitzacions, els llistats de fases

utilitzades són subministrats setmanalment, i només si es demana específicament se subministren les formes d'ona.

Amb l'objectiu d'enregistrar adequadament i sense saturacions moviments intensos percebuts per la població, l'IGN i l'IGC iniciaren durant el mes de Juny de 1995 la instal·lació conjunta dels primers equips de la xarxa d'accelerògrafs de Pirineus. A l'actualitat, es disposa de 12 sensors en aquesta zona, 7 dels quals són propietat de l'IGN i els 5 restants de l'IGC. Cinc dels acceleròmetres de l'IGN es troben concentrats al sector central i oriental de Pirineus, formant una malla densa a l'àrea de Catalunya amb el 5 sensors de l'IGC. Els dos instruments restants es troben ubicats als Pirineus occidentals, un a la ciutat de Pamplona i l'altre a la població d'Itoiz (Figura 2.7). A la zona de Galícia l'IGN disposa d'una xarxa de 9 acceleròmetres, però no n'hi ha cap al sector oriental i central de la cornisa Cantàbrica.

- Xarxes sísmiques temporals

Pel que fa als estudis temporals realitzats a la regió de Pirineus, la major part s'han dut a terme a la vessant francesa de la serralada. Principalment s'han desplegat xarxes temporals per a realitzar el seguiment de terratrèmols d'importància, i a finals dels anys 80 i principis dels 90 es van dur a terme varies transectes N-S a fi d'enregistrar telesismes i estudiar, a la zona de sutura entre la placa Ibèrica i Europea, l'existència d'anisotropia al mantell, mitjançant el *splitting* de fases SKS, i l'estructura de la litosfera a partir de residus d'ones P.

Tal com s'ha esmentat anteriorment, a partir del 1976 i fins l'any 1979 l'IPG de Strasbourg, la Universitat de Grenoble i l'IPG de Paris van realitzar diversos experiments de curta durada per estudiar la sismicitat de la regió d'Arette, al sector occidental dels Pirineus, on s'hi produí un terratrèmol de magnitud 5.5 el 13 d'Agost de 1967 (Gagnepain et al., 1980). En aquest període s'hi desplegaren 4 xarxes temporals d'un màxim de 7 estacions cada una, tres d'elles enregistrant durant poc més d'un mes, i l'última, desplegada per l'IPGP, que va estar en funcionament des de desembre del 1977 a Juliol del 1979, i que després va esdevenir xarxa permanent. A més a més, el mes de novembre de 1978 es va fer un experiment de tres setmanes de durada on s'hi desplegaren 24 instruments: 20 dels organismes francesos esmentats anteriorment, i 4 de l'IGN. Les dades obtingudes durant aquests experiments temporals confirmaren l'existència d'una notable activitat sísmica en la regió, encara que de caràcter variable en el temps. La major part dels mecanismes focals obtinguts eren compatibles amb un eix de pressió orientat en la direcció NO-SE (Gagnepain et al., 1980).

El 29 de Febrer de 1980, va tenir lloc, a les rodalies de la ciutat d'Arudy, un terratrèmol de magnitud 5.1. La zona epicentral, situada també en el sector occidental dels Pirineus, es va localitzar a només uns 30 km a l'est de l'epicentre d'Arette de 1967. La regió ja disposava de la xarxa de 8 estacions permanents desplegada per l'IPGP a finals de 1977, però a fi de fer un estudi detallat de les rèpliques d'aquest sisme, l'IPG de Strasbourg, en col·laboració del Laboratori de Geofísica Interna de Grenoble (LGI), van muntar una xarxa temporal de fins a 20 estacions que va estar en funcionament del 2 al 9 de Març. Del 9 de Març al 10 d'Abril van funcionar només les 8 estacions amb telemetria de l'IPGS, complementant la xarxa permanent de l'IPGP. Durant aquest període es van obtenir un gran nombre de mecanismes focals, que mostren una gran varietat de solucions, entre elles un gran nombre de solucions en falla normal, encara que la majoria són consistents amb un regim d'esforços compressiu en la direcció NO-SE (Gagnepain-Beyneix et al., 1982).

El 6 de Gener de 1982 va tenir lloc un terratrèmol de magnitud 4.8 al massís de les Arbailles, a l'extrem occidental de la regió coberta per la xarxa permanent del IPGP d'Arette. Aquesta zona estava caracteritzada per una sismicitat molt menys intensa que l'enregistrada en el sector més oriental. Per aquest motiu es va desplegar en menys de 24 hores una xarxa temporal composta de 6 estacions treballant en mode detecció, que va estar en funcionament durant un mes aproximadament, i que va permetre enregistrar més de 40 rèpliques localitzades a fondàries superiors a 10 km (Gallart et al., 1985b).

La xarxa de l'IPGP d'Arette va permetre enregistrar diferents sismes de magnitud superior a 4.0 ocorreguts entre els anys 1983 i 1984 al llarg de la serralada. Les dades obtingudes serviren per completar les dades de les xarxes permanents i estudiar amb precisió els seus mecanismes focals (Gallart et al., 1985a). Per a 2 events de magnitud 4.0 i 4.2, localitzats a la part central i occidental de la serralada respectivament, i que van tenir lloc els dies 23 i 25 de febrer de 1984, es van desplegar algunes estacions temporals que serviren per enregistrar rèpliques i precisar la zona epicentral (Gallart et al., 1985a i 1985b).

A finals dels anys 80, en el marc del programa francès LITHOSCOPE, es va desplegar paral·lelament al perfil de sísmica de reflexió profunda ECORS-Pirineus una xarxa temporal formada per 8 estacions sísmiques. L'objectiu d'aquest perfil N-S, creuant la falla Nord-pirinenca, era enregistrar telesismes i estudiar-ne estructura litosfèrica mitjançant residus d'ones P. S'observaren grans variacions en els temps de propagació respecta si l'estació es trobava a un costat o l'altre de la falla. El model més simple que ajusta les dades obtingudes, presenta un salt molt brusc en el gruix litosfèric a uns 30 km al nord de la FNP; al sud de la falla, la litosfèra és uns 60-70 km més gruixuda que al nord d'aquesta (Poupinet et al., 1992).

Entre mitjans d'Abril i finals de Juliol de 1990, la universitat de Montpel·lier, l'IPGP i l'Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" (ICTJA) van portar a terme un experiment a la part occidental dels Pirineus per controlar la sismicitat entorn al perfil sísmic ECORS-Arzacq. S'hi van instal·lar 40 estacions sísmiques orientades principalment en la direcció NNE-SSO al llarg del perfil de reflexió. Unes 10 estacions es disposaren a la vessant espanyola de la serralada, entorn de la ciutat de Pamplona. Un altre part important de la xarxa estava distribuïda en la direcció E-O complementant la xarxa d'Arette cap a l'oest. La resta d'estacions formaven una línia al llarg del perfil ECORS-Arzacq. Els 49 sismes locals identificats amb aquesta nova xarxa, permeteren observar varies zones d'activitat. Alhora, aquestes zones, clarament separades les unes de les altres, presentaven rangs de fondària hipocentral diferenciats, compresos entre els 5 i 20 km. S'aprecia clarament que aquests nuclis d'activitat estan distribuïts en una franja E-O, que enllacen les zones epicentrials d'Arudy, Arette i Arbailles amb la falla de Leiza. Així mateix, s'observen certs events isolats a la falla de Pamplona (Grandjean et al., 1994).

La Universitat de Montpel·lier amb la col·laboració de l'OMP, l'ICTJA i la Universitat del País Basc va realitzar 3 transectes N-S a la regió de Pirineus a fi d'investigar l'existència d'anisotropia mitjançant *splitting* de fases telesísmiques SKS. La primera transecta, de més de 200 km de llargada i paral·lela al perfil sísmic ECORS-Pirineus, es va desplegar durant els mesos de Febrer a Abril de l'any 1993 als Pirineus centrals. Es van emprar set estacions del programa francès LITHOSCOPE en mode detecció i equipades amb sensors de banda ampla. Durant els mesos de Febrer a Octubre del mateix any es van instal·lar tres punts més de mesura amb estacions en registre continu, i les dades es van completar amb els registres de les xarxes permanents (Barruol i Souriau, 1995). Durant els mesos de Gener de 1995 a Abril del 1996 es va desplegar el segon perfil N-S al sector oriental dels Pirineus, format per 8 estacions del programa LITHOSCOPE i 4 de l'ICTJA, amb sensors de banda ampla i registrant en mode continu. La transecta anava des de Barcelona fins el sud del Massís Central francès (Vauchez i Barruol, 1996; Barruol et al., 1998). Finalment es va desplegar un tercer perfil a la part occidental dels Pirineus. Aquesta transecta va funcionar des de Juliol de 1996 a Maig del 1997 i estava formada per 6 estacions de banda ampla, també del programa LITHOSCOPE, funcionant en mode detecció. Malauradament aquest tercer perfil va aportar poques dades degut a problemes de calibració del sistema de detecció; la proximitat de l'oceà Atlàntic induïa soroll microsísmic que saturava la capacitat emmagatzemadora de les estacions (Barruol et al., 1998). Els resultats derivats d'aquests experiments mostren una direcció de polarització ràpida pràcticament constant al llarg de tota la serralada, amb una orientació de N100°E, paral·lela a l'orientació pròpia de l'orogen, i amb temps de retard que van des de 1.1 a 1.5 s (Barruol et al., 1998).

Arran del terratrèmol de magnitud 5.2, ocorregut el 18 de Febrer del 1996 al sector oriental dels Pirineus, a prop de la ciutat de Saint-Paul de Fenouillet, i encara que aquest va ser el primer sisme d'importància ocorregut a França enregistrat per un gran nombre d'estacions permanents, es va desplegar en menys de 24 hores una xarxa de 30 estacions temporals per a fer un estudi detallat de les seves rèpliques. L'experiment es va dur a terme en col·laboració d'investigadors de l'OMP i LDG/CEA, els quals aportaren 25 estacions, i de l'IGC-ICTJA, els quals aportaren les 5 estacions restants. La xarxa francesa va estar en funcionament fins al 23 de Febrer i l'espanyola fins l'1 de Març d'aquell mateix any. Es van registrar una gran quantitat de rèpliques les quals es varen localitzar, quan era possible, emprant les dades de les xarxes temporals i permanents. La zona epicentral es troba situada a només 8 km al nord de la falla Nord-Pirinenca, en el massís d'Agly. Els mecanismes focals obtinguts per a les rèpliques més importants mostren solució de falla inversa amb els plans orientats E-W, solució consistent amb el règim compressiu N-S dels Pirineus (Rigo et al., 1997; Pauchet et al., 1999).

En el període 2000-2002 l'OMP va desplegar, a la part central francesa de Pirineus, 2 xarxes temporals, amb 5 i 12 estacions respectivament. L'objectiu era caracteritzar sismotectònicament una regió on tant l'activitat sísmica com el règim tectònic semblen patir una transició. Es va cobrir una franja entorn la falla Nord-Pirinenca i la falla d'Adour, entre les ciutats d'Arudy, Lourdes i Bagnères de Bigorre. Les dades obtingudes per aquestes xarxes, analitzades junt amb les dades de les xarxes permanents de la zona, van permetre concloure que la sismicitat d'aquesta regió es troba distribuïda en nuclis aïllats totalment desvinculats de la falla Nord-Pirinenca, s'aprofundeix cap al nord fins a 20 km de fondària, i la fondària hipocentral creix d'oest cap a l'est. Els mecanismes focals obtinguts mostren diferents solucions depenent de si estan localitzats a l'est o a l'oest de la falla d'Adour. S'observa un predomini de falles inverses al sector oriental de la zona d'estudi, mentre que a la regió central hi predominen les solucions de cisalla, i a zona occidental hi ocorren bàsicament terratrèmols amb solució de falla normal (Rigo et al., 2005).

El 16 de Maig del 2002 van tenir lloc, a les rodalies de la ciutat de Lourdes, dos events de magnitud 4.6 i 4.3, seguits, tres dies més tard, per un sisme de magnitud 3.7. Aquests events van ser enregistrats per més de 20 estacions permanents de l'OMP, les 3 del LDG/CEA i les estacions de l'IGN i l'IGC. També van ser enregistrats per 14 acceleròmetres de la xarxa RAP francesa, un d'ells situat al centre mateix de la ciutat de Lourdes. A més a més, quan es van succeir aquests events, l'OMP tenia en funcionament la xarxa temporal de 12 estacions esmentada anteriorment i localitzada al sud de la localitat de Lourdes. Aquest dispositiu experimental va registrar els sismes, encara que l'event principal va produir la

saturació de les estacions més properes al focus. La gran quantitat de dades obtingudes mitjançant les xarxes permanents i temporals desplegades a la zona, permeteren obtenir localitzacions hipocentrals pels terratrèmols principals de major qualitat que les obtingudes de forma rutinària pel organismes presents a la zona (LDG/CEA, RENASS, IGN o IGC). Alhora també van permetre obtenir determinacions hipocentrals per a un gran nombre de rèpliques, i mecanismes focals de molta qualitat, mostrant pels 2 events principals solucions de falla inversa amb certa component de cisalla (Dubos et al., 2004).

