

Tesi doctoral presentada per En/Na

**Eduard ROCA I ABELLA**

amb el títol

**"L'estructura de la Conca Catalano-balear:  
paper de la compressió i de la  
distensió en la seva gènesi"**

per a l'obtenció del títol de Doctor/a en

GEOLOGIA

Barcelona, 19 de març del 1992.

**Facultat de Geologia  
Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia**



UNIVERSITAT DE BARCELONA



## II-5.1: EL MARGE IBÈRIC DE LA CONCA CATALANO-BALEAR

En aquest apartat s'inclouen els sediments dipositats a les fosses i cubetes neògenes, actualment emergides, de les Cadenes Costaneres Catalanes, Pirineus orientals i SE de la Serralada Ibèrica (fig. 64), i els sediments neogens dipositats al llarg de les zones centrals i nordoccidentals del solc de València.

La sedimentació en aquests sectors va ser controlada, des d'un inici, pel desenvolupament d'una important tectònica extensiva que estructurarà l'àrea en un complex seguit de fosses i horsts amb orientacions predominants ENE-WSW a N-S. Cap a les parts més sudorientals d'aquest domini, la sedimentació fou també influïda per la formació de l'edifici bètico-balear que originà un progressiu aprofundiment de la conca vers el SE.

En aquest context extensiu, els sediments neogens denoten una continuada i forta activitat tectònica en els marges de la conca, i una atenuació gradual d'aquesta al llarg del Neogen a les àrees més centrals. Així, fins a les parts altes del Miocè inferior (Burdigalià superior), en tot el marge la sedimentació és controlada pel moviment normal de les falles que limiten les fosses i cubetes, de manera que les successions de sediments que s'hi dipositen mostren importants variacions de potència (en pocs quilòmetres es passa de menys de 100 m a més de 2000 m de sediments neogens preburdigaliàns superiors), ràpids canvis laterals de fàcies i un predomini de fàcies terrígenes grolleres (fig. 65). Posteriorment, a partir del Languià, mentre a les zones més marginals de la conca es mantenen les característiques anteriors, a les zones centrals l'atenuació ràpida però progressiva de l'activitat tectònica queda enregistrada per: a) la desaparició de les variacions ràpides en les potències de les successions (potències uniformes de 1500 a 2000 m), b) el caràcter expansiu i solapant dels sediments que van cobrint gradualment els llindars formats durant el període anterior, i c) una uniformització progressiva de les fàcies sedimentàries: es passa d'una sedimentació predominantment carbonàtica i terrígena grollera que es concentra en estretes cubetes al desenvolupament d'una àmplia plataforma terrígena que prograda cap al SE i que cobreix gairebé la totalitat del marge ibèric del solc de València.

D'altra banda, la posició marginal respecte a la Conca Catalano-balear de gran part d'aquests sectors al llarg de tot el Neogen, així com el caire marí som dels seus sediments, fa que la sedimentació hi estigui també fortament controlada pels canvis relatius del nivell del mar. Això ha permès, a partir del gran nombre de dades de subsòl obtingudes per les companyies petrolieres a la plataforma continental del marge ibèric, dividir el rebliment neogen d'aquestes àrees en diverses seqüències deposicionals limitades per discontinuïtats majors (fig. 66). Aquestes divisions, no obstant, són difícilment extrapolables als dipòsits neogens localitzats a les parts emergides de la conca, ja que en aquestes àrees els sediments es van dipositar en medis continentals, moltes vegades de caràcter endorreic i que, per tant, no registren les variacions del nivell del mar.

Malgrat aquesta dificultat de correlació entre els dipòsits continentals i marins, i partint de les recents subdivisions seqüencials realitzades en la plataforma continental, en aquest treball s'han dividit les successions neògenes del marge ibèric en tres superseqüències que inclouen cinc grans unitats (fig. 66). Aquestes unitats, en les que s'han agrupat, per facilitar-ne la descripció, totes les formacions

neògenes, tant marines com continentals, són: **1a**) Unitats Neògenes Inferiors (Aquitanià-Burdigalià inferior), **1b**) Unitats Neògenes Inferiors (Burdigalià superior-Serraval.lià inferior), **2a**) Unitats Neògenes Mitjano-superiors (Serraval.lià-Tortonià mitjà-superior, Grup de Castelló), **2b**) Unitats Neògenes Mitjano-superiors (Tortonià superior-Messinià, Unitats Messinianes) i **3**) Unitats Plioceno-pleistocenes (Pliocè-Pleistocè, Grup de l'Ebre). Limitades per cinc discontinuïtats importants, aquestes unitats es correlacionen en gran part amb els cicles eustàtico-sedimentaris (CES) recentment definits per MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.* (1991); així, mentre les Unitats Neògenes inferiors inclourien la sèrie continental roja inferior i el primer cicle neogen (Burdigalià sup.-Languià inf.), la resta coincideixen respectivament amb el segon, tercer i quart cicles neogens definits pels mateixos autors.

### **II-5.1.1: Les Unitats Neògenes Inferiors (Aquitanià - Serraval.lià inferior)**

Comprenen tot el conjunt de sediments dipositats entre el trànsit Oligocè-Miocè fins al Serraval.lià inferior. El seu límit inferior se situa en una discordança erosiva que separa els sediments que configuren aquestes unitats de les roques del sòcol paleozoic, de la cobertura permico-mesozoica i del Paleogen. Ben definida a les fosses on els materials basals de les Unitats Neògenes Inferiors es disposen directament sobre el Paleogen, fora d'aquests sectors, aquesta discordança queda inclosa en la superfície basal del rebliment de la Conca Catalano-balear. El límit superior de les Unitats Neògenes Inferiors ve assenyalat per una discontinuïtat major d'edat serraval.liana inferior que només s'ha reconegut a les zones submergides del marge ibèric (SOLER *et al.*, 1983; BARTRINA *et al.*, en premsa; CLAVELL i BERÁSTEGUI, 1991). En aquestes zones, la discontinuïtat intraserraval.liana es troba ben enregistrada a les parts més marginals on es representa per superfícies d'erosió, canvis deposicionals i acumulacions de glauconita. Més cap al SE -àrees més distals de la conca-, aquesta discontinuïtat esdevé imperceptible, produint-se una correlativa conformitat entre aquestes unitats i el Grup de Castelló (Unitats Miocenes Mitjano-superiors).

La potència i rang temporal de les successions que configuren les Unitats Neògenes Inferiors depèn, en gran part, de la seva situació estructural. Mentre en els llandars estructurals són notablement reduïdes i poden estar total o parcialment erosionades, a les cubetes i fosses són més completes i gruixudes i arribar a superar els 2000 m de potència. Aquestes variacions de potència i rang estratigràfic són el resultat, principalment, de l'activitat sinsedimentària de la major part de les falles normals que conformen el marge ibèric de la Conca Catalano-balear, la qual no només queda enregistrada per les variacions brusques en les potències dels sediments del Miocè inferior-mitjà, sinó també per la presència d'una important fracturació interna i per la disposició en tascons sedimentaris oberts cap a les falles. Cal destacar que l'activitat sinsedimentària d'aquestes falles no va ser constant al llarg de tot el període de temps comprès entre l'Aquitanià i el Serraval.lià inferior ni sincrònica a totes les fosses i cubetes.

Així, a les fosses més septentrionals i internes del marge nord-oest de la conca (Sant Feliu de Guixols, Barcelona), mentre els sediments paleogens superiors mostren un marcat caràcter sinrift, els sediments miocenes inferiors i mitjans ja mostren una progressiva atenuació de l'activitat tectònica de les

falles. Aquesta atenuació, tal com es pot veure a les figs. 63 i 67 queda reflectida per una homogeneització gradual de les potències dels sediments i pel caràcter onlapant de les successions miocenes inferiors i mitjanes sobre gran part dels horsts formats prèviament.

Per contra, a les fosses i cubetes més marginals i meridionals, on no s'han reconegut dipòsits oligocens superiors, l'activitat sinsedimentària de les falles normals s'hauria desenvolupat essencialment entre l'Aquitanià (?) i el Burdigalià superior. Posteriorment (Burdigalià superior-Languià), els dipòsits neogens, si bé encara són afectats per falles menors, mostren un clar caràcter onlapant sobre els petits horsts generats a l'interior de les fosses. Aquesta disposició geomètrica és evident en la fossa del Vallès-Penedès, on el solapament tant dels petits horsts interiors de la fossa com del horst de Garraf-Montnegre no va tenir lloc fins al Burdigalià superior-Languià (CABRERA, 1981).

Les associacions de foraminífers planctònics reconegudes a les fàcies marines de les Unitats Neògenes Inferiors (MAGNÉ, 1978; CRAVATTE, 1980; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985a; PORTA i CIVIS, 1990) permeten atribuir una edat Aquitanià (?) -Serraval·lià inferior a aquestes unitats. Aquesta edat és congruent amb les datacions realitzades a partir d'associacions de micromamífers i caròfits a les fàcies continentals que afloren a les fosses emergides del marge ibèric. Els jaciments de micromamífers indiquen una edat burdigaliana-serraval·liana inferior (CRUSAFONT *et al.*, 1955; AGUSTÍ *et al.*, 1985; HERNÁNDEZ *et al.*, 1985a/b; ADROVER *et al.*, 1987; AGUSTÍ *et al.*, 1988) i els caròfits trobats en els membres inferiors del rebliment de les fosses, on no s'han trobat micromamífers, permeten ampliar el rang cronostatigràfic del rebliment de les fosses fins a l'Aquitanià (HERNÁNDEZ *et al.*, 1985a/b). Aquesta absència de fòssils característics en els membres més basals deixa oberta la possibilitat d'una edat oligocena superior per a la base de les Unitats Neògenes Inferiors.

Constituïts per materials tant de caràcter continental com marí (figs. 65 i 68), les successions aquitano-serraval·lianes inferiors s'han subdividit, a les àrees submergides, en diferents unitats litostratigràfiques a les que alguns autors han otorgat un rang cronostatigràfic (fig. 66). Així, integrats inicialment en una única unitat estratigràfica, denominada per STOECKINGER (1976) Unitat Transgressiva Basal, a partir del treball de GARCÍA-SIÑERIZ *et al.* (1979) els dipòsits preserraval·lians mitjans s'han subdividit en unitats estratigràfiques que difereixen segons les diferents companyies i grups que les han establertes. Aquesta discrepància, ve originada en gran part per la manca de bones datacions dels dipòsits marins soms que constitueixen aquestes unitats, i també pel fet que són unitats generalment definides a diferents fosses que després s'han intentat extrapolar a tot el conjunt de la conca. Cal assenyalar, respecte a aquest últim punt, que el caràcter sinríft de gran part dels dipòsits preserraval·lians fa que el registre sedimentari pugui variar força entre les diferents fosses i cubetes del marge ibèric de la Conca Catalano-balear.

Aquestes unitats litostratigràfiques, a partir de la presència de discordances internes i sobtats canvis de fàcies s'han agrupat en seqüències deposicionals. En els primers treballs d'anàlisi seqüencial realitzats a l'àrea SOLER *et al.* (1983) diferencien 3 unitats tectonosedimentàries (UTS) a les Unitats Neògenes Inferiors: una inferior oligocena terminal-aquitanià, una intermèdia aquitano-burdigaliana i una superior burdigalo-languiana. Adoptada posteriorment per la majoria d'autors espanyols (DAÑOBEITIA *et al.*, 1990b, entre d'altres), aquesta subdivisió és tanmateix força discutida. Per



exemple, els investigadors de les companyies petrolieres Shell (JOHNS *et al.*, 1989) i Union Texas (CLAVELL i BERÁSTEGUI, 1991) consideren respectivament que les Unitats Neògenes Inferiors s'estructuren en una i quatre seqüències deposicionals; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.* (1991) subdivideixen les Unitats Neògenes Inferiors en una sèrie continental roja d'edat Aquitània-Burdigalià i un cicle eustatic-sedimentari (CES) Burdigalià superior-Languià inferior. Per la seva part, CABRERA *et al.* (1991), de l'estudi dels materials marins de les fosses del Vallès-Penedès i del Camp, han subdividit la UTS burdigalo-languiana de SOLER *et al.* (1983) en dues seqüències deposicionals: la seqüència de Vilobí (Burdigalià superior) i la seqüència del Garraf (Languià).

En aquesta memòria, s'han subdividit els materials preserraval·lians en dues unitats cronostratigràfiques, que desenvolupades sota diverses situacions tectòniques, eustàtiques i paleoclimàtiques, coincideixen pràcticament amb les UTS aquitano-burdigaliana i burdigalo-languiana definides per SOLER *et al.* (1983) i amb la sèrie continental roja inferior i el primer cicle eustàtic-sedimentari (Burdigalià superior-Languià) de MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.* (1991).

### **Aquitània-Burdigalià inferior**

De marcat caràcter sinrift, a les fosses més marginals de la conca (fosses del Vallès-Penedès, El Camp i Maestrat), aquesta unitat la formen principalment successions detrítiques continentals desenvolupades en sistemes deposicionals de ventalls al·luvials (fig. 65). Localment, en posicions marginals i distals dels cons al·luvials, aquestes successions inclouen sediments carbonàtics i evaporítics dipositats en ambients de llac-platja (CABRERA, 1981; 1982).

A les fosses localitzades a les parts actualment submergides de la conca, a diferència del que succeeix a les anteriorment citades en les que no s'han enregistrat influències marines, les successions de l'Aquitània-Burdigalià inferior comprenen tant materials marins com continentals (fig. 68). En efecte, els sondatges petroliers realitzats a la plataforma continental mostren que les successions aquitano-burdigalianes inferiors, si bé encara són formades en gran part per materials detrítics vermells, inclouen sediments carbonàtics que denoten el desenvolupament d'extenses plataformes marines. Aquests sediments marins (calcàries, dolomies, bretxes i conglomerats principalment) assenyalarien la presència de petites pulsacions transgressives que, iniciades probablement a l'Oligocè superior (SOLER *et al.*, 1983), només afectarien les parts més internes de la conca.

### **Burdigalià superior-Serraval·lià inferior**

La sedimentació durant aquest període ve marcada per l'atenuació de l'activitat tectònica i per una important pujada relativa del nivell del mar que origina la primera pulsació transgressiva important en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear. Aquests fets comporten una retracció del sistema al·luvial i una clara expansió de les fàcies marines.

Així, a les fosses més marginals de la conca, les successions detrítiques vermelles al·luvials queden restringides arran de les falles principals i són substituïdes a les zones centrals de les fosses (fig. 65) per dipòsits lacustres (Ribesalbes, Rubielos de Mora, Teruel) o marins somers i transicionals (Vallès-

Penedès, El Camp). Aquests darrers dipòsits són formats principalment per successions terrígenes o terrígeno-carbonàtiques sedimentades en ambients de fan-delta, badia i plataforma (CABRERA *et al.*, 1985b). Localment, durant el Languià, es desenvolupen, adosats als horsts, plataformes carbonàtiques amb bioconstruccions esculloses (PERMANYER, 1982).

A les fosses i cubetes de la plataforma continental (fig. 68), els dipòsits burdigaliano superior-serraval.lians inferiors són gairebé exclusivament marins i enregistren el desenvolupament d'un sistema de plataformes i rampes carbonàtiques obertes cap al SE (MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1991). La gran varietat de fàcies que presenten aquests dipòsits marins, fa que s'hagin agrupat en diferents formacions a les que alguns autors han assignat valor cronostratigràfic (CLAVELL i BERÁSTEGUI, 1991). Aquestes formacions són: la Fm. de Casablanca i la seva equivalent Fm. de Tarraco integrades per carbonats somers i argiles negres de "lagoon" o plataforma anòxica, la Fm. de Sant Carles formada per calcarenites i calcàries margoses de plataforma sòma a oberta, i la Fm. de Salou (?) constituïda per lutites, margues i calcàries de plataforma carbonàtica oberta. D'altra banda i igual que a les fosses emergides, en els llimdars situats a les parts més marginals de la plataforma continental s'hi van desenvolupar al llarg del Burdigalià superior-Languià plataformes carbonàtiques formades per calcàries bioclàstiques poroses i construccions esculloses que configuren la unitat litostratigràfica denominada *Amposta Chalk* en el món petrolífer (STOECKINGER, 1976).

## II-5.1.2: Unitats Miocenes Mitjano-superiors

### Serraval.lià mitjà - Tortonià mitjà-superior (Grup de Castelló)

Aquesta unitat comprèn Grup de Castelló i els materials dipositats des del Serraval.lià mitjà fins al Tortonià mitjà-superior en les fosses emergides de la conca. Limitada inferiorment per la discontinuïtat major del sostre de les Unitats Neògenes Inferiors, el seu límit superior és la discontinuïtat major infratortoniana superior que, en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear, ve generalment assenyalada per una discordança erosiva que pot arribar a erosionar la totalitat de les successions del Serraval.lià mitjà-Tortonià superior (fig. 69). El caràcter erosiu d'aquesta discordança va disminuint progressivament cap al centre de conca, de manera que en les zones més nordorientals del solc de València deixa de ser evident. En aquestes darreres àrees, on les successions messinianes suprajacents són formades per dipòsits salins, la discontinuïtat que limita el Grup de Castelló i les Unitats Messinianes passa a ser una conformitat correlativa que separa dipòsits generats en ambients deposicionals força diferents (MARTÍNEZ DEL OLMO i MEGÍAS, 1991; CLAVELL i BERÁSTEGUI, 1991).

A diferència de les Unitats Neògenes Inferiors, la potència i rang temporal de les successions de les unitats serraval.liano-totonianes superiors presenten poques variacions laterals en funció de la seva posició estructural: únicament a les fosses més marginals, on s'observen tascons sedimentaris oberts cap a les falles, les successions presenten variacions importants de potència degudes a la seva localització estructural. El caràcter fortament erosiu de la discordança messiniana origina, tanmateix, que aquestes unitats puguin presentar, en àrees tectònicament inactives, variacions brusques de potència i un

rang temporal diferent. La interpretació sísmica i les anàlisis de subsidència (vegeu apartat III-3.3) mostren que la magnitud de l'erosió generada pels processos erosius messinians, localment, pot arribar a superar els 1000 m. En general, a les àrees on les successions es troben bastant completes, s'observa una disminució de la seva potència des del marge (1500-2000 m) cap al centre de la conca (1000 m).

Excepció feta del sector NE del marge, on durant aquest període es creen les fosses de L'Empordà i La Selva (FLETA i ESCUER, 1991), les successions del Grup de Castelló denoten una marcada atenuació de la tectònica extensiva del marge ibèric. Així, només a les fosses esmentades i arran de les falles de salt major que limiten la resta de les semifosses més marginals de la conca, s'han observat variacions brusques de potència, tascons sedimentaris i falles sinsedimentàries que assenyalin una activitat sinsedimentària distensiva. A la resta de la conca, encara que s'hi observa la presència d'alguna falla que talla les successions, l'activitat tectònica sinsedimentària és mínima tal com queda enregistrat per: el solapament i fossilització dels llindars estructurals, la manca de tascons sedimentaris d'origen tectònic, i l'absència de variacions brusques de potències no originades pels processos erosius messinians.

L'estudi de les associacions de foraminífers planctònics (MAGNÉ, 1978; CRAVATTE, 1980; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985a) i de micromamífers (GIBERT *et al.*, 1980; AGUSTÍ *et al.*, 1985) trobats respectivament a les fàcies marines i continentals d'aquestes successions indiquen que la deposició dels materials d'aquestes unitats va tenir lloc entre el Serraval·lià mitjà i el Tortonià mitjà-superior.

Definit a la plataforma continental, on les successions serraval·liano-tortonianes són constituïdes per sediments marins, el Grup de Castelló s'ha subdividit tradicionalment en dues formacions: la Fm. de margues de Castelló i la Fm. de gresos de Castelló (STOECKINGER, 1976; GARCÍA-SIÑERIZ *et al.*, 1979; CLAVELL i BERÁSTEGUI, en premsa; etc). El límit entre aquestes unitats litostratigràfiques, tal com han mostrat els estudis detallats d'interpretació sísmica realitzats darrerament a la plataforma continental, és un trànsit gradual tant vertical com lateral (JOHNS *et al.*, 1989; BARTRINA *et al.*, en premsa). Prèviament, alguns autors havien considerat que el límit entre ambdues unitats era isòcron (fig. 66) i marcava el límit entre dues unitats tectonosedimentàries (SOLER *et al.*, 1983) o seqüències deposicionals (DAÑOBEITIA *et al.*, 1990b). La distribució espacial de les successions que configuren aquestes unitats, amb els termes més fins i d'ambients més profunds a les parts inferiors de la sèrie i els més grollers i sòms a les parts superiors, denoten una tendència regressiva pel conjunt del Grup de Castelló. Aquest caràcter regressiu de les successions també és evident a les zones emergides del marge ibèric, en les que s'observa un clar retrocès de les condicions marines i transicionals al llarg del Miocè mitjà-superior (CABRERA *et al.*, 1991).

Les característiques estratigràfiques i sedimentològiques de les successions compreses entre el Serraval·lià mitjà i el Tortonià mitjà-superior mostren un notable canvi deposicional en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear. La sedimentació, que durant l'Aquitanià-Serraval·lià inferior era detrític-carbonàtica amb ràpids canvis de fàcies, passa a ser fonamentalment terrígena i força homogènia en àmplies àrees. En general, les successions serraval·liano-tortonianes superiors enregistren, a part

d'aquesta tendència vertical regressiva i de la marcada atenuació tectònica de les falles normals que configuren el marge ibèric, una progressiva profundització de la conca cap a l'E i SE (centre de conca).

Així, a les fosses emergides, on l'activitat tectònica de les falles principals perdura, encara que atenuadament, les successions del Serraval·lià mitjà-Tortoniana superior són formades per dipòsits terrígens vermells sedimentats en ambients al·luvials. Localment, a les fosses més orientals (Vallès-Penedès, El Camp), aquestes successions presenten intercalats a la base (Serraval·lià) nivells marins, de composició carbonàtica i detrítica fina de color gris, dipositats en ambients de plataforma marina mixta (CABRERA *et al.*, 1991).

Més al SE, a les àrees costaneres actuals, la major part de les successions deixen de ser continentals i passen a estar constituïdes per sediments terrígens d'ambients marins i transicionals. Els dipòsits continentals, si hi són presents, queden restringits principalment a les parts més altes de la sèrie.

I per últim, a la plataforma continental submeergida, les successions marines del Grup de Castelló són formades per dipòsits terrígens fins dipositats en ambients de plataforma terrígena externa i talús que graden cap a sostre a fàcies predominantment sorrenques de plataforma terrígena interna. En aquest sentit, el Grup de Castelló reflecteix el desenvolupament durant aquest període d'una plataforma terrígena progradant cap al SE (fig. 70).

### **Tortoniana superior - Messinià (Unitats Messinianes)**

En aquest apartat s'inclou els dipòsits sedimentats en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear en l'interval de temps comprès entre el Tortoniana superior i el Pliocè basal. Els seus límits inferior i superiors són dues discontinuïtats majors que queden enregistrades per extenses discordances que passen a centre de conca a paraconformitats o conformitats.

L'evolució estratigràfica durant aquest interval ve regida per una successió de davallades del nivell de la mar Mediterrània que originen l'erosió dels marges de la conca i la deposició de potents successions d'evaporites a les àrees més profundes -NE del solc de València- (MONTADERT *et al.*, 1978; SANS, 1991). El predomini dels processos erosius a la major part del marge ibèric durant el Tortoniana més superior i el Messinià fa que el registre sedimentari corresponent a aquest període de temps sigui molt reduït i fragmentat en l'espai. Només a les fosses més subsidents (L'Empordà; AGUSTÍ *et al.*, 1990) i a les fosses endorreiques, i per tant no influïdes per les variacions eustàtiques (Teruel, per exemple; ADROVER *et al.*, 1984), s'hi van dipositar potents successions sedimentàries que abracen tot el Tortoniana superior i el Messinià.

Malgrat el caràcter fragmentari dels afloraments de roques messinianes, l'estudi de les discordances erosives i del registre sedimentari messinià, realitzat a partir dels sondatges petroliers i de la interpretació sísmica, ha permès de diferenciar dos episodis dins de l'interval Tortoniana superior-Messinià (MARTÍNEZ DEL OLMO i MEGÍAS, 1991).

### *Tortonà-Messinià inferior*

Aquest episodi ve caracteritzat per una davallada del nivell del mar que causa el desenvolupament de processos erosius a les zones més marginals de la conca i la sedimentació de dipòsits carbonàtics, lutífics i evaporífics en les parts centrals.

Limitats inferiorment per la discontinuïtat major intratorntoniana superior i superiorment per una discordança erosiva que passa a concordança cap a les zones NE de la conca, els materials formats durant aquest episodi mostren un canvi gradual de fàcies de marge a centre de conca. Així, a les fosses en les que predominen els processos sedimentaris sobre els erosius (Teruel i L'Empordà) el Tortonà superior-Messinià és representat per dipòsits al·luvials vermells. Més a l'E i SE, a les àrees submergides arran de la costa, les successions del Tortonà superior-Messinià inferior són constituïdes per bioconstruccions carbonàtiques amb intercalacions de lutites, laminites i evaporites (anhidrites i guixos) que cap a centre de conca passen a lutites i guixos detrítics amb alguna intercalació de calcàries. I per últim, a les parts més deprimides -NE del solc de València-, les successions generades durant aquest episodi són formades per una sèrie inferior constituïda per una alternança de capes fines de guix-anhidrita i argiles pelàgiques i una sèrie superior de més de 500 m de sals (SANS, 1991).

Mentre sobre la interpretació de les fàcies del marge tothom, més o menys, està d'acord que corresponen a dipòsits generats en una rampa carbonàtica amb laminites i evaporites (MARTÍNEZ DEL OLMO i MEGÍAS, 1991), la interpretació dels dipòsits salins del centre de conca és avui encara força discutida. Hi ha actualment dos grans grups d'hipòtesis sobre la formació de les sals messinianes: les que proposen una deposició en aigües relativament profundes amb sobresaturació salina (ROUCHY, 1986; MARTÍNEZ DEL OLMO i MEGÍAS, 1991) i les que consideren que la sal es va dipositar en una conca profunda però dessecada o amb aigües molt somes (HSÜ *et al.*, 1973; 1977; RYAN i CITA, 1978; CITA, 1982).

### *Messinià mitjà-superior*

Durant aquest període es van succeir un conjunt de davallades eustàtiques que van ocasionar un progressiu confinament de la sedimentació cap a les zones més deprimides de la conca i el desenvolupament d'una superfície d'erosió modelada per processos subaeris i d'aigües poc profundes en els marge ibèric (STAMPFLI i HÖCKER, 1989).

Les diverses campanyes de sísmica de reflexió realitzades en el marge ibèric del solc de València mostren que la morfologia d'aquesta superfície erosiva, molt rugosa, mostra variacions substancials al llarg de tot el marge. Així, a les zones més nordorientals (plataforma catalana; fig. 69) és molt més irregular, amb presència de valls molt incidides i paleorelleus poc erosionats. En canvi, a les zones centrals i sudoccidentals (plataforma valenciana; figs. 70 i 71) la superfície d'erosió és relativament plana amb petites crestes i valls de diferents perfils que morfològicament semblen correspondre a xaragalls (STAMPFLI i HÖCKER, 1989; FIELD i GARDNER, 1990). Les dades dels sondatges petrolers assenyalen que sobre aquesta superfície d'erosió es van dipositar sediments

discontinus de sorres i conglomerats vermells que s'han interpretat com a dipòsits fluvials de tipus meandriforme i/o trenat. Aquest conjunt de materials presenten una fàcies sísmica cadítica.

Cap a les zones més deprimides del solc de València aquesta discordança desapareix, deixant pas a la sedimentació de successions evaporítiques que s'han atribuït al Messinià, per comparació amb les fàcies de característiques similars perforades durant les campanyes del DSDP (HSÚ *et al.*, 1973; 1977) Aquestes successions, amb una potència de 500-600 m (SANS, 1991), són formades per alternances de margues i guixos-anhidrites (MONTADERT *et al.*, 1978) que intercalen cap a centre de conca paquets massissos de sal. Aquests materials presenten respectivament una fàcies sísmica llitada i transparent (fig. 31).

### III-5.1.3 Unitats Pliocenes-pleistocenes (Grup de l'Ebre)

Comprèn tots els sediments, principalment detrítics, dipositats en la Conca Catalano-balear des del Pliocè inferior. Limitats inferiorment per la discontinuïtat major supramessiniana, els materials que configuren aquestes unitats es disposen discordantment tant sobre materials preneogens com miocens. La distribució areal i les variacions de potència de les successions plio-quadernàries venen condicionades principalment per la morfologia irregular de la discordança messiniana i l'activitat tectònica d'algunes falles normals del marge ibèric.