Arran del terratrèmol de magnitud 4.0 ocorregut al Pirineu oriental el 21 de Setembre del 2004, a les rodalies de la població de Queralbs, l'IGC, en col·laboració amb l'ICTJA, va desplegar una xarxa temporal de 6 estacions que van estar en funcionament durant 35 dies. El focus d'aquest sisme es localitzà molt a prop de la zona epicentral del terratrèmol destructiu de 1428 (I=IX, EMS-98), una àrea caracteritzada per una sismicitat moderada en la que s'han enregistrat diversos events de magnitud propera a 4.0 en les passades dècades. Aquest dispositiu va permetre registrar i localitzar amb precisió més de 800 rèpliques amb magnituds inferiors a 2.0 (Frontera et al., 2005; Figueras et al. 2006).

L'IGN, en col·laboració amb la *Confederación Hidrográfica del Ebro* (CHE), va començar a mitjans de l'any 2005 a desplegar una xarxa temporal per fer el seguiment de la sismicitat apareguda a les rodalies de l'embassament d'Itoiz (Navarra). La incògnita sobre si el pantà era el causant de l'augment de la sismicitat de la zona es va disparar arran del terratrèmol de magnitud 4.6 que va tenir lloc a les seves rodalies el 18 de Setembre del 2004, i que va anar precedit d'alguns precursors, els quals s'iniciaren pocs mesos després del començament de l'emplenat del pantà (veure capítol 6). Actualment l'IGN i la CHE tenen 6 estacions sísmiques a la zona, però es preveu arribar a desplegar-hi fins a 14 instruments amb els que fer un seguiment complet de la sismicitat local, i estudiar les possibles relacions entre l'activitat sísmica i els volums d'aigua emmagatzemats al pantà.

Pel que respecta a la resta de la cornisa Cantàbrica no es té coneixement d'estudis temporals previs als portats a terme pel projecte GASPI.

Únicament en relació a les sèries sísmiques que van tenir lloc a la regió de Lugo l'any 1997, on entre els mesos de Febrer i Maig van tenir lloc 10 events de magnitud superior a 4, assolint la màxima magnitud de 5.3 el dia 21 de Maig, l'IGN, en col·laboració amb l'ICTJA i la Universitat Complutense de Madrid, va desplegar una xarxa sísmica temporal a les rodalies de les poblacions de Sarria i Becerreia per a fer el seu seguiment (Rueda i Mezcuca, 2001).

- Resultats sísmològics previs

El sector més occidental dels Pirineus és una àrea on la sismicitat històrica sembla escassa. Això però, es deu principalment a que és una zona poc documentada i on només es disposa de pocs valors d'intensitat. Malgrat tot, es poden distingir un parell de zones d'activitat, on en el passat recent s'hi produïren sismes amb intensitat compresa entre IV i VII (Figura 2.8).

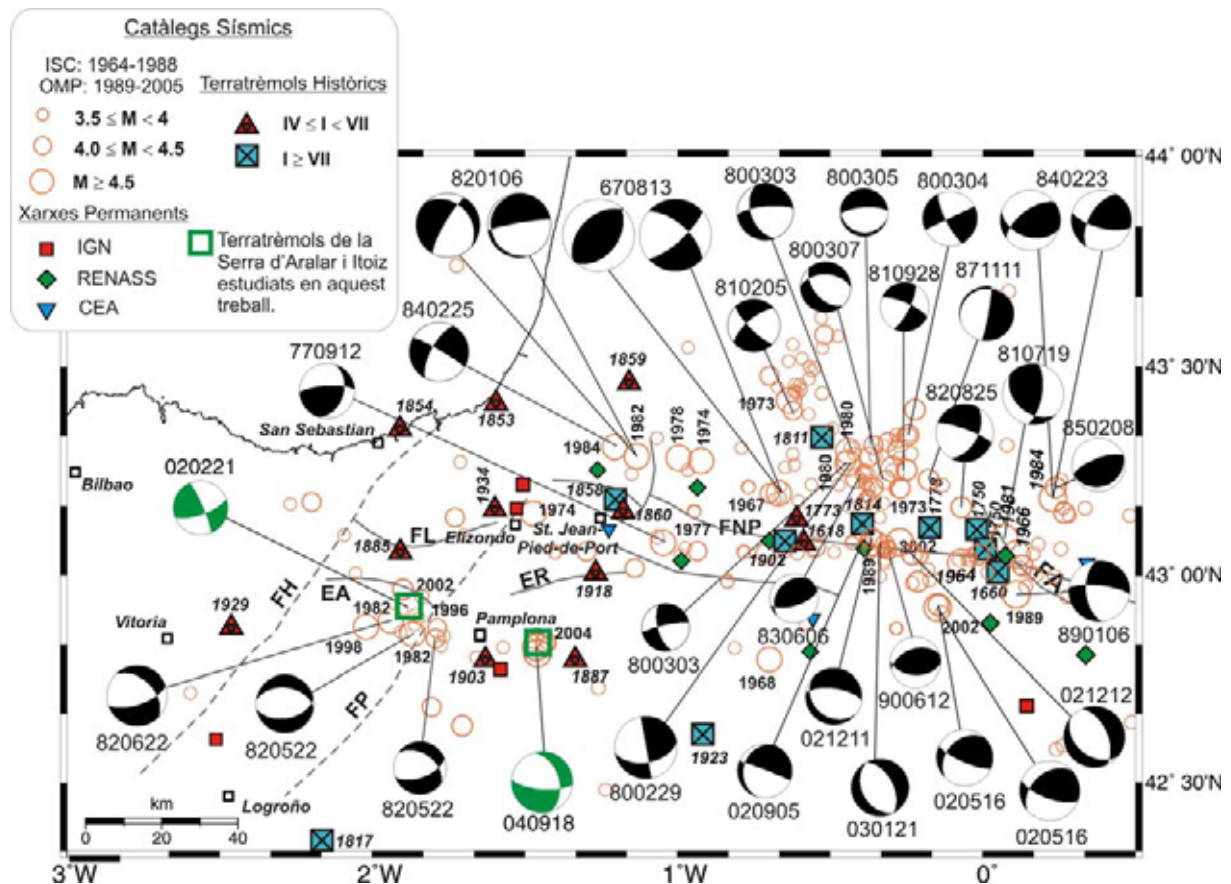


Figura 2. 8.- Events sísmics de magnitud superior a 3.5 continguts en el catàleg del *International Seismological Service* (ISC) en el període 1964-1988 i en el catàleg de l'OMP des de 1989 a 2005. Es mostren també en verd les zones epicentrals i les solucions focals dels terratrèmols estudiats en aquest treball: Serra d'Aralar (Febrer del 2002) (Ruiz et al., 2006b) i Itoiz (Setembre del 2004) (Ruiz et al., 2006c). Així mateix es mostren els events històrics de major rellevància (Suriñach i Roca, 1982; Souriaru et al., 2001; Martínez-Solares i Mezcuca, 2003) i els mecanismes focals dels terratrèmols amb $M > 4.0$ (Nicholas et al., 1990; Delouis et al., 1993; Souriau, 2001; Vannucci et al., 2004; Rigo et al., 2005). FP: Falla de Pamplona. FH: Falla d'Hendaya. FL: Falla de Leiza. FNP: Falla Nord-Pirinenca. FA: Falla d'Adour. ER: Encavalcament de Roncesvalles. EA: Encavalcament d'Aralar.

La primera zona es troba situada a la regió fronterera, entre la costa Atlàntica i la zona dels massissos Paleozoics Bascos. El nucli d'activitat més important d'aquesta regió es troba a les rodalies de la població d'Elizondo, entre la falla de Leiza i l'encavalcament de Roncesvalles, zona per on transcorre l'extrem septentrional de la falla de Pamplona amb orientació NNE-SSO. En aquest sector s'hi produïren diversos sismes d'intensitat superior a

IV en el període 1853-1934, i en l'any 1858 s'hi produí un terratrèmol d'intensitat VII. La segona zona està localitzada més al sud, a les rodalies de la ciutat de Pamplona, on s'hi produïren diferents sismes d'intensitat V al llarg dels anys 1885-1929, i el terratrèmol d'intensitat VI de 1903, que va tenir lloc just a les afores d'aquesta ciutat. D'especial interès per aquest estudi es l'event d'intensitat IV que es produí l'any 1887 a l'est de Pamplona, a prop d'on en l'actualitat està situat el pantà d'Itoiz, i que constitueix l'únic antecedent històric d'importància d'activitat sísmica a la conca de Pamplona (Suriñach i Roca, 1982; Souriau et al., 2001; Martínez-Solares i Mezcua, 2003) (Figura 2.8).

Encara a la vessant espanyola de la serralada, però fora dels límits de la regió de Navarra, cal remarcar l'ocurrència de dos terratrèmols destructors. El primer d'ells va tenir lloc a Arnedillo (La Rioja) el 18 de Març de 1817 i que va assolir intensitats entorn a VII-VIII. El segon, al qual se li assigna una intensitat de VIII, va ocórrer el 10 de Juliol de 1923 amb epicentre a Martes (Osca). A la vessant francesa de la serralada, a prop de la ciutat d'Arudy s'hi produí l'any 1811 un terratrèmol d'intensitat VIII (Suriñach i Roca, 1982; Souriau et al., 2001; Martínez-Solares i Mezcua, 2003) (Figura 2.8).

La major part de la sismicitat instrumental catalogada al sector occidental dels Pirineus es troba concentrada a la vessant francesa de la serralada (Figura 2.8 i 2.9). Aquesta activitat es distribueix al llarg d'una franja E-O d'uns 150 km de llargària i d'entre 5 i 15 km d'amplada, localitzada entre les longituds 0.3° E i 1.3° O, des de les poblacions de Bagnères-de-Bigorre a Saint Jean Pied de Port (Souriau i Pauchet, 1998; Souriau et al., 2001; Rigo et al., 2005).

Tradicionalment s'havia associat aquesta activitat sísmica a la falla Nord-Pirenenca (FNP), ja que se suposava que aquest accident controlava l'alliberament dels esforços tectònics acumulats al llarg d'aquest sector occidental dels Pirineus (Gagnepain et al., 1980; Gallart et al., 1985b, Souriau i Pauchet, 1998). Però els nous estudis portats a terme recentment, on s'han analitzat noves dades sismològiques, mostren que aquesta activitat pot estar associada a segments de falles no necessàriament orientades en la direcció E-O, sinó que creuen la zona de la FNP (Souriau et al., 2001; Rigo et al., 2005). D'acord amb aquests autors, l'activitat sísmica al sector centro-occidental dels Pirineus, entre 0.3° E i 0.3° O, es pot associar a estructures de poca extensió i d'orientació aproximadament N-S, separades entre elles per zones asísmiques. En aquesta zona els hipocentres s'aprofundeixen cap al nord, i la seva fondària màxima creix d'oest cap a l'est indicant un lleuger engruiximent de la zona sismogènica en aquesta direcció (Rigo et al., 2005). Entre 0.5° O i 0.8° O la sismicitat es desplaça cap al nord de la FNP, i a l'oest de 0.8° O, l'activitat que allí ocorre es pot relacionar amb la presència de blocs intrusius (Souriau i Pauchet, 1998; Souriau et al.,

2001). En aquest sector occidental de la serralada, s'observa com els hipocentres continuen aprofundint-se cap al nord, però al contrari del que s'observa més a l'est, la seva fondària hipocentral augmenta d'est cap a l'oest. Els sismes passen de fondàries màximes de 20 km a l'extrem més oriental d'aquesta zona (Figura 2.9 - Tall C-C') a uns 30 km en el seu sector occidental (Figura 2.9 - Tall A-A') (Souriau and Pauchet, 1998; Ruiz et al., 2006a).

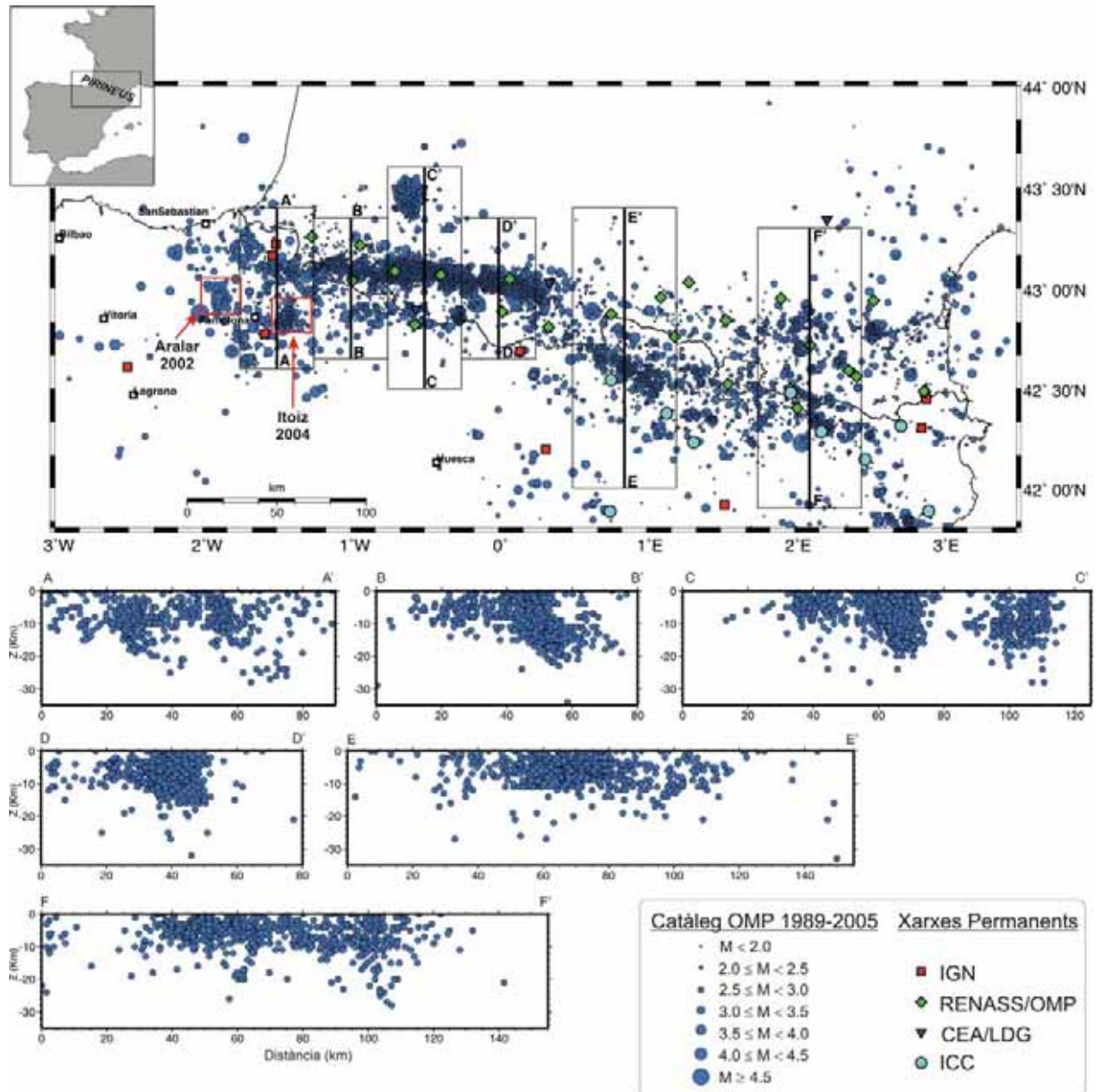


Figura 2. 9.- Terratrèmols catalogats per l'OMP durant els anys 1989-2005. S'han realitzat 5 talls N-S al llarg de tota la serralada on es pot observar l'aprofundiment cap al nord de la sismicitat de l'Occident Pirinenc (Talls A-A' fins D-D'). Es mostren també les estacions de les xarxes permanents presents a la regió. En vermell s'indiquen les zones epicentrals del terratrèmols d'Aralar (2002) i Itoiz (2004) estudiats en aquest treball.

Els events de major importància ocorreguts en aquesta zona en els últims 40 anys són el terratrèmol de magnitud 5.5 que va tenir lloc a la regió d'Arette el 13 d'Agost de 1967

(Gagnepain et al., 1980), els sisme d'Arudy ocorregut el 29 de Febrer de 1980 i que va assolir una magnitud de 5.1 (Gagnepain-Beyneix et al., 1982), i l'event de magnitud 4.8 del massís de les Arbailles, que va tenir lloc el 6 de Gener de 1982 (Gallart et al., 1985b) (Figura 2.8).

A l'extrem més occidental dels Pirineus els catàlegs instrumentals mostren una sismicitat dispersa i de moderada magnitud, on l'activitat més remarcable està localitzada a l'oest de la ciutat Pamplona (Figures 2.8 i 2.9). Els events d'aquesta zona s'han relacionat tradicionalment amb el sector central de la falla de Pamplona (Grandjean et al., 1994; Souriau and Pauchet, 1998) (veure capítol 4). Entre Maig i Juny de 1982 s'hi va produir una crisi sísmica de 28 terratrèmols amb magnituds compreses entre 2.7 i 4.9 (Olivera and Gallart, 1987). En el catàleg del OMP apareixen 2 events de magnituds 4.4 i 4.9 ocorreguts els dies 25 de Febrer de 1996 i el 27 d'octubre de 1998, respectivament. Més recentment, el 21 de Febrer del 2002 es produí un sisme de magnitud 4.1 a uns 15 km al NO de Pamplona, a prop de la població d'Irutzun, i que en aquest estudi ha estat relacionat amb el sistema d'encavalcaments d'Aralar (veure capítol 5). Per últim, el 18 Setembre del 2004 va ocórrer un terratrèmol de magnitud 4.6 a menys de 20 km a l'est de la ciutat de Pamplona, a les rodalies de l'embassament d'Itoiz, en una zona mancada d'activitat sísmica rellevant en el passat recent. Aquest event ha estat identificat com un cas de sismicitat disparada per pantans (veure capítol 6) (Figura 2.8).

Referent al nucli d'activitat proper a la zona d'Elizondo, el catàleg del Centre Sismològic Internacional (ISC) mostra un terratrèmol de magnitud 4.6 que hi va tenir lloc el 13 d'Agost de 1974 (Figura 2.8). La xarxa temporal de 40 estacions, desplegada en aquesta zona occidental de Pirineus, dins del marc de treball del projecte ECORS-Arzacq, va permetre enregistrar diversos events en aquesta zona (Grandjean et al., 1994). Treballs recents portats a terme des de l'OMP, producte de compilar i relocalitzar tots els sismes de la zona de Pirineus (Souriau i Pauchet, 1998; Souriau et al., 2001) mostren en aquesta àrea, poc controlada per la baixa densitat d'estacions permanents, una franja d'activitat sísmica d'orientació E-O força dispersa.

A la zona de la conca Basco-Cantàbrica, els catàlegs instrumentals no mostren cap activitat remarcable (Figures 2.9 i 2.10).

Al sector de la Serralada Cantàbrica l'activitat sísmica està associada principalment a la falla de Ventaniella, i es troba concentrada a la zona del canó d'Avilés, situat al nord-oest d'aquesta ciutat asturiana, i a la zona de Riaño (Lleó) (Figura 2.10) (López-Fernández, 2007).

està caracteritzat per una activitat sísmica moderada i dispersa associada a estructures de la zona de Galicia-Tras-Os-Montes (Figura 2.10) (Rueda i Mezcua, 2001; López-Fernandez, 2007; Díaz et al., 2007).

2.3.2.- Perfils sísmics als Pirineus i a la Serralada Cantàbrica.

A mitjans dels anys 50, va començar la realització d'una sèrie de grans projectes de col·laboració internacional (*International Geodynamics Project*) a fi de portar a terme experiments de sísmica amb explosions, estudiant així les estructures crustals i mantèl·liques de diferents regions d'Europa: Alps, Apenins, massís Ibèric, serralada Bètica i Pirineus. No és fins a mitjans dels anys 70 que es comencen a realitzar els primers estudis corticals profunds a la península Ibèrica (Veure recopilació de publicacions a: Banda et al., 1983; Banda, 1988; Gallart et al., 2006). Els primers experiments als Pirineus es portaren a terme a finals de la dècada dels 70 i varen consistir en dos perfils E-O de sísmica de gran angle a través de la ZAP i ZNP (Explosion Seismology Group Pyrenees, 1980; Gallart et al., 1980 i 1981; Daignières et al., 1981 i 1982). Més endavant, durant els anys 80 i 90, en el marc dels programes ECORS, ESCIN i altres projectes relacionats, va començar l'estudi sistemàtic dels Pirineus i del marge continental Cantàbric mitjançant experiments de sísmica de reflexió profunda i de reflexió-refracció de gran angle (Choukroune i ECORS team, 1989; Daignières et al., 1989; Suriñach et al., 1993; Pérez-Estaún et al., 1994; Álvarez-Marron et al., 1996; Pulgar et al., 1996) (Figura 2.11).

Les dades obtingues en aquests estudis van revelar un important engruiximent cortical sota els Pirineus i la Serralada Cantàbrica. Les imatges de la zona de col·lisió obtingudes a partir de la sísmica vertical van permetre crear els primers models estructurals, mostrant l'indentació de l'escorça Europea entre l'escorça superior i mitja Ibèriques, produint la subducció cap al nord de l'escorça mitja i inferior Ibèrica (Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Teixell, 1998; Gallastegui, 2000).

A continuació es descriuran breument els diferents experiments portats a terme fins avui en dia, i els seus resultats més significatius.

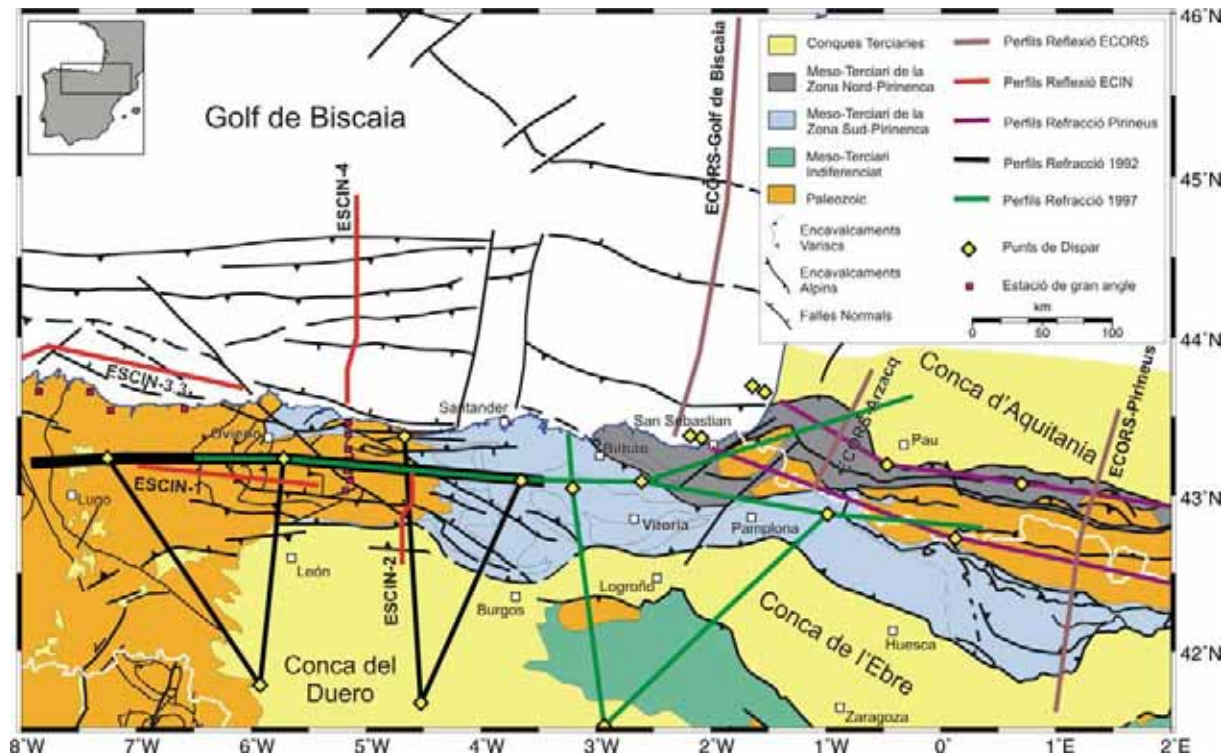


Figura 2. 11.- Principals experiments de sísmica de reflexió vertical profunda i reflexió/refracció de gran angle portats a terme a la serralada Pirinenca.