A les parts actualment emergides, on l'erosió messiniana no va ser gaire important, la sedimentació plio-quadernària ve essencialment controlada per l'activitat tectònica, de manera que el Plio-Quadernari només es troba només ben desenvolupat en depressions d'origen tectònic. Entre aquestes destaquen, per la potència de sediments dipositats, les fosses de L'Empordà i La Selva (Pirineus orientals), la del Baix Ebre (Cadenes Costaneres Catalanes) i les de Teruel i Maestrat (SE de la Serralada Ibèrica). El caràcter sintectònic de la sedimentació, en totes elles és evidenciat pels abruptes canvis de potència que mostren les successions i per l'existència de tascons sedimentaris i en alguna d'elles de discordances progressives sintectòniques. Fora d'aquestes fosses, les successions plio-quadernàries només afloren significativament, i sempre amb potències inferiors als 100 m, al llarg dels cursos fluvials (terrasses) i arran de la costa (L'Empordà, Plà de Barcelona, Baix Llobregat, Baix Ebre i litoral de València).

Per contra, a la part submergida del marge ibèric de la Conca Catalano-balear la influència de l'activitat tectònica és mínima i les variacions de potència venen sobretot controlades per la morfologia de la superfície d'erosió messiniana. Aquestes variacions són molt notables en els sectors nordorientals del marge ja que és en aquestes àrees on la morfologia irregular de la discordança messiniana és molt més marcada. D'altra banda, el caràcter clarament progradant de les seqüències plio-quadernàries origina que la potència del Grup de l'Ebre sigui màxima a la zona de plataforma propera al talús i disminueixi gradualment cap a la costa i cap al centre del solc. Les variacions de potència degudes al caràcter progradant de les seqüències plio-quadernàries són molt clares en els sectors centrals i meridionals del marge ibèric del solc de València on la superfície messiniana es més o menys plana. En aquests sectors

s'observa com mentre el Grup de l'Ebre supera els 1500-2000 m de potència a la plataforma continental, a les zones axials del solc de València no supera els 800-1000 m.

Les successions plio-quadernàries del marge ibèric denoten un context tectònic sinsedimentari caracteritzat pel moviment normal molt atenuat d'algunes falles preexistents. Afectades només per les falles normals més marginals, les successions no mostren, en conjunt, variacions notables de potència degudes al moviment de falles. A part d'aquestes falles, el Grup de l'Ebre es troba afectat per falles generades per la inestabilitat del talús de la plataforma progradant i de les sals messinianes. Així, a les fàcies de talús de les seqüències progradants del Grup de l'Ebre localitzades a la plataforma continental del marge ibèric és normal de trobar falles de creixement i nivells slumpitzats (FIELD i GARDNER, 1990). A les zones profundes de la conca (NE del solc de València), la inestabilitat de les sals condueix al desenvolupament de doms salins i sistemes complexos de falles extensives lístriques que deformen les successions del Plio-Quadernari (MAUFFRET, 1976; SANS, 1991).

En general, els dipòsits que formen el Grup de l'Ebre denoten, igual que els del Grup de Castelló, una marcada atenuació de l'activitat tectònica extensiva. Les successions plio-quadernàries, si bé es troben tallades per falles de petit salt al llarg de tot el marge, únicament es troben fortament influïdes pel moviment de falles en algunes cubetes o fosses de les zones més marginals de la conca.

L'edat de les seqüències que configuren el Grup de l'Ebre, determinada en les successions marines a partir de microforaminífers planctònics i nannoplacton calcari, va des del Pliocè inferior fins a l'actualitat (CRAVATTE, 1980; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985a; MARTINELL, 1988; MATIAS, 1991). A les àrees emergides del marge, on predominen els sediments continentals, la determinació de les successions plio-quadernàries s'ha dut a terme a partir d'uns pocs jaciments amb micromamífers característics d'aquest període (GIBERT *et al.*, 1979; GALLART, 1981; AGUSTÍ *et al.*, 1983a; GALLART, 1985; AGUSTÍ *et al.*, 1985). Localment, en dipòsits càrstics situats en horsts carbonàtics, s'han localitzat també associacions de mamífers del Pliocè-Pleistocè (DELSON, 1971; ADROVER, 1974).

Les seqüències marines del Grup de l'Ebre s'ha subdividit tradicionalment en dues unitats litostratigràfiques: la Fm. d'argiles de l'Ebre i la Fm. de sorres de l'Ebre. Els primers treballs de sísmica realitzats en el solc de València, a partir de la presència d'un reflector molt marcat -reflector G-, van considerar que el límit entre aquestes unitats corresponia a una discontinuïtat regional que separava el Pliocè del Quadernari (ALLA *et al.*, 1972; MAUFFRET, 1976; SOLER *et al.*, 1983) o el Pliocè inferior del superior (STOECKINGER, 1976). Posteriorment, els estudis d'interpretació sísmica duts a terme en els últims anys en el solc de València, han mostrat que el límit entre les Fms. d'argiles i sorres de l'Ebre ve marcat per un trànsit gradual tant en sentit vertical com horitzontal i que per tant no és isocrònic al llarg de tot el marge ibèric (GARCÍA-SIÑERIZ *et al.*, 1979; JOHNS *et al.*, 1989; BARTRINA *et al.*, en premsa; CLAVELL i BERÁSTEGUI, en premsa).

La hipotètica presència d'una discontinuïtat isòcrona entre les Fms. d'argiles i sorres de l'Ebre ha fet que durant molts anys s'hagi subdividit el rebliment plio-quadernari del marge ibèric del solc de València en dues unitats tectosedimentàries (SOLER *et al.*, 1983) o seqüències deposicionals

(DAÑOBEITIA *et al.*, 1990b; FIELD i GARDNER, 1990). Invalidada aquesta subdivisió (JOHNS *et al.*, 1989), en l'actualitat s'accepta que el Grup de l'Ebre correspon a una única unitat deposicional que MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.* (1991) han associat a un cicle eustàtico-sedimentari. Dins d'aquesta unitat, les interpretacions de sísmica d'alta resolució (FARRÁN i MALDONADO, 1990) i convencional (figs. 70 i 71) mostren la presència de diverses seqüències deposicionals de rang inferior que es fan més freqüents i evidents cap al sostre de les successions plio-quadernàries. Aquestes seqüències enregistren el desenvolupament d'un seguit de pujades i davallades glacioeustàtiques del nivell del mar (CANALS *et al.*, 1988; ALONSO *et al.*, 1990; DÍAZ *et al.*, 1990).

Les successions plio-quadernàries mostren unes característiques estratigràfiques i sedimentològiques força similars a les ja descrites per les Unitats Miocenes Mitjano-superiors Grup de Castelló: són successions de caràcter eminentment detrític que mostren una tendència vertical regressiva i una progressiva profundització de la conca cap a l'E i SE. Així, les successions localitzades a les fosses emergides del marge ibèric són formades principalment per dipòsits terrígens vermells sedimentats en ambients al·luvials. Localment, a les fosses i depressions situades arran de la costa (fosses de l'Empordà i valls del Baix Ebre i del Baix Llobregat), les parts inferiors d'aquestes successions són constituïdes per sediments terrígens marins i continentals d'edat pliocena dipositats en ambients litorals (MARTINELL, 1988) i fluvials (ANADÓN *et al.*, 1983).

Més al SE, a les àrees submergides del marge ibèric, el Plio-Quadernari esdevé marí i passa a ser format per uns nivells basals detrítics grollers (sorres i microconglomerats) i un potent tram de successions fossilíferes de lutifes grises que intercalen, cap a sostre, abundants nivells de sorres. Aquestes successions es van desenvolupar en un conjunt d'unitats progradacionals constituïdes per gran varietat de paleoambients que denoten una progressiva profundització de la conca. Així, a les zones més proximals, les successions es van generar en ambients transicionals i litorals (FARRÁN i MALDONADO, 1990); a les zones de trànsit plataforma/talús en ambients deltaics de marge de plataforma (ALONSO *et al.*, 1989); en les zones de talús en complexos de canals i "levees" de base de talús (FIELD i GARDNER, 1990); i per últim, en les zones distals del marge en sistemes de turbidites de conca profunda (NELSON i MALDONADO, 1988). En resum, les característiques sedimentològiques i micropaleontològiques d'aquestes successions mostren el desenvolupament d'un sistema progradant de plataforma-talús terrígen de característiques similars al que es va desenvolupar a les mateixes àrees durant el Serraval·lià mitjà-Tortoniana superior.



## II-5.2: EL DOMINI BÈTICO-BALEAR

En aquest segon apartat s'inclouen els sediments neògens localitzats a l'interior de l'edifici bètico-balear, el qual comprèn, dins de l'àrea estudiada, el Promontori Balear (encloent-hi Menorca), les Bètiques orientals i les zones sudorientals del solc de València.

La sedimentació en aquests sectors ve fortament controlada per l'estructuració de l'edifici bètico-balear, en la que s'han distingit dues etapes dominades per règims tectònics diferents: a) una etapa mioceno inferior-languiana caracteritzada pel desenvolupament d'una tectònica contractiva que va produir un engruiximent litosfèric i va estructurar l'àrea en un sistema de plecs i encavalcaments predominantemnt orientats NE-SW i ENE-WSW; b) una etapa iniciada en el Serraval·lià i que perdura fins a l'actualitat en la que el règim tectònic regional va passar a ser extensiu amb generació d'un sistema de fosses i horsts orientats ENE-WSW a NE-SW.

Així, durant el trànsit Oligocè-Miocè i l'Aquitanià, els sediments neogens denoten, encara que d'una manera molt incipient, una inestabilitat tectònica ocasionada, inici de l'estructuració compressiva. Fossilitzant, localment, encavalcaments i plecs d'orientació bètica (RANGHEARD, 1984; SÀBAT, 1986; ROCA i VERGÉS, 1989; GELABERT *et al.*, en premsa), les successions dipositades durant aquest període mostren brusques variacions de potència, ràpids canvis laterals de fàcies i un predomini de les fàcies terrígenes grolleres (fig. 72). El caràcter sincrompressiu de la sedimentació, a partir de l'Aquitanià i fins al Languià, esdevé progressivament molt més marcat, tal com queda reflectit per l'accentuació de les variacions de potència i dels sobtats canvis laterals de fàcies en les successions burdigalo-languianes. Cal assenyalar que mentre durant l'Aquitanià la sedimentació tenia lloc, principalment, en una plataforma marina molt fraccionada, durant el Burdigalià-Languià, la sedimentació es va concentrar principalment al llarg d'estrets i profunds solcs (limitats, moltes vegades, per encavalcaments) en els que s'hi van dipositar potents successions de materials marins profunds. En aquestes successions es freqüent de trobar-hi dipòsits gravitacionals -olistrostromes i slumps- (RODRÍGUEZ-PEREA i POMAR, 1983; SOLER *et al.*, 1983; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985b; PIERSON D'AUTREY, 1987) i ocasionalment discordances progressives (PIERSON D'AUTREY, 1987; OTT D'ESTEVOU *et al.*, 1988) que remarquen el caràcter sintectònic de la sedimentació.

Acabada l'estructuració compressiva de l'edifici bètico-balear, a partir del Languià superior a les illes Balears i del Tortonià inferior en les Bètiques orientals, la sedimentació neògena passa a tenir lloc en un conjunt de fosses i cubetes limitades per falles normals. En aquest context, els sediments postlanguians denoten una progressiva atenuació de l'activitat tectònica extensiva. Així, mentre les successions més inferiors mostren una forta activitat tectònica sinsedimentària que queda enregistrada per importants variacions de potència, una notable fracturació interna i una disposició, en molts indrets, en tascons sedimentaris oberts cap a les falles; les successions més superiors mostren una disminució de l'activitat tectònica que es tradueix en el progressiu solapament dels lindars formats durant el període anterior, la desaparició de les variacions ràpides de les potències de les successions, i una uniformització progressiva de les fàcies sedimentàries.

El caràcter marí, majoritàriament profund, de les successions localitzades a les àrees sudorientals del solc de València, així com de les generades en el període de temps comprès entre el Burdigalià inferior i el Languià superior, fa que la influència de les variacions relatives del nivell del mar quedi restringida bàsicament a les successions aquitanianes i postlanguianes del Promontori Balear i de les Bètiques orientals. En el Promontori Balear, malgrat la forta tectonització i el caràcter puntual i dispers dels afloraments neogens, la forta influència de les variacions eustàtiques ha permès subdividir el rebliment neogen en seqüències deposicionals limitades per discontinuïtats majors. Aquestes divisions són difícilment extrapolables a la resta del domini bètico-balear, ja sigui per la manca de dades (a les àrees submergides del domini només s'hi han realitzat dos sondatges petrolers) o per l'absència de treballs detallats d'anàlisi seqüencial (sectors de les Bètiques orientals).

A pesar d'aquestes dificultats, i a partir de la combinació de les subdivisions dutes a terme a les illes Balears amb les dades estratigràfiques disponibles de la resta d'àrees del domini bètico-balear, s'han diferenciat dins de les successions nèogenes, cinc grans unitats cronostatigràfiques: 1) Aquitània-Burdigalià inferior, 2) Burdigalià inferior-Languià, 3) Serraval·lià-Tortonià superior, 4) Tortonià superior-Messinià, i 5) Pliocè-Pleistocè. Els límits entre aquestes unitats, que comprenen una o varies seqüències deposicionals, ve marcat per discontinuïtats majors que queden generalment enregistrades per discordances erosives.

### II-5.2.1: Aquitània-Burdigalià inferior

D'edat principalment aquitaniano-burdigaliana, aquesta unitat comprèn, localment, materials datats com a oligocens terminals. El límit inferior d'aquesta unitat és una discontinuïtat major que ve enregistrada per una discordança angular de morfologia força irregular (RANGHEARD, 1971; RODRÍGUEZ-PEREA, 1984a; PIERSON D'AUTREY, 1987). Aquesta discordança, desenvolupada sobre els materials del Mesozoic i del Paleogen deformats compressivament, presenta associats nivells de paleosòls i caliches (RODRÍGUEZ-PEREA, 1984a/b). Superiorment, és limitada per una discontinuïtat de tipus subaeri que queda representada per una superfície erosiva, localment de caràcter angular (RODRÍGUEZ-PEREA i POMAR, 1983), sobre la que es desenvolupen nivells ferruginosos, sòls endurits i paleosòls.

Distribuïdes al llarg d'un complex sistema de conques de petites dimensions limitades tant per falles normals (OTT D'ESTEVOU *et al.*, 1988) com per estructures contractives (RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a), les successions aquitano-burdigalianes inferiors mostren el desenvolupament d'una important activitat tectònica sinsedimentària. Així, per exemple, les potències de les successions, si bé en conjunt són relativament reduïdes, presenten brusques i contínues variacions en funció de la seva situació estructural. Inexistents o molt reduïdes en els llandars estructurals, a l'interior de les cubetes les successions aquitano-burdigalianes són més completes i gruixudes de manera que arriben a superar localment, a l'illa d'Eivissa, els 100 m (RANGHEARD, 1984). En aquestes darreres àrees, la complexa paleotopografia existent i la intensa fracturació sinsedimentària interna fan que sigui freqüent de trobar variacions de potència de desenes de metres en distàncies inferiors a un quilòmetre. Altres característiques que denoten una important activitat sinsedimentària són: a) la presència de plec i

encavalcaments, pertanyents al mateix sistema contractiu, que tant tallen com són fossilitzats pels dipòsits aquitano-burdigalians inferiors, b) el considerable volum d'elements detrítics, c) la presència de còdols paleozoics que indiquen l'existència de fortes taxes d'erosió en àrees properes, d) la gran varietat de fàcies deposicionals i e) la manca d'una polaritat sedimentària constant en les successions d'aquesta unitat.

Les associacions de "Miogypsinae" reconegudes a les fàcies marines (RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a) permeten atribuir una edat Aquitània-Burdigalià inferior a la major part de les successions d'aquesta unitat, encara que la presència de *Miogypsinoïdes bantamensis* Tan Sih Hok, 1936 a les àrees més sudorientals de Mallorca (ANGLADA i SERRA-KIEL, 1986), indica que els termes basals d'aquesta unitat podrien ser oligocens superiors.

Aquesta unitat és formada principalment per calcarenites bioclàstiques marines, bretxes i conglomerats que, disposats sobre una paleotopografia irregular, enregistren una gran varietat d'ambients de plataforma mixta terrígeno-carbonàtica situats al llarg d'una línia de costa retallada (RODRÍGUEZ-PEREA, 1984a; 1989). En aquest context paleogeogràfic, les successions mostren notables variacions laterals. Així, a les àrees més litorals i a les seves parts més inferiors és freqüent de trobar-hi calcàries esculloses que se situen directament sobre el substrat preneogen o sobre un conjunt de materials detrítics vermells més o menys grollers, de fàcies de resedimentació de sòls i al.luvials, que constitueixen la base de la unitat aquitano-burdigaliana inferior (SIMÓ i GINER, 1983; RODRÍGUEZ-PEREA, 1984a/b). Per contra, a les àrees més distals, les successions aquitano-burdigalianes inferiors són més fines, de forma que estan constituïdes per alternances de calcarenites i calcisiltites sedimentades en ambients de plataforma externa (RODRÍGUEZ-PEREA, 1984b).

Les successions aquitano-burdigalianes inferiors s'han agrupat a l'illa de Mallorca en una única unitat litostratigràfica que equival a la Fm. de calcarenites de Sant Elm de RODRÍGUEZ-PEREA (1984a) i a la Unitat de conglomerats i calcàries d'ÁLVARO *et al.* (1984). Els estudis detallats d'anàlisi seqüencial duts a terme darrerament a les successions neògenes de les illes de Mallorca i Eivissa (SIMÓ i GINER, 1983; RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a), mostren que aquesta unitat es correspon amb una seqüència deposicional (segons l'accepció de VAIL *et al.*, 1977). La distribució espacial de les successions que configuren aquestes unitats, conjuntament amb la seva evolució vertical (amb els termes més grollers d'ambients al.luvials i de "fan-delta" a les parts inferiors de la sèrie i els més fins d'ambients de plataforma marina externa a les parts superiors) denoten una tendència transgressiva de la unitat aquitano-burdigaliana inferior.

### II-5.2.2: Burdigalià superior-Languià

Limitada inferiorment per la discontinuïtat major intraburdigaliana ja esmentada, el límit superior d'aquesta unitat ve regit per l'emplaçament, en el trànsit Languià-Serraval·lià, de la major part dels encavalcaments bètico-balears. En el conjunt del domini bètico-balear, les estructures contractives finilanguianes van originar la deformació generalitzada de les successions burdigalo-languianes i/o la seva truncació vertical per l'emplaçament de làmines d'encavalcaments. En conseqüència, i donat el

caràcter clarament postcompressiu dels sediments nedgens suprajacents, el límit superior de les successions del Burdigalià superior-Languià, en els casos que no es troben truncades per superfícies d'encavalcaments, sol presentar-se com una discordança angular sobre la que es desenvolupen localment superfícies de carstificació (POMAR *et al.*, 1983a; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1975; POMAR *et al.*, 1990).

Les característiques geomètriques i estratigràfiques de les successions burdigalo-languianes mostren que aquesta estructuració compressiva del domini bètico-balear ja hauria estat tenint lloc, almenys en part, durant el Burdigalià superior i el Languià. Així, disposades en profundes cubetes sinclinals orientades principalment ENE-WSW a NE-SW, les successions burdigalo-languianes inclouen un gran nombre d'olistostromes precursors provinents del SE (RODRÍGUEZ-PEREA i POMAR, 1983; SOLER *et al.*, 1983; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985b), falles hidroplàstiques (POMAR *et al.*, 1983b) i discordances progressives (RODRÍGUEZ-PEREA, 1981; PIERSON D'AUTREY, 1987; OTT D'ESTEVOU *et al.*, 1988; FERRÚS, 1990) que denoten una important activitat tectònica sinsedimentària de tipus contractiu. Aquesta activitat queda reflectida, igualment, en les grans variacions de potència i de rang temporal que presenten les successions en funció de la seva situació estructural: mentre en els llimars estructurals són notablement reduïdes i poden estar total o parcialment erosionades, a les cubetes són més completes i poden arribar a superar els 1000 m de potència.

L'estudi de les associacions de foraminífers planctònics (RANGHEARD, 1971; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1975; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977; GARCÍA-VÉLEZ *et al.*, 1981a; GONZÁLEZ-DONOSO *et al.*, 1982; SIMÓ i GINER, 1983; ÁLVARO *et al.*, 1984; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985a) trobats a les fàcies marines d'aquestes successions indiquen que la seva deposició va tenir lloc entre el Burdigalià inferior i el Languià superior.

Constituïdes principalment per sediments marins (fig. 72), les successions burdigalo-languianes només s'han subdividit en diferents unitats litostratigràfiques en determinats sectors. Així, a l'illa de Mallorca el Burdigalià-Languià s'ha dividit en dues unitats -la Fm. de turbidites de Banyalbufar (RODRÍGUEZ-PEREA, 1984b) i la Unitat de calcàries de Randa (POMAR *et al.*, 1983a)-, que ÁLVARO *et al.* (1984) unifiquen en una sola unitat deposicional que denominen Unitat turbidítica-carbonàtica del Burdigalià superior-Languià. A les Bètiques orientals, on els estudis estratigràfics recents han tingut caràcter molt més local, només s'ha definit formalment la Fm. de Botiferres a la cubeta de Fontanars-Ontinyent (CATER, 1987). A la resta de sectors del domini bètico-balear, si bé s'han observat diferents unitats litostratigràfiques equivalents en gran part a les anteriors, fins ara no han estat definides formalment. D'acord amb l'anàlisi seqüencial de totes aquestes unitats (SIMÓ i GINER, 1983; RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a), les successions burdigalo-languianes es poden agrupar en una sola seqüència deposicional que mostra una tendència vertical transgressiva. Cal assenyalar, però, que a partir del Languià mitjà, tal com s'observa en les àrees on els termes superiors es troben preservats (per exemple Randa), aquesta tendència s'inverteix i passa a ser clarament regressiva.

La pujada del nivell del mar que enregistra aquesta transgressió, conjuntament amb l'estructuració tectònica sinsedimentària, queden reflectides en les característiques litològiques i

sedimentològiques dels dipòsits d'aquesta unitat. Així, al llarg de les diferents cubetes NE-SW, la progressiva profundització de l'àrea que van produir ambdós processos va originar la sedimentació d'un conjunt de successions turbidíftiques i margoses marines depositades en unes condicions ambientals que evolucionen al pas del temps de fàcies de plataforma i talús a típiques d'àrees distals de centre de conca. Aquestes successions són integrades principalment per alternances de calcarenites transportades per corrents de turbidesa dirigides principalment cap al N-NNE i margues dipositades per processos de decantació (fàcies "tap" o "blau"). La forta activitat tectònica coetània amb la sedimentació d'aquests dipòsits i el caràcter abrupte dels marges de la conca, queda reflectit per la presència a les successions turbidíftiques de nivells de bretxes, conglomerats i olistostomes dipositats a partir de lliscaments gravitacionals provinents de dominis infralitorals o continentals (RODRÍGUEZ-PEREA, 1984b; PIERSON D'AUTREY, 1987). Localment, a les Serres de Tramuntana de Mallorca, aquestes successions són recobertes per potents paquets de bretxes i conglomerats de talús que denoten probablement la propagació cap al centre de conca (WNW) de làmines d'encavalcament. A les parts centrals de Mallorca i a la Carrasqueta (Bètiques orientals), on es presenten ben preservades les parts superiors d'aquesta unitat, les turbidites són progressivament substituïdes cap a sostre per una seqüència de calcarenites de rampa carbonàtica -Unitat de calcàries de Randa- (POMAR i RODRÍGUEZ-PEREA, 1983) que denoten la tendència final regressiva de la unitat burdigalo-languiana.

Totes aquestes successions burdigalo-languianes dipositades en medis marins profunds passen, de manera gradual, però ràpida, a ser substituïdes arran dels llandars estructurals per carbonats litorals i margues bioturbades marines dipositades en ambients de plataforma marina (OTT D'ESTEVOU *et al.*, 1988) que intercalen cossos constituïts per dipòsits detrítics vermells de fàcies de conca al·luvial (SIMÓ i GINER, 1983).

### II-5.2.3: Serraval·lià-Tortonià mitjà

Limitada inferiorment i superiorment per discordances erosives, aquesta unitat enregistra l'inici de l'estructuració distensiva postorogènica del domini bètico-balear. Encara que els termes més inferiors es troben localment afectats per estructures contractives, els dipòsits d'aquesta unitat mostren el desenvolupament d'un sistema de cubetes limitades per falles normals ENE-WSW a NE-SW i diapirs que tallen les estructures compressives generades prèviament.

Aquesta estructuració extensiva sinsedimentària fa que les potències i rang temporal de les successions d'aquesta unitat presentin grans variacions segons la seva situació estructural. Notablement reduïdes o inexistentes en els llandars estructurals (horsts), aquestes successions, en els depocentres de les cubetes i fosses, són més completes i arriben a superar els 700 m de potència. El caràcter sinsedimentari d'aquesta estructuració extensiva, no només queda evidenciat per aquestes variacions brusques de les potències de les successions serraval·liano-tortonianes superiors, sinó també per la presència de grans olistòlits (Bètiques orientals; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985a/b), de falles normals que tallen i a la vegada són fossilitzades pels dipòsits d'aquesta edat, i per la disposició en tascons sedimentaris oberts cap a les falles que limiten les cubetes.

Cal destacar que aquesta estructuració extensiva sinsedimentària no va ser constant al llarg de tot el temps comprès entre el Serraval·lià i el Tortonià superior. Així, mentre les successions serraval·lianes presenten un marcat caràcter sinrift, les successions del Tortonià, si bé encara són afectades per falles normals, mostren una progressiva atenuació de l'activitat tectònica. Aquesta atenuació queda enregistrada per una gradual homogeneització de les potències, i pel caràcter expansiu i onlapant de les successions tortonianes sobre gran part dels horsts generats durant el Serraval·lià.

Les associacions de foraminífers planctònics observades a les fàcies marines relativament profundes d'aquesta unitat que s'han reconegut en algunes cubetes del Prebètic de les Bètiques orientals (Alcoi i Benissa) i a les parts submergides del domini bètico-balear, indiquen una edat serraval·liano-tortoniana mitjà-superior (MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1975, 1976, 1985a; SOLER *et al.*, 1983; OTT D'ESTEVOU *et al.*, 1988). A les illes Balears i a la cubeta de Finestrat (Bètiques orientals), on les successions són litorals, lacustres o continentals, la datació d'aquestes successions és força més difícil donada l'absència de fòssils característics. Mentre les successions lacustres i litorals contenen, principalment i en gran quantitat, foraminífers planctònics retreballats provinents del Burdigalià i Languià (COLOM, 1967; CATER, 1987), les associacions paleomastològiques trobades a les successions continentals i lacustres de les illes (ADROVER *et al.*, 1977; MEIN i ADROVER, 1982) presenten un valor cronostatigràfic força discutible, ja que estan formades per una fauna endèmica que mostra una evolució insular a partir de l'Oligocè terminal (MEIN i ADROVER, 1982). Per tant, l'atribució d'edats a les diferents successions litològiques de les illes Balears i de la cubeta de Finestrat que configuren aquesta unitat, ha hagut de realitzar-se essencialment a partir de les relacions estratigràfiques que guarden amb les unitats supra i infrajacentes.

Formades per sediments tant de caràcter continental, com lacustre i marí (fig. 72), les successions serraval·liano-tortonianes s'han subdividit en vàries unitats litostratigràfiques a les que alguns autors han otorgat rang cronostatigràfic. El caràcter fragmentari dels afloraments i el caràcter sinrift de gran part de les successions serraval·liano-tortonianes amb les fortes variacions laterals de característiques estratigràfiques que comporta, fan que la subdivisió litostratigràfica variï i sigui diferent a cada sector del domini bètico-balear.

Així, a les àrees submergides del domini, on fins ara només s'han dut a terme dos sondatges petrolers, s'ha aplicat la mateixa subdivisió que en el marge ibèric del solc de València, en la qual les successions serraval·liano-tortonianes s'agrupen en una única unitat deposicional anomenada Grup de Castelló que és formada per les Fms. de margues i de gresos de Castelló (MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985a).

A l'illa de Mallorca, on les successions serraval·liano-tortonianes estan força ben representades, el Serraval·lià-Tortonià s'ha subdividit en les unitats litostratigràfiques serraval·lianes de llims de Manacor, margues de Pina, calcàries de Son Verdera i la tortoniana de calcisiltites amb Heterostegines (POMAR *et al.*, 1983a; FORNÓS *et al.*, 1991).

A Menorca, el Serraval.lià-Tortonjà, es troba representat per la Unitat inferior de Barres (OBRADOR *et al.*, 1983).

I per últim, a les Bètiques orientals aquesta unitat és formada per un gran nombre d'unitats litostratigràfiques en gran part equivalents a les descrites a l'illa de Mallorca.

Cal assenyalar, que ara, no s'han reconegut sediments d'aquesta edat a les illes d'Eivissa i Formentera.

Aquestes unitats litostratigràfiques, a partir de la presència de discordances internes i sobtats canvis deposicionals s'han agrupat en vàries unitats deposicionals. En els primers treballs d'anàlisi seqüencial duts a terme a les illes Balears (OBRADOR *et al.*, 1983; ÁLVARO *et al.*, 1984; SIMÓ i RAMÓN, 1986) van diferenciar en el Serraval.lià-Tortonjà, tres unitats deposicionals: una d'inferior, carbonàtica serraval.liana, una d'intermèdia de margues amb guixos serraval.liano-tortoniana i una de superior detrític-carbonàtica d'edat tortoniana, que inclouria segons certs autors el complex escullòs messinià (ÁLVARO *et al.*, 1984). Prèviament, en els primers treballs d'anàlisi seqüencial realitzats a l'àrea submergida del domini bètico-balear (SOLER *et al.*, 1983; MARTÍNEZ DEL OLMO *et al.*, 1985a), les successions submergides d'aquesta unitat s'havien inclòs en dues unitats tectosedimentàries d'edat serraval.liano-tortoniana basal i tortoniano-messiniana inferior respectivament. Per últim, les ànàlisis seqüencials realitzades darrerament a les Bètiques orientals i a l'illa de Mallorca han permès d'agrupar aquestes successions en dues seqüències deposicionals (FORNÓS *et al.*, 1991; PIERSON D'AUTREY, 1987): una d'inferior serraval.liana, que correspon en part a la seqüència de Santa Margarita de SIMÓ i RAMÓN (1986), i una superior, tortoniana inferior-mitjà. En aquesta memòria, s'han subdivit els materials del Serraval.lià-Tortonjà superior en dues unitats cronostatigràfiques, que desenvolupades sota diverses situacions tectòniques, eustàtiques i paleoclimàtiques, coincideixen pràcticament amb les seqüències deposicionals definides per FORNÓS *et al.*, 1991.

### *Serraval.lià*

Limitada superiorment per una discontinuïtat major que queda reflectida en els marges de la conca per superfícies erosives i un canvi deposicional en el centre de conca, aquesta seqüència mostra una tendència evolutiva vertical de tipus transgressiu. Encara que localment es presenten afectades per estructures contractives que reflecteixen els últims moviments compressius del domini bètico-balear (CATER, 1987; PIERSON D'AUTREY, 1987; RAMOS-GUERRERO, 1988), les successions d'aquesta seqüència enregistren una sedimentació en cubetes afectades per una forta subsidència i limitades per falles extensives.

Aquesta estructuració extensiva donà lloc a la formació d'una complexa topografia i consegüentment a una gran varietat d'ambients deposicionals. Així, en el Promontori Balear, on l'estructuració en fosses i horsts va ser molt més marcada, les successions d'aquesta seqüència són formades per dipòsits continentals vermells (lutites i conglomerats) que graden cap al depocentre de les cubetes a margues lacustres grises amb intercalacions de guixos (FORNÓS *et al.*, 1991). Gradualment

cap a sostre, aquestes margues són substituïdes per un paquet de calcàries, també lacustres, que denoten la tendència vertical transgressiva del conjunt de la seqüència serraval.liana.

Per contra, a les zones més externes del domini bètico-balear (Bètiques orientals i àrees submergides), on la tectònica extensiva va ser molt menys important, les successions que formen aquesta unitat són constituïdes principalment per materials fins amb abundants foraminífers planctònics (fàcies "tap") que intercalen, localment, nivells de turbididtes i conglomerats bioclàstics de "debris-flow" (CATER, 1987). Sedimentats en medis marins profunds aquests dipòsits, cap a la base i cap als marges de les conques, són substituïts per conglomerats i calcàries esculloses sedimentades en ambients de talús, litorals i de plataforma (CATER, 1987; PIERSON D'AUTREY, 1987). En aquestes àrees, el menor desenvolupament de les estructures extensives queda reflectit pel caràcter expansiu de les successions serraval.lianes sobre els llindars generats durant les etapes compressives prèvies.

### *Tortonà inferior-mitjà*

Comprèn la Unitat de calcisiltites amb Heterostegines de Mallorca, la Unitat inferior de Barres de Menorca, la part superior del Grup de Castelló de les àrees submergides i un conjunt de sediments nerfics de les Bètiques orientals (tals com els de les Fms. de Calcirudites de Mariola i Alorines de CATER, 1987). És limitada a base i sostre per les discontinuïtats finiserraval.liana i intratortoniana superior.

La sedimentació durant aquest període ve marcada per l'atenuació de l'activitat tectònica i per una important pujada relativa del nivell del mar que es tradueix en un ràpid període transgressiu seguit d'una lleugera regressió. Aquests fets comporten, una retracció de la sedimentació continental i lacustre i una clara expansió de les fàcies marines.

Així, a les zones marginals (illes Balears i Bètiques orientals) aquesta situació queda enregistrada per la retracció dels dipòsits continentals a les àrees més marginals de les cubetes i el desenvolupament d'una sedimentació marina de plataforma terrígena-carbonàtica. Formades per calcisiltites, calcarenites i, localment, calcirudites que presenten en els termes superiors acumulacions d'algues i briozoos (OBRADOR *et al.*, 1983; POMAR *et al.*, 1983a; CATER, 1987; PIERSON D'AUTREY, 1987), aquestes successions marines, si bé es presenten afectades per falles normals, mostren un clar caràcter expansiu sobre els llindars generats durant el Miocè inferior i mitjà. Concretament a l'illa de Menorca, el caràcter transgressiu i expansiu d'aquesta seqüència donà lloc a la deposició a la part sudoccidental de l'illa d'un conjunt de fàcies de plataforma que registren una progradació d'aquesta cap al S.

A les àrees submergides del domini bètico-balear, les successions tortonianes inferiors són formades per sediments pelàgics que fossilitzen la major part dels relleus i falles generades tant durant les fases compressives burdigalo-languianes com durant les fases extensives serraval.lianes. Cal assenyalar que donat el caràcter pelàgic de les successions fonamentalment lutítiques del Serraval.lià i Tortonà a les parts submergides del domini, no s'ha pogut determinar el límit entre aquestes dues seqüències.



#### II-5.2.4: Tortonià superior-Messinià

Reconegut únicament a les àrees emergides del domini bètico-balear, el Tortonià superior-Messinià és format per una successió de varies unitats estratigràfiques limitades per discordances erosives. Els límits superior i inferior d'aquesta successió d'unitats són dues discontinuïtats majors enregistrades per superfícies erosives, correlacionables amb les discontinuïtats intratortoniana i finimessiniana del marge ibèric de la Conca Catalano-balear.

Les successions que configuren aquestes unitats denoten una marcada atenuació de l'activitat extensiva de l'àrea. En efecte, les successions tortoniano superior-messinianes mostren una dèbil fracturació interna, un marcat caràcter expansiu i solapant sobre gran part de les falles i llandars generats prèviament, i una absència de variacions brusques de potències. No obstant, el predomini dels processos erosius a les parts emergides del domini bètico-balear durant el Tortonià més superior i el Messinià genera que el registre sedimentari d'aquest interval sigui molt reduït i pugui presentar localment variacions notables de potència. En general, les successions mostren potències que varien des d'uns 300 m en els depocentres de les cubetes fins a 40-50 m en els llandars.

Constituïdes per dipòsits continentals, lacustres i de plataforma marina escullosa, la datació d'aquestes successions s'ha dut a terme a partir d'uns pocs jaciments de mamífers i de microfauna marina. L'estudi de les associacions de foraminífers (BIZON *et al.*, 1973; ÁLVARO *et al.*, 1984) i micromamífers (DE BRUIJN *et al.*, 1975; PONS-MOYÀ *et al.*, 1981) contingudes en aquests jaciments indiquen que la deposició dels materials que formen aquestes successions va tenir lloc entre el Tortonià superior i el Messinià superior.

Malgrat el caràcter fragmentari dels afloraments de materials marins del Tortonià superior-Messinià, l'estudi del registre sedimentari i de les discontinuïtats internes que presenten ha permès diferenciar varies unitats deposicionals. Així, els primers estudis sedimentològics (ESTEBAN *et al.*, 1977; SIMÓ i GINER, 1983) reconeixen dins de les successions tortoniano superior-messinianes dues unitats separades per una discordança erosiva: una d'inferior constituïda per fàcies esculloses (Complex escullòs Messinià) i una de superior formada per fàcies litorals carbonàtiques (Complex terminal Messinià). Posteriorment, a l'illa de Mallorca s'ha diferenciat una tercera unitat anomenada Unitat de margues de Bonanova (POMAR *et al.*, 1983a; FORNÓS i POMAR, 1984) que se situa entre les dues anteriors. Així doncs, a partir d'aquestes unitats, correlacionables amb seqüències deposicionals en el sentit definit per VAIL *et al.* (1977), el Tortonià superior-Messinià de les Balears pot subdividir-se en tres unitats (FORNÓS *et al.*, 1991):

### *Seqüència inferior (Tortonià superior-Messinià inferior)*

De caràcter lleugerament someritzant, és formada per un conjunt de bioconstruccions esculloses que es disposen discordantment sobre el Tortonià inferior. El límit superior d'aquesta seqüència és també una discordança que passa cap al depocentre de les cubetes a una superfície d'erosió.

Aquesta seqüència és constituïda per una única unitat estratigràfica de caràcter informal: la Unitat escullosa (BARÓN, 1977; ESTEBAN *et al.*, 1977) que correspon al Complex Escullòs definit per POMAR *et al.* (1983c) i BARÓN i POMAR (1985). Les successions d'aquesta unitat denoten la progradació d'una plataforma carbonàtica en la que es poden diferenciar: a) fàcies de "lagoon" que, situades a les parts més internes de la plataforma, són formades per calcarenites que inclouen petites colònies de coralls; b) fàcies d'escull s.s. constituïdes per calcàries esculloses localment dolomititzades; c) fàcies de talús escullós, situades per sota les fàcies esculloses i formades per bretxes carbonàtiques que passen distalment a calcisiltites i calcarenites biotorbades; i d) fàcies de plataforma oberta integrades per calcisiltites amb abundants foraminífers

### *Seqüència intermèdia (Messinià mitjà)*

Reconeguda a les illes de Mallorca i Eivissa, aquesta seqüència comprèn la Unitat de margues de Bonanova de l'illa de Mallorca (POMAR *et al.*, 1983a) i la Unitat intermèdia d'Eivissa. És formada per margues ocres que evolucionen a sostre a conglomerats i lutites vermelles. El conjunt enregistra, per tant, una seqüència de caràcter regressiu relacionada amb la progradacions de ventalls al·luvials (FORNÓS, 1983).

### *Seqüència superior (Messinià superior)*

Igual que la seqüència inferior, aquesta seqüència es troba present a les illes majors de les Balears. El seu límit inferior ve definit per una superfície erosiva que mostra carstificacions quan es desenvolupa sobre la Unitat Escullosa. És constituïda per les unitats expansives del Complex terminal Messinià d'Eivissa i Formentera (SIMÓ i GINER, 1983), de les calcàries de Santanyí de Mallorca (POMAR *et al.*, 1983a) i, amb dubtes, de la Unitat superior de Barres de Menorca (OBRADOR *et al.*, 1983). Sense fòssils datadors i disposada discordantment sobre la Unitat escullosa i la Unitat inferior de Barres, la posició cronostatigràfica de la Unitat superior de Barres de Menorca és difícil d'establir, de manera que tant podria correspondre a aquesta seqüència com al Pliocè.

El Complex terminal Messinià i la unitat de calcàries de Santanyí són formades per sediments carbonàtics litorals i calcàries oolítiques dipositades en una gran varietat d'associacions de fàcies de manglar i "sand shoal" (FORNÓS i POMAR, 1983; SIMÓ i GINER, 1983). Entre aquestes associacions destaquen les limolites i microconglomerats, els packstones i grainstones de miliolids, els mudstones i bindstones d'estromatòlids, i els grainstones d'òdlits amb estromatòlits.

Per la seva part, la Unitat superior de Barres de Menorca és formada per dipòsits calcarenífics amb estratificacions creuades de mitjana i gran escala que OBRADOR *et al.* (1983) han interpretat com a pertanyents a un sistema de plataforma.

A les Bètiques orientals, aquestes tres seqüències deposicionals venen enregistrades per successions de dipòsits continentals i lacustres en els que no s'han reconegut discontinuïtats internes que puguin correlacionar-se amb els límits d'aquestes seqüències. Es tracta d'alternances de margues i calcàries lacustres amb gasteròpodes i ostràcodes que, lateralment i cap a sostre, passen a roques detrítiques vermelles d'ambients fluvials i al·luvials (PIERSON D'AUTREY, 1987).

### II-5.2.5: Pliocè-Pleistocè

Aquesta unitat comprèn tots els sediments dipositats des del Pliocè inferior. El seu límit inferior és la discontinuïtat major supramessiniana que ve representada per una discordança erosiva d'àmbit regional. A l'igual que en el marge ibèric, la distribució areal i les variacions de potència de les successions plio-quadernàries venen condicionades principalment per la morfologia irregular de la discordança messiniana i l'activitat tectònica sinsedimentària.

Els dipòsits plio-quadernaris del domini bètico-balear denoten un context tectònic sinsedimentari extensiu en el que continua l'atenuació progressiva de l'activitat tectònica iniciada en el Tortonian. Afectades per falles normals que disminueixen de salt cap al sostre, les successions plio-quadernàries adosades a les falles mostren abruptes canvis de potència, una disposició en tascons sedimentaris oberts cap a les falles i, localment, discordances progressives sintectòniques. Aquesta activitat tectònica sinsedimentària, si bé és present en tot el domini, es troba principalment desenvolupada a les Bètiques orientals, al Promontori Balear i a les parts més nordoccidentals de la part submergida del domini.

En aquestes àrees, on l'erosió messiniana va ser bastant uniforme, la sedimentació plio-quadernària ve controlada essencialment per l'activitat tectònica. Així, a les parts emergides del domini, a part de les formacions superficials actuals (terrasses i successions litorals localitzades arran de la costa en el litoral d'Alacant), el Pliocè i Quadernari només es troben ben desenvolupats a les depressions d'origen tectònic on assoleixen localment els 300-400 m. Destaquen, per la potència de sediments plio-quadernaris dipositats, les fosses de Palma, Inca i Sa Pobla a l'illa de Mallorca i la cubeta d'Alcoi a les Bètiques orientals (fig. 64). A les àrees més nordoccidentals submergides del domini, on les successions plio-quadernàries s'estenen per tot el sector, el Plio-Quadernari mostra ràpides i importants variacions laterals de potència en funció de la seva situació estructural: d'uns pocs centenars de metres en els llindars estructurals, a les cubetes adjacents pot sobrepassar els 1500 m de potència (fig. 73).

Per contra, a la resta de les àrees submergides del domini bètico-balear la influència de l'activitat tectònica és mínima i la morfologia de la superfície d'erosió messiniana és relativament plana. Això i l'absència d'una àmplia plataforma progradant en el marge balear del solc, fa que les variacions de potència en aquesta àrees siguin mínimes. En general, les successions plio-quadernàries mostren una disminució gradual de la seva potència des del centre del solc (aprox. 1000 m) fins a la plataforma del Promontori Balear (<200 m).

L'estudi de les associacions de foraminífers planctònics (BUTZER i CUERDA, 1962; RYAN *et al.*, 1973b/c; BIZON *et al.*, 1975; COLOM, 1980; 1985; ÁLVARO *et al.*, 1984) i de micromamífers (CRUSAFONT i VILLALTA, 1955) trobats respectivament a les fàcies marines i continentals d'aquest conjunt de successions indiquen que l'edat d'aquesta unitat va des del Pliocè inferior fins a l'actualitat. Localment, en dipòsits càrstics situats a les formacions carbonàtiques mesozoiques i cenozoiques de les illes s'han trobat associacions de micromamífers d'edat pliocena-pleistocena (MOYÀ-SOLÀ *et al.*, 1984).

Mentre que els dipòsits marins plio-quadernaris localitzats prop de la costa de la Península Ibèrica i en els sectors més nordoccidentals de la part submergida del domini bètico-balear s'han subdividit en les mateixes unitats litostratigràfiques i seqüencials que en el marge ibèric, en el Promontori Balear i àrees submergides adjacents l'aplicativitat d'aquesta subdivisió és força discutible donades les diferents característiques estratigràfiques. De caràcter predominantment terrígeno-carbonàtic, en aquestes darreres àrees les successions plio-quadernàries s'han estudiat principalment en les illes de Mallorca, Menorca i Eivissa (SOLÉ SABARÍS, 1962; BOURROUILH, 1983; POMAR *et al.*, 1983a; RANGHEARD, 1984; entre d'altres). Els estudis realitzats a Mallorca (POMAR *et al.*, 1983a; SIMÓ i RAMÓN, 1986) han permès de diferenciar tres unitats litostratigràfiques de caràcter informal: la Unitat de calcisiltites de Son Mir, la Unitat de calcarenites de Sant Jordi i la Unitat de llims vermells de Palma. Aquestes unitats, recentment (FORNÓS *et al.*, 1991), s'han agrupat en dues seqüències deposicionals d'edat pliocena i quadernària separades respectivament per una superfície erosiva.

La primera d'aquestes seqüències (unitats de calcisiltites de Son Mir i de calcarenites de Sant Jordi) és formada per dipòsits marins de plataforma que es disposen sobre la superfície erosiva finimessiniana. Les successions pliocenes mostren una tendència vertical regressiva i una progressiva profundització de la conca cap als marges del Promontori Balear. Aquesta tendència queda enregistrada a les illes per una somerització de les fàcies pliocenes. Així, es reconeixen uns trams inferiors (Unitat de calcisiltites de Son Mir) constituïts per margues grises que evolucionen a sostre a calcisiltites molt fossilíferes de plataforma marina, i uns trams superiors (Unitat de calcarenites de Sant Jordi) formats per calcarenites bioclàstiques dipositades en ambients litorals i de plataforma proximal. En els marges de les cubetes, és freqüent de trobar nivells de conglomerats intercalats en els trams basals d'aquestes successions.

La seqüència quadernària és constituïda per un conjunt de successions generades en una gran varietat de paleoambients que denoten un marc paleogeogràfic força similar a l'actual. Així, a les illes, el Quadernari és principalment format per a) successions de llims i conglomerats vermells de fàcies al·luvial que rebleixen les depressions internes (Unitat de llims vermells de Palma) i b) successions poc potents de gresos calcarenítics eòlics que es disposen a les àrees litorals. A les àrees de plataforma del Promontori Balear, les successions quadernàries són formades per sorres i graves bioclàstiques dipositades en diferents ambients de plataforma carbonàtica (ALONSO *et al.*, 1988). I per últim, en els marges submergits del Promontori és configurat per sediments fins terrígeno-carbonàtics dipositats en ambients de talús.

## II-5.3: SÍNTESE ESTRATIGRÀFICA DEL REBLIMENT NEOGEN DE LA CONCA CATALANO-BALEAR

D'acord amb les dades exposades, el rebliment de la Conca Catalano-balear pot agrupar-se en tres grans superseqüències limitades per discontinuïtats majors que venen enregistrades per discordances d'àmbit regional (fig. 68):

**I) Oligocè superior ?-Serraval·lià inferior (Unitats Neògenes Inferiors).** És la superseqüència inferior de la Conca Catalano-balear i ve caracteritzada pel desenvolupament d'una gran nombre d'unitats deposicionals que, dipositades en ambients molt diferents, enregistren una important activitat tectònica sinsedimentària. Dins d'aquesta superseqüència, poden distingir-se dues superseqüències de rang inferior:

*Ia) Oligocè superior (?) - Burdigalià inferior.* De caràcter sinrift, les successions que configuren aquesta superseqüència són formades principalment per materials detrítics grollers (conglomerats i gresos) sedimentats en un conjunt de fosses de petites dimensions. Aquestes successions, no només denoten la formació de la Conca Catalano-balear, sinó també una transgressió marina provinent de l'est. Així, mentre a les fosses més occidentals, la sedimentació va tenir lloc en ambients continentals de fàcies al·luvial i localment lacustre, a la resta de la conca, les característiques sedimentològiques del rebliment (constituït en gran part per roques carbonàtiques -calcarenites i calcàries esculloses-), assenyalen una sedimentació desenvolupada en ambients fonamentalment marins de fàcies litoral i de plataforma mixta terrígeno-carbonàtica.

*Ib) Burdigalià superior - Serraval·lià inferior.* Aquesta unitat enregistra una important transgressió marina i una progressiva profundització de la conca cap a l'E i SE de la conca. Així, a les fosses més occidentals de la conca és constituïda per successions terrígenes de fàcies al·luvials i lacustres; més al SE (plataforma continental de la Península Ibèrica) és formada per successions terrígeno-carbonàtiques dipositades en sistemes de plataforma i rampa carbonàtica marina oberta al SE, i per últim, a les àrees centrals del solc i en el domini bètico-balear passa a ser formada per turbidites i margues dipositades en medis marins profunds. De caràcter clarament expansiu, aquesta superseqüència palesa: a) una progressiva atenuació de l'activitat tectònica extensiva del marge ibèric del solc i b) el desenvolupament d'una conca d'avantpaís enfront de l'edifici contractiu bètico-balear, que al llarg del Burdigalià i Languià és deformada i encavalcada.

**II) Serraval·lià mitjà-Messinià (Unitats Neògenes Mitjano-superiors).** De caràcter post-tectònic, aquesta unitat majoritàriament terrígena està, per tant, principalment influïda per les variacions eustàtiques. En aquest sentit, és formada per dues superseqüències separades per una discontinuïtat major que assenyalen una important davallada del nivell del mar. Aquestes superseqüències de rang inferior són:

*Ila) Serraval·lià mitjà - Tortonià mitjà (Grup de Castelló).* Caracteritzada per una important entrada de materials detrítics a la conca, aquesta superseqüència segueix enregistrant una marcada

atenuació de la tectònica extensiva del marge ibèric i el pas, en el domini bètico-balear d'un context regional compressiu a un de predominantment extensiu. Com a resultat, excepció feta del domini bètico-balear on mostren un marcat caràcter sinrift, les successions fossilitzen i onlapen la major part dels llandars estructurals generats prèviament. El Serraval·lià mitjà-Tortonià mitjà de la Conca Catalano-balear és format principalment per gresos i lutites desenvolupats en una plataforma terrígena progradant cap al SE. A les àrees encara amb forta activitat tectònica distensiva (Promontori Balear i a les fosses més occidentals de la conca), aquesta unitat és constituïda per dipòsits al·luvials i lacustres que, en el Promontori Balear, graden lateralment i verticalment a dipòsits de plataforma terrígeno-carbonàtica.

*Iib) Tortonià superior - Messinià (Unitats Messinianes).* Durant aquest període es produeix una progressiva davallada del nivell del mar que origina la deposició de potents successions d'evaporites a les parts més profundes de la conca (sectors NE del solc de València) i el desenvolupament de processos majoritàriament erosius en els marges de la conca. Durant les primeres etapes de confinament de la conca, entre les àrees amb erosió i les àrees amb deposició d'evaporites es van desenvolupar estenses plataformes carbonàtiques esculloses que s'han reconegut en el domini bètico-balear.

**III) Pliocè - Pleistocè (Grup de l'Ebre).** Després de les davallades del nivell del mar de la denominada crisi messiniana, la ràpida transgressió pliocena donà lloc a la reactivació de la progradació de les plataformes terrígenes del marge ibèric i de la sedimentació de plataforma mixta terrígeno-carbonàtica del Promontori Balear. Així, aquesta unitat, de caire postrift, és constituïda per successions de característiques força similars a les de la seqüència del Serraval·lià mitjà-Tortonià mitjà: gresos, lutites i margues en el marge ibèric i centre del solc, i calcarenites, calcisiltites i margues en el Promontori Balear.

## II-5.4: EL VULCANISME NEOGEN DE LA CONCA CATALANO-BALEAR

Els estudis geològics realitzats en els marges emergits de la Conca Catalano-balear, així com els sondatges petrolers i dragatges duts a terme a les seves parts submergides, posen de manifest que la formació i posterior evolució neògena de la Conca Catalano-balear va anar acompanyada d'una important activitat magmàtica extrusiva (figs. 74 i 75). Reconeguda des del segle passat (HERMITE, 1879b; CALDERÓN *et al.*, 1906; SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1936; DONVILLE, 1973; RYAN *et al.*, 1973a; entre d'altres), aquesta activitat volcànica ve enregistrada per un complex sistema d'edificis volcànics d'edats compreses entre l'Oligocè superior i l'actualitat que mostren una gran diversitat de característiques geoquímiques i petrològiques.

A pesar de la importància que presenta el coneixement de l'evolució magmàtica durant el Neogen per entendre l'evolució geodinàmica cenozoica de la Conca Catalano-balear, són pocs els estudis (MAUFFRET, 1976; MARTÍ i ROCA, 1989; MARTÍ *et al.*, en premsa) que s'hi han centrat. Els darrers (MARTÍ i ROCA, 1989; MARTÍ *et al.*, en premsa) mostren que el magmatisme de la Conca Catalano-balear ve caracteritzat per l'existència de dos cicles volcànics que poden ser clarament distingits per les seves característiques petrològiques i geoquímiques i, a més, estan separats en el temps. Així, el primer és format per roques calcoalcalines d'edat Oligocè superior-Miocè mitjà i el segon és constituït per roques alcalines d'edats miocenes superiors a pleistocenes.

### Cicle calcoalcalí (Oligocè superior - Miocè mitjà)

Les manifestacions magmàtiques corresponents a aquest cicle se situen principalment a les parts submergides de la Conca Catalano-balear on s'han reconegut en un gran nombre de sondatges profunds emplaçats generalment al llarg de l'eix del solc de València (fig. 75, localitats 3, 5, de la 8 a la 16 i de la 38 a la 40). A terra, aquest vulcanisme només s'ha observat en dos afloraments de petites dimensions situats a les Serres de Tramuntana de l'illa de Mallorca (fig. 75, localitats 1, 2).

El fet que la major part d'aquestes manifestacions s'hagin reconegut a partir de sondatges petrolers en els quals, moltes vegades, no s'han recuperat testimonis de les roques volcàniques travessades, fa que l'estudi de l'edat i de les característiques petrològiques i geoquímiques d'aquest cicle volcànic sigui relativament incomplet. Així, fins a l'actualitat sols s'han pogut estudiar en detall les roques volcàniques dels dos afloraments de Mallorca (ÁLVARO *et al.*, 1987; WADSWORTH i ADAMS, 1989; MITJAVILA *et al.*, 1990) i dels DSDP. núm. 123 (RYAN *et al.*, 1973d; RIVIÈRE *et al.*, 1981), Columbretes A-1, Sagunto So-1 i Delta J-1 (informes interns de les companyies SHELL ESPAÑA N/V, ENPASA i ELF AQUITAINE).

L'edat de les roques d'aquest cicle s'ha determinat a partir de datacions radiomètriques K-Ar i de la relació estratigràfica que guarden els cossos volcànics amb les successions sedimentàries que rebleixen la conca. Així, mentre les datacions K-Ar dutes a terme en mostres de les localitats del DSDP núm. 123 (RYAN *et al.*, 1973d; RIVIÈRE *et al.*, 1981) i del Puig de l'Ofre (MITJAVILA *et al.*, 1990) donen una edat de 24 a 18.6 Ma (Oligocè superior-Burdigalià inferior), la sísmica de reflexió i els

sondatges petrolers mostren que dipòsits volcànics i volcanosedimentaris d'aquest cicle s'intercalen en successions marines que presenten edats que varien des de l'Aquitanià fins al Serraval·lià (figs. 76 i 77). Per tant es pot considerar que l'edat d'aquest primer cicle volcànic és oligoceno superior-serraval·liana.

A més, l'anàlisi de les edats obtingudes mostra que en el primer cicle volcànic poden distingir-se dos períodes de màxima activitat magmàtica: un d'inferior d'edat oligocena superior-burdigaliana inferior i un de superior desenvolupat durant el Languià-Serraval·lià.

### *Oligocè superior - Burdigalià inferior*

El primer període és representat pels edificis del primer cicle que es troben a les parts més nordorientals de la conca, és a dir els dos afloraments de Mallorca, el DSDP núm. 123 i el sondatge petroler BB-1 (fig. 75, localitats 1, 2, 5 i 8). Inclou, per tant, les localitats millor estudiades d'aquest cicle. La potència de les successions volcàniques reconegudes és força variable (fig. 77): inferior als 10 m en els afloraments de Mallorca (ÁLVARO *et al.*, 1987; WADSWORTH i ADAMS, 1989), d'unes poques desenes de metres en el pou BB-1 (LANAJA, 1987), i en el sondatge DSDP núm. 123 arriba a superar els 100 m (RYAN *et al.*, 1973c).