- Perfils als Pirineus

El primer experiment de sísmica profunda als Pirineus es va realitzar, tal com ja s'ha esmentat, entre els anys 1976 i 1978, i va consistir en 2 perfils paral·lels de sísmica de reflexió-refracció de gran angle, que anaven des del Golf de Biscaia al mar Mediterrani, travessant d'est a oest tota la serralada. El perfil sud discorria a través de la ZAP (Gallart et al., 1980, 1981) i el nord per la ZNP (Daignières et al., 1981, 1982). Aquestes primeres investigacions van posar en evidència que la base de l'escorça assolía la seva màxima fondària a la part central de la serralada. L'espessor de l'escorça a la ZAP era d'uns 50 km, mentre que a la ZNP passava bruscament a 30-35 km. Aquest decalatge vertical a la Moho de més de 15 km entre la ZAP i la ZNP va fer que s'interpretés la FNP com el límit de plaques entre Ibèria i Europa (Gallart et al., 1981; Daignières et al., 1982). En els extrems d'aquestes transectes longitudinals, el gruix de l'escorça disminueix fins a uns 20 km en el Mediterrani i a uns 25-30 km en el golf de Biscaia. Un dels punts més rellevants pel nostre estudi, és el fet que a l'extrem occidental del perfil sud, el de la ZAP, la Moho presenta una discontinuïtat molt important, passant de 30 a 40 km de fondària al creuar la traça de la falla de Leiza. Aquest fet, junt amb els resultats obtinguts a partir de dades paleomagnètiques (Van der Voo i Boessenkool, 1973), es va interpretar com una clara evidència de la continuïtat del límit estructural representat per la FNP a través de la falla de Leiza (Gallart et

al., 1981) (Figura 2.12).

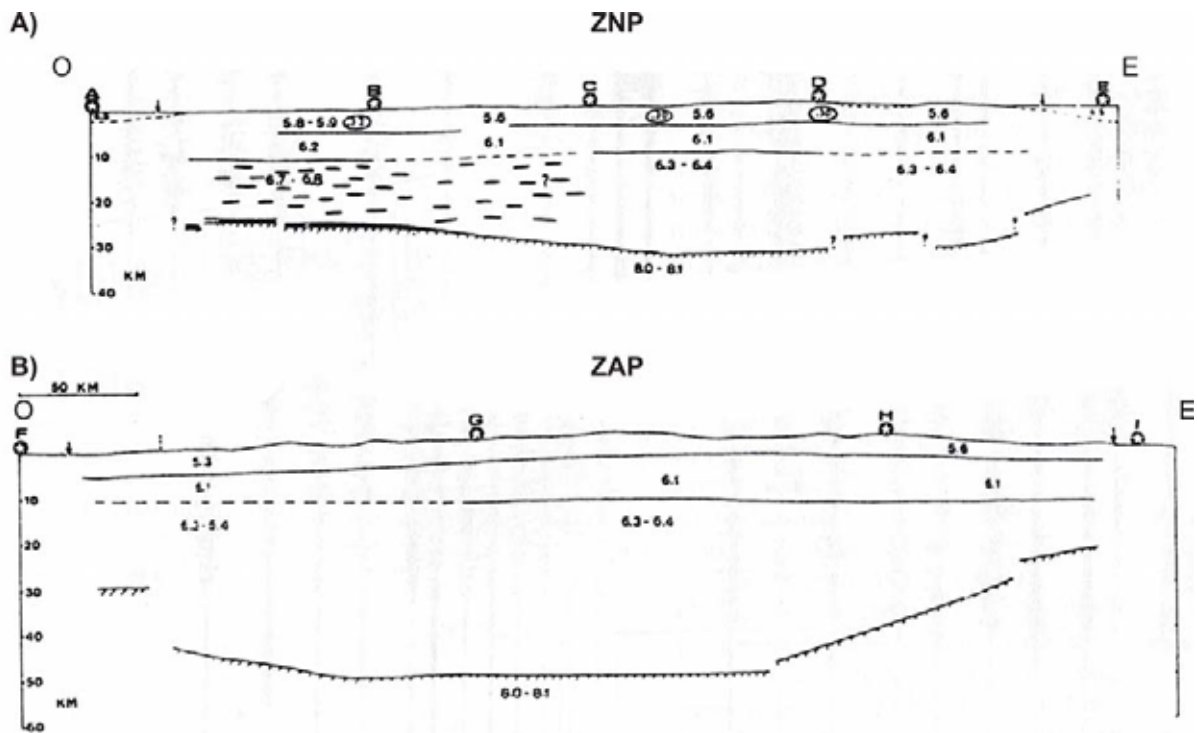


Figura 2. 12.- Figura modificada de Daignières et al., 1982. Models de velocitat i fondària dels perfils E-O de Pirineus travessant la Zona Nord Pirinenca (Daignières et al., 1981, 1982) A) i la Zona Axial Paleozòica (Gallart et al., 1980, 1981) B) on s'observa un salt bruscat a la fondària de la Moho passant d'uns 50 km a la part central de la ZAP a uns 30-35 km en la ZNP.

Durant els anys 80, dins del projecte espanyol-francès ECORS (*Etude Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismiques*) es varen realitzar una sèrie de perfils de reflexió profunda que travessaven perpendicularment les principals estructures E-O pirinenques, i dels quals destacarem: el perfil ECORS-Pirineus (ECORS-Pyrenees Team, 1988), a la part central de la serralada, el perfil ECORS-Arzacq (Daignières et al 1994), als Pirineus occidentals, i el perfil marí ECORS-Golf de Biscaia (Pinet et al., 1987) (Figura 2.11). A la zona del perfil ECORS-Pirineus es va adquirir també un perfil de gran angle coincident amb el seu traçat a fi de complementar la informació de la sísmica de reflexió i obtenir la distribució de velocitats cortical (Suriñach et al., 1993). En aquesta mateixa zona es va adquirir un altre perfil en ventall amb l'objectiu d'observar les variacions en fondària de la Moho en la direcció N-S, coincident amb la transecta ECORS-Pirineus (Daignières et al., 1989). Fora de la nostra zona d'estudi, es realitzaren al Mediterrani els perfils ECORS-Golf de Lió (De Voogd et al., 1991).

Els perfils ECORS de terra serviren per proporcionar més dades sobre la relació entre

la geologia de superfície i l'estructura dels nivells profunds de l'escorça. Aquests perfils mostren una elevació del sostre del sòcol paleozoic a la ZAP produïda per encavalcaments, una sèrie de reflexions inclinades a l'interior de l'escorça que poden atribuir-se als grans encavalcaments corticals de la serralada i una densa franja de reflexions profundes atribuïbles a les escorces inferiors i Mohos Europea i Ibèrica (Choukroune i ECORS team, 1989; Daignières et al 1994). L'escorça Inferior i la Moho Ibèrica identificades en aquests perfils de reflexió, s'aprofundeixen cap a nord. La fondària de la Moho Ibèrica passa de 33 km a la vertical del front Sud Pirenaic, a uns 55-60 km sota la Zona Axial, submergint-se sota l'escorça inferior Europea, la qual presenta una Moho pràcticament plana a una fondària d'entre 28 i 30 km. De les dades del perfil ECORS-Pirineus i perfil ECORS-Arzacq se'n desprèn la imatge d'una escorça europea més prima indentant-se en l'escorça Ibèrica, forçant així la seva subducció cap al nord i creant, en els nivells superiors, el tascó de doble vergència característic dels Pirineus, on els encavalcaments bassals nord i sud-pirinencs conflueixen en fondària i generen les característiques estructures vergents cap al nord a la ZNP, i cap al sud a la ZSP (Muñoz, 1992; Teixell, 1998). Al perfil ECORS-Pirineus, la geometria exacta de la indentació i de les estructures sota la Zona Axial no són molt clares, cosa que ha donat lloc a diferents models i interpretacions (Ex: Roure et al., 1989; Mattauer, 1990; Choukroune, 1992; Muñoz, 1992) (Figura 2.13).

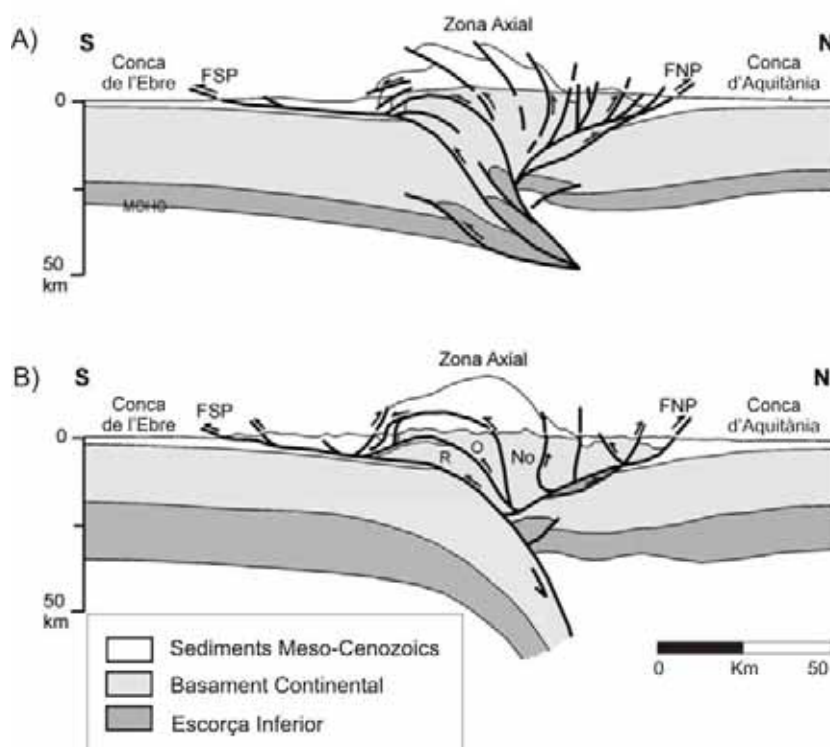


Figura 2. 13.- Talls geològics a escala cortical basats en el perfil sísmic de reflexió profunda ECORS-Pirineus obtinguts a partir de combinar-hi altres dades geològiques i geofísiques (sísmica de refracció i gravimetria). A) Tall segons Roure et al., 1989 i B) tall segons Muñoz, 1992. FSP: Front Sud-Pirinenc. FNP: Front Nord-Pirinenc. R, O, No: Mantells de Rialp, Orri i Noguera. (Figura modificada de Teixell, 2004).

Al perfil ECORS-Arzacq, els reflectors de la Moho europea es poden prolongar fins al final de la transecta. Aquest fet ha donat lloc a una interpretació de la zona de contacte entre les plaques Ibèrica i Europea una mica diferent de la del perfil ECORS-Pirineus. En aquest cas es proposa una interdigitació complexa de doble tascó, on l'escorça europea delamina l'escorça Ibèrica provocant la subducció de la seva escorça inferior (Teixell, 1998) (Figura 2.14).

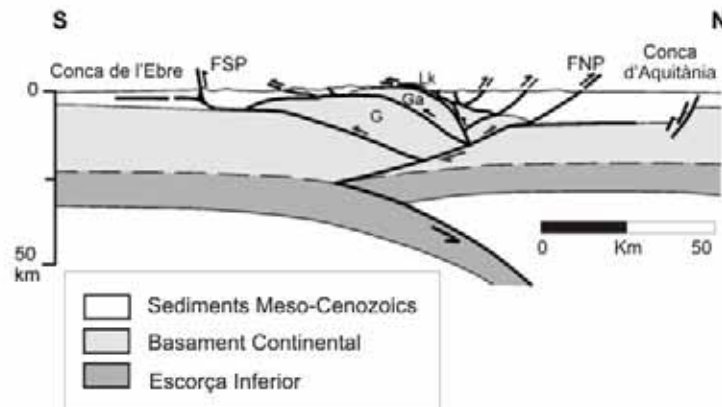


Figura 2. 14.- Tall geològic a escala cortical basat en el perfil sísmic de reflexió profunda ECORS-Arzacq. S'ha prolongat cap al sud, a través de la Zona Sud-Pirinenca, mitjançant dades geològiques, i s'ha afegit la posició interpretada de l'escorça inferior (Teixell, 1998). FSP: Front Sud-Pirinenc. FNP: Front Nord-Pirinenc. G, Ga, Lk: Mantells de Guarga, Gavarnie i Lakorra. (Figura modificada de Teixell, 2004).