Totes les roques volcàniques d'aquest període mostren característiques molt similars: són roques piroclàstiques de gra fi compostes per cendra vítria i alguns fenocristalls de sanidina, plagiòclasi sòdica, biotita i quars. Ocasionalment, també contenen uns pocs litoclasts i fragments de pumita. L'absència de components epiclàstics indica un origen piroclàstic primari.

Les relacions estratigràfiques (WADSWORTH i ADAMS, 1989; MITJAVILA *et al.*, 1990) i les característiques dels productes d'alteració (RIVIÈRE *et al.*, 1981) suggereixen que aquestes roques es van emplaçar en un medi subaeri o subaquàtic molt som. Mentre respecte al medi de deposició d'aquestes roques tots els autors hi estan més o menys d'acord, pel que fa al seu origen encara no és així. Mentre WADSWORTH i ADAMS (1989) postulen que haurien estat dipositades per un procés de caiguda (en anglès "air-fall"), MARTÍ *et al.* (en premsa) pensen que aquest origen és improbable donat el gruix dels dipòsits i la presència de textures fluidals en algunes de les roques volcàniques (ÁLVARO *et al.*, 1987; MITJAVILA *et al.*, 1990); segons MARTÍ *et al.* (en premsa) aquestes característiques apunten més a un origen per fluxs piroclàstics.

Les poques anàlisis geoquímiques que s'hi han pogut realitzar mostren que aquestes roques presenten una composició bastant homogènia (RIVIÈRE *et al.*, 1981; MARTÍ *et al.*, en premsa). Els elements majors i traça indiquen una composició riolítica per a les roques de Mallorca i una composició dacítica a riolítica per a les del sondatge DSDP núm. 123, així com una afinitat calcoalcalina per a totes. Els perfils de terres rares de condrita normalitzada duts a terme a les roques de Mallorca i del DSDP núm. 123 mostren també una gran similitud i tenen moltes afinitats amb els que presenten les roques volcàniques generades a les cambres magmàtiques silíciques dels cinturons continentals volcano-plutònics (MARTÍ *et al.*, en premsa). A més, la composició de les roques volcàniques oligoceno superior-burdigalianes inferiors de la Conca Catalano-balear és molt similar a la de les roques



silíciques calcoalcalines de la mateixa edat de l'illa de Sardenya que s'han relacionat amb processos de subducció (COULON, 1977; SAVELLI, 1988).

### *Languià-Serraval.lià*

Les nombroses manifestacions volcàniques d'aquest segon període se situen a la part sudoccidental de l'eix del solc de València (fig. 75, localitats de la 9 a la 16 i de la 38 a la 40). Amb una extensió areal considerable, els aflorament volcànics del Miocè mitjà presenten potències que varien des d'uns pocs metres fins a gairebé 1000 m -pous Delta J-1 i Sagunto-1- (fig. 75, localitats 12 i 14).

L'edat d'aquests afloraments s'ha determinat a partir de la relació estratigràfica que presenten el cossos volcànics amb el registre sedimentari del rebliment neogen de la conca. Així, els sondatges i les línies sísmiques mostren que les roques volcàniques s'intercalen tant a les successions somitals de les Unitats Neògenes Inferiors (Languià-Serraval.lià inferior) com en els termes inferiors del Grup de Castelló (Serraval.lià mitjà). Només s'han realitzat dues datacions radiomètriques (K-Ar) en testimonis recuperats en el pous Sagunto So-1 i Delta J-1 que donen una edat radiomètrica de  $11 \pm 5$  i 8 Ma respectivament (informes interns d'ENPASA i ELF AQUITAINE), la qual discrepa de les deduïdes a partir de les relacions estratigràfiques. Cal assenyalar que l'alteració hidrotermal i l'acció de les aigües marines que han sofert les successions volcàniques fa que les mesures K-Ar siguin força disperses i per tant la mitjana determinada a partir d'elles poc fiable: els mateixos informes geocronològics citats ja indiquen que aquestes edats radiomètriques poden ser subestimades.

Reconegudes les roques d'aquest cicle únicament a partir de sondatges petrolers, el coneixement de les seves característiques petroliques i geoquímiques és bastant deficient. Els pocs estudis que s'han realitzat a partir de testimonis recuperats d'alguns pous mostren que, principalment, es tracta d'alternances de laves àcides, roques piroclàstiques i, localment, dolerites molt alterades. Les laves són leucòcrates, molt feldspàtiques i presenten una textura microlítica o porfírica. Les roques piroclàstiques són de gra fi i estan formades per cendra vítria i fenocristalls de plagiòclasi sodico-càlcica i quars. Freqüentment alterades per processos hidrotermals i diagenètics, aquestes roques piroclàstiques es disposen en seqüències de varies desenes de metres de potència que denoten el caràcter explosiu de l'activitat magmàtica del Miocè mitjà.

Encara que força incompletes, les anàlisis geoquímiques disponibles (informes interns d'ENPASA, SHELL ESPAÑA N/V i ELF AQUITAINE) mostren que la composició de les roques volcàniques d'aquest període és molt variable. Amb una afinitat calcoalcalina, en els diferents pous s'han reconegut tant roques intermèdies de composició andesítica com àcides de composició riolítica i traquítica.

## Cicle alcalí (Miocè superior-Pleistocè)

Els edificis volcànics del segon cicle se situen sobretot al llarg de les principals sistemes de falles extensionals que limiten la Conca Catalano-balear i també a les parts centrals i més primes de la conca. Dins d'aquests sectors, l'activitat magmàtica es localitza majoritàriament al llarg del sistema de falles NW-SE, que des dels Pirineus orientals fins el nord de Menorca, limita les conques Liguro-provençal i Catalano-balear. A diferència del primer cicle volcànic neogen, gran part dels afloraments del segon cicle es troben situats en àrees emergides. Això fa que en l'actualitat es conegui molt més bé la cronologia i les característiques petrològiques i geoquímiques de les manifestacions volcàniques d'aquest cicle.

L'edat de les manifestacions volcàniques del cicle alcalí està ben establerta a partir dels nombrosos treballs de datació radiomètrica K-Ar (DONVILLE, 1973; SÁENZ i LÓPEZ, 1975; MAUFFRET, 1976; ARAÑA *et al.*, 1983; MARTÍ *et al.*, en premsa) i de termoluminiscència de les plagiòclasis (GUERIN *et al.*, 1983). Aquests estudis indiquen una edat de 10 a 0.01 Ma (Tortonà-Pleistocè) per a les roques volcàniques alcalines de la Conca Catalano-balear.

D'acord amb la distribució geogràfica, l'edat i les característiques petrològiques dels afloraments del segon cicle, MARTÍ *et al.* (en premsa) diferencien tres zones dins el vulcanisme Miocè superior-Pleistocè de la Conca Catalano-balear: la Zona de València, la Zona de les Columbrets i la Zona Catalana.

### *Zona de València*

Comprèn els dos petits grups d'afloraments situats a les rodalies de les poblacions de Cofrentes i Picassent (fig. 75, localitats 18 i 19). D'edats compreses entre 2 i 1.3 Ma (SÁENZ i LÓPEZ, 1975), aquests afloraments són formats per roques piroclàstiques de tipus estrombolià i colades de laves de composició variable des de nefelítica olivínica i basàntica (Cofrentes) fins a hawaïtica (Picassent). A la primera d'aquestes localitats és habitual de trobar-hi xenòlits de mida petita provinents del mantell.

Les anàlisis geoquímiques realitzades en aquests materials (MARTÍ *et al.*, en premsa) mostren que les roques de Cofrentes estan fortament esgotades en terres rares pesants (en relació a les terres rares lleugeres) i tenen un caràcter molt més primari que les de Picassent. El vulcanisme de Cofrentes, comparat amb la resta de les roques basàntiques del segon cicle de la Conca Catalano-balear, és el més primitiu i el que té un major caràcter subsaturat.

Segons ANCOCHEA *et al.* (1984) i MARTÍ *et al.* (en premsa) les roques volcàniques d'aquesta zona s'haurien originat per la fusió parcial d'un mantell enriquit en elements incompatibles. La profunditat a què es van generar i el percentatge de fusió és diferent a cadascun dels dos afloraments. Mentre en el de Cofrentes aquesta fusió parcial seria d'un tant per cent relativament baix i tindria lloc a grans profunditats (pressions molt superiors a 10 kb), en Picassent la fusió presentaria un percentatge més elevat i s'hauria produït en profunditats més somes.

### *Zona de les Columbrets*

És formada pels afloraments de roques volcàniques alcalines situades en el solc de València entre la Península Ibèrica i les illes de Mallorca i Eivissa. Inclou les illes Columbrets que, situades davant de Castelló en el límit de la plataforma continental, constitueixen els únics afloraments subaeris del vulcanisme mioceno superior-pleistocè a l'interior del solc de València (fig. 75, localitat 17). Les recents datacions K-Ar realitzades en roques volcàniques d'aquestes illes donen una edat de 1 a 0.3 Ma (MARTÍ *et al.*, en premsa). Principalment són roques volcàniques basàltiques alcalines, encara que també s'han reconegut roques més diferenciades -traquites i traquibasalts- (ALONSO-MANTILLA, 1985).

Les anàlisis geoquímiques efectuades en els basalts de l'illa Columbrer Grossa mostren una composició homogènia que correspon a basanites riques en potasi i amb un baix contingut de SiO<sub>2</sub>. En comparació amb els basalts de les Zones de València i Catalana, els basalts de les Columbrets presenten un alt contingut de P i un baix contingut d'elements incompatibles i d'alguns dels compatibles (Fe, Mg, Mn, Ni i Cr). Aquesta relació és consistent amb la menor subsaturació en sílice que presenten, i segons MARTÍ *et al.* (en premsa) indicaria un percentatge de fusió parcial més elevat a les roques de la Zona de les Columbrets. Grau de fusió parcial que és corroborat per la relació terres rares lleugeres/terres rares pesants ((La/Yb)<sub>n</sub> = 14.57 a 16.43).

Al NE de les illes Columbrets, a l'eix del solc de València (fig. 75, localitats 6 i 7), les dades de subsòl assenyalen la presència d'edificis volcànics submergits de característiques similars a les dels volcans de les Columbrets. Les roques volcàniques recuperades en un d'aquests edificis pel sondatge DSDP núm. 122 (RYAN *et al.*, 1973b) i durant la campanya de dragatge GÉOMEDE IV (BELLAICHE *et al.*, 1974) mostren que estan formats per basalts alcalins amb un alt contingut de K. L'edat d'aquests basalts, determinada pel mètode K-Ar, és de 4.5±0.5 Ma (MAUFFRET, 1976).

### *Zona Catalana*

Aquesta zona exhibeix la major concentració de roques alcalines de la Conca Catalano-balear i inclou els afloraments volcànics mioceno superior-pleistocens de l'extrem NE de la Península Ibèrica i del nord de l'illa de Menorca (fig. 75, localitats 4, 21 a 37, 41 a 43).

La presència d'afloraments volcànics submarins d'edat Miocè superior-Pleistocè entre Menorca i el litoral gironí s'ha establert a partir de la sísmica de reflexió, l'aeromagnetisme i diverses campanyes de dragatge. Es tracta d'un conjunt de grans edificis volcànics disposats en alineaments NW-SE, constituïts, almenys parcialment, per basalts olivítics (mostra DR-21; BELLAICHE *et al.*, 1974). L'edat d'aquests edificis és molt variable. Mentre les datacions K-Ar dutes a terme en un d'aquests edificis (MAUFFRET, 1976) donen una edat de 0.3 Ma, la sísmica de reflexió mostra com la majoria dels edificis s'intercalen amb les successions sedimentàries premessinians (MAUFFRET, 1976; SANS, 1990).

Molt més ben coneguts i disposats també preferentment al llarg de fractures NW-SE, els afloraments localitzats a terra ferma (fig. 78) s'han dividit clàssicament en tres subzones d'edats i característiques petrològiques i geoquímiques lleugerament diferents: L'Empordà, La Selva i La Garrotxa (DONVILLE, 1973; ARAÑA *et al.*, 1983). Així les datacions radiomètriques efectuades donen una edat de 10 a 8 Ma pel vulcanisme de L'Empordà, de 7.9 a 1.7 Ma pel de La Selva i de 0.7 a 0.01 Ma pel de La Garrotxa.

El vulcanisme del segon cicle neogen és representat a la Zona Catalana per basalts alcalins poc diferenciats que petrològicament poden subdividir-se en: basanites leucfíques, basanites i basalts olivínics (LÓPEZ-RUIZ i RODRÍGUEZ-BADIOLA, 1985). Puntualment i en les manifestacions més antigues -Vilacolum- (fig. 75, localitat 37), també hi són representades roques de composició traquítica. Les roques volcàniques de la subzona de La Garrotxa solen incloure abundants xenòlits ultrabàsics (principalment piroxenites) provinents del mantell i l'escorça inferior que indiquen que la pujada del magma va ser molt ràpida ( $v=0.2$  m/s; MARTÍ *et al.*, en premsa).

La majoria de les roques volcàniques de la Zona Catalana es van produir a partir d'erupcions fisurals de curta durada que van generar cons de cendres i colades basàltiques de reduïda extensió, tot i que també hi són freqüents els aconeteixements hidromagmàtics (MARTÍ i MALLARACH, 1987). La gran velocitat d'ascensió del magma, calculada a partir del grau d'assimilació dels xenòlits, i el caràcter poc diferenciat de les roques volcàniques, suggereixen que durant aquest cicle no s'han produït cambres magmàtiques somes i que per tant el magma prové directament del mantell o de cambres molt profundes. Tanmateix, la presència de contaminants corticals i de xenòlits de granits parcialment assimilats indica que l'ascens del magma va arribar a ésser, en ocasions, prou lent com per permetre certa assimilació de roques corticals.

Les anàlisis geoquímiques efectuades en les roques volcàniques de la Zona Catalana mostren una gran homogeneïtat pel que fa als elements majors. Només el Ti presenta variacions notables, que poden interpretar-se com a resultat de diferents temperatures de formació de les roques basàltiques. Per contra, alguns elements compatibles (Ni, Co i Cr) i les terres rares mostren variacions significatives que indiquen una àrea font heterogènia i diferents tendències evolutives en les roques volcàniques de la zona. La relació  $(La/Yb)_n$  mostra també importants variacions desde valors de 11.56 a 22.61 (MARTÍ *et al.*, en premsa) que indiquen la presència tant de basalts subsaturats -valors més alts- (reconeguts principalment a L'Empordà i La Selva) com de basalts alcalins originats per un alt grau de fusió parcial (La Garrotxa).

Per a explicar la petrogènesi d'aquestes roques s'han proposat diferents hipòtesis (ARAÑA *et al.*, 1983; GUERIN *et al.*, 1986; LÓPEZ-RUIZ *et al.*, 1986; HERTOGEN i LÓPEZ-RUIZ, 1989; MARTÍ *et al.*, en premsa). A partir de la composició isotòpica del Sr i de les relacions d'algunes terres rares, MARTÍ *et al.* (en premsa) postulen un model petrogenètic en el que la majoria de les roques volcàniques de la Zona Catalana resultarien de magmes, amb una contaminació cortical ocasional feble, provinents d'àrees font heterogènies; els diagrames  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ -Sr,  $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ -Rb/Sr i Th/Ta-Th/Hf mostren que els magmes provenen de zones heterogènies localitzades en el mantell superior litosfèric (roques antigues de la subzona de L'Empordà) i astenosfèric (roques més modernes de les subzones de

La Selva i La Garrotxa). La migració de l'àrea font des de la litosfera a l'astenosfera és explicada, pels mateixos autors, com a resultat d'un increment de la taxa d'extensió des del Miocè superior fins a l'actualitat. Aquest increment generaria una descompressió en zones profundes que afavoriria d'una banda l'ascens de material astenosfèric, i de l'altra un augment del grau de fusió parcial.

### Consideracions generals

A l'evolució magmàtica cenozoica de la Conca Catalano-balear es poden distingir dos cicles volcànics:

El *primer cicle*, d'edat oligoceno superior-miocena mitjana, és representat majoritàriament per roques piroclàstiques silíciques i andesfiques d'afinitat calcoalcalina. El caràcter silícic d'aquestes roques, conjuntament amb les seves característiques geoquímiques i volcanològiques indiquen que provenen de cambres magmàtiques altament silíciques emplaçades a la part superior de l'escorça continental.

Aquest vulcanisme no pot correlacionar-se amb les manifestacions magmàtiques calcoalcalines del SE d'Espanya (fig. 74) que van tenir lloc entre els 12 i 7.5 Ma (DI BATTISTINI *et al.*, 1987) en un marc geodinàmic dominat per una tectònica extensional i/o direccional (TORRES-ROLDÁN *et al.*, 1986; PLATT i VISSERS, 1989; MONTENAT *et al.*, 1987a).

El vulcanisme oligoceno superior-miocè mitjà de la Conca Catalano-balear, en canvi, és contemporani amb: a) el vulcanisme calcoalcalí de Sardenya (COULON i DUPUY, 1977; BECCALUVA *et al.*, 1985) i de les Cablles (BELLON i BROUSSE, 1977; BELLON, 1981) i b) algunes manifestacions magmàtiques de les Bètiques -dics toleïtics de Ronda (TORRES-ROLDÁN *et al.*, 1986) i roques piroclàstiques silíciques de la regions de Vélez Blanco-Lorca i Viñuela (CLERCQ *et al.*, 1975; RIVIÈRE i COURTOIS, 1975)-. Tant les manifestacions magmàtiques de Sardenya com les de les Bètiques s'han relacionat amb la subducció de la placa africana sota la placa euroasiàtica (COULON i DUPUY, 1977; REHAULT *et al.*, 1984; BECCALUVA *et al.*, 1985; TORRES-ROLDÁN *et al.*, 1986). Si es restitueix el Bloc Corso-sard a la seva posició prèvia a la rotació sinistra aquitano-burdigaliana i se situen les Cablles en una posició adosada al SE del Promontori Balear (tal com proposen COHEN, 1980; DEWEY *et al.*, 1989), s'observa que tot el conjunt de les manifestacions magmàtiques calcoalcalines d'edat Oligocè superior-Miocè inferior de la Mediterrània occidental es disposen en una banda estreta orientada NE-SW (fig. 79). Aquest fet, conjuntament amb l'existència d'una important tectònica compressiva a les parts SE de la Conca Catalano-balear (vegeu més endavant, apartat III-4.3), suggereix que el vulcanisme del primer cicle de la Conca Catalano-balear podria haver estat relacionat amb el desenvolupament d'una conca de rera-arc associada a la subducció de la placa africana.

El *segon cicle* va des del Miocè superior fins a l'actualitat i és representat per roques basàltiques alcalines poc diferenciades de tipus intraplaca. La geoquímica d'aquestes roques indica la presència d'un marc geodinàmic dominat per processos d'extensió litosfèrica (MARTÍ *et al.*, en premsa). En efecte, les dades geoquímiques palesen que les roques volcàniques d'aquest cicle s'han originat a partir de

processos de descompressió, que desenvolupats en el marc d'una tectònica extensional, condueixen a la fusió parcial de roques mantèl·liques.

Les diferències observades, quant a la procedència dels magmes a cadascuna de les tres zones que s'han distingit, poden relacionar-se amb una diferent posició de cadascuna d'elles respecte a l'estructura extensiva de l'àrea. Així, a la Zona Catalana, on es troben les manifestacions magmàtiques més importants, i que se situa al llarg del sistema de falles NW-SE que limita les conques Liguro-provençal i Catalano-balear, l'evolució des d'un vulcanisme mantèl·lic d'afinitats litosfèriques a un altre d'afinitats astenosfèriques s'han relacionat amb un increment en la taxa d'extensió (MARTÍ *et al.*, en premsa). A les altres dues zones, les diferències observades poden ser relacionades amb diferències de l'estructura litosfèrica. Les dades geofísiques (MARILLIER i MUELLER, 1985; FERNÁNDEZ *et al.*, 1990b) mostren que la Zona de València se situa en una posició on la litosfera presenta un gruix força superior al de la Zona de les Columbrets.

Respecte a la relació entre les manifestacions magmàtiques i les anomalies magnètiques del solc de València (GALDEANO i ROSSIGNOL, 1977a/b), es constata (fig. 80) que, com és lògic, les anomalies magnètiques més acusades es troben adosades als edificis volcànics més moderns i de caràcter alcalí (illes Columbrets, DR-21, DSDP núm. 122 i KS 08).

**Capítol III**  
**ESTRUCTURA**





### III-1: INTRODUCCIÓ

Aquest capítol tracta l'evolució estructural meso-cenozoica de l'àrea de la Conca Catalano-balear a partir de l'anàlisi geomètrica i cinemàtica de les estructures tectòniques reconegudes, i de les seves relacions temporals. Per bé que la Conca Catalano-balear és una unitat geotectònica propiament neògena, l'estudi estructural de l'àrea no s'ha centrat únicament en l'anàlisi de les estructures neògenes sinó que també ha inclòs tot el conjunt d'estructures que afecten parcialment o totalment la cobertura meso-cenozoica (Permià-Present). La inclusió d'aquestes darreres estructures és deguda a què l'estructuració neògena de l'àrea, tal com es veurà més endavant, ha estat fortament condicionada per l'estructuració prèvia, mesozoica i paleògena.

Donat que la Conca Catalano-balear comprèn zones emergides i submergides, el mètode utilitzat per a dur a terme l'estudi de les relacions entre les diferents estructures no ha estat sempre el mateix. Així, a les àrees emergides de la conca, aquest estudi s'ha realitzat principalment a partir de l'anàlisi de les nombroses dades bibliogràfiques que es disposen, completades amb dades estructurals obtingudes en diverses campanyes de camp. A les àrees submergides (solc de València), on les dades bibliogràfiques sobre l'estructura tectònica són poques i moltes vegades de caràcter local, l'estudi de seva estructura, en canvi, s'ha dut a terme principalment a partir de l'anàlisi de dades de subsòl (sísmica de reflexió i sondatges) adquirides majoritàriament per les companyies petrolieres que han operat a l'àrea des de 1970.

La descripció de l'estructura de la Conca Catalano-balear s'inicia amb un resum en què es presenten les principals característiques estructurals de la regió de la Conca Catalano-balear (apartat III-2), segueix amb la descripció de les estructures tectòniques reconegudes<sup>(5)</sup> (apartats III-3 i III-4), i finalitza amb un apartat final (III-6) en què es mostren els principals trets de l'evolució estructural de la regió de la Conca Catalano-balear, fent especial èmfasi en els aspectes cinemàtics. En tots aquest apartats s'ha posat especial interès en les estructures desenvolupades sincrònicament a la formació i posterior evolució de la Conca Catalano-balear.

(5) Quant a la descripció de les estructures meso-cenozoiques, aquesta s'ha realitzat seguint la divisió de la conca en els dos grans dominis estructurals -domini catalano-valencià i domini bètico-balear- definits per FONTBOTÉ *et al.* (1990) i ROCA i DESEGAULX (en premsa). Dins de cada domini, s'han distingit les estructures d'edat mesozoica, paleògena i neògena. Posteriorment, i d'acord amb la diferent metodologia utilitzada per reconèixer les característiques geomètriques i cinemàtiques de les estructures, s'han diferenciat les estructures que actualment se situen a terra i les que es troben submergides en la Mar Catalano-balear.

## III-2: CARACTERÍSTIQUES GENERALS

L'estructura actual de la Conca Catalano-balear és el resultat de la complexa superposició d'estructures extensives i compressives d'edats molt diverses. En general, dins d'aquesta estructuració meso-cenozoica es poden diferenciar quatre etapes caracteritzades cadascuna d'elles pel predomini d'algun d'aquests tipus d'estructures: una primera etapa mesozoica amb formació d'estructures extensives, una segona etapa paleògena amb desenvolupament d'estructures compressives, una tercera etapa neògena inferior (Oligocè superior-Miocè mitjà) en la que es desenvolupen simultàniament ambdós tipus d'estructures tectòniques, i una quarta etapa, neògena superior (Miocè mitjà-Pleistocè), en la que les estructures generades tornen a ser gairebé exclusivament extensives.

Aquesta superposició en la mateixa regió, d'estructures genèticament força diferents, es troba estretament lligada a les variacions en el moviment relatiu entre les plaques d'Euràsia, Àfrica i Ibèria (subapartat I-4.1), les quals, des del Permià han originat canvis en el context geodinàmic regional, i per tant, de les característiques geomètriques i cinemàtiques de les estructures tectòniques generades. Així, la formació, en la regió Catalano-balear, d'àmplies cubetes permico-cretàciques inferiors limitades per falles normals, per les que, localment, van extruir magmes alcalins (vegeu subapartat II-2.2), enregistra un moviment entre Àfrica i Euràsia essencialment transtensiu sinistre. El desenvolupament de sistemes contractius i l'aixecament de les àrees prèviament deprimides -cubetes mesozoiques-, durant el Paleogen (vegeu apartat II-4), estan associats a un moviment convergent. I per últim, la formació simultània durant el Neògen inferior d'un sistema extensiu en el marge ibèric de la Conca Catalano-balear i d'un sistema compressiu de plects i encavalcaments en les part més sudorientals de la conca (Promontori Balear, Bètiques orientals i sectors SE del solc de València), enregistra el període en què la placa africana subdueix sota la ibèrica (SPAKMAN, 1986; 1990) com a conseqüència de l'apropament Ibèria-Àfrica (Oligocè superior-Quaternari).

A partir d'aquesta distribució de les estructures contractives i extensives generades durant el Neogen inferior, s'han distingit dos dominis estructurals a la Conca Catalano-balear (FONTBOTÉ *et al.*, 1990; ROCA *et al.*, 1990b; ROCA i DESEGAULX, en premsa): el *domini catalano-valencià*, constituït per les àrees de la conca en les que durant el Neogen només s'hi van desenvolupar estructures extensives, i el *domini bètico-balear*, format per les àrees deformades compressivament durant el Neogen inferior (Oligocè superior-Miocè mitjà), i extensivament a partir del Miocè mitjà-superior.

Concretament, les àrees compreses en cadascun d'aquests dominis són: a) *domini catalano-valencià*: sectors nordoccidentals del solc de València, part més oriental del Pirineus, Cadenes Costaneres Catalanes i sectors de la Serralada Ibèrica situats a l'est de la fossa de Teruel (àrea valenciana), b) *domini bètico-balear*: sectors sudorientals del solc de València, Promontori Balear i Bètiques orientals. El límit entre aquests dos dominis se situa, per tant i en la seva major part, a l'interior del solc de València, de manera que només aflora entre les Bètiques orientals i Serralada Ibèrica (fig. 81). En aquestes darreres àrees, els nombrosos treballs geològics publicats (BRINKMANN, 1931; BRINKMANN i GALLWITZ, 1933; DARDER, 1945; CHAMPETIER, 1972; ROCA i GUIMERÀ, en premsa; entre molts d'altres) han permès situar amb gran precisió el límit entre ambdós dominis al llarg de l'estreta franja que formen les serres de Buixcarró, La Creu, Vernissa, Grossa, d'Enguera, El

Cavalló, Miralcamp i Oliva. Per contra, a l'interior del solc de València, la baixa quantitat i moltes vegades qualitat de les dades de subsòl disponibles, han fet que la posició del límit entre el domini catalano-valencià i bètico-balear no estigui avui en dia encara ben precisada (fig. 82). Així, mentre certs autors el situen arran del Promontori Balear (CLAVELL i BERÁSTEGUI, 1991; MAILLARD *et al.*, en premsa), altres l'han col.locat més o menys al llarg de l'eix del solc de València (SOLER *et al.*, 1983; FONTBOTÉ *et al.*, 1990).

Les línies de sísmica de reflexió regionals, que, amb una orientació transversal al solc de València, s'han interpretat en el present treball (figs. 83, 84, 85, 86 i 87), mostren que el límit entre les àrees afectades i no afectades per les estructures compressives d'edat neògena inferior se situa en una posició pròxima a l'eix del solc de València. Ben delimitat al SW d'una hipòtica transversal que anès de l'illa de Mallorca a Barcelona, el límit entre els dominis catalano-valencià i bètico-balear al NE d'aquesta transversal no està encara clar. Les línies sísmiques analitzades entre l'illa de Menorca i la Península Ibèrica (figs. 88 i 89), si bé semblen indicar que el límit entre ambdós dominis podria prolongar-se encara que atenuadament en una posició pròxima al marge nordoccidental del Promontori Balear, no són ni molt menys concloents. En tot cas, l'absència d'estructures compressives al llarg del tall SV-I (fig.84) indica que el domini bètico-balear no sobrepassa cap al NE el talús nordoriental de l'illa de Menorca.

Així doncs i d'acord amb tot aquest conjunt d'observacions, en el present treball, només s'ha traçat, en una posició pròxima a l'eix del solc de València, el límit entre els dominis catalano-valencià i bètico-balear en les parts sudoccidentals i centrals del solc (fig. 81). En aquestes àrees, cal assenyalar que, tal com també succeeix a terra a l'est de la serra de Buixcarró i a l'oest de la del Cavalló, no sempre s'ha pogut col.locar amb precisió el límit que separa el domini catalano-valencià i bètico-balear. Aixó ve originat perquè, si bé en la majoria de sectors el límit entre ambdós dominis coincideix amb un encavalcament de desplaçament variable, en alguns sectors el pas entre ambdós dominis es fa a través d'un seguit de plectes que progressivament cap al NW es fan menys apretats i més suaus, de manera que finalment arriben a ser ondulacions molt poc marcades.

Definits els dos dominis que configuren la Conca Catalano-balear, en els apartats que segueixen se'n descriurà l'estructura.

### III-3: EL DOMINI CATALANO-VALENCIÀ

Com ja s'ha indicat, aquest domini comprèn la part nordoccidental de la Conca Catalano-balear (fig. 81) i presenta una estructuració neògena essencialment extensiva. En aquest domini, a diferència del que succeeix en el bètico-balear, és possible de reconèixer les principals característiques geomètriques i cinemàtiques de gran part de les estructures que es van generar durant el Paleogen i fins i tot, en alguns sectors poc deformats durant el Paleogen, d'estructures lligades a l'estructuració mesozoica de la regió de la Conca Catalano-balear. En efecte, el caràcter predominantment fràgil de l'estructuració extensiva neògena, la presència d'amplis sectors on les estructures neògenes es presenten poc desenvolupades superficialment, així com la quasi total absència de falles subhorizontals neògenes situades en la part superior de l'escorça que originin gran quantitat de difraccions i hipèrboles en les línies sísmiques, permeten observar, en la majoria de sectors d'aquest domini, les característiques de les estructures preneògenes que van afectar la cobertura permo-paleògena.

La importància de conèixer les principals característiques de l'estructura mesozoica i paleògena per entendre l'estructuració neògena de la regió de la Conca Catalano-balear és, tal com ja han postulat diversos autors (FONTBOTÉ *et al.*, 1989; ROCA *et al.*, 1990a), innegable: l'àrea de la Conca Catalano-balear coincideix amb un sector en el que es van dipositar potents successions mesozoiques que posteriorment, durant el Paleogen van ser aixecades respecte a les àrees circumdants (vegeu capítol II). Per tant, es descriuran primerament i de forma resumida les característiques de l'estructuració mesozoica i paleògena i després, més detalladament la neògena.

### III-3.1: ESTRUCTURA MESOZOICA DEL DOMINI CATALANO-VALENCIÀ

La intensa deformació postmesozoica que han sofert molts sectors del domini catalano-valencià, fa que l'estructura que presentava el domini catalano-valencià durant el Mesozoic s'hagi hagut de determinar principalment a partir de dades obtingudes de l'estudi estratigràfic de les successions mesozoiques i de l'anàlisi de les roques ígnies intruïdes durant aquest període.

Així, les variacions de potència i de fàcies sedimentològiques de les successions mesozoiques (vegeu apartat II-2), posen ja clarament de manifest la presència, en aquesta àrea, d'una important activitat tectònica sinsedimentària. Les variacions del gruix de les successions mesozoiques permeten deduir que l'àrea del domini catalano-valencià es trobava estructurada durant el Mesozoic en un complex sistema de llindars i cubetes que si bé en el Triàsic presentaven orientacions molt variables amb predomini de les direccions NW-SE i NE-SW, a partir del Lias, i durant el resta del Mesozoic, aquestes foren preferentment ENE-WSW a NE-SE (fig. 57). A una escala més gran, les dades estratigràfiques mostren també que l'àrea del domini catalano-valencià concideix durant el Mesozoic amb una àrea deprimida que presentava un engruiximent de les successions cap a l'eix del solc de València (cubeta de les Columbrets) i cap al conjunt de cubetes del Maestrat i d'Aliaga-Penyagolosa, de manera que el Mesozoic passa d'uns pocs centenars de metres de potència arran de la conca de l'Ebre a més de 6000 m en el depocentre d'aquestes cubetes (SALAS, 1987; ROCA i DESEGAULX, en premsa).

El context geodinàmic en què es va desenvolupar aquesta estructura, s'ha definit tradicionalment a partir, i quasi de forma exclusiva, de les característiques petrològiques i geoquímiques de les roques magmàtiques emplaçades durant el Triàsic superior i Juràssic mitjà (Lias superior-Dogger) en el marge oriental de la microplaca ibèrica (vegeu capítol II, apartat 2.2 per a més detall). Així, el caràcter alcalí de totes aquestes manifestacions magmàtiques indica que, almenys durant aquests períodes, l'estructuració de la regió del domini catalano-valencià va tenir lloc en un marc geodinàmic dominat per processos extensius que van conduir a un aprimament de l'escorça continental.

El coneixement que actualment es disposa sobre les estructures tectòniques mesozoiques associades a aquesta estructuració és molt pobre i es troba reduït a uns pocs afloraments de les parts emergides del domini catalano-valencià. Els pocs treballs que hi fan alguna referència (ESTEBAN i JULIÀ, 1973; CANÉROT, 1985; SALAS, 1983; 1987; BARTRINA i HERNÁNDEZ, 1990; SALAS *et al.*, 1991; ROCA i GUIMERÀ, en premsa) mostren l'existència de falles sinsedimentàries normals que en alguns punts presenten geometries lístriques. El moviment d'aquestes falles s'hauria produït predominantment durant el Triàsic i en el límit Juràssic-Cretaci inferior.

SALAS (1987), a partir de l'observació d'algunes falles i, sobretot, a partir de la geometria del cossos sedimentaris i la distribució de fàcies postula un model estructural a les parts centrals i septentrionals emergides del domini caracteritzat per la presència d'un conjunt de llindars i cubetes limitades per falles lístriques orientades NW-SE i, localment, NE-SW (fig. 90). L'edat del moviment d'aquestes falles seria principalment juràssica superior i cretàica inferior, si bé podrien haver jugat prèviament durant el Triàsic. La integració d'aquestes dades amb les provinents de l'anàlisi seqüencial i

de l'història de subsidència, han permès proposar al mateix autor (SALAS, 1987; SALAS *et al.*, 1991) un model geodinàmic evolutiu pel Mesozoic del marge oriental d'Ibèria en el que es reconeixen dues etapes de rifting (Triàsic i Juràssic superior-Cretaci inferior) i dues de postrifting (Juràssic inferior i Cretaci superior).

L'origen del desconeixement que es té de les característiques geomètriques i cinemàtiques de les estructures mesozoiques cal buscar-lo principalment en: 1) la complexa història tectònica postmesozoica que va originar la deformació compressiva (Paleogen) i extensiva (Neogen) dels marges de la majoria de les cubetes mesozoiques, 2) el caràcter clarament expansiu de les seqüències post-tectòniques del Cretaci superior que fossilitzen les estructures extensives generades durant les etapes de rifting mesozoiques, i 3) la manca d'estudis detallats de subsòl de les parts emergides del domini que permetin reconèixer l'estructura tan per sota el Cretaci superior, com a l'interior de les cubetes mesozoiques.

Per tant i per tal de poder comprendre l'estructura mesozoica del domini catalano-valencià cal analitzar sectors on aquests problemes estiguin mínimitzats. Així, mentre a les àrees emergides del domini, on el Mesozoic aflora extensament i no es disposen de dades de subsòl, l'estudi de l'estructura mesozoica s'ha centrat principalment en els llandars i marges de les diferents cubetes que han estat poc deformats durant el Cenozoic i que actualment no estan recoberts pel Cretaci superior, a les àrees submergides s'han analitzat les característiques geomètriques de les cubetes. Cal assenyalar que a les àrees submergides, l'estudi de l'estructura només s'ha pogut dur a terme a partir de la interpretació de dades de subsòl, i que per tant, és força difícil de reconèixer l'estructura de les vores de les cubetes mesozoiques (normalment àrees amb poca definició sísmica).

### III-3.1.1: Àrees emergides del domini catalano-valencià

Durant el Mesozoic, les parts emergides del domini catalano-valencià presentaven un dispositiu paleogeogràfic caracteritzat per la presència de a) un sector septentrional poc subsident i freqüentment emergit, que se situava més o menys en la mateixa àrea que ocupa actualment la conca cenozoica de l'Ebre, i b) uns sectors sudorientals i meridionals, que coincideixen amb les Cadenes Costaneres Catalanes i Serralada Ibèrica, subsidents en els que es van dipositar potents successions mesozoiques (fig. 57). En aquestes darreres àrees, el Mesozoic es trobava estructurat en un complex sistema de cubetes limitades per llinars que presentaven una orientació força variable amb predomini de les direccions NW-SE, ENE-WSW i NE-SW. La distribució d'aquestes direccions estructurals de caràcter regional no era aleatòria al llarg de les parts emergides del domini, sinó que variava considerablement entre els sectors situats arran de la costa actual i els de l'interior de la Serralada Ibèrica. Així, mentre en els primers (Cadenes Costaneres Catalanes i parts més orientals de la Serralada Ibèrica) dominaven les cubetes orientades ENE-WSW i NE-SW, a l'interior de la Serralada Ibèrica ho feien les cubetes orientades paral·lelament a la direcció de la serralada, es a dir NW-SE. A part d'aquestes direccions preponderants, a la Zona d'Enllaç, situada entre la Serralada Ibèrica i les Cadenes Costaneres Catalanes (GUIMERÀ, 1984), els llinars i cubetes mesozoiques presentaven també orientacions E-W (SALAS, 1983).

Entre les cubetes generades durant el Mesozoic a les parts emergides del domini catalano-valencià, destaquen per la seva magnitud les cubetes triàsiques del Maestrat, Cuenca-València i Catalana (aquesta parcialment submergida), i les juràssico superior-cretàciques inferiors del Maestrat, Salou-Garraf, Perelló i Aliaga-Penyagolosa (vegeu figs. 45, 47 i 52). Aquestes cubetes, reblertes per potents successions sedimentàries que poden superar els 6500 m (Maestrat; SALAS, 1987), són limitades per un conjunt de llinars on el gruix de les successions mesozoiques, sempre inferior als 2000-3000 m, presenta assiduament sobtades variacions laterals (MICHEL, 1974; DINARÈS, 1987; SALAS, 1987).

A les àrees emergides del domini catalano-valencià, els sectors que reuneixen millors condicions per a estudiar-ne l'estructura mesozoica se situen a l'interior de la Serralada Ibèrica, al sud de la denominada Zona d'Enllaç, on el Cretaci superior és poc potent i aflora només localment, la deformació contractiva paleògena només està ben desenvolupada en les roques del Triàsic superior de Villahermosa-Llucena (petits sistemes d'encavalcament i plecs NW-SE vergents al SW, DINARÈS, 1987). A la resta d'aquests sectors, la deformació paleògena queda reflectida per suaus ondulacions i pel moviment hectomètric en sentit direccional o invers d'unes poques falles orientades preferentment NE-SW i NW-SE (BRINKMANN, 1960-62; CANÉROT, 1974; DINARÈS, 1987; GUIMERÀ, 1988). Quant als altres sectors emergits que formen part del domini catalano-valencià, l'estructura mesozoica està emmascarada per les successions del Cretaci superior o per la deformació compressiva paleògena que va originar l'estructuració de complexos sistemes de plecs, encavalcament i/o de falles direccionals, dels marges i llinars que limiten septentrionalment i occidentalment l'àrea de sedimentació cretàcica inferior (Cadenes Costaneres Catalanes i àrees limfrofes entre la Serralada Ibèrica, la conca de l'Ebre, i el Massís Hespèric).

L'estructura actual de la part meridional de la Zona d'Enllaç es caracteritza per la presència d'un conjunt d'estretes bandes constituïdes essencialment per afloraments triàsics i, localment, paleozoics (serres de l'Espadà, Espina i Desert de les Palmes), que separen extenses àrees on únicament afloren potents successions de dipòsits juràssecs superiors i cretàics (fig. 115). Entre aquestes bandes destaquen la de la serra d'Espina-serra de l'Espadà, la de Lluçena-Villahermosa (ambdues orientades NW-SE) i la del Desert de les Palmes (NE-SW), les quals incorporen, localment, successions juràsseques i cretàiques inferiors de potències molt reduïdes que es disposen moltes vegades amb clara discordança angular sobre els materials prèviament sedimentats (DINARÈS, 1987; GUIMERÀ, 1987; SALAS, 1987; SALAS *et al.*, 1991; ROCA i GUIMERÀ, en premsa). Quant a les estructures tectòniques extensives (és a dir no paleògenes) que afecten el Mesozoic, aquestes presenten característiques similars en tota l'àrea analitzada. Així, tant a les bandes triàsiques com en les extenses àrees ocupades pel Juràssic superior i el Cretaci, el Mesozoic es presenta afectat per una densa i complexa xarxa de falles normals orientades NE-SW i NW-SE que, generalment, tallen totes les successions mesozoiques. Tanmateix, el grau de desenvolupament d'aquestes falles, que presenten tan geometries lístriques com planars (GUIMERÀ, 1987; ROCA i GUIMERÀ, en premsa), és diferent en ambdós sectors. Mentre a les àrees ocupades pel Juràssic superior-Cretaci les falles tenen salts hectomètrics i no originen basculaments importants, a les bandes triàsiques s'hi troba una densa xarxa de falles amb salts moltes vegades superiors als 500 m i que originen basculaments superiors als 40° en els blocs que limiten.

Aquesta configuració estructural en àmplis sectors poc deformats i amb potents successions juràssico-cretàiques separats per estretes bandes fortament estructurades que tenen un Juràssic i Cretaci molt reduït o inexistent, és fàcilment correlacionable amb la distribució de les cubetes i llindars que han proposat els estudis estratigràfics efectuats en les successions juràsseques i cretàiques d'aquest sector (vegeu SALAS, 1987 i SALAS *et al.*, 1991). Així la posició de les estretes bandes triàsiques seria més o menys coincident amb la dels llindars orientats NW-SE (Maestrat meridional i València) que limitarien la cubeta de Aliaga-Penyagolosa i, meridionalment, la cubeta del Maestrat (fig. 115).

Per tal de comprendre l'estructura d'aquests llindars s'ha estudiat amb detall el sector del Desert de les Palmes, el qual correspon a un antic llindar orientat NE-SW que separava les cubetes cretàiques inferiors del Maestrat i Aliaga-Penyagolosa de la petita cubeta d'Orpesa.

### *Desert de les Palmes*

Aquesta petita banda orientada NE-SW és formada per roques d'edats compreses entre el Paleozoic (Carbonífer) i el Cretaci inferior (fàcies "Weald") tallades per falles orientades preferentment NE-SW (fig. 91A). Limitada al SE per una falla normal NE-SW que la separa de les roques aptianes (Cretaci inferior) de la cubeta d'Orpesa, la banda del Desert de les Palmes es troba limitada en la resta de sectors per potents successions cretàiques inferiors, menys fracturades, que es disposen discordantment sobre els materials d'edat paleozoica a juràssica que configuren els diferents blocs en què se subdivideix el Desert de les Palmes. Exemples d'aquests contactes es poden observar en el camí asfaltat de Costur a La Bassa (entre Vilafamés i Alcora) on el Barremià es disposa discordantment sobre



el Paleozoic, i al llarg del riu Chinchilla (entre Orpesa i La Pobla Tormesa) on, en aquest cas, el Barremià es diposa sobre diferents termes triàsics.

Tal i com pot observar-se en les figs. 91 i 92, les falles NE-SW que tallen les roques de la banda del Desert de les Palmes presenten un moviment normal amb salts que varien des d'uns pocs metres fins a més de 1000 m (com per exemple la falla de La Pobla Tormesa-Burriol). Dins d'aquest sistema de falles poden diferenciar-se dues famílies: a) una majoritària formada per falles inclinades de  $45^\circ$  a  $60^\circ$  cap al NW, i b) una segona, desenvolupada en els sectors sudorientals del Desert i a la que pertany la falla que el separa de la cubeta d'Orpesa, integrada per falles inclinades de  $30^\circ$  a  $60^\circ$  cap al SE.

L'anàlisi de les variacions en el cabussament de les roques dels blocs superiors de les diferents falles NE-SW mostra que el cabussament d'aquest materials augmenta considerablement a mida que ens apropem als plans de falla, passant d'uns pocs graus ( $15-25^\circ$ ) en els sectors allunyants de les falles a inclinacions de  $50$  a  $70^\circ$  arran d'aquestes. Aquesta disposició geomètrica, denominada en "roll-over", de les capes del bloc superior de les falles NE-SW indica que les falles presenten una marcada morfologia lística, és a dir que s'horitzontalitzen progressivament en profunditat. A partir d'aquesta disposició geomètrica y utilitzant la construcció modificada del mètode Chevron proposada per WILLIAMS i VANN (1987) s'ha calculat un nivell de desenganxament situat a uns 1.5 a 2 km de profunditat en el qual s'horitzontalitzen la major part de les falles quilomètriques del Desert de les Palmes (fig. 91B). Aquest nivell de desenganxament seria comú per a la família de falles inclinades cap al NE i per a la de les inclinades cap al SE.

Encara que, localment, han rejugat amb posterioritat al Cretaci inferior (extensió neògena ?) el moviment de les falles NE-SW del Desert de les Palmes és sincrònic o anterior al Cretaci inferior, tal com queda reflectit en la relació geomètrica que guarden els afloraments del Desert de les Palmes i les potents successions cretàiques inferiors i superiors que els envolten. En efecte, tal com pot observar-se a les parts septentrionals del mapa de la fig. 91, els dipòsits del Cretaci inferior i superior que envolten els afloraments del Desert de les Palmes es disposen subhoritzontalment, fossilitzant les capes basculades i la major part de les falles que configuren l'estructura interna del Desert de les Palmes.

D'entre les falles NE-SW del Desert de les Palmes, el moviment de les falles inclinades cap al NW i el de les inclinades cap al NE no va ser sincrònic. Així, en el tall I-I' de la fig. 91B s'observa que el moviment més important de les falles inclinades cap al NW va tenir lloc prèviament al Barremià (fàcies "Weald"). La restitució realitzada en el tall I-I' que correspon al Barremià (fig. 91C), mostra que quan es va sedimentar el "Weald" les falles NE-SW inclinades al NW presentaven ja salts normals superiors als 1000 m. La presència d'una important discordança a la base del Lias que fossilitza un Triàsic afectat per falles NE-SW inclinades al NW, que localment, originen que el Triàsic arribi a disposar-se subverticalment (figs. 93, 94 i 95), així com l'augment de potència que presenten les bretxes del Juràssic en aproximar-se a les falles majors NE-SW (fig. 91B), indiquen que el moviment de les falles NE-SW inclinades al NW va produir-se principalment durant el Triàsic superior i el Juràssic inferior. Per contra, les falles NE-SW inclinades al SE es van moure amb posterioritat al Barremià, concretament durant l'Aptià. Així, el moviment de la falla NE-SW inclinada al SE que limita

sudorientalment el Desert de les Palmes, va originar una cubeta asimètrica (denominada d'Orpesa) reblerta per més de 1000 m de sediments carbonàtics d'edat aptiana (SALAS, 1987; SALAS *et al.*, 1991) que mostren una clara disposició geomètrica en tascó obert cap a la falla (fig. 91B). Aquestes falles, que aparentment no originen variacions de potència en els sediments preaptians, van deixar de moure's a l'Albià, tal com ho denota la poca potència i disposició subhoritzontal que presenten els sediments de la fàcies d'"Utrillas" (Albià) arran de la falles.

Aquesta estructura mesozoica observada en el sector del Desert de les Palmes, sembla fàcilment extrapolable a gran part de les bandes triàsiques que afloren al sud de la Zona d'Enllaç. En efecte, a la majoria d'aquestes bandes s'observa com el Cretaci inferior i el Juràssic inferior es disposen discordantment sobre roques triàsiques i paleozoiques que, moderadament a fortament basculades, estan tallades per falles normals. Així, per exemple en la serra d'Espina (al sudest de la carretera de Montán) s'observa com el Triàsic superior (Keuper) i el Juràssic inferior es disposen horitzontalment fossilitzant la falla normal NW-SE que limita al SW el Paleozoic i Triàsic inferior (Buntsandstein i Muschelkalk) de la serra d'Espina.

Quant a la resta del domini catalano-valencià, les variacions de potència que presenten les successions mesozoiques a banda i banda de gran part de les falles compressives paleògenes apunten a què aquestes haurien jugat prèviament durant el Mesozoic com a falles extensives. En tal sentit, alguns encavalcaments que afecten els dipòsits de la conca de l'Ebre (encavalcament de Cameros, Puig Moreno) presenten en el seu bloc superior falles extensives mesozoiques que, arrelades en el plà d'encavalcament, denoten que aquests haurien estat estructures extensives mesozoiques invertides durant el Paleogen (CASAS-SAÍNZ, 1990; GUIMERA i ÀLVARO, 1990; ZOETEMEIJER *et al.*, 1990).

### III-3.1.2: Àrees submergides del domini catalano-valencià

La informació que es disposa sobre l'estructura mesozoica d'aquestes àrees prové essencialment dels sondatges petrolers i de l'extensa xarxa de línies de sísmica de reflexió enregistrades durant els últims 20 anys. La concentració dels sondatges en determinats sectors (vegeu fig. 33) i els marcats canvis de resolució de la sísmica de reflexió per sota de la discordança preneògena donen lloc a què el coneixement de l'estructura mesozoica de les àrees submergides del domini catalano-valencià variï molt d'un sector a altres del solc de València. Així, dins de les parts submergides del domini catalano-valencià poden diferenciar-se: a) un sector nordoriental que comprèn les parts centrals i nordorientals del solc de València, en el que la poca resolució de les línies sísmiques i la manca de sondatges situats a les parts més profundes del solc fan que l'estructura mesozoica hi sigui mal coneguda, i b) un sector sudoccidental que inclou la part sudoccidental del domini submergit, en la que la bona qualitat de la sísmica i la disposició de sondatges prop de l'eix del solc permet de conèixer els principals trets de l'estructura mesozoica.

En aquest estudi, per tant, l'anàlisi detallada de l'estructura mesozoica s'ha concentrat en el sector sudoccidental de les parts submergides del domini catalano-valencià. En aquest sector, situat al sud de les illes Columbrets, les dades de subsòl (sondatges i sísmica de reflexió) posen de manifest un marcat engruiximent de les successions mesozoiques des de la costa peninsular fins a l'eix del solc de València (fig. 96). Aquest engruiximent, encara que condicionat en gran part per l'erosió paleògena que va ser superior arran de la costa, reflecteix la presència d'uns llandars situats arran de la costa peninsular i d'una extensa cubeta que ocupava les parts més profundes i allunyades de la costa.

En efecte, si bé la poca definició de la sísmica a les zones més properes a la costa no permet reconèixer l'estructura interna del Mesozoic, els sondatges realitzats en aquestes àrees mostren la presència d'un Mesozoic poc potent amb característiques similars a les observades en els llandars del sud de la Zona d'Enllaç. Així, en el sondatge Golfo de Valencia B-1, on el conjunt de les successions juràssico-cretàcico inferiors presenten una potència de només 273 m, s'observa la presència de tres importants discordances internes: la primera, localitzada a la base del Lias, posa les dolomies i bretxes liàsiques sobre els materials detrítics vermells del Buntsandstein, la segona, situada entre el Lias inferior i Juràssic superior, i la tercera, poc marcada, separa el Cretaci inferior del Juràssic superior.

A les parts centrals del domini, les dades de sísmica de reflexió (fig. 97) mostren la presència per sota de la discordança preneògena d'un conjunt de reflectors que mostren una clara estructura sinforme orientada NE-SW amb l'eix inclinat cap al NE (fig. 96). La correlació efectuada entre aquests reflectors i els datats en els sondatges del marge d'aquesta estructura, indica que la part inferior i mitjana d'aquest sinforme és constituït per materials d'edat triàsica a cretàcica inferior. La part superior, no datada i que comprèn més de 1500 m de sediments, estaria formada per dipòsits del Cretaci superior i, probablement, tal com suggereixen SOLER *et al.* (1983), de la part inferior del Paleogen.

La potència d'aquesta cubeta, que he anomenat de Columbrets, és difícil de determinar amb precisió donada la manca de sondatges que la travessin completament. Per tant, la potència s'ha hagut de calcular a partir de les velocitats sísmiques obtingudes en els sondatges que envolten la cubeta i en els

ESP ("Expanding Spread Profiles") darrerament efectuats a l'àrea (WATTS *et al.*, 1990b; PASCAL *et al.*, 1990; en premsa). Així, en els sondatges, on només s'han tallat roques juràssiques i cretàciques inferiors, s'han determinat velocitats de 5.2 a 6 km/seg per a les roques carbonàtiques del Juràssic superior-Cretaci inferior, i de 6.1 i 6.77 km/seg per a les anhidrites i dolomies del Lias. En l'ESP núm. 7 (fig. 98), situat a prop del depocentre de la cubeta de les Columbrets, s'ha observat un increment de la velocitat de les roques del sinforme des de 4.65 km/seg, a la part superior de la cubeta, fins a 6.6 km/seg en els reflectors més profunds (PASCAL *et al.*, en premsa).

A partir d'aquestes últimes velocitats, obtingudes en la campanya Valsis, TORNÉ *et al.* (en premsa) han calculat una profunditat de 11 km per als reflectors més profunds del sinforme de la cubeta de les Columbrets (fig. 98). Aquesta profunditat, que implicaria una potència d'uns 7.5-8 km a l'eix de la cubeta, és coherent amb la calculada a partir de la velocitat sísmica que presenta el Mesozoic en els sondatges que l'envolten. Cal assenyalar, que la combinació de les dades ESP i CDP ("Common Depth Point profiles") obtingudes durant la campanya Valsis indiquen que a una profunditat de 7 km les roques presentarien una velocitat de 6.2 km/seg. Aquesta velocitat, típica del sòcol hercinià, ha fet postular a TORNÉ *et al.* (en premsa) que la profunditat de la cubeta no sobrepassaria els 3-3.5 km i que els reflectors profunds correspondrien a nivells de desenganxament intracorticals. Aquesta interpretació, no concorda amb les dades sísmiques petrolieres, les quals mostren que, cap a terra, on es diposa de sondatges, els reflectors que marquen l'inici dels terrenys amb velocitats de 6.2 km/seg tenen una edat del Juràssic superior-Cretaci inferior, i els més profunds es corresponen amb la base del Juràssic i el Triàsic. La velocitat alta de les parts inferiors (Juràssic i Triàsic) de la cubeta de les Columbrets (6.2-6.6 km/seg segons l'ESP núm. 7), en aquest cas, podria ser deguda a:

a) La gran profunditat en la que es troben les dolomies, evaporites i roques detrítiques del Triàsic i Juràssic inferior, la qual generaria una forta compactació d'aquestes roques i, per tant, un increment de la seva velocitat sísmica. Les dolomies, anhidrites i roques detrítiques, molt compactades, poden assolir velocitats de, respectivament, 6.7-7.9, 6.1 i 5.0-5.9 km/seg (SERRA, 1979; RIDER, 1986); velocitats que combinades poden donar pel conjunt una velocitat mitjana força similar a la del sòcol hercinià (6.2 km/seg).

b) El considerable aprimament que presenta l'escorça sota la cubeta de les Columbrets, que faria que les roques que configuren els reflectors basals del sinforme es trobessin molt a prop de la Moho i, per tant, segurament parcialment metamorfitzades. En aquest cas, en estar les roques més inferiors de la cubeta (Triàsic) més o menys metamorfitzades, la diferència de velocitat entre aquestes roques i les del sòcol hercinià seria mínima.

c) La presència de roques intrusives bàsiques d'edat mesozoica inferior, possiblement associades als períodes magmàtics del Triàsic superior i del Dogger, intercalades a la part inferior de la cubeta.

Quant a l'edat de la cubeta de les Columbrets, aquesta ve determinada per la relació geomètrica que guarden entre sí els diferents reflectors que configuren el seu rebliment. Així, en el conjunt de les successions mesozoiques analitzades, es constata que, mentre els reflectors triàsics i cretàcics superiors

són paral·lels al llarg de tota la cubeta (figs. 87, 89 i 99), els reflectors que es corresponen al sostre del Juràssic i a la base del Cretaci inferior divergeixen cap a l'eix de la cubeta (fig. 99). Aquesta disposició geomètrica, visible en la fig. 99, indica que la formació de la cubeta de les Columbrets va produir-se durant el rifting del Juràssic superior-Cretaci inferior.