El perfil marí de sísmica vertical ECORS-Golf de Biscaia es va enregistrar paral·lel a la costa de les Landes, al llarg de 295 km, des de la plataforma continental Cantàbrica a la plataforma Armoricana, oferint una bona imatge de la conca de Parentis a la seva part central (Figura 2.15).

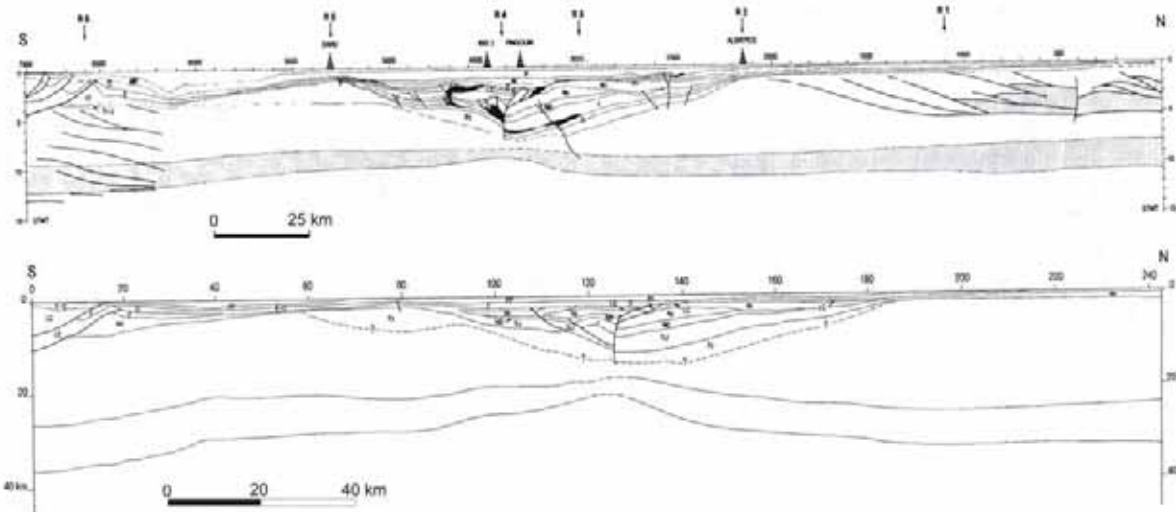


Figura 2. 15.- Perfil ECORS-Golf de Biscaia. Secció no migrada interpretada geològicament, i visió parcial de la secció en fondària on s'observa clarament l'aprimament cortical sota la conca de Parentis. (Figura adaptada de Bois et al., 1997).

A més d'aquest perfil es varen enregistrar 6 perfils transversals d'obertura creixent (*expanding spread profiles*) a fi de poder caracteritzar l'estructura de velocitats i acotar millor les fondàries dels reflectors (Pinet et al., 1987; Marillier et al., 1988; Gariel et al., 1997; Priat et al., 1997). En els dos extrems del perfil, l'espessor cortical és d'uns 30-35 km, però l'escorça s'aprima a la part central del perfil, sota la conca de Parentis, on la forta extensió Mesozoica ha reduït l'espessor a uns 15-20 km (Pinet et al., 1987; Marillier et al., 1988; Bois et al., 1997; Tomassino i Marillier, 1997) (Figura 2.15).

- Perfils a la Serralada i marge continental Cantàbrics

Fins a la dècada dels 90 no es van realitzar els primers perfils sísmics a la zona de la serralada i marge continental Cantàbric. En el marc del projecte ESCI (Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica) es van portar a terme 4 perfils de sísmica de reflexió profunda: dos d'ells a terra (ESCIN-1 i ESCIN-2) i els altres dos a mar (ESCIN-3 i ESCIN-4) (Fernández-Viejo i Gallastegui, 2005) (Figura 2.11).

El perfil ESCIN-1, de 140 km de longitud i de direcció E-O travessant la Zona Cantàbrica (ZC) i part de Zona Astur-Occidental Lleonesa (ZAOL), cobria les zones externes de l'orogen Varisc del NO de la península (Pérez-Estaún et al., 1994; Gallastegui et al., 1997). Les àrees internes d'aquest orogen van ser mostrejades pel perfil ESCIN-3, el qual va consistir en 3 segments d'un total de 380 km, enregistrats en el marge continental Cantàbric, a través de la costa nord de Galícia fins a Astúries (Álvarez-Marrón et al., 1996). El perfil N-S ESCIN-2, de 65 km de longitud, va mostrejar l'estructura profunda a la zona de transició entre la conca del Duero i la serralada Cantàbrica (Pulgar et al., 1996 i 1997; Gallastegui, 2000). Finalment, el perfil ESCIN-4, també d'orientació N-S i de 145 km de longitud, va ser dissenyat per estudiar la transició estructural continent-oceà, al sector sud del Golf de Biscaia (Álvarez-Marrón et al., 1997a,b; Gallastegui, 2000) (Figura 2.11).

El perfil ESCIN-2 mostra una estructura profunda similar a la del Pirineu central, amb l'escorça inferior i la Moho Ibèrica enfonsant-se cap al nord sota l'escorça Europea del marge continental Cantàbric, la qual s'ha introduït com un tascó al mig de l'escorça Ibèrica, provocant la subducció cap al nord de la seva meitat inferior. A la part superior del tascó, s'arrelen els encavalcaments Alps vergents cap al sud i que superposen la serralada Cantàbrica a la conca del Duero (Pulgar et al., 1996, 1997; Gallastegui, 2000) (Figura 2.16).

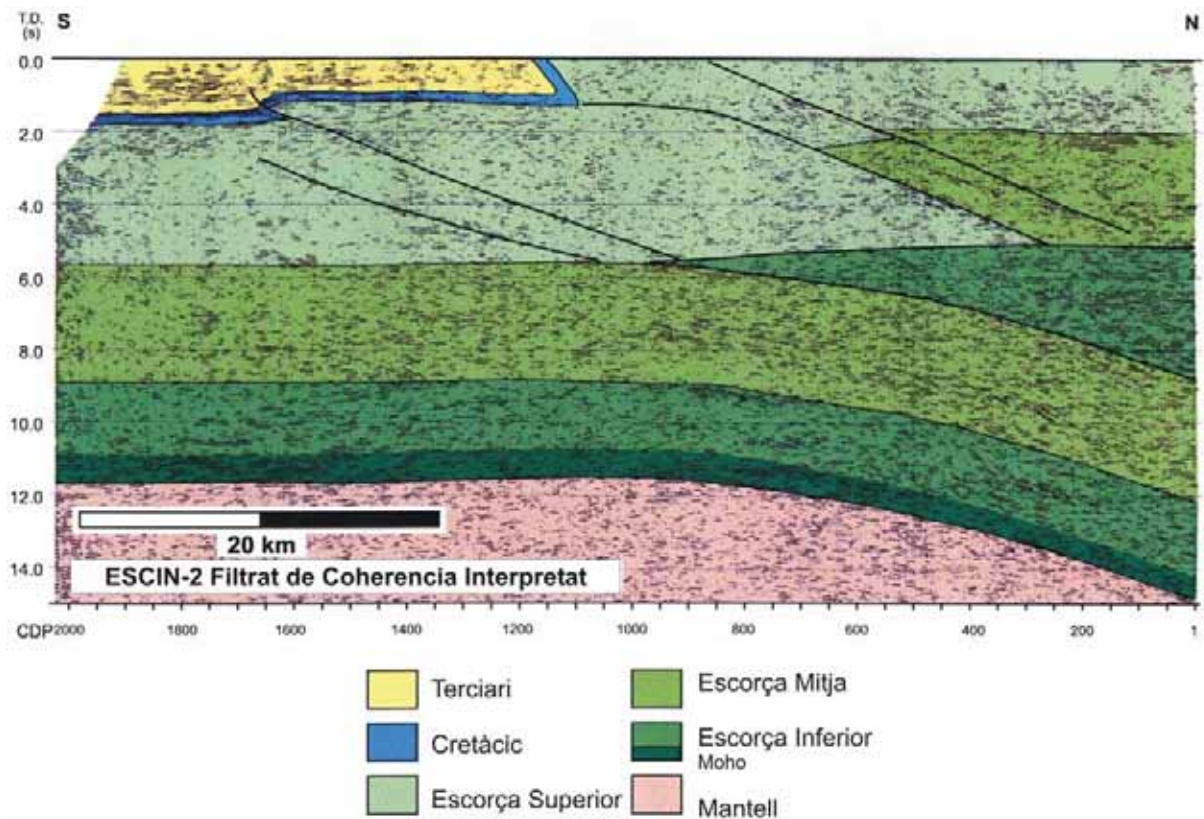


Figura 2. 16. Interpretació del perfil sísmic ESCIN-2 (Figura adaptada de Gallastegui, 2000).

El perfil ESCIN-4 ofereix una imatge molt completa del marge continental Cantàbric. Al sector més meridional, a la plataforma Asturiana i el banc de Le Danois, s'observen les conques sedimentàries Mesozoiques invertides durant el Terciari (Figura 2.17A). Just a sota del talús continental s'aprecien una sèrie de reflectors inclinats cap al sud, donant lloc a estructures en forma de tascó, que s'havien interpretat tradicionalment com els sediments del prisma d'acreció Alpí, enterrats sota els sediments més recents (Álvarez-Marrón et al., 1997; Fernández-Viejo, 1997). Interpretacions més recents d'aquest perfil associen aquesta zona, molt afectada per encavalcaments vergents cap al nord, com la continuació de l'estructura d'imbricació desenvolupada al talús continental (Gallastegui, 2000; Gallastegui et al., 2002) (Figura 2.17B).

Al nord del talús, s'aprecia una potent seqüència sedimentaria dipositada sobre un basament, possiblement oceànic, la base del qual s'inclina cap al sud (Álvarez-Marrón et al., 1996 i 1997a,b) (Figura 2.17B).

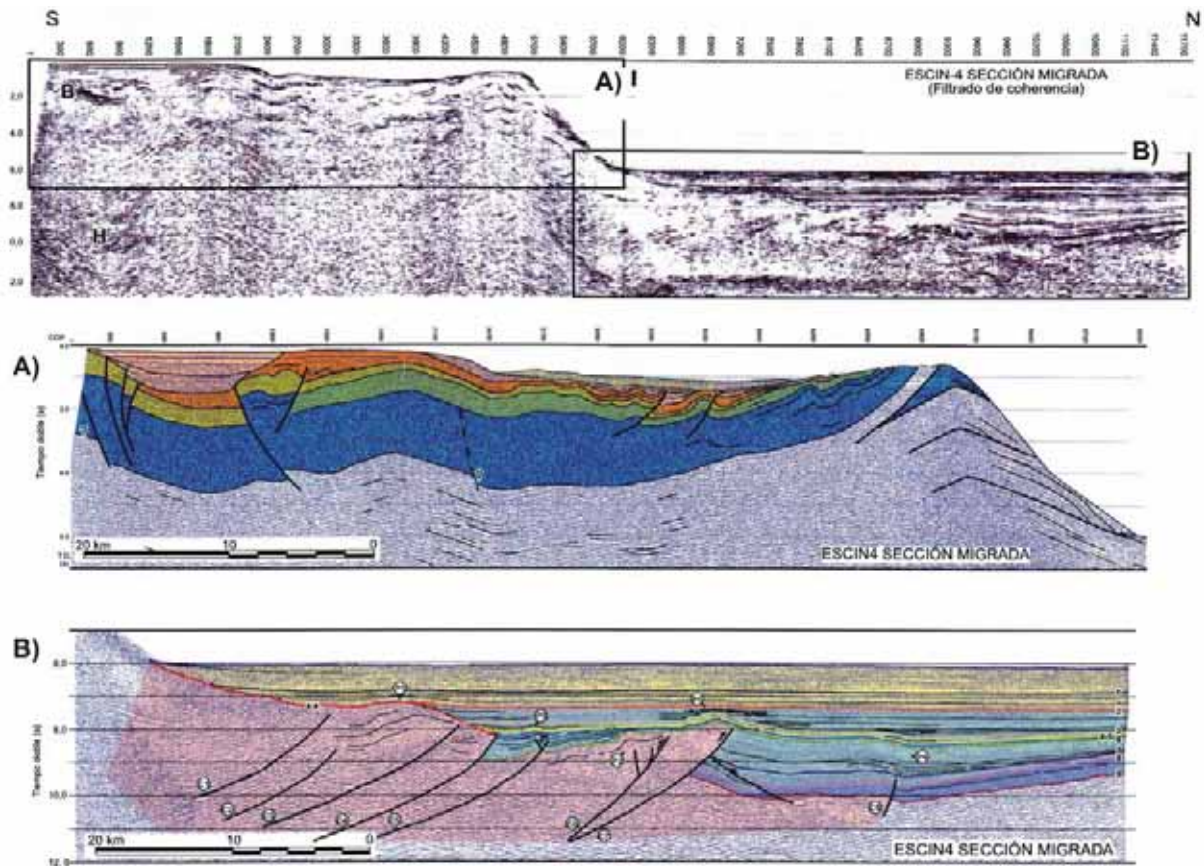


Figura 2. 17.- Interpretació de la secció migrada i filtrada de coherència del perfil ESCIN-4. A) Zona de la plataforma continental i talús on s'observen conques Mesozoiques invertides durant el Terciari. B) Zona de sota el talús i planura abissal on s'aprecia el sistema d'encavalcaments vergents cap a nord i la potent conca sedimentària dipositada sobre el possible basament oceànic. (Figura modificada de Gallastegui, 2000).