La manca de sondatges a les parts centrals del solc i el fet que les línies sísmiques petrolieres disparades al NE de les illes Columbrets presentin una definició molt minsa o nul·la pel que fa a l'estructura preneògena, origina que la prolongació de la cubeta de les Columbrets cap al NE de la transversal Columbrets-Eivissa no sigui clara. No obstant, la presència de reflectors just per sota de la discordança preneògena inclinats cap al SE en el marge ibèric del solc i cap al NW a les unitats més frontals del domini bètico-balear, suggereix que la cubeta de les Columbrets es podria perllongar al llarg de tot el solc de València en una posició pròxima al seu eix. El fet que en els sondatges realitzats en el marge ibèric d'aquests sectors, s'observi que, -tot i haver-hi moltes excepcions originades per l'estructuració neògena (llindars de Castelló i Tarragona)-, els dipòsits tallats per la discordança preneògena es facin més moderns a mida que ens allunyem de la costa apunta en aquest sentit. Mentre que en els sondatges situats a la plataforma continental peninsular tallen dipòsits d'edats compreses entre el Paleozoic i el Cretaci superior, els situats arran del talús continental (Peñíscola-1, Benicarló C-1) els termes més antics tallats són cretacis inferiors

A més, i a l'igual que a les parts emergides del domini catalano-valencià, tot sembla indicar que gran part de les falles normals quilomètriques del Neogen haurien ja jugat prèviament, durant el Mesozoic, com a falles normals. La presència d'aquest moviment mesozoic de les falles neògenes és clar a la falla que limita al NE la fossa cenozoica de Barcelona (ROCA i GUIMERÀ, en premsa). Aquesta falla separa un bloc superior que compren un Juràssic i Cretaci inferior força potent (més de 2500 m -sondatge Barcelona E-1-) i un bloc inferior, actualment emergit (serres de Collserola, Sant Mateu i Montnegre) en el qual aparentment mai s'hi van dipositar sediments d'aquestes edats (ANADÓN *et al.*, 1979).

### III-3.1.3: Model estructural

El caràcter puntual de la major part de les observacions fetes i la intensa deformació d'edat paleògena i neògena que han sofert gran part de les àrees del domini catalano-valencià, dificulta l'establiment d'un model global pel que fa a la seva estructuració. No obstant, de les dades estructurals i estratigràfiques exposades a l'apartat II-2, es pot deduir que l'estructuració mesozoica del domini catalano-valencià presenta les següents característiques generals:

1) La deformació mesozoica va ser de tipus extensiu, amb generació d'un conjunt de cubetes molt subsidents que se situen a les àrees actualment ocupades per la Serralada Ibèrica i el solc de València (fig. 57). L'orientació d'aquestes cubetes no és constant al llarg del domini en el període comprès entre el Juràssic i el Cretaci superior: mentre que al solc de València, Cadenes Costaneres Catalanes i gran part del Maestrat les cubetes tenen direccions NE-SW a ENE-WSW, a la Serralada Ibèrica l'orientació predominant és la NW-SE i, localment (Maestrat occidental i septentrional), E-W.

2) Les úniques estructures tectòniques mesozoiques reconegudes són falles extensives que, si bé són també presents a l'interior de les cubetes, es troben desenvolupades, principalment, en els llimdars i marges de les cubetes. La geometria d'aquestes falles és lística i presenten, en el cas del Desert de les Palmes, un nivell de desenganxament situat a uns 1.5 - 2 km de profunditat. En altres falles (falla de Barcelona, per exemple), la geometria no és tan clara i el nivell de desenganxament se situaria a profunditats molt més grans.

3) En general, l'estructura de les cubetes es caracteritza per la presència de: una zona central, poc deformada i molt subsident, on es dipositen potents successions sedimentàries, i unes zones marginals, deformades, en les que el Mesozoic es troba estructurat en un conjunt de blocs basculats, limitats per falles de salt hectomètric a quilomètric. Aquesta disposició geomètrica, en la que les zones de màxima subsidència no coincideixen amb les de màxima extensió superficial, suggereix que, almenys en els nivells corticals superiors, la deformació extensiva no es va realitzar segons un model de cisalla simple.

4) L'estructuració extensiva del domini es va produir, principalment, durant tres períodes que comprenen: el Triàsic inferior, el Triàsic superior-Lias inferior i el trànsit Juràssic superior-Cretaci inferior. Entre aquests períodes, l'activitat tectònica de les falles no va desaparèixer del tot però sí que va quedar molt atenuada.

### III-3.2: ESTRUCTURA PALEÒGENA DEL DOMINI CATALANO-VALENCIÀ

En aquest apartat es descriuran únicament les estructures compressives desenvolupades en el domini catalano-valencià durant el Paleogen. Les estructures extensives generades durant l'Oligocè mitjà-superior a la part submergida nordoriental del domini -conques de Sant Feliu de Guíxols i Barcelona- (vegeu apartat II-4), donat que estan directament relacionades amb la gènesi de la Conca Catalano-balear, seran tractades a l'apartat d'estructura neògena.

Tal com ja s'ha indicat prèviament (apartats I-4.1 i II-4), l'estructura compressiva paleògena del domini catalano-valencià és el resultat del procés de convergència entre Ibèria i Euràsia que, iniciat en el Cretaci superior, va finalitzar, entre l'Oligocè inferior (Arc Llenguadoc i Pirineus orientals) i el Miocè inferior (Pirineus occidentals) amb la col·lisió i soldadura d'ambdues plaques. Aquest apropament i posterior col·lisió entre Ibèria i Euràsia va quedar refectit en l'edificació de l'orogen pirinenc i la formació d'un ampli conjunt d'edificis compressius de tipus intraplaca a les parts centrals i septentrionals d'Ibèria. La direcció en què es va produir aquesta convergència no està ni molt menys clara. Mentre les restitucions del moviment relatiu entre Ibèria i Euràsia dutes a terme a partir de les anomalies magnètiques de l'Atlàntic indiquen una direcció d'apropament inicialment NE-SW i posteriorment i de manera predominant NW-SE (DEWEY *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990; ROEST i SRIVASTAVA, 1991), l'anàlisi estructural de les deformacions compressives apunten que aquesta és va realitzar segons una direcció aproximada N-S a NNE-SSW (GUIMERÀ, 1984; 1988; WILLIAMS i FISCHER, 1984; ROURE *et al.*, 1989; GUIMERÀ i ÀLVARO, 1990; MUÑOZ, en premsa).

A diferència de la mesozoica, l'estructura compressiva paleògena de les parts emergides del domini catalano-valencià és, en general, força ben coneguda, sobretot pel que fa als sectors centrals i septentrionals del domini (Zona d'Enllaç i Cadenes Costaneres Catalanes), on es concentren la major part dels estudis tectònics més recents (ANADÓN *et al.*, 1985; GUIMERÀ, 1988; GUIMERÀ i ÀLVARO, 1990; entre molts d'altres). Per contra, a les parts submergides, i a l'igual del que passava amb l'estructura mesozoica, la poca resolució que presenten la major part de les línies sísmiques pel que fa a l'estructura preneògena, fa que l'estructura paleògena en aquestes àrees estigui molt mal coneguda. En aquestes darreres àrees, els treballs realitzats fins a l'actualitat sobre la seva evolució cenozoica (MAUFFRET, 1976; STOECKINGER, 1976; FONTBOTÉ *et al.*, 1990; ROCA i DESEGAULX, en premsa; entre d'altres) assenyalen, únicament, que el Paleògen coincideix amb una etapa en la que el solc de València es trobava emergit.

A escala regional, els estudis sobre l'estructura paleògena del domini catalano-valencià mostren que la convergència paleògena entre Ibèria i Euràsia va generar una inversió tectònica positiva de les falles extensives mesozoiques, i per tant, del relleu preexistent. Així, mentre les àrees prèviament subsidents (cubetes mesozoiques) es van aixecar i estructurar en sistemes d'encavalcaments, plects i falles direccionals (Pirineus, Cadenes Costaneres Catalanes i Serralada Ibèrica), les àrees elevades durant el Mesozoic (massís de l'Ebre, per exemple) van esdevenir zones deprimides amb deposició de potents successions detrítiques (conca de l'Ebre).

Descrites les característiques generals de tots aquests sistemes contractius actualment emergits en el subapartat I-4.2, i les de la conca de l'Ebre en l'apartat II-4, seguidament, en el subapartat que fa referència a l'estructura paleògena de les àrees emergides del domini catalano-valencià, només exposarem un breu resum de les principals característiques estructurals d'aquestes unitats en els sectors que formen part del domini catalano-valencià. Per contra, en el subapartat que tracta sobre les àrees submergides del domini, el poc coneixement que es poseeix sobre la seva estructura preneògena ha fet necessari de realitzar una descripció detallada de les poques estructures reconegudes de possible edat paleògena, a fi de poder elaborar un model estructural sobre l'evolució paleògena d'aquests sectors.



### III-3.2.1: Àrees emergides del domini catalano-valencià

El marge oriental d'Ibèria, durant el Paleogen, es caracteritza pel desenvolupament de tres sistemes contractius de característiques geomètriques i cinemàtiques diferents que, disposats en forma de triangle (fig. 100), envolten la conca terciària de l'Ebre. Aquests sistemes són: l'edifici d'encavalcaments E-W dels Pirineus, que se situa en la zona de col·lisió entre les plaques euroasiàtica i ibèrica, i els edificis contractius de tipus d'intraplaca de la Serralada Ibèrica i de les Cadenes Costaneres Catalanes, els quals s'orienten respectivament NW-SE i NE-SW. L'estructura interna de tot aquest conjunt de sistemes ve condicionada per l'orientació que presenten les falles preexistents en relació a la direcció de compressió regional (aproximadament N-S). Així, a les àrees on l'estructuració prèvia era obliqua a la dita direcció (Cadenes Costaneres Catalanes i gran part de la Serralada Ibèrica) es van generar sistemes direccionals transpressius, i a les que les estructures prèvies es disposaven més o menys perpendicularment a la direcció de compressió regional (Pirineus i Zona d'Enllaç entre la Serralada Ibèrica i les Cadenes Costaneres Catalanes), es van edificar sistemes de plecs i encavalcaments E-W. L'edificació, sobretot, del primer d'aquests sistemes d'encavalcaments (Pirineus) va generar la formació de la conca d'avantpaís de l'Ebre, en la qual també es van dipositar els sediments detrítics generats durant l'edificació dels altres sistemes contractius ressenyats (Cadenes Costaneres Catalanes i Serralada Ibèrica).

Dins d'aquest marc regional, el domini extensiu catalano-valencià, en les seves parts emergides, se situa sobre les unitats estructurals compressives paleogenes dels Pirineus orientals, Cadenes Costaneres Catalanes, Zona d'Enllaç i SE de la Serralada Ibèrica, i, localment, en el sectors nordorientals (La Selva i L'Empordà) sobre l'extrem oriental de la conca de l'Ebre.

#### PIRINEUS ORIENTALS

En el seu extrem septentrional, el domini catalano-valencià se superposa a les estructures contractives més orientals de la zona meridional de l'edifici pirinenc. En aquesta àrea (fig. 101), els Pirineus es troben estructurats en un apilament de làmines encavalcants que involucren roques del sòcol hercinià i de la cobertura mesozoico-paleògena (FONTBOTÉ *et al.*, 1986; PUJADES *et al.*, 1989). Les làmines inferiors, situades al nord, són formades per materials del Paleozoic i, localment, del Paleogen. Les làmines superiors, que constitueixen el mantell de l'Empordà (SOLÉ SABARÍS, 1933), són formades, en canvi, per dipòsits mesozoics i paleogens. A excepció de la unitat de Figueres que es va emplaçar fora de seqüència, l'emplaçament de totes aquestes làmines d'encavalcament es va realitzar en una seqüència de propagació de tipus "coll-i-bé" (PUJADES *et al.*, 1989). Les relacions observades entre aquesta estructura i la sedimentació sinorogènica (PUJADES *et al.*, 1989) posen de manifest que la deformació contractiva va iniciar-se en el trànsit Cretaci superior-Paleocè inferior (fàcies "garumniana") i va finalitzar amb l'emplaçament de la unitat de Figueres-Montgri en el Lutecià (Eocè mitjà).

Cal assenyalar que a nivell regional, les làmines d'encavalcament exhibeixen un canvi progressiu en l'orientació de les seves traces d'E-W (sector de la Garrotxa) a NW-SE (sector de l'Empordà). Aquesta variació reflecteix un canvi en la direcció d'emplaçament, en el mateix sentit, de les unitats

encavalcants, que passaria de ser N-S a la Garrotxa a NE-SW a l'Empordà (ASHAUER, 1934; PUJADES, 1990).

Un altre tret característic d'aquest sector dels Pirineus orientals, és la presència d'un seguit de falles NNW-SSE a NW-SE (Albanyà, Figueres i probablement, també, la franja milonítica de la Jonquera) que es van desenvolupar sincrònicament amb l'emplaçament de les unitats encavalcants (PUJADES *et al.*, 1989; MARTÍNEZ *et al.*, 1989). Aquestes falles, que van controlar tant l'estructura de l'apilament d'encavalcaments com la sedimentació dels dipòsits sinorogènics, controlaran posteriorment l'estructuració neògena de l'àrea (vegeu subapartat III-3.3).

## CADENES COSTANERES CATALANES

La característica fonamental de l'estructura paleògena de les Cadenes Costaneres Catalanes és la presència de grans falles de sòcol longitudinals orientades de ENE-WSW (falla de Vallès-Penedès) a NE-SW (falles de Móra, Falset i el Camp) que aixequen els seus blocs sudorientals, de forma que aquest sistema de falles es va constituir en el límit SE de la conca de l'Ebre (ANADÓN *et al.*, 1985). Aquestes falles de dimensions quilomètriques es disposen esgraonadament de manera dextra (en el sentit de RODGERS, 1980) de manera que les més septentrionals són, també les més orientals (fig. 102). A més d'aquestes falles longitudinals, en les que es localitza la deformació d'una intensitat més gran (JULIVERT, 1978; GUIMERÀ, 1988), les Cadenes Costaneres Catalanes mostren la presència de falles NW-SE, de les quals només la falla del Llobregat desplaça les estructures longitudinals uns 8 km en sentit dextre (GUIMERÀ i SANTANACH, 1978; GUIMERÀ, 1988).

Les característiques de la deformació generada per les falles longitudinals venen fortament controlades per l'orientació de les falles i la presència o absència durant la deformació d'una potent cobertora mesozoica que compregui tot el Triàsic i almenys part del Juràssic i Cretaci (ANADÓN *et al.*, 1985).

Així, a les parts més septentrionals, on el Mesozoic està reduït al Triàsic i les falles mostren una orientació ENE-WSW, i per tant, bastant perpendicular a la direcció de compressió regional, l'estructuració paleògena de l'àrea es caracteritza per: 1) la presència d'una banda deformada ENE-WSW, que, situada entre la falla del Vallès-Penedès i la conca de l'Ebre, es formada per un conjunt d'escates de roques del sòcol hercinià que encavalquen els dipòsits triàsics i paleogens de la conca de l'Ebre, i 2) el desenvolupament al llarg de la traça de la falla del Vallès-Penedès d'àmplies bandes de "fault gouges". L'anàlisi de les meso i microstructures associades a aquestes estructures indiquen que mentre les escates es van desplaçar en un sentit aproximadament perpendicular a l'orientació de la banda (GUIMERÀ, 1988), la falla del Vallès-Penedès es va comportar, durant el Paleogen, com una falla direccional sinistral (JULIÀ i SANTANACH, 1984; ANADÓN *et al.*, 1985). Quant a la magnitud del desplaçament d'ambdòs tipus d'estructures, aquest únicament es coneguda en el cas de les escates, les quals poden arribar (escates de les Pedritxes i del Bruc) a tenir una fletxa de 4-5 km (LLOPIS, 1947; GUIMERÀ, 1988; UBACH, 1990).

Més al sud, la direcció més obliqua respecte a la compressió regional (N-S) de les falles longitudinals (NE-SW) i la presència d'una cobertura triàsico-juràssica que comprèn un Triàsic superior evaporític relativament potent, originen un marcat canvi de les característiques estructurals de la deformació paleògena. En aquestes àrees, la cobertura juràssico-cretàcica es troba desenganxada del sòcol paleozoic i termes inferiors triàsics a nivell de Keuper i Muschelkalk mitjà, de manera que es fa difícil reconèixer la geometria i cinemàtica de les falles longitudinals de sòcol. Tanmateix a partir de la presència de plecs esgraonats en anticlinoris NE-SW, s'ha deduït que per sota la cobertura, en el sòcol, es van desenvolupar falles direccionals sinistres (ANADÓN *et al.*, 1985; TEIXELL, 1988).

Totes aquestes estructures desenvolupades a les Cadenes Costaneres Catalanes durant el Paleogen s'han interpretat (GUIMERÀ, 1984; ANADÓN *et al.*, 1985; GUIMERÀ, 1988) com a resultat del moviment sinistre de falles de sòcol subverticals que, generades segurament durant els temps tardihercinians (ARTHAUD i MATTE, 1975), haurien jugat com a normals durant el Mesozoic (ESTEBAN i ROBLES, 1976; ANADÓN *et al.*, 1979; SALAS, 1987). Segons aquest model (fig. 102), les escates o encavalcaments paleogens serien coetànies del moviment direccional de les falles longitudinals, i es formarien com a conseqüència del fort angle (60°) que presenten les falles ENE-WSW respecte a la direcció de compressió.

La disposició vertical d'aquestes falles en profunditat, tanmateix, és discutida. En tal sentit, la vergència generalitzada dels plecs i encavalcaments cap al NW, la geometria de la vora NW de la Taula de Prades (que segons COLOMBO i VERGÈS 1991 és força coherent amb l'existència d'un encavalcament de sòcol amb un nivell de desenganxament relativament profund), conjuntament amb les característiques geomètriques de les falles neògenes de l'àrea (vegeu subapartat III-3.3) que resulten de la reactivació de les falles paleògenes (FONTBOTÉ, 1954a), semblen indicar que totes les estructures paleògenes de les Cadenes Costaneres Catalanes s'horizontaltzarien en profunditat cap al SE. De tal manera que l'estructura general de les Cadenes Costaneres Catalanes podria interpretar-se com la traça frontal d'un sistema d'encavalcaments profunds amb un important component direccional sinistre. Cal assenyalar, que en l'actualitat es desconeix la importància relativa, dels desplaçaments de les falles direccionals respecte als dels encavalcaments reconeguts.

La relació que mostren les estructures ressenyades i els dipòsits de la vora sud-est de la conca de l'Ebre, ha permès datar amb precisió l'evolució paleògena del sistema de falles de les Cadenes Costaneres Catalanes (ANADÓN *et al.*, 1979; 1985). La característica més rellevant d'aquesta evolució és la marcada diacronia de la deformació al llarg del sistema (fig. 103): iniciada a les parts més nordorientals durant l'Eocè inferior, l'estructuració compressiva paleògena, a les parts més meridionals, no començà fins a l'Eocè mitjà-superior (GUIMERÀ, 1984; ANADÓN *et al.*, 1985). En aquestes darreres àrees s'observa que la deformació compressiva es va perllongar fins a l'Oligocè superior (ANADÓN *et al.*, 1985).

## ZONA D'ENLLAÇ

Localitzada en el sector on convergeixen les estructures contractives paleògenes NE-SW de les Cadenes Costaneres Catalanes i NW-SE de la Serralada Ibèrica, la Zona d'Enllaç comprèn un conjunt

d'unitats estructurals que es caracteritzen per tenir una potent cobertura juràssico-cretàtica inferior (BRINKMANN, 1960-62; SALAS, 1987). En conjunt, la Zona d'Enllaç coincideix amb les àrees emergides del domini catalano-valència on es van dipositar les successions més potents de Cretaci inferior. Així, a excepció del límit oriental que és desconegut, la resta de límits de la Zona d'Enllaç coincideixen força amb els de les cubetes cretàtiques inferiors del Perelló, Maestrat, Oliete i Aliaga-Penyagolosa.

La deformació paleògena en aquesta zona ve fortament condicionada per la presència, per sota de les potents successions juràssico-cretàtiques inferiors, d'un Keuper i un Muschelkalk mitjà lutitico-evaporífics que fan de nivells de desenganxament regional (CANÉROT i MARTÍN, 1977; VIALARD, 1983; GUIMERÀ, 1984; GUIMERÀ i ÀLVARO, 1990). L'estructura paleògena de les roques d'edat paleozoica i triàsica inferior situades per sota d'aquests nivells és poc coneguda, ja que només és visible en algun sectors de la zona meridional de la Zona d'Enllaç (Villahermosa-Llucena, Serra de l'Espina i, més al sud, a les serres de l'Espadà i Pina). Tanmateix, les observacions realitzades en aquests sectors (GUTIÉRREZ i PEDRAZA, 1974; SIMÓN GÓMEZ, 1982; VIALARD, 1983; DINARÈS, 1987), semblen indicar que durant el Paleogen es va estructurar un sistema imbricat d'encavalcaments, localment (Serra de l'Espadà) associat amb un clivatge NW-SE força penetratiu.

Per contra, l'estructura del nivell estructural superior, constituït per la cobertura juràssico-cretàtica, és molt més ben coneguda (CANÉROT, 1974; SIMÓN GÓMEZ, 1982; GUIMERÀ, 1988). La deformació, en aquest nivell, es concentra a la vora nord de la Zona d'Enllaç, on el Juràssic i el Cretaci inferior es troben estructurats en un feix de plecs i encavalcaments majoritàriament orientats E-W, amb clara vergència nord (fig. 104). Els encavalcaments, que formen un sistema imbricat, encavalquen sobre les estructures de la Serralada Ibèrica, conca de l'Ebre i Cadenes Costaneres Catalanes. Aquest feix d'estructures contractives (denominat de Portalrubio-Vandellós; GUIMERÀ, 1983, 1984) presenta dos virgacions NE-SW que reflecteixen el moviment direccional sinistre de falles de sòcol situades per sota del nivell de desenganxament triàsic superior (GUIMERÀ, 1983). Cap al S, la intensitat de la deformació de la cobertura juràssico-cretàtica disminueix progressivament, de manera que a l'interior i parts meridionals de la Zona d'Enllaç, els plecs són escassos, i la seva estructura és subtabular i trencada per nombroses fractures (CANÉROT, 1974; GUIMERÀ, 1983; 1984).

La bona correlació que mostren les àrees molt deformades amb els límits de la sedimentació cretàtica inferior i les no deformades amb les àrees amb potents successions de dipòsits de la mateixa edat, suggereix que la deformació paleògena de la Zona d'Enllaç es el resultat de la inversió positiva de l'estructura mesozoica de l'àrea. Així, l'estructuració paleògena observada s'hauria originat com a conseqüència del desplaçament cap al nord de la potent cobertura que reblia les cubetes mesozoiques del Maestrat, Perelló, Oliete i Aliaga-Penyagolosa, moviment que hauria provocat la deformació contractiva dels seus marges i la reactivació com a falles inverses de les falles extensives E-W que limitaven septentrionalment les potents successions juràssico-cretàtiques inferiors.

A partir de la relació geomètrica que presenten les estructures contractives i els dipòsits que rebleixen la conca de l'Ebre i les cubetes sincompressives localitzades a l'interior del feix de plecs i encavalcaments de Portalrubio-Vandellós, es pot concloure que la deformació contractiva paleògena a la

Zona d'Enllaç va tenir lloc principalment durant l'Oligocè (GUIMERÀ, 1988). Encara que hi ha autors (SIMÓN GÓMEZ, 1981; 1984) que proposen, basant-se a dades molt puntuals i poc fiables (GUIMERÀ, 1987), que l'estructuració contractiva va perllongar-se fins al Miocè mitjà a l'interior de la Zona d'Enllaç, en la majoria de sectors d'aquesta zona s'observa que va finalitzar a l'Oligocè terminal-Miocè basal (AGUSTÍ *et al.*, 1983b; CABRERA, 1983; GUIMERÀ, 1988).

### SE DE LA SERRALADA IBÈRICA (ÀREA VALENCIANA)

La Serralada Ibèrica, a l'àrea valenciana, és representada per un sistema de plects i encavalcaments orientats aproximadament NW-SE i vergents cap al SW, que constitueixen la part més sudoriental reconeguda de dita serralada (BRINKMANN, 1931; VIALARD, 1977). A l'igual que a la Zona d'Enllaç, dins de l'estructura paleògena del SW de la Serralada Ibèrica, poden diferenciar-se dos pisos estructurals separats per un nivell de desenganxament regional que se situa en les lutites i evaporites del Triàsic superior-Juràssic basal.

El pis estructural inferior, que aflora extensament a les serres de l'Espadà, Calderona i Portaceli, està estructurat en un sistema de plects i encavalcaments NW-SE que mostren una clara vergència cap al SW.

Per sobre, els materials del Triàsic superior (Muschelkalk i Keuper) exhibeixen una estructura complexa que resulta de l'alternança de nivells de comportament fràgil (Muschelkalk inferior i superior) i dúctil ("Röt", Muschelkalk mitjà i Keuper), en els quals se situen els principals nivells de desenganxament regionals. A les àrees més meridionals, durant aquest període compressiu i segons ORTÍ (1981), els dipòsits evaporítics d'aquests darrers nivells haurien extruït diapíricament al llarg d'estretes bandes orientades WNW-ESE a E-W.

El pis estructural superior, si bé amb una direcció i vergència diferent, mostra una estructuració interna força similar a la de la Zona d'Enllaç (fig. 104), amb un increment de la deformació des de les parts internes cap a la seva vora sudoccidental i meridional (FONTBOTÉ *et al.*, 1989). Així, a les àrees septentrionals, les successions juràssiques i cretàiques mostren una estructura subtabular intensament fracturada per falles de salt decamètric a hectomètric. Localment, aquestes successions estan plegades per plects NW-SE que, cap al SW, es van fent més freqüents i apretats. La deformació contractiva paleògena esdevé màxima al llarg de l'alineació muntanyosa que formen les serres de Negrete, Utiel, Enmedio, Tejo, Cabrillas, Malacara, Martes, Dosaigues, Quencall, la Murta i de les Agulles. En aquesta franja, que configura el límit sudoriental de la deformació ibèrica en aquest sector, la cobertura juràssico-cretàica es troba estructurada en un conjunt de plects i encavalcaments d'orientació variable entre NNW-SSE i WNW-ESE. Els encavalcaments, dirigits generalment cap al SW, poden presentar una fletxa quilomètrica (2-2.5 km de desplaçament mínim a l'encavalcament de Siete Aguas).

A partir de les virgacions dels plects i encavalcaments, de les zones amb major densitat de deformació i dels desplaçaments de les estructures es dedueix que per sota de la cobertura, en el sòcol, es van desenvolupar falles orientades NNE-SSW a N-S direccionals sinistres. Entre aquestes falles

destaca l'anomanada de Requena-Chulilla (HERNÁNDEZ *et al.*, 1985b), que en el tram Xera-Requena hauria jugat posteriorment, durant el Neogen, com a falla normal.

L'edat de l'estructuració contractiva paleògena, a l'àrea valenciana, no és ben coneguda (VIALLARD, 1976), encara que les relacions entre les estructures i els dipòsits cenozoics fan suposar que aquesta es va desenvolupar principalment durant l'Oligocè, sense excloure una estructuració precoç durant el Paleocè i l'Eocè. Aquesta atribució cronològica es basa, principalment, en:

a) La presència de dipòsits d'edat catiana-aquitania (LENDINEZ *et al.*, 1980) a l'W de la Serra de Martés que es disposen, subhoritzontalment, fossilitzant els plecs i encavalcaments vergents cap al SW que afecten tots els dipòsits sedimentats prèviament (Mesozoic i Oligocè).

b) Les característiques geomètriques, estratigràfiques i sedimentològiques dels dipòsits paleogens mostren que aquests es van dipositar sincrònicament amb la formació de les estructures contractives ibèriques. En aquest sentit, s'observa, que si bé la sedimentació de tipus detrític-continental del Paleocè i Eocè (VIALLARD, 1973; VILLENA *et al.*, 1973) ja enregistra la formació de relleus, durant l'Oligocè aquesta sedimentació continental (ja de caire més groller) es mostra clarament i fortament condicionada per l'estructuració ibèrica. La sedimentació oligocena queda restringida a un seguit de conques NW-SE (Siete Aguas, Dues Aigües i barranc de Bosna) que se situen, preferentment, en sinclinals i àrees frontals dels principals encavalcaments ibèrics. En aquestes conques, deformades contractivament, els sediments oligocens presenten discordances progressives i angulars en els conglomerats adosats als encavalcaments i plecs ibèrics que limiten les cubetes pel NE. Aquesta relació geomètrica evidencia que els dipòsits oligocens es van sedimentar sincrònicament amb l'edificació de les estructures contractives ibèriques.

### III-3.2.2: Àrees submergides del domini catalano-valencià

Tal com ja s'ha esmentat, fins a l'actualitat, l'únic coneixement que es diponia sobre l'estructuració paleògena del solc de València, era que, almenys durant gran part del Paleogen, les successions mesozoïques prèviament sedimentades es van aixecar i erosionar. Aquesta emersió del solc de València, que hauria estat màxima a l'eix del solc (STOECKINGER, 1976), s'ha interpretat generalment com a conseqüència d'un abombament de l'escorça generat per processos tèrmics (MAUFFRET *et al.*, 1981; VEGAS i BANDA, 1982; WATSON, 1982; REHAULT *et al.*, 1985).

Aquesta interpretació, no sembla coherent amb les dades de subsòl analitzades en aquest estudi. Els sondatges i perfils de sísmica de reflexió petroliera, encara que en molts sectors no presenten la suficient resolució per a reconèixer l'estructura preneògena, mostren que:

a) L'erosió postmesozoica i preneògena no va ser màxima a l'eix del solc, sinó que aquesta va ser més important a les àrees properes al litoral peninsular. Les línies sísmiques transversals NW-SE i NE-SW enregistrades en els sectors sudoccidentals del solc, on l'estructura preneògena es visible, mostren clarament com des de l'eix del solc cap als marges la discordança talla progressivament termes més antics (figs. 85, 87, 97, 99 i 105). En el mateix sentit, el mapa de subcrop de la discordança preneògena realitzat per CLAVELL i BERÁSTEGUI (1991) a partir de les dades dels sondatges petroliers mostra que els materials mesozoics més moderns afloren en el fons de les fosses neògenes i a les parts més centrals de la part submergida del domini, i els més antics en els llimars neogens situats arran de la costa. La diferència quant a la magnitud de l'erosió entre les àrees centrals i marginals és, tanmateix, difícil d'avaluar, ja que en la mateixa direcció les successions mesozoïques s'aprimaven considerablement (vegeu subapartat III-3.1).

b) La deformació interna en les successions juràssico-cretàciques va ser poc important. A excepció de les parts centrals dels sectors SW del solc de València, on el Mesozoic es troba lleugerament deformat (vegeu c), les dades de subsòl mostren que, per sota la discordança preneògena, el Juràssic i el Cretaci es diposen subtabularment amb una lleugerament inclinació cap al centre de conca. Aquesta disposició geomètrica de la cobertura respecte a la discordança és bastant constant al llarg de les parts submergides del domini catalano-valencià, tal com pot observar-se a la majoria de les línies en les que s'observa amb claredat l'estructura preneògena (figs. 84 i 87 per exemple).

c) L'existència, a la part sudoccidental del solc de València, d'un sinclinal orientat NE-SW que és lleugerament vergent cap al NW (fig. 106). Aquest plec, que es troba a l'eix del solc de València, mostra un flanc nordoccidental lleugerament inclinat ( $5-15^\circ$ ) i un flanc sudoriental, més inclinat, que se dreça progressivament cap al NE (de  $15-25^\circ$  passa a  $30-45^\circ$ ). Ben delimitat cap al SW, la prolongació d'aquest sinclinal al nord de la transversal de les illes Columbrets-Eivissa no és clara. Les difraccions generades pels dipòsits volcànics neogens i les estructures contractives bètico-balears presents al nord aquesta transversal impedeixen que en els perfils sísmics es pugui reconèixer l'estructura preneògena. L'edat paleògena d'aquest sinclinal queda acotada pel fet que deforma totes les successions mesozoïques-paleògenes inferiors (?) de la cubeta de les Columbrets i és fossilitzat pels materials basals (Oligocè sup-Aquitanià) del rebliment cenozoic de la Conca Catalano-balear.

Aquestes característiques estructurals semblen indicar clarament que l'aixecament màxim de la cobertura juràssico-cretàtica va tenir lloc en els marges de la part submergida del domini catalano-valencià, i no en el centre del solc tal com hauria de passar en un model d'abombament litosfèric. En canvi, l'estructura observada en les successions juràssico-cretàtiques d'aquesta part del solc de València mostra una gran similitud amb la de les àrees emergides on el Juràssic i el Cretaci són força potents (Zona d'Enllaç i NE de l'àrea valenciana). En totes elles, la cobertura presenta una estructura subtabular únicament deformada per plecs de gran radi de curvatura que s'orienten paral·lelament a la direcció de les cubetes preexistents. L'absència, en el cas de la part submergida del domini catalano-valencià, d'unes àrees marginals en les que es concentri la deformació contractiva de la cobertura, es podria explicar pel fet que els límits de la cobertura juràssico-cretàtica del solc de València se situen a terra (Cadenes Costaneres Catalanes) o en àrees fortament estructurades durant el Neogen (NW del Promontori Balear).



### III-3.2.3: Model estructural

En conjunt, les dades exposades sobre l'etapa compressiva paleògena, mostren que:

1) L'estructura paleògena de l'àrea és el resultat de la inversió de les estructures extensives mesozoiques. En tal sentit, durant el Paleogen, la deformació es concentra en els marges de les antigues cubetes mesozoiques, i té lloc una inversió de la topografia preexistent: mentre les àrees deprimides mesozoiques (Pirineus orientals, solc de València, marge sudoriental de les Cadenes Costaneres Catalanes i Serralada Ibèrica) s'aixequen i esdevenen àrees on predominen els processos erosius, les àrees elevades mesozoiques (àrea ocupada per la conca de l'Ebre) subsideixen i passen a convertir-se en zones d'acumulació de sediments.

2) Amb l'excepció del Pirineu, que es troba estructurat en un complex sistema de làmines encavalcants apilades que inclouen materials del sòcol hercinià i de la cobertora mesozoico-paleògena, l'estructura dels edificis contractius -àrees aixecades- ve caracteritzada per la presència de: a) una zona central deformada únicament per plects de gran radi i falles de salt decamètric a hectomètric (solc de València i parts central de la Serralada Ibèrica), i b) unes àrees marginals on es concentra gran part de la deformació i tenen lloc els aixecaments més importants (Cadenes Costaneres Catalanes, límit septentrional de la Zona d'Enllaç i marges de la Serralada Ibèrica).

3) Les característiques geomètriques i cinemàtiques de les estructures compressives paleògenes venen fortament condicionades per l'orientació de les estructures prèvies. Així, allà on els marges i falles mesozoiques s'orientaven obliquament a la compressió regional (aproximadament N-S), es van generar sistemes contractius amb un important component direccional: Cadenes Costaneres Catalanes i Serralada Ibèrica. En canvi, allà on les direccions de les estructures prèvies i de la compressió regional eren més o menys perpendiculars, es van edificar sistemes d'encavalcaments (Zona d'Enllaç i Pirineus).

4) Encara que moltes vegades desenganxades a nivell de Triàsic superior (Keuper i Muschelkalk mitjà), les estructures contractives presenten un nivell de desenganxament basal situat a la part mitjana de l'escorça. Si s'admet que les falles neògenes de les Cadenes Costaneres Catalanes són antigues falles paleògenes rejugades (vegeu subapartat III-3.3), el nivell de desenganxament paleogen és el mateix que el neogen, el qual s'ha situat a uns 10-12 km de profunditat (ROCA i GUIMERÀ, en premsa). Aquesta profunditat coincideix amb la determinada per GUIMERÀ i ÀLVARO (1990) per a les estructures contractives paleògenes de la Serralada Ibèrica central i nordoccidental (12 km).

5) L'edat de l'inici i finalització de l'estructuració contractiva no va ser sincrònica a tot el domini, sinó que va anar migrant al llarg del temps de N a S i d'E a W. Així, pel que fa a l'inici de la formació d'estructures contractives, mentre a les parts nordorientals (NE de les Cadenes Costaneres Catalanes i Pirineus) es va produir en el trànsit Cretaci-Paleocè, a les parts més sudoccidentals (Serralada Ibèrica, Zona d'Enllaç i parts SW de les Cadenes Costaneres Catalanes) no va tenir lloc, almenys d'una forma clara, fins al trànsit Eocè-Oligocè. En el mateix sentit, l'estructuració contractiva va finalitzar a finals de l'Oligocè inferior a les àrees nordorientals, i en el trànsit Oligocè superior-Miocè inferior a les àrees sudoccidentals.

### III-3.3: ESTRUCTURA NEÒGENA DEL DOMINI CATALANO-VALENCIÀ

El domini catalano-valencià ha estat afectat durant el Neogen només per processos extensius. En la descripció i interpretació que segueix també s'han inclòs les estructures extensives oligocenes reconegudes a les conques oligo-miocenes de Sant Feliu de Guíxols, Barcelona i Amposta, ja que la seva gènesi i posterior evolució està estretament lligada a la del sistema extensiu neogen; en aquestes conques, el moviment de les falles que les limiten ha estat normal de manera més o menys continuada des de l'Oligocè inferior fins al Plio-Quaternari.

Limitat al NE pel sistema de falles NW-SE que formen el denominat accident nord-balear (MAUFFRET, 1976) i al SE pel front de les estructures compressives bètiques que reseguix més o menys per l'eix del solc de València (apartat III-2, fig. 81), a l'interior de la Península Ibèrica, els límits de l'estructura extensiva neògena només es troben ben precisats en el sector comprès entre el riu Ebre i la Zona Axial dels Pirineus orientals. En aquest sector que presenta una cobertura mesozoica poc potent, el límit se situa al llarg de: a) les falles d'orientació NW-SE que van condicionar la sedimentació paleògena a l'àrea de l'Empordà i Garrotxa (vegeu subapartat III-3.2), i b) les grans falles longitudinals NE-SW de les Cadenes Costaneres Catalanes (concretament a les falles del Vallès-Penedès, El Camp i Baix Ebre). Al sud de l'Ebre, on la cobertura mesozoica és molt més potent (Zona d'Enllaç i interior de la Serralada Ibèrica), el pas entre les àrees que van o no ser estructurades extensivament durant el Neogen és molt més gradual, de manera que es fa difícil d'establir un límit entre elles. Tanmateix, en conjunt, s'observa que les estructures extensives NE-SW a N-S, orientades paral·lelament a la Conca Catalano-balear, i segurament lligades genèticament a la seva gènesi, disminueixen considerablement a l'oest de la fossa de Teruel, de manera que aquesta pot considerar-se com el límit occidental del domini catalano-valencià. Més al NW d'aquesta fossa, segueixen havent-hi estructures extensives (fosses de Jiloca i Calatayud), però aquestes ja presenten una orientació -NW-SE- i una edat -Pliocè-Pleistocè- (SIMÓN GÓMEZ, 1989) que no concorda amb la de les estructures extensives del marge occidental del domini catalano-valencià.

Les estructures extensives que predominen al domini catalano-valencià són les falles normals amb una orientació preferent ENE-WSW a NNE-SSW, i les orientades NW-SE, que si bé són molt menys importants, en alguns sectors (Pirineus orientals) poden arribar a ser majoritàries. Les falles normals del domini catalano-valencià es van sobreimposar a les compressives d'edat paleògena en extenses àrees, de manera que les tallen (Pirineus orientals, SE de la Serralada Ibèrica, Zona d'Enllaç i solc de València) o, tal com succeix a les Cadenes Costaneres Catalanes, inverteixen el seu moviment. En aquesta darrera àrea, sovint, les mateixes falles que van formar-se o actuar durant la compressió paleògena són reaprofitades i juguen d'una manera diferent i, fins i tot, oposada, tal com fou observat per diversos autors (fig. 107; LLOPIS, 1947, FONTBOTÉ, 1954a/b; GUIMERÀ, 1988, etc.). Aquest fet s'observa, com veurem, a totes les escales.

### III-3.3.1: Àrees emergides del domini catalano-valencià

Les zones emergides del domini catalano-valencià se situen en una àrea en la que l'escorça continental passa dels 20-25 km del marge del solc de València als 32-35 km de gruix que presenta habitualment a la microplaca ibèrica. Aquesta transició és força sobtada a les parts nordorientals del domini (Pirineus orientals i Cadenes Costaneres Catalanes) on en uns 40 km es passa d'un gruix cortical de 23-25 km, a la costa, als 32 km de la conca de l'Ebre (DAÑOBEITIA *et al.*, en premsa). En canvi, a les àrees meridionals, la distància necessària per passar dels 20-23 km que té de gruix l'escorça arran de la costa als 30-32 km de l'interior d'Ibèria és de 60-70 km (ZEYEN *et al.*, 1985).

A excepció del sector més nordoriental (Pirineus orientals), on les falles són predominantment NW-SE, a la resta del domini emergit l'estructura neògena es caracteritza per un sistema de horsts i grabens, que des del NE cap al SW mostren un canvi gradual de la seva orientació: amb una orientació preferent ENE-WSW a NE-SW en el sector de les Cadenes Costaneres Catalanes, cap al sudoest (SE de la Serralada Ibèrica), les fosses passen a tenir orientacions NE-SW a NNE-SSW (fig. 108). En aquests sectors, si bé molt menys desenvolupades, també hi ha falles NW-SE a WNW-ESE (falles del Llobregat, de Pont d'Armentera, de la serra de Gudar, entre les més destacables) que es distribueixen generalment al llarg d'estretes franges de la mateixa orientació.

Dins d'aquest sistema extensiu, i tal com pot observar-se a la fig. 108, les falles amb un salt major se situen, generalment, a prop o en el límit occidental del domini catalano-valencià. Aquesta disposició és clara a les Cadenes Costaneres Catalanes, on les falles del Vallès-Penedès, el Camp i Baix Ebre que limiten l'àrea fracturada extensivament són les que exhibeixen un salt normal més gran (3000 m a la falla del Vallès-Penedès; 3000 m a la falla del Camp; >2000 m a la falla del Baix Ebre). Més al sud, a la Zona d'Enllaç i SE de la Serralada Ibèrica, aquesta disposició és molt menys evident: el salt de les falles normals que limiten occidentalment el domini catalano-valencià (falles NNE-SSW del sistema de fosses de Teruel-Ademuz-Mira) és molt més petit, de manera que presenten salts similars o lleugerament superiors als de la resta de falles normals del domini.

A partir de les característiques geomètriques de les falles extensives, de la seva evolució cinemàtica durant el Neogen, i de la seva relació amb les estructures pre-existents, poden distingir-se tres sectors (fig. 108): el sector septentrional que comprèn els Pirineus orientals i l'acabament occidental de la conca de l'Ebre, el sector central que coincideix en gran part amb les Cadenes Costaneres Catalanes, i el sector meridional que inclou el SE de la Serralada Ibèrica i la part meridional de la Zona d'Enllaç.

#### SECTOR SEPTENTRIONAL (PIRINEUS ORIENTALS I EXTREM OEST DE LA CONCA DE L'EBRE)

Ben delimitat al nord pels relleus paleozoics del horst de les Alberes, el seu límit pel sud amb el *sector central* està poc definit, ja que al solapar-se les estructures extensives més meridionals del *sector septentrional* se solapen amb les de l'extrem nordoriental del *sector central*. En efecte, a l'àrea compresa entre el Montseny i l'extrem NE del Montnegre, l'estructura neògena ve condicionada per falles normals

orientades tant NW-SE com ENE-WSW, que són típiques respectivament dels sectors *septentrional* i *central* (fig. 109).

L'estructuració neògena del sector *septentrional* ve regida pel moviment extensiu d'un conjunt de falles NW-SE a NNW-SSE que, a excepció de les situades arran del marge nord de la fossa de l'Empordà (falla de Garriguella-Roses) que ho fan cap al SW, cabussen cap al NE (fig. 110). La magnitud del moviment de les falles va ser diferent en ambdós grups de falles: mentre les falles inclinades cap al NE tenen un desplaçament normal proximal als 1000 m, del qual una part sembla que s'hauria produït prèviament, durant el Paleogen (MARTÍNEZ *et al.*, 1989), el sistema de fractures inclinades cap al SW que formen la falla de Garriguella-Roses mostren, conjuntament, un salt superior als 2000 m.

L'estructura que resulta del moviment de totes aquestes falles, és la d'un seguit de blocs, lleugerament inclinats ( $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ) cap al SW, que, esgraonadament, s'enfonsen progressivament cap al NE fins a la falla de Garriguella-Roses (fig. 110) que limita al nord el sector *septentrional*. Per tant, i segons aquesta configuració estructural, les àrees més deprimides del sector *septentrional* se situen arran de la falla de Garriguella-Roses, a l'àrea actualment ocupada per la fossa de l'Empordà. Les dades geofísiques (IGLESIAS, 1985) i els sondatges (LANAJA, 1987) mostren, efectivament, que el substrat d'aquesta fossa, encara que compartimentat en nombrosos blocs NW-SE a NNW-SSE diferentment enfonsats i inclinats, s'aprofundeix progressivament cap al NE, de manera que és arran del sistema de fractures de la falla de Garriguella-Roses on se situa el depocentre de la conca (IGLESIAS, 1985). A l'extrem SE d'aquestes àrees, per sota de la sèrie de rebliment mioceno superior-pleistocena de la fossa de l'Empordà, l'exploració geofísica apunta a que el substrat podria trobar-se a prop dels 3000 m de profunditat, encara que la profunditat màxima assolida pel substrat en un sondatge és de 1020 m (sondatge GEOT-1).

A part de la fossa de l'Empordà, que està compartimentada en dues cubetes (Riumors i Felines; FLETA i ESCUER, 1991), en les parts deprimides dels blocs NW-SE, també van arribar a dipositar-se successions sedimentàries poc potents (< 250 m) amb edats compreses entre el Miocè superior i el Pleistocè. Entre aquestes cubetes, destaca la fossa de la Selva, que, limitada per les falles NW-SE d'Osor-Sta. Coloma de Famers i de Canet-Girona, es troba reblerta per un màxim de 250 m (POUS, 1983) de sediments atribuïts al Miocè superior ?-Pliocè (ENRIQUE *et al.*, 1984).

Un dels fets més característics d'aquest sector és la presència d'una important activitat magmàtica extrusiva d'edat miocena superior-pleistocena (vegeu apartat II-5) que s'ha anat desenvolupant sincrònicament amb moviment extensiu de les falles NW-SE a NNW-SSE. La interrelació entre aquests dos processos queda clarament reflectida pel fet que gran nombre de petits afloraments de roques volcàniques alcalines se situen preferentment al llarg de les falles NW-SE (fig. 110).

## Evolució estructural del sector septentrional

Les datacions radiomètriques de les roques volcàniques (10-0.01 Ma) i l'edat de les successions que rebleixen les fosses de la Selva i de l'Empordà -Miocè superior-Pleistocè- (VILLALTA i PALLÍ, 1973; AGUSTÍ *et al.*, 1990), indiquen que, durant el Neogen, el moviment normal de les falles NW-SE a NNW-SSE va iniciar-se en el Miocè superior i es va perllongar fins almenys el Pliocè. A partir d'aquest període, la cinemàtica de les falles NW-SE és complexa i mal coneguda: mentre el desplaçament de nivells d'aplanament pleistocens i l'acumulació de potents successions pleistocenes a les fosses indiquen un moviment predominantment extensiu (CALVET, 1985), les deformacions observades a les terrasses plio-quadernàries i les dades de sismicitat actual suggereixen, en canvi, un context regional compressiu en el qual les falles NW-SE es mourien en sentit invers i/o dextra (SANTANACH *et al.*, 1980; FLETA *et al.*, en premsa; GOULA *et al.*, en premsa).

Prèviament a tots aquests moviments d'edat neògena, durant la compressió paleògena, la major part d'aquestes falles ja havien controlat el reblliment de la conca de l'Ebre, en aquest sector, i s'havien mogut amb un important component direccional dextre (FONTBOTÉ i AMIGÓ, 1987).

## SECTOR CENTRAL (CADENES COSTANERES CATALANES I NE DE LA ZONA D'ENLLAÇ)

L'estructura neògena del *sector central* es caracteritza (fig. 111) per un conjunt de horsts i fosses que s'orienten, preferentment, d'ENE-WSW (àrees nordorientals) a NE-SW (àrees sudoccidentals). Localment, aquestes estructures també prenen orientacions pròximes a N-S, tal com passa a les àrees més meridionals del sector (fossa del Pla de Burgar i extrèm nord de la fossa del Baix Ebre).

### Estructura

El límit nordoest d'aquest sistema de horsts i fosses, com ja s'ha esmentat al començament de l'apartat, ve determinat per la falla ENE-WSW del Vallès-Penedès i les NE-SW del Camp i Baix Ebre. Aquestes falles, que es disposen esgraonadament en sentit dextre, coincideixen amb la traça en superfície de les falles direccional que van configurar l'estructura paleògena de les Cadenes Costaneres Catalanes (fig. 102), de manera que serien antigues falles direccional paleògenes (LLOPIS, 1947; FONTBOTÉ, 1954a; ANADÓN *et al.*, 1985; etc.) o fins i tot mesozoiques (ANADÓN *et al.*, 1979; SALAS, 1987; ROCA i GUIMERÀ, en premsa) reactivades durant el Neogen com a falles normals (fig. 107).

Inclinades cap al SE, aquestes falles de gran longitud (>80 km) presenten un salt normal molt variable, però sempre superior als 2000 m. Així, les dades geofísiques (CASAS i PERMANYER, 1982; HERNÁNDEZ CHIVA i CASAS, 1985; BARTRINA *et al.*, en premsa) indiquen que el salt normal de la falla del Vallès-Penedès és d'uns 2-3 km amb un màxim situat entre el Llobregat i Capellades. A la falla del Camp, la diferència topogràfica entre els dipòsits triàsics subtabulars a banda i banda de la falla (a 1000 m d'alçada en el bloc NW -Taula de Prades- i a -2200 m en el sondatge REUS-

1 situat en el bloc enfonsat) indiquen un desplaçament normal acumulatiu d'uns 3 km. Per últim, el desplaçament de la falla del Baix Ebre és molt més imprecís, degut a la manca de sondatges que travessin tot el rebliment de la conca que es troba en el seu bloc enfonsat; tanmateix, la suma de les potències màximes reconegudes en els sondatges realitzats en el rebliment (900 m) i de la diferència de cota entre el Montcaro i la superfície topogràfica de la fossa (1200 m), indiquen que el salt normal de la falla és superior als 2 km. El salt d'aquesta falla, segons ROCA (1984) disminuiria progressivament cap al SW.

A l'est d'aquestes falles, encara que intensament fracturat, el substrat preneogen del *sector central* es disposa, a gran escala, lleugerament inclinat cap al NW (fig. 112), de manera que les profunditats majors que es troba es localitzen generalment arran de les falles del Vallès-Penedès, el Camp i el Baix Ebre. És precisament arran de les falles on es localitzen les potències de sediments neogens més notables (2000-3000 m). La inclinació del substrat, evident arran de les falles del Vallès-Penedès i el Camp, disminueix gradualment en allunyar-se de les falles, de manera que arriba a fer-se inapreciable a les zones més orientals del *sector central*. Aquesta disposició geomètrica pot observar-se clarament en els talls de la fig. 112 que, elaborats a partir de dades de subsol i superfície, mostren els principals trets estructurals de la fossa del Vallès-Penedès. Més al sud (fosses del Camp i del Baix Ebre), i coincidint amb les àrees on el Mesozoic és més potent, aquest l'augment de cabussament del substrat preneogen de SE a NW és molt menys clar a causa de la intensa fracturació de la cobertura mesozoica que es troba desnivellada pel joc de falles normals amb salts pròxims als 1000 m.

Aquest increment del cabussament del substrat preneogen del bloc superior (estructura en "roll-over") de les falles quilomètriques del Vallès-Penedès, el Camp i el Baix Ebre, en suggereix una geometria lística en profunditat. A partir del mètode de Chevron modificat (WILLIAMS i VANN, 1987) s'ha calculat que el nivell de desenganxament en què s'arrelarien les falles se situaria a uns 13-15 km de profunditat. Tanmateix cal tenir en compte, que recentment s'han postulat models matemàtics (KUSZNIR i EGAN, 1989; KUSZNIR *et al.*, 1991; WESTAWAY, 1991) en els que es mostra que la presència d'estructures de tipus "roll-over" no és exclusiva de falles lístiques, sinó que també es pot produir amb falles planars. Segons aquests models, les falles planars s'arrelarien a la zona de l'escorça en la que la deformació passaria de fràgil a dúctil, i les estructures en "roll-over" es produirien a partir de la recuperació isostàtica de l'escorça superior, una vegada finalitzat el moviment de la falla. En el cas que fossin de geometria planar, les falles ENE-WSW a NE-SW del Vallès-Penedès, el Camp i el Baix Ebre, s'arrelarien a una profunditat de 10-15 km, on la majoria d'autors assenyalen que es troba el límit inferior de la deformació fràgil (SIBSON, 1982; JACKSON, 1987; JACKSON i WHITE, 1989). Aquesta profunditat coincideix, arran de costa, amb el límit entre l'escorça superior i inferior (14 km; TORNÉ *et al.*, en premsa), i més cap a terra, amb una profunditat (9-13 km) on apareix una àmplia franja de reflectors horitzontals (TORRES, 1991) que suggereixen l'existència d'un nivell de desenganxament dins de l'escorça superior. En conclusió, tant si presenten una geometria lística com planar, les falles es trobarien desenganxades a una profunditat entre 9 i 15 km.

Les falles desenvolupades a l'interior del *sector central*, i que compartimenten el substrat preneogen més o menys inclinat cap al NW, també exhibeixen una orientació predominant ENE-WSW a NE-SW, paral·lela a la de les falles majors (fig. 111). El seu salt normal és menor, de manera que no

atenyen quasi mai els 1000 m, i s'inclinen preferentment cap al NW, sobretot en apropar-se a les falles del Vallès-Penedès, el Camp i el Baix Ebre. En general, s'observa que aquesta fracturació és molt més important a les àrees on el Mesozoic és present.

Així, al nord-est del Llobregat (fossa del Vallès i horsts del Montnegre), on el Mesozoic és absent, el substrat només es presenta afectat per unes poques falles normals que, inclinades generalment cap al NW, se situen principalment a l'interior de la fossa. En aquestes àrees, el contacte entre el rebliment de la fossa i el horst que la limita pel SE no és, aparentment, tectònic: els dipòsits basals del rebliment de la fossa, amb una inclinació d'uns 10-15° cap al NW, es disposen onlapant suauement el relleu paleozoic del Montnegre (fig. 112). Aquesta relació suggereix que l'estructura d'aquesta àrea pot equiparar-se a la d'un simple bloc inclinat cap al NW cobert en les seves parts més deprimides (NW) per sediments d'edat miocena.

A la resta del *sector central*, on el substrat preneogen inclou un Mesozoic més o menys potent, l'estructura és molt més complexa. En aquestes àrees, el substrat es troba molt més compartimentat per falles de longitud hectomètrica a quilomètrica que tenen ja, en alguns casos, salts pròxims als 500-1000 m (com per exemple les falles que limiten el horst del Montsià i serra del Godall i al SE de les fosses del Penedès i el Camp). La direcció de les falles és menys homogènia, si bé encara predominen les orientades entre NNE-SSW i ENE-WSW, i la inclinació que presenten és molt més variable. Inclinades predominantment cap al NW a les zones properes a les falles del Penedès-el Camp i el Baix Ebre, a les àrees més allunyades (Garraf, l'indar de Tarragona-Salou) o situades a la zona en què aquestes es relleven (Bonastre i massís del Cardó) la inclinació de les falles és molt més variable. Aquesta intensa fracturació dels horsts i de les àrees de relleu entre les falles longitudinals majors, queda reflectida en la formació de petites fosses reblertes per successions sedimentàries poc potents (<500 m). Entre aquestes fosses destaquen per les seves dimensions les del Plà de Burgar, Sant Andreu de la Barca, l'Ordal i Olesa de Bonesvalls. Dins d'aquest grup de fosses, també es podrien incloure les fosses litorals del Baix Llobregat i Vilanova que es troben limitades al NW per falles NE-SW amb un salt inferior als 1000 m.

A part d'aquestes falles normals orientades ENE-WSW a NNE-SSW, en el sector central també hi ha, localment, falles NW-SE que han jugat durant el Neogen com a falles normals (AMIGÓ, 1986; BARTRINA *et al.*, en premsa). La més destacable per la seva magnitud és la denominada del Llobregat que, amb un desplaçament normal d'uns 1000-2000 m en el seu extrèmitat NW, limita les cubetes del Vallès i del Penedès.