Els perfils ESCIN-2 i ESCIN-4 són perfils complementaris, pensats per a realitzar una transecta litosfèrica N-S a través de la zona Varisca més deformada durant l'orogènia Alpina, la serralada Cantàbrica, i les seves conques d'avantpaís, la conca de Duero al sud i la plataforma continental Cantàbrica al nord. Amb aquest motiu, a fi de complementar la informació dels perfils de reflexió vertical profunda, es varen enregistrar els tirs del perfil ESCIN-4 amb 7 estacions de terra, proveint la zona d'un perfil de gran angle que va permetre obtenir un model de velocitats d'uns 230 km de longitud, al llarg de la ZC i el marge Cantàbric. Els trets més significatius d'aquest model són una Moho Ibèrica aprofundint-se cap al nord, partint d'uns 37 km de fondària a l'extrem sud del perfil i assolint els 60 km de fondària sota la línia de costa, i una Moho Cantàbrica aprofundint-se cap al sud, partint d'uns 22 km de fondària sota el talús continental i assolint els 30 km sota la línia de costa. Malgrat que aquest reflector no es pugui seguir amb continuïtat cap al nord, degut principalment a la manca de dades d'OBS, el model contempla la possibilitat de tenir un gruix cortical d'uns 17 km a l'extrem septentrional del perfil (Gallart et al., 1997; Pulgar et al., 1996; Fernández-Viejo et al., 1998) (Figura 2.18).

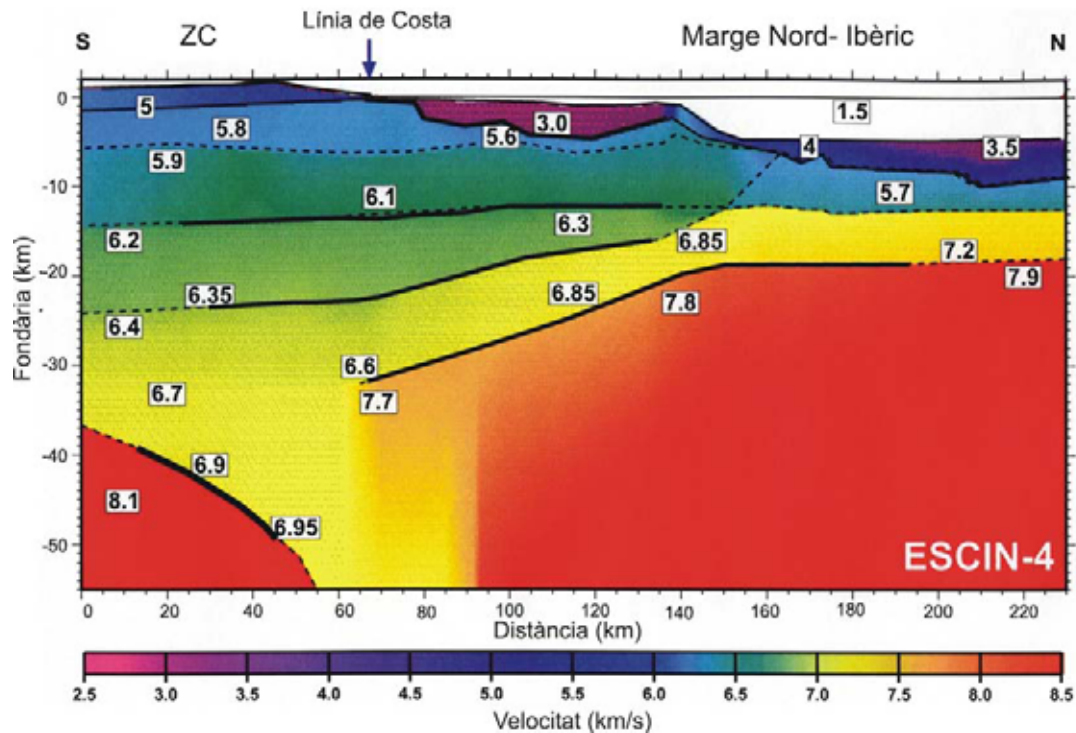


Figura 2. 18.- Model de velocitats del perfil ESCIN-4 obtingut a partir del registres dels dispars marins mitjançant estacions sísmiques terrestres (Figura adaptada de Fernández-Viejo et al., 1998).

Gallastegui (2000) va integrar totes les dades sísmiques d'aquests perfils ESCIN, junt amb dades geològiques i gravimètriques a fi de realitzar un tall crustal N-S que compren des de la conca del Duero a la planura abissal Cantàbrica. Aquesta transecta presenta una Moho Ibèrica a 32 km de fondària a l'extrem sud, a la conca del Duero, que s'aprofundeix ràpidament al arribar al front de la Serralada Cantàbrica i assoleix el 55 km de fondària sota la línia de costa. L'escorça Cantàbrica s'indenta en l'escorça Ibèrica fins a la vertical del front de la serralada, i la Moho Cantàbrica presenta un progressiu aprimament cap al nord, passant de 30 km de fondària sota la línia de costa als 17 km de l'extrem nord (Figura 2.19).

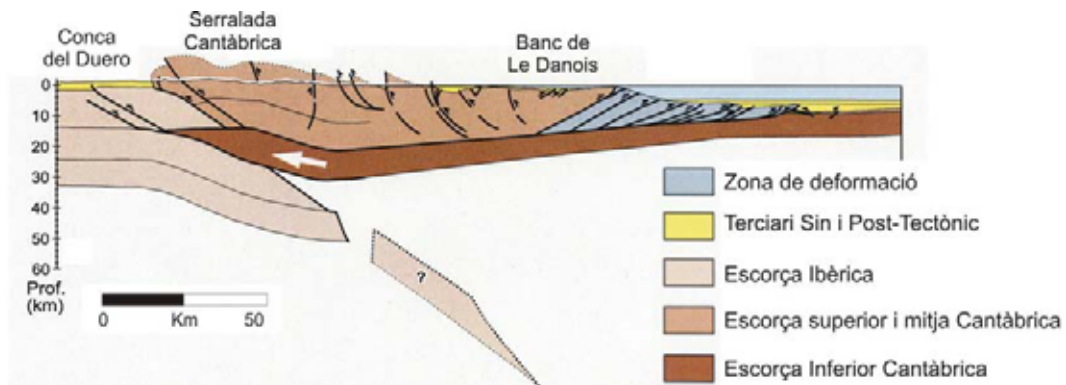


Figura 2. 19.- Tall geològic a escala cortical de la serralada i marge continental Cantàbric, integrant dades del perfils ESCIN-2, ESCIN-4, perfils de gran angle i dades gravimètriques (Figura adaptada de Gallastegui, 2000).

El perfil ESCIN-1 va proporcionar una imatge molt detallada de la tectònica epitelial de la ZC, mostrant en fondària els seus característics encavalcaments i plecs (Figura 2.5). Sobretot va servir per precisar la geometria de l'Antiforme del Narcea, el qual marca el límit entre la ZAOL i la ZC (Pérez-Estaún et al., 1994). Així mateix, s'observa com el nivell de desencanxament de la ZC s'aprofundeix suaument cap a l'oest, passant de 12 km de fondària (4-5 s TWT) al sector oriental, a uns 16 km (6 s TWT) a la zona de transició entre les àrees internes i externes. En canvi, el gruix cortical augmenta en el sector oriental del perfil, possiblement degut a l'efecte de l'orogènia Alpina (Pérez-Estaún et al., 1997; Gallastegui et al., 1997) (Figura 2.20).

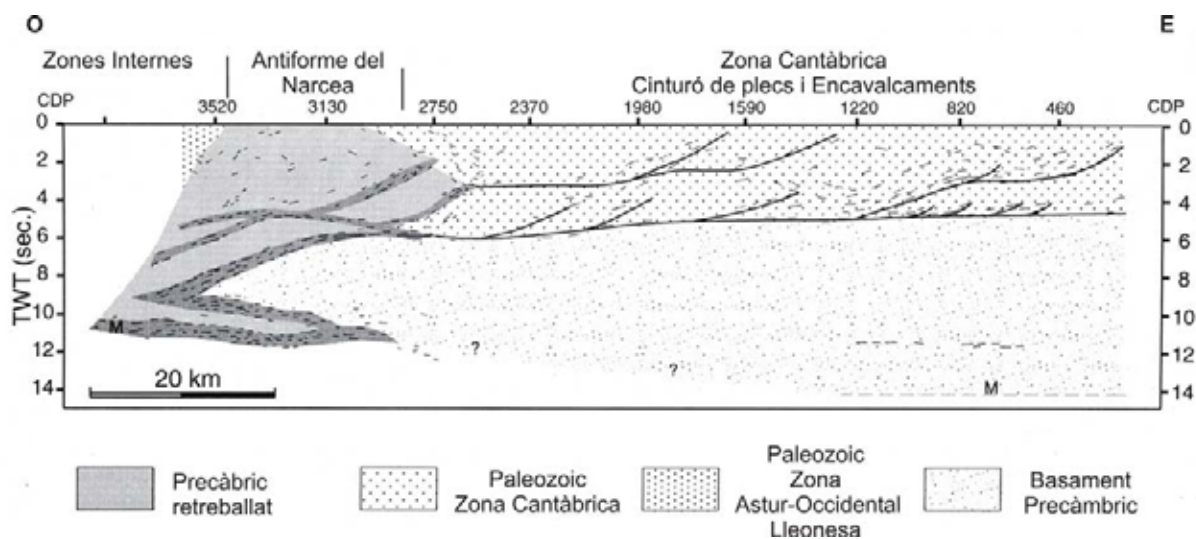


Figura 2. 20.- Interpretació del perfil de reflexió profunda ESCIN-1. M: Moho (Figura adaptada de Pérez-Estaún, 1997).

El segment més oriental dels tres trams del perfil ESCIN-3, paral·lel a la costa nord-oriental gallega i occidental asturiana (Figura 2.11), creua longitudinalment les àrees més internes de l'orogen Varisc (ZGTM i ZC) i la seva transició cap a les zones externes (ZAOL). Aquest perfil va permetre identificar dues importants conques sedimentàries relacionades amb l'extensió Mesozoica. A fondàries intermitges apareixen un gran nombre de reflectors subhorizontals aprofundint-se cap a l'oest que es poden correlacionar amb les principals estructures compressives varisques d'aquesta regió. Aquestes estructures conflueixen, a fondàries de l'escorça mitja, amb un reflector subhorizontals aprofundint-se també cap a l'oest que ha estat interpretat com el nivell de desencanxament de la ZAOL. S'aprecien també dues franges reflectives situades a 29 km (7-9 s TWT) i 35-40 km (11-12 s TWT) de fondària (Figura 2.21) (Martínez-Catalán et al., 1997).

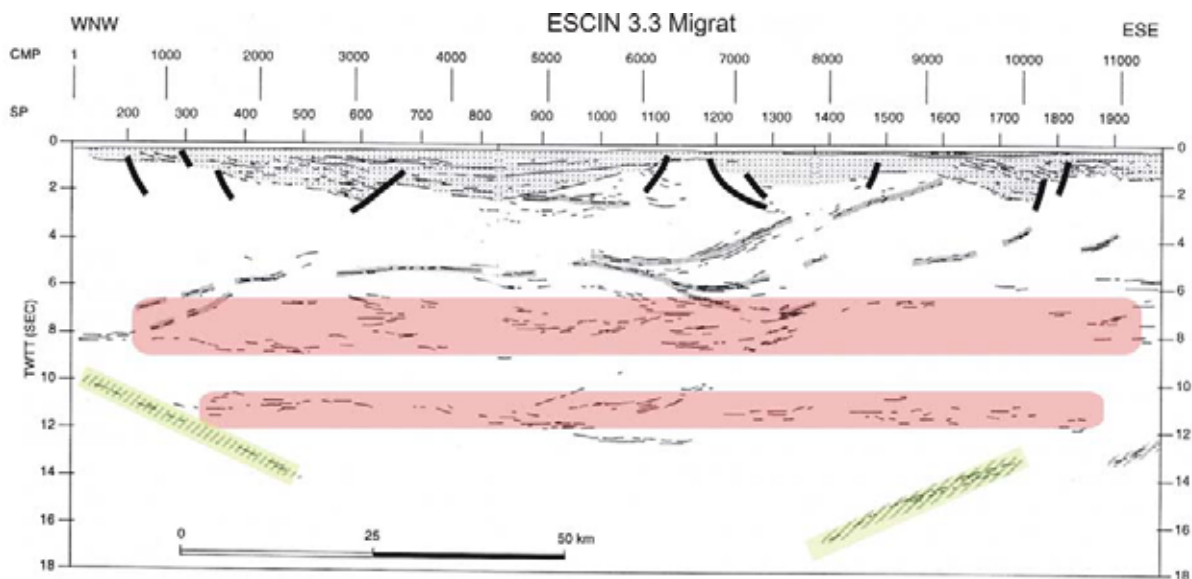


Figura 2. 21. Perfil ESCIN 3.3 migrat. Ombrejat en vermell es mostren les franges reflectives interpretades com a duplicació de l'escorça inferior, i en verd les reflexions profundes interpretades com la subducció cap al S de l'escorça oceànica del Golf de Biscaia (Figura modificada de Martínez-Catalán et al., 1997).

A l'igual que en el perfil ESCIN-4, es van emprar en aquest cas 6 estacions sísmiques de terra per enregistrar els tirs del perfil ESCIN-3 i obtenir un model de velocitats de gran angle. El model obtingut va permetre identificar el primer paquet reflectiu com l'escorça inferior i Moho Ibèrica, mentre que la franja més profunda es va interpretar com una duplicació de l'escorça inferior, sense poder precisar si es tracta d'una estructura varisca preservada fins a l'actualitat, d'una delaminació d'una escorça varisca originalment molt gruixuda o d'una imbricació Alpina (Ayarza et al., 1998).

Les reflexions fortament inclinades que s'observen als 2 extrems del perfil, a la seva part més profunda (Figura 2.21), i que presenten un contingut espectral similar al de l'escorça inferior, han estat interpretades mitjançant la modelització 3D i seguint els models proposats per Boillot et al. (1979) i Álvarez-Marrón et al. (1997), com la subducció cap al sud de l'escorça oceànica del Golf de Biscaia durant l'orogènia Alpina (Ayarza et al., 2004).

A la tardor de l'any 1992 es varen realitzar 5 perfils sísmics de gran angle al NO de la península Ibèrica a fi de complementar, amb models de velocitats, la informació obtinguda pels perfils ESCIN. El perfil principal, de 400 km de longitud i orientació E-O, anava des de Galícia a Cantàbria travessant la major part de l'orogen Varisc. Els 4 perfils restants, de 200 km de longitud i direcció aproximadament N-S creuant el perfil principal en els seus extrems nord, mostrejaven la transició entre la serralada Cantàbrica i la seva conca d'avantpaís meridional, la conca del Duero (Figura 2.11).

Els models de velocitats obtinguts evidencien fortes variacions laterals en l'estructura crustal. El fet més rellevant apareix en el perfil E-O, on s'observa un important engruiximent cortical sota la serralada Cantàbrica, passant de gruixos de 30 km al sector occidental del perfil E-O, en la zona interna de l'orogen varisc, a uns 47 km de gruix sota les zones més elevades de la Serralada Cantàbrica, una àrea molt retreballada per l'orogènia Alpina. Als perfils N-S, els punts de tir septentrionals estaven situats massa prop de l'arrel cortical, fent difícil obtenir-ne una bona imatge. Malgrat tot, els dos perfils N-S més orientals mostren, en el seu extrem septentrional, un aprofundiment de la Moho cap al nord, passant d'uns 30 km de fondària sota la Conca del Duero, a uns 35 km sota el front de la serralada (Fernández-Viejo, 1997; Fernández-Viejo et al., 2000) (Figura 2.22).

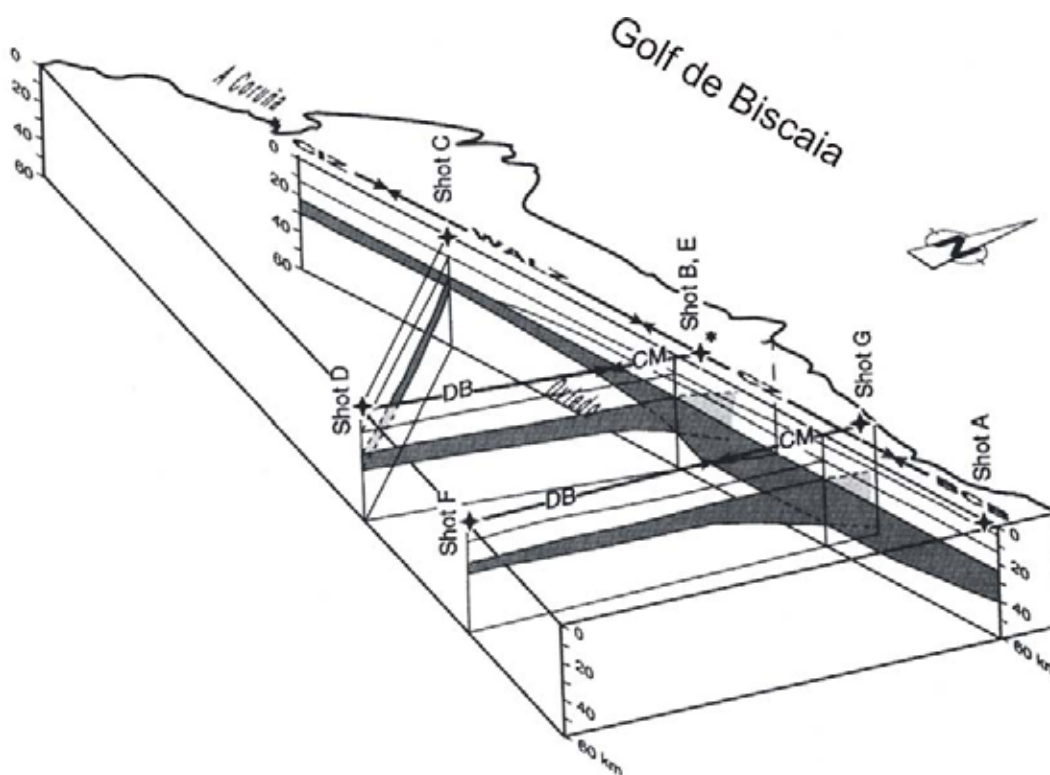


Figura 2. 22.- Talls crustals esquemàtics, mostrant els principals resultats de l'estructura en fondària obtinguda mitjançant els perfils de reflexió/refracció de gran angle al NO de la península Ibèrica de l'any 1992. CIZ: Zona Centro-Ibèrica. WALZ: Zona Astur-Occidental Lleonesa. CZ: Zona Cantàbrica. BCB: Conca Basco-Cantàbrica. CM: Serralada Cantàbrica. DB: Conca del Duero (Figura adaptada de Fernández-Viejo et al., 2000).

L'estiu de l'any 1997 es va complementar l'estudi de sísmica de refracció iniciat l'any 1992. Es va prolongar el perfil E-O cap a l'est, arribant fins als Pirineus Centrals. Part del perfil E-O precedent es va reinterpretar a la llum de les noves dades, obtenint en total una transecta E-O de 560 km. A més a més, s'adquiriren tres perfils nous: un perfil de 200 km de longitud orientat OSO-ENE creuant la terminació occidental de Pirineus, des de la conca

Basco-Cantàbrica a la conca d'Aquitània, un perfil N-S de 260 km, des de la conca Basco-Cantàbrica al Sistema Ibèric, i un perfil NE-SO de 220 km de longitud, des del Sistema Ibèric fins als Pirineus Occidentals, travessant la conca de l'Ebre (Figura 2.11).

La interpretació obtinguda del perfil E-O, mostra una imatge en continuïtat de la transició d'una escorça purament Varisca, de 32 km de gruix a l'extrem occidental del perfil, a una escorça molt alterada durant l'orogènia Alpina (Figura 2.23).

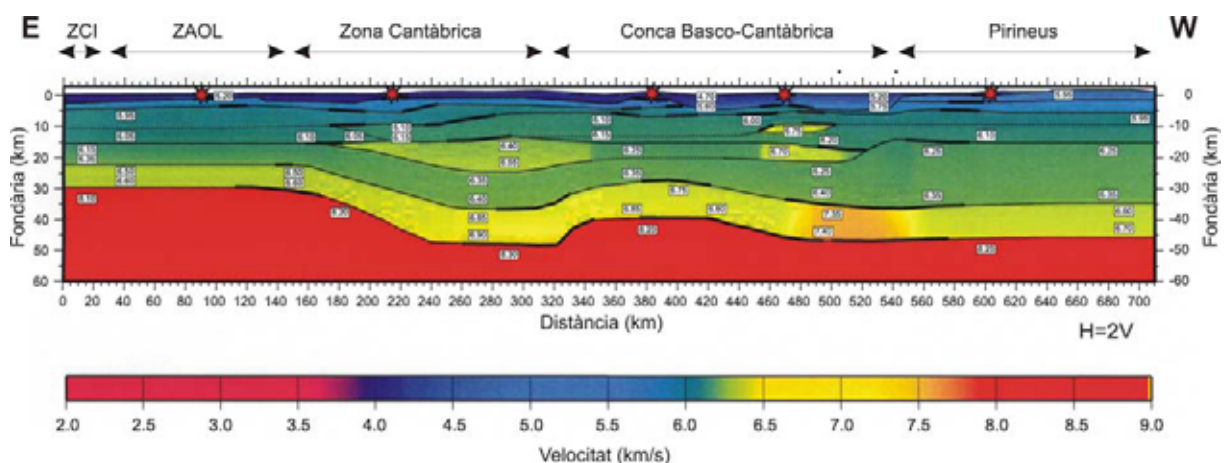


Figura 2. 23.- Model de velocitats del perfil E-O a través de la Serralada Cantàbrica fins als Pirineus Centrals de la campanya de gran angle de 1997. Les estrelles en vermell mostren els punts de dispar i les etiquetes la velocitat en km/s (Figura adaptada de Pedreira, 2004).

Des de la serralada Cantàbrica fins als Pirineus Centrals s'observa la presència d'una arrel gairebé continua, amb una escorça de 46-48 km de gruix, aprimant-se localment la zona de la conca Basco-Cantàbrica, on la Moho es troba situada a uns 40 km de fondària. Potser el fet més rellevant d'aquest perfil, és la presència de cossos d'alta velocitat a fondàries intermitges de l'escorça, que han estat interpretats com porcions d'escorça inferior Europea que es van indentar a l'escorça Ibèrica durant l'etapa de compressió Alpina (Figura 2.23).

El perfil OSO-ENE enregistrat a la terminació occidental dels Pirineus i que discorre cap a la conca d'Aquitània mostra una clara evidència de la subducció cap al nord de l'escorça Ibèrica, mentre que als perfils N-S s'observa un engruiximent cortical sota el sistema Ibèric, amb la Moho situada a 40-42 km de fondària, respecte als 35 km de les conques de l'Ebre, Almazan i sector sud de la conca Basco-Cantàbrica (Figura 2.24) (Pedreira et al., 2003; Pedreira, 2004).

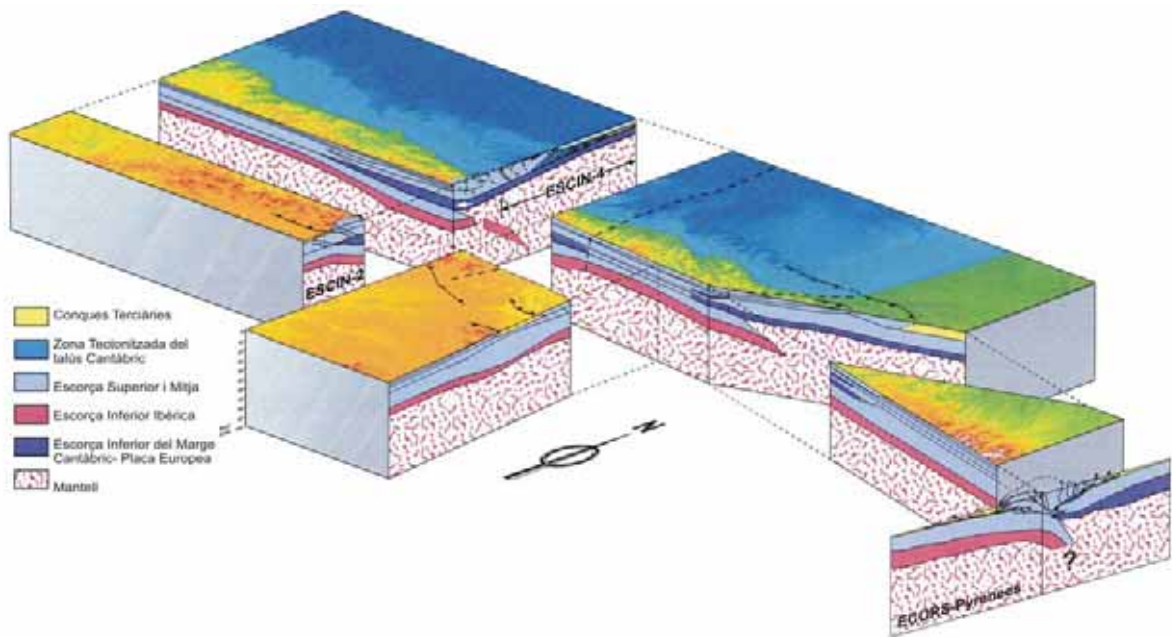


Figura 2. 24.- Esquema tridimensional mostrant l'estructura cortical del NO de la península Ibèrica, a la zona de transició entre Pirineus i la serralada cantàbrica. S'ha integrat la informació dels perfils de reflexió/refracció de gran angle de la campanya sísmica de 1997 (Pedreira, 2004), i dels perfils de reflexió profunda ECORS-Pirineus (Muñoz, 1992) i ESCIN-2 i ESCIN-4 (Gallastegui, 2000) (Figura adaptada de Pedreira, 2004).

Com s'ha esmentat a la introducció, dins el marc del projecte GASPI es va portar a terme un estudi de l'estructura litosfèrica a partir de funcions receptores que valida, amb mètodes independents, l'estructura derivada dels perfils de gran angle (Figura 2.25) (Díaz et al., 2003). Es varen obtenir imatges pseudomigrades on es posen de manifest les zones on les ones pateixen conversions de P a S, i per tant mostren la geometria cortical. Es van emprar mètodes d'inversió per a obtenir models de velocitat 1D per a cada una de les estacions utilitzant com a model inicial els perfils de gran angle de la campanya de 1997 (Pedreira et al., 2003) (Figura 2.25).

La transecta N-S desplegada a la regió de la Serralada Cantàbrica mostra al seu sector sud dos conversors situats, a 15 i 35 km de fondària, que s'han associat al límit entre l'escorça superior i mitja, i la Moho Ibèrica. Al sector central, a la zona del punt de tall amb el perfil E-O, s'aprecia un conversor aïllat situat a 15 km de fondària que, segons el model de velocitats obtingut, es pot relacionar amb el cos d'alta velocitat representant l'escorça inferior del Golf de Biscaia indentada a l'escorça Ibèrica. Per sota, el conversor associat a la Moho s'aprofundeix fins a 43 km, mostrant l'engruiximent de l'escorça Ibèrica. Al sector nord de la transecta només s'aprecia un feble conversor situat a 25 km de fondària que s'ha relacionat amb la Moho del Golf de Biscaia (Figura 2.25) (Díaz et al., 2003).

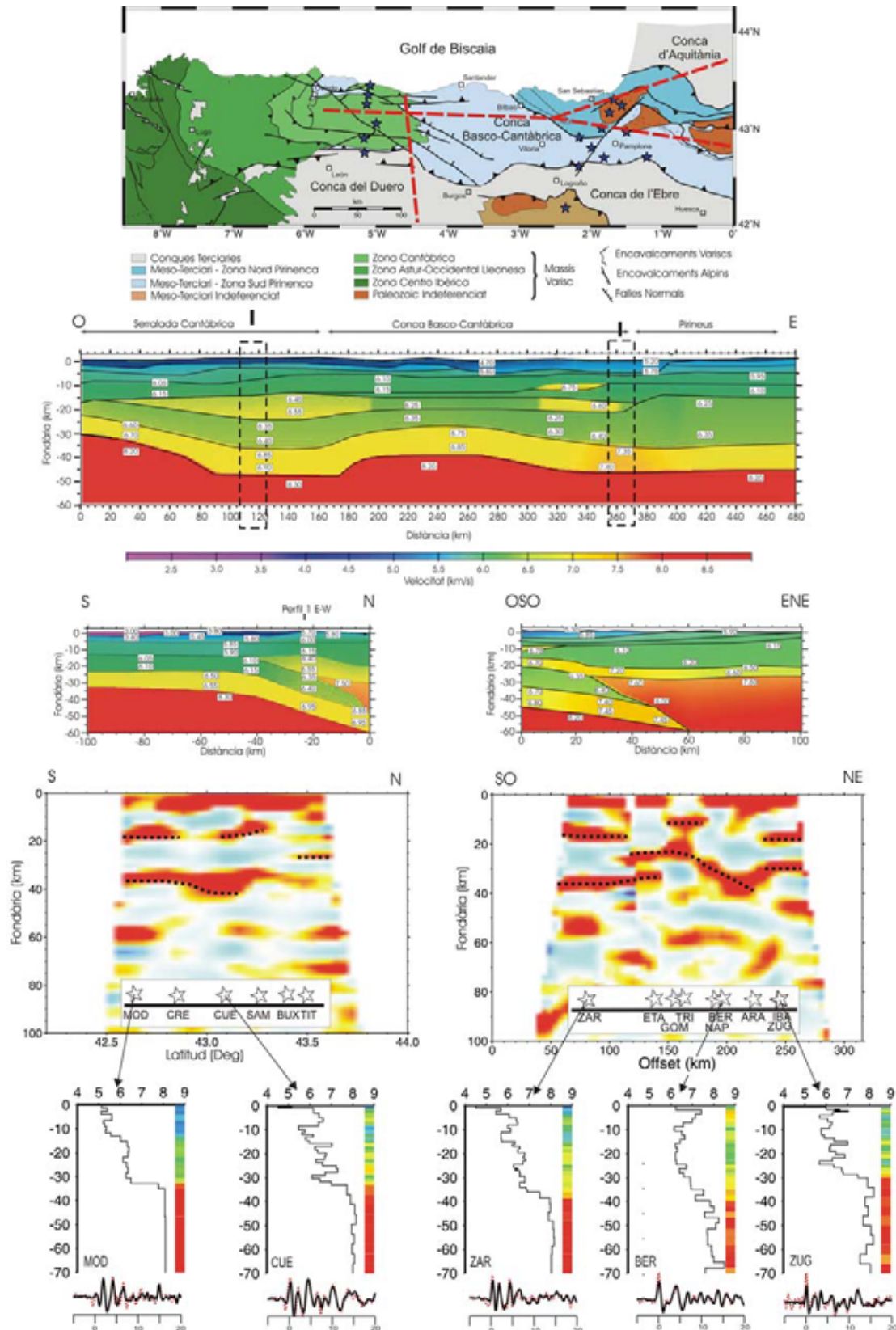


Figura 2. 25.- Esquema estructural del nord peninsular mostrant les posicions del perfils de gran angle 1 E-O, 8 ENE-OSO i 5 N-S, i de les estacions del projecte GASPI emprades per a obtenir les transectes de funcions receptors. Es mostren els models de gran angle, les seccions pseudomigrades de funcions receptors i els models de velocitat-profunditat obtinguts per inversió de les funcions receptors. Els models de velocitat resultants es mostren amb la mateixa paleta de colors emprada en els models de refracció (Figura modificada de Díaz et al., 2003).

La transecta dels Pirineus Occidentals mostra en el seu sector més meridional dos conversors situats a 15 i 38 km de fondària. El més profund, associat amb la Moho Ibèrica, desapareix a la part central de la transecta, essent rellevat per un de més superficial situat a 25 km de fondària. Aquest conversor s'inclina fortament fins assolir els 40 km de fondària al sector més septentrional de la línia, i s'ha associat amb el sostre de l'escorça inferior Ibèrica subduint cap al nord. Els dos conversors més septentrionals situats a 18 i 28 km de fondària s'han interpretat com el sostre de l'escorça inferior i la Moho del Golf de Biscaia, respectivament (Figura 2.25) (Díaz et al., 2003).

Els resultats dels estudis d'anisotropia portats a terme en el marc dels projectes GASPI i MARCONI al Nord de la península Ibèrica mostren una gran consistència als paràmetres anisotrópics obtinguts. Des de l'extrem occidental de Pirineus fins a Galícia, la direcció de propagació ràpida presenta una orientació aproximadament E-O, i a la major part de les estacions s'observen temps de retard de fins a 1.5 s, encara que no excedeixen 1 s al sector més occidental de la península. A les diferents estacions s'aprecien variacions dels paràmetres anisotrópics en funció de la direcció azimutal de la senyal que no poden explicar-se amb models d'una única capa anisòtropa, i per tant es van realitzar models sintètics amb dues capes anisòtropes que van permetre ajustar satisfactòriament les dades (Figura 2.26) (Díaz et al, 2002; Díaz et al., 2006).

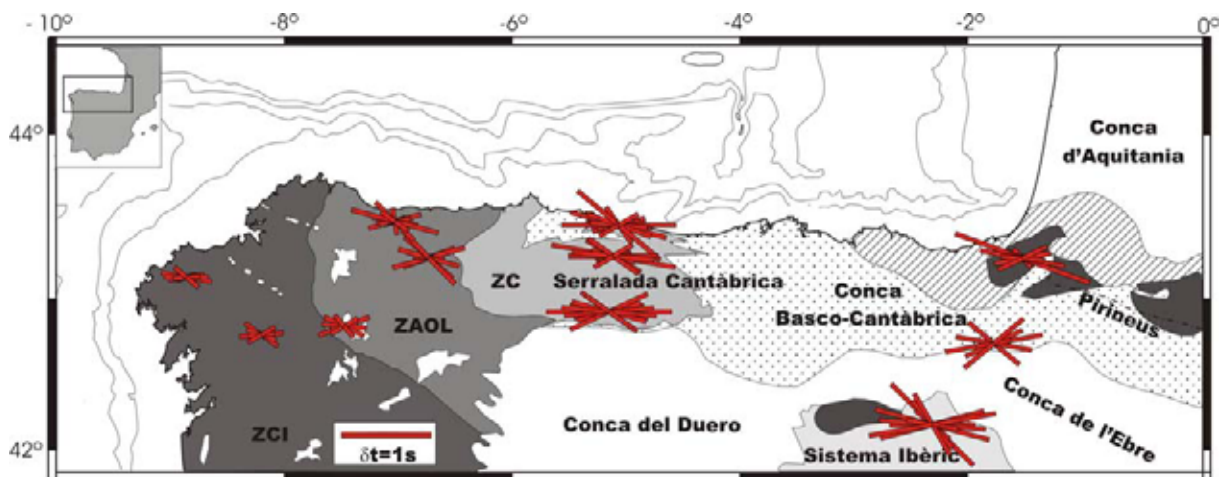


Figura 2. 26.- Paràmetres anisotrópics obtinguts a les estacions més representatives dels diferents desplegaments realitzats durant els projectes GASPI i MARCONI a la Serralada Cantàbrica i Pirineus. La longitud de la fletxa és proporcional al temps de retard (Figura modificada de Díaz et al., 2006).

La contribució més important a l'anisotropia observada ve de la capa inferior, la qual és responsable de l'orientació E-O a les dades, mentre que la capa més prima de sobre modula els resultats. Les seves característiques canvien segons la zona, justificant així les variacions observades als paràmetres d'anisotropia. En les zones fortament afectades per

l'orogènia Alpina, la capa dominant amb direcció de propagació ràpida E-O podria interpretar-se com el reflex en la litosfera profunda d'aquest episodi tectònic. Els resultats obtinguts a Galícia, a la zona dominada per estructures del Varisc amb alineacions pròpies N-S invaliden però aquesta hipòtesi sobre l'origen de l'anisotropia. Aquesta capa es podria correspondre amb un registre en el límit litosfera-astenofera relacionat amb el desplaçament cap a l'est d'Ibèria degut als processos extensionals Mesozoics que es van produir durant l'obertura de l'Atlàntic Nord i el Golf de Biscaia. La capa més feble podria associar-se anisotropia a nivell crustal, encara que sembla més factible que sigui un registre a la litosfera dels processos orogènics Varisc i Alpí (Díaz et al., 2006).