Els indicadors cinemàtics (estries) observats en els plans de les falles mostren que el moviment de les falles va ser predominantment normal (fig. 113). No obstant, en algunes falles NE-SW de mida hectomètrica a quilomètrica del marge SE de la fossa del Vallès-Penedès, s'han observat estries amb un pitch de 60° a 80° que afecten roques carbonàtiques languianes, i que indiquen un component direccional sinistre (GUIMERA, 1988). Així mateix, a la part central del marge SE de la fossa del Vallès-Penedès (Puig del Telègraf, voltants de Martorell) s'ha constatat, també, que algunes falles NE-SW s'han mogut amb posterioritat al Burdigalià com a falles inverses, ja que posen per sobre dels materials d'aquesta edat roques del sòcol hercinià. Aquests moviments compressius, bàsicament

preserraval·lians, indiquen que, localment i episòdicament, el sector central va estar sotmès a situacions contractives.

Les anàlisis de les microestructures fràgils del rebliment de la fossa del Vallès-Penedès (FONTBOTÉ *et al.*, 1985; AMIGÓ, 1986; GUIMERA, 1988; BARTRINA *et al.*, en premsa), mostren permutacions dels esforços  $\sigma_1$  i  $\sigma_2$ , que podrien estar originades per: 1) Perturbacions del camp d'esforços generades en les proximitats de les falles extensives majors; 2) Variacions episòdiques del camp d'esforços regional, de manera que alternarien episodis amb un règim tectònic direccional i d'altres amb un règim extensiu.

Tanmateix, cal assenyalar que aquestes estructures contractives són molt locals i de petita magnitud si se les compara amb les estructures extensives del sector central, i per tant la seva influència en l'evolució cinemàtica de l'àrea és mínima.

### Evolució estructural del sector central

Els materials més antics que rebleixen aquestes fosses, i que estan lligats al joc normal de les falles que les limiten, són d'edat burdigaliana inferior (CRUSAFONT *et al.*, 1955; AGUSTÍ *et al.*, 1985), i marquen l'edat mínima de l'inici de l'estructuració extensiva del *sector central*, que podria ser, fins i tot, anterior, ja que hi ha per sota d'ells, materials no datats.

A partir de les relacions geomètriques que guarden els dipòsits que rebleixen les diferents fosses amb les estructures extensives (vegeu apartat II-5 i fig. 114) s'observa que l'activitat tectònica extensiva s'ha perllongat des de llavors fins a l'actualitat sense quasi cap interrupció. Les dades de sísmica de reflexió (MASANA, 1991; BARTRINA *et al.*, en premsa) mostren que els dipòsits aquitano (?) - pliocens i els aquitano (?) - tortonians que rebleixen, respectivament, les fosses del Vallès-Penedès i del Camp es disposen en una geometria clara de tascó obert cap a les falles que limiten al NW les fosses, de manera que les successions inferiors estan molt més inclinades que les superiors.

Encara que algunes falles majors sembla que hagin deixat d'actuar a finals del Miocè (pliocens discordants sobre la traça de la falla del Vallès-Penedès; GALLART, 1981; AMIGÓ, 1986), l'activitat tectònica extensiva ha perdurat fins a l'actualitat. L'activitat recent de tipus extensiu queda constatada per la formació de petites fosses a les parts més meridionals del sector (Plà de Burgar), el desenvolupament de petites falles normals que afecten tant el Pliocè com el Quaternari (SANTANACH *et al.*, 1980; MASANA, 1991), l'acumulació local de dipòsits plio-quaternaris arran de les falles principals (JULIÀ *et al.*, 1979; ROCA, 1984; GALLART, 1985; MASANA, 1991), els desnivellaments de terrasses i de superfícies d'aplanament (DE MAS, 1983), el desenvolupament de fronts muntanyosos (MASANA, 1991), etc. Tots aquests criteris mostren que en el sector central, durant el Pliocè i el Pleistocè, ha tingut lloc el moviment normal de falles orientades NE-SW i, localment, N-S i NW-SE.

Dins de tot aquest període temps, l'activitat tectònica extensiva no ha estat ni molt menys constant, sinó que a gran trets ha anat decreixent al llarg del temps. Així, les successions preburdigalianes superiors, si bé comencen a fossilitzar algunes falles (fig. 114), enregistren una forta



activitat tectònica: restringides a les àrees més deprimides de les fosses, aquestes successions detrítics continentals mostren sobtades variacions de potència, discordances internes i una intensa fracturació (CABRERA, 1982). Aquesta intensa activitat tectònica, a partir del Burdigalià superior, s'ha anat concentrant, de forma gradual, en les falles principals que limiten pel NW les fosses del Vallès-Penedès, el Camp i el Baix Ebre. En efecte, les successions postburdigalianes, que es disposen onlapant la major part dels relleus generats per les falles de l'interior i del marge sudest de les fosses (LLOPIS, 1947; CRUSAFONT *et al.*, 1955; CABRERA, 1981), únicament mostren un basculament cap al NW i un engruïment de les successions en aquest mateix sentit.

### SECTOR MERIDIONAL (S I SE DE LA ZONA D'ENLLAÇ I SE DE LA SERRALADA IBÈRICA)

Correspon al sector de les àrees emergides del domini catalano-valencià, en el que les estructures neògenes extensives penetren més cap a l'interior de la Península Ibèrica, i comprèn la major part d'estructures extensives desenvolupades a la Serralada Ibèrica i a la Zona d'Enllaç (fig. 115). A diferència dels sectors anteriorment descrits, els seus límits són molt imprecisos. Limitat al sud pel front de les estructures bètiques i la conca del Cabriel, a la resta de sectors el pas d'àrees deformades a no deformades extensivament durant el Neogen és bastant transicional. Aquesta situació de trànsit gradual és clara a la Zona d'Enllaç (límit nord del *sector meridional*) on les falles normals neògenes del sector, cap al nord, es fan progressivament menys nombroses i presenten desplaçaments menors. A l'oest, el trànsit, sense deixar de ser gradual, és més sobtat, de manera que, a partir de l'ampli sistema de fractures que configuren el sistema de fosses de Teruel-Ademuz-Mira, les estructures extensives lligades a l'obertura de la Conca Catalano-balear són molt espaciades i amb desplaçaments poc importants.

Quant al límit entre els sectors *central* i *meridional* de les àrees emergides del domini catalano-valencià, aquest està a l'igual que el que separa els sectors *central* i *septentrional*, poc definit. Amb estructures igualment orientades, la diferència entre els dos sectors ve donada pel fet que, mentre en el *sector central* l'estructura és condicionada pel moviment de falles de salt quilomètric, en el *sector meridional* les falles d'aquesta magnitud són inexistentes. Segons aquesta característica diferencial, el límit entre ambdós sectors se situaria a l'acabament meridional de la falla del Baix Ebre.

#### Estructura

Desenvolupada en una àrea on el Mesozoic és relativament potent (vegeu subapartat II-3.2), l'estructura d'aquest sector es caracteritza per la presència de nombroses falles amb un desplaçament normal generalment força inferior als 500 m (fig. 115). Les úniques falles que superen els 1000 m de salt normal són les falles ENE-WSW que limiten la fossa de Rubielos de Mora (GUIMERAÀ, 1990) i la falla NNE-SSW que limita orientalment la fossa de Xera (figs. 116 i 117), les quals, a diferència del que passa en els altres dos sectors del domini, no se situen en el marge nordoccidental sinó en el seu interior.

L'orientació de les falles és molt variable, si bé dominen les orientades NNE-SSW, ENE-WSW, NW-SE; en una proporció més baixa, les E-W (fig. 115). La distribució d'aquestes falles diferentment orientades no és homogènia a tot el sector. Així, les falles NNE-SSW predominen clarament arran de la costa i al llarg del sistema de fosses de Teruel-Ademuz-Mira; les orientades ENE-WSW es localitzen preferentment a l'interior del sector (parts meridionals de la Zona d'Enllaç i septentrionals de l'àrea valenciana); i per últim, les falles NW-SE es disposen generalment en estretes bandes orientades en el mateix sentit (límit nord de la cubeta de València-Llíria i alineació Alcalà de la Selva-L'Alcora). A excepció de les falles NNE-SSW del Baix Maestrat que es diposen preferentment inclinades cap a l'W a la zona oriental i cap a l'E a la zona occidental (acabament meridional de la falla del Baix Ebre), dins de cada família de falles, no s'observa cap predomini en un sentit o altre de l'inclinació de les falles.

Aquestes falles afecten principalment materials mesozoics i la seva geometria és aparentment molt variada. Així, a nivell d'aflorament, s'han observat falles normals de salt mètric a decamètric que presenten tant geometries planars com lístriques (DINARÈS, 1987; GUIMERA, 1988; ROCA i GUIMERA, en premsa). A aquesta escala, les falles planars mostren una inclinació variable entre 40-65° i s'han observat afectant materials d'edats mesozoica i neògena (GUIMERA, 1988). Pel que fa a les falles lístriques observades, aquestes s'arrelen en els trams margosos del Mesozoic (Muschelkalk mitjà, Keuper i termes detrítics de l'Albià) i només afecten materials mesozoics.

A una escala major (falles de longitud i salt d'hectomètric a quilomètric), l'anàlisi cartogràfica permet de reconèixer ambdós tipus de falles subtractives: falles planars amb cabussament constant, limitant blocs també amb cabussaments constants, i falles lístriques que s'aplanen en profunditat (cabussament variable), en els blocs superiors de les quals el cabussament augmenta en apropar-se a les falles. Així, per exemple, la falla que limita pel SE la fossa de Xera presenta unes característiques geomètriques típiques de falla lístrica amb un bloc superior que s'inclina progressivament de NE a SE, passant d'inclinacions de 20° a 45°, i un plà de falla que s'aplana, encara que molt lleugerament, en profunditat (fig. 117). En canvi, les falles normals NW-SE de la serra de Gudar i del Castell de Villamalefa (GUIMERA, 1988), que mostren un plà inclinat de forma constant uns 60° i blocs superiors amb un cabussament també constant (subhoritzontal i de 0° a 15° respectivament), serien exemples de falles planars.

Localment, les falles extensives neògenes poden presentar geometries més complexes. Així, l'anàlisi geomètrica de les falles i de la deformació dels materials enfonsats de la fossa de Rubielos de Mora, denota que les falles ENE-WSW que la limiten ni són planes ni lístriques, sinó que es verticalitzen en profunditat (fig. 116; GUIMERA, 1990).

La geometria d'aquesta fossa i les característiques geomètriques de les falles NNE-SSW del sistema de fosses de Teruel-Ademuz-Mira, que, amb una longitud pròxima als 100 km, afecten el sòcol paleozoic i presenten un bloc superior lleugerament inclinat (generalment menys que 20°), suggereixen l'existència d'un nivell de desenganxament basal profund. Segons ROCA i GUIMERA (en premsa), aquest nivell se situaria a uns 9-11 km, de manera que coincidiria amb el nivell de desenganxament de les estructures compressives paleògenes de la Serralada Ibèrica postulat per GUIMERA i ÁLVARO

(1990) i BANKS i WARBURTON (1991). Aquest desenganxament s'ha fet coincidir amb la discontinuïtat intracortical de tipus sísmic que s'ha reconegut a uns 10-12 km de profunditat a partir de dades de sísmica de refracció (BANDA *et al.*, 1981; ZEYEN *et al.*, 1985), i que, per la seva profunditat, podria correspondre al límit entre el comportament fràgil i el dúctil.

Per damunt d'aquest nivell de desenganxament basal, n'hi hauria d'altres situats tant en el sòcol com en els trams més plàstics de la cobertora. Així, la major part de les falles amb una traça d'hectomètrica a quilòmetrica que tallen la cobertora juràssico-cretàtica s'arrelen en els nivells evaporítics del Triàsic superior (fig. 117), encara que algunes ho fan en els nivells detrítics de l'Albià (ROCA i GUIMERÀ, en premsa). A les àrees on aquests nivells no hi són presents (NE de l'àrea valenciana), les falles normals neògenes s'arrelen, en molts casos, en nivells de desenganxament situats a les parts altes del sòcol. Un bon exemple d'aquesta disposició geomètrica pot observar-se en el Desert de les Palmes, on l'extensió neògena va originar la reactivació de les falles NE-SW mesozoiques que s'arrelen a uns 2 km de profunditat en el sòcol hercinià (vegeu subapartat III-3.1).

Els indicadors cinemàtics observats en els plans de les falles decamètriques a hectomètriques mostren que el moviment de les falles va ser predominantment normal i que el trànsit entre la deformació compressiva paleògena i l'extensiva neògena va ser gradual (GUIMERÀ, 1984; SIMÓN GÓMEZ, 1986), i degut simplement a una permutació dels esforços  $\sigma_1$  i  $\sigma_2$  (GUIMERÀ, 1988). Les macrostructures analitzades indiquen que des de començaments del Neogen, el sector ha estat dominat pel desenvolupament d'estructures extensives. No s'han trobat macrostructures que denotin l'existència d'una situació de compressió regional durant el Miocè inferior-mitjà, tal com proposen SIMÓN GÓMEZ i PARICIO (1988).

No obstant, i a l'igual que en el *sector central*, en els plans de falles NNE-SSE i NE-SW que limiten la cubeta de Cheste-Bunyol entre Bunyol i Iàtova, s'han observat estries que mostren que algunes de les falles més meridionals del sector es van moure, almenys localment, amb un cert component direccional dextre (fig. 118). Aquest component direccional s'ha reconegut en dues localitats diferents, emplaçades respectivament sobre materials del Miocè inferior i superior. La primera se situa en les calcàries basals neògenes (Burdigalià) del barranc de Bosna (SW de Bunyol), on s'han observat nombroses falles de salt mètric que exhibeixen estries amb un pitch de 20° a 60° que indiquen un component direccional majoritari dextre. La segona localitat es troba més a l'est, entre Bunyol i Iàtova, i s'hi han reconegut un conjunt de falles de salt mètric a decamètric que presenten estries amb un pitch de 35° a 85° que indiquen també un moviment normal-dextre.

### *Diapirisme*

A les àrees meridionals, on les successions lutitico-evaporítics del Triàsic superior són relativament potents, la fracturació extensiva neògena va anar acompanyada d'importants extrusions diapíriques (ORTÍ, 1981; MOISSENET, 1985), adosades a les quals es van sedimentar moltes vegades successions neògenes d'edats compreses entre el Miocè inferior i superior. A partir de la seva orientació i context estructural on es desenvolupen, s'han diferenciat dos grans tipus de diapirs: els alineats segons orientacions NNE-SSW i NNW-SSE, i els que s'orienten en direccions pròximes a E-W (fig. 115).

Al primer grup pertanyen el diapirs que afloren al llarg del sistema de fosses de Teruel-Ademuz-Mira i la major part de les manifestacions diapíriques del marge occidental de les cubetes de Llíria-València (fig. 115). Aquests diapirs, que presenten orientacions paral·leles a les de les principals falles extensives neògenes, tallen clarament les estructures compressives paleògenes (NW-SE a WNW-ESE) i estan disposats a les vores de les principals fosses i cubetes del sector. La seva formació és deguda a les diferències de carga litostàtica que resulten del moviment normal de les falles que limiten les principals fosses del sector.

El segon grup de diapirs (E-W) inclou les extrusions diapíriques de les bandes de Turis-Iàtova-La Portera i Cardenete-Villora-Mira. Són diapirs que es troben desenvolupats en àrees intensament deformades durant el Paleogen i presenten direccions paral·leles o lleugerament oblíquies als plecs generats durant aquest període. A diferència dels diapirs del grup anterior, els materials neogens que presenten adosats es disposen al llarg d'estretes bandes (<2 km) i amb potències reduïdes. La seva gènesi sembla ser més el resultat de l'erosió diferencial de la cobertora post-triàsica que es produiria en les àrees plegades durant el Paleogen, que de la deformació extensiva neògena. En aquest sentit, cal assenyalar que fora d'aquestes bandes diapíriques, en el *sector meridional*, no s'han observat falles normals E-W amb un salt superior als 100 m.

### Evolució estructural del sector meridional

L'edat de l'inici de l'estructuració extensiva d'aquest sector sembla ser força similar a la del *sector central* (Oligocè superior (?)- Miocè inferior). Els materials més antics del rebliment les fosses neògenes, datats per micromamífers, són també d'edat burdigaliana (CRUSAFONT *et al.*, 1966; CRUSAFONT, 1969; DAMMS, 1976; ADROVER *et al.*, 1978; AGUSTÍ *et al.*, 1988) i tenen per sota, localment, materials detrítics que en base a caròfites i gasteropodes s'han atribuït al trànsit Oligocè superior-Miocè inferior (SUÁREZ *et al.*, 1983; MOISSENET, 1989)

A excepció del sistema de fosses de Teruel-Ademuz-Mira, en les quals la sedimentació va ser més o menys contínua des del Miocè inferior fins a l'actualitat (ADROVER *et al.*, 1978), el registre sedimentari de les fosses d'aquest sector mostra un període d'interrupció sedimentària amb desenvolupament de superfícies erosives, que comprèn gran part del Miocè mitjà i, en les parts més septentrionals, del Miocè superior. Aquesta interrupció, suggereix que l'activitat extensiva de les falles no ha estat contínua al llarg del Neogen, sinó que s'ha produït en dos períodes principals que presenten característiques diferents.

Així, el primer període (Oligocè superior-Miocè mitjà) correspon a una etapa de forta activitat tectònica en la qual es van generar la major part de les fosses del *sector meridional*. Aquesta forta activitat queda enregistrada per la deposició de la major part dels sediments que rebleixen les fosses, els quals són afectats per les falles normals que limiten les fosses i mostren brusques variacions de potència. En algunes d'aquestes fosses, el caràcter sintectònic de la sedimentació miocena inferior-mitjana queda així mateix reflectit per tascons sedimentaris oberts cap a les falles (fosses de Ribesalbes-L'Alcora i Xera) i per nivells olistostromics (fosses de Ribesalbes i Rubielos de Mora). Durant aquest

període, també tindrien lloc la major part d'extrusions diapíriques. L'edat miocena inferior-mitjana del diapirs, com pot observar-se a les proximitats de Iàtova i a la Masia de Ninyerola (Picassent), queda definida per: 1) la presència de materials reciclats del Keuper (quarsos bipiramidals i guixos) en les successions miocenes inferior-mitjanes que les envolten, cosa que indica que els materials triàsic superiors ja afloraven durant aquest període; 2) la forta deformació que sofreixen dites successions en les proximitats dels diapirs; 3) el caràcter clarament onlapant i fossilitzant dels dipòsits miocens superiors que es disposen subhoritzontalment tant sobre el Keuper com sobre les successions deformades del Miocè inferior-mitjà (fig. 119).

Durant el segon període (Miocè superior-Pleistocè) l'activitat tectònica és molt més atenuada, de manera que en gran nombre de fosses (Ribesalbes-L'Alcora, Alt Millars, etc) no es produeix cap reactivació de les falles que les limiten, i part tant cap sedimentació de nous materials. Les falles més actives durant aquest període se situen arran de la costa, en el Maestrat oriental i al llarg del sistema de Teruel-Ademuz-Mira (MOISSENET, 1983; SIMÓN GÓMEZ, 1983; SIMÓN GÓMEZ *et al.*, 1983). Aquesta atenuació tectònica queda reflectida en el caràcter fossilitzant i onlapant de les successions sedimentàries d'aquesta edat (USERA, 1974; MEIN *et al.*, 1978; MOISSENET, 1983; HERNÁNDEZ *et al.*, 1985b) que s'han anat dipositant a les àmplies i poc profundes conques sedimentàries de Cabriel, Sarrión, Llíria-València i Cheste-Bunyol. Limitades i afectades de forma molt puntual per falles, aquestes conques haurien estat generades per deformacions flexurals de l'escorça.

L'activitat recent de les estructures extensives del *sector meridional* queda constatada per la presència de fractures que afecten els materials plio-pleistocens (GOY i ZAZO, 1974; MOISSENET, 1980; SIMÓN GÓMEZ, 1983; MARTÍNEZ GALLEGÓ *et al.*, 1987), l'extrusió de roques basàltiques alcalines a Picassent (vegeu apartat II-5), l'acumulació local de dipòsits plio-quaternalis arran de les falles principals (MOISSENET, 1980; 1989), els desnivellaments de terrasses i de superfícies d'aplanament (MARTÍNEZ GALLEGÓ *et al.*, 1987; SIMÓN GÓMEZ, 1989), les flexions desenvolupades en dipòsits pleistocens (BIROT i SOLÉ SABARÍS, 1959; MOISSENET, 1989), etc. Totes aquestes dades indiquen que almenys fins al Pleistocè mitjà han perdurat les condicions extensives en *el sector meridional*.

### III-3.3.2: Àrees submergides del domini catalano-valencià

Situades a l'est i sudest dels sectors anteriors, les dades geofísiques mostren que les zones submergides d'aquest domini, conjuntament amb les zones més externes del domini bètico-balear, coincideixen amb el sector de la Conca Catalano-balear on l'escorça és més prima (vegeu apartat I-5). En general, s'observa que el gruix de l'escorça, i també de la litosfera, disminueix gradualment des del litoral peninsular fins a l'eix del solc de València. A l'igual que a les zones emergides del domini, aquest aprimament es realitza d'una manera molt més sobtada a les parts septentrionals que a les meridionals del domini (fig. 25).

Al llarg de l'eix del solc de València, l'aprimament augmenta de SW a NE, de manera que l'escorça assoleix els seves potències mínimes a l'extrem NNE del solc de València. És precisament en aquestes darreres àrees, on les dades de sísmica de refracció i reflexió (SANS, 1991; MAUFFRET *et al.*, en premsa) assenyalen la presència d'una escorça amb unes característiques oceàniques típiques o, en tot cas, d'una zona de transició entre una escorça d'aquest tipus i una de continental. Aquesta escorça oceànica o de transició, cap al NE, passa aparentment sense solució de continuïtat a l'escorça oceànica de la Conca Liguro-provençal, que presenta unes característiques geofísiques força similars i a la que s'ha atribuït una edat aquitano-burdigaliana (BURRUS, 1984).

A l'igual que passa a les àrees emergides del domini catalano-valencià, l'estructura neògena de les zones submergides es caracteritza per la presència de falles extensives orientades generalment entre ENE-WSW i NE-SW, que han generat un sistema de horsts i grabens que es disposen en la mateixa direcció (fig. 120). A part d'aquestes falles, en l'estructuració neògena de l'àrea també hi han participat falles extensives amb orientacions E-W i NNW-SSE que es troben relativament ben desenvolupades en el marge septentrional del solc de València (falles E-W) i plataforma continental valenciana (falles NNW-SSE). En conjunt, dins de les àrees submergides, s'observa una variació gradual en l'orientació de les falles de NE a SW: orientades preferentment ENE-WSW (i inclús E-W) en els sectors més nordorientals, progressivament cap al SE, les falles prenen orientacions més meridians (NE-SW, NNE-SSW i, localment, NNW-SSE).

Aquesta estructura és interrompuda al NE per l'anomenat accident nord-balear (MAUFFRET, 1976) que, conjuntament amb els sistema de falles NW-SE del *sector septentrional* de les àrees emergides del domini catalano-valencià, constitueixen el límit entre les conques Catalano-balear i Liguro-provençal. L'estructura d'aquesta Zona de fractura Nord-balear és força similar a la del *sector septentrional* i és relativament ben coneguda a partir dels darrers estudis sísmics efectuats a l'extrem NE del solc de València (SANS, 1991). Concretament, SANS (1991) mostra que des dels Pirineus orientals fins al talús NE de Menorca, s'exten una àmplia franja amb gran nombre de manifestacions volcàniques recents (MAUFFRET, 1976) i amb un clar predomini de falles orientades NNW-SSE, N-S i NW-SE que han actuat des de, com a mínim, el Miocè superior. Aquesta activitat continuada de les falles, que condiona en part la tectònica salina de les evaporites messinians, queda clarament reflectida per les variacions de potències de les successions sedimentàries que s'observen a banda i banda de les falles, la presència de tascons sedimentaris i la situació dels volcans neogens al llarg de fractures orientades NNW-SSE i NW-SE (SANS, 1991).

En el moment de fer la descripció de l'estructura neògena, dins de les àrees submergides del domini catalano-valencià es poden distingir dos sectors amb una estructura neògena diferent, quant a la geometria i edat de formació de les estructures extensives (fig. 120): a) el *sector nordoccidental*, que comprèn les àrees marginals del solc de València situades arran de la costa septentrional catalana, i b) el *sector centro-meridional*, que inclou tota la resta de la part submergida del domini catalano-valencià.

## SECTOR NORDOCCIDENTAL

És format per una estreta franja d'uns 50 km d'amplada que se situa adosada al fragment de la costa catalana comprès entre al Garraf i la desembocadura del riu Ter. Limitat al NE per les falles NNW-SSE de l'extrem nordoccidental de la Zona de fractura Nord-balear, a la resta dels seus costats es confronta amb el sector que s'ha denominat *centro-meridional*. El límit amb aquest últim sector ve donat per un conjunt de flexions i falles normals alineades d'E-W a ENE-WSW que, inclinades preferentment cap al SSE, enfonsen entre 1000 i 3000 m el *sector centro-meridional* en relació a les parts més sudorientals del *sector nordoccidental*.

### Estructura

Des del punt de vista estructural, aquest sector presenta unes característiques força similars a les del *sector central* de les àrees emergides del domini catalano-valencià. Així, a l'igual que en el *sector central*, l'estructura neògena ve condicionada clarament pel moviment d'un sistema de falles ENE-WSW (àrees nordorientals del sector) a NE-SE (àrees sudoccidentals), que limiten un conjunt de blocs generalment inclinats cap al NW (fig. 121).

Entre aquestes falles destaquen, per la seva longitud (>50 km) i salt normal (>5 km), les falles inclinades cap al SE de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols que, situades arran de la costa actual, originen el basculament generalitzat del substrat precenozoic dels seus blocs superiors cap al NW i NNW (figs. 67 i 122). Aquest dispositiu geomètric dóna com a resultat que les parts més deprimides del sector se situin paral·lelament i arran de les falles de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols. És precisament en aquestes àrees on es localitzen les fosses cenozoiques de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols que, amb una geometria clara de semifossa inclinada cap al NNW, contenen les successions cenozoiques més potentes (5000-6000 m) del domini catalano-valencià.

Aquestes falles, situades una a continuació de l'altre, separen el horst del Montnegre-Garraf (situat en la seva major part a terra -vegeu àrees emergides-) del sistema de blocs enfonsats cap al NW del *sector nordoccidental*. El desplaçament normal d'aquestes falles és màxim en la seva zona central (6000 m) i disminueix gradualment cap als seus extrems fins a ser de només uns 1000-1500 m. Aquesta variació en el salt, origina que, paral·lelament a les falles, en els seus extrems es desenvolupin llindars relatius que limiten al NE i SW les fosses de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols. Entre aquests llindars relatius, dins del *sector nordoccidental*, destaca el d'Arenys que, amb un substrat precenozoic localitzat a uns 500-1000 m de profunditat, separa la profundes fosses de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols.

Quant a la geometria d'aquestes falles majors, les dades sísmiques apunten a una geometria aparentment lística (ROCA i GUIMERÀ, en premsa). En tal sentit, la línia sísmica de la fig. 67, transversal a la fossa de Barcelona, mostra que: 1) la inclinació del plà de la falla de Barcelona, no és constant, sinó que s'horizontalitza lleugerament en profunditat, i 2) el basculament de les successions de la cobertora, no és manté igual al llarg de tot el bloc enfonsat, sinó que disminueix gradualment a mida que ens allunyem del plà de falla, de manera que finalment arriba a desaparèixer (estructura en "roll-over"). El nivell de desenganxament basal d'aquestes falles, calculat utilitzant la contrucció modificada del mètode Chevron postulada per WILLIAMS i VANN (1987), se situaria a uns 12-13 km.

A part d'aquest sistema de falles majors, i tal com ja s'ha esmentat al començament del subapartat, en el límit SE del *sector nordoccidental*, s'observa el desenvolupament d'un complex sistema de falles orientades E-W (àrees nord) a ENE-WSW (àrees sud) que originen l'enfonsament més o menys sobtat del substrat precenozoic situat al SE d'aquesta alineació. En general, el substrat passa, en una distància inferior als 20 km, d'estar a una profunditat de 500-2500 m (SE del *sector nordoccidental*) a més de 4500 m (*sector centro-meridional*).

Les característiques estructurals d'aquesta zona de fractura venen fortament condicionades per la potència de la cobertora mesozoica i la magnitud del desnivellament. Així, a les àrees més septentrionals, on el Mesozoic és molt poc potent i la desnivellació és més forta (4000 m), aquest enfonsament es produeix mitjançant unes poques falles E-W a ENE-WSW que, amb el seu plà inclinat cap al SSE, arriben a presentar salts de fins a 3000 m (fig. 84). Més al sud-est, a mida que la desnivellació disminueix de salt i el Mesozoic s'engruixeix, la cobertora mesozoica s'estructura en un sistema de falles de salt inferior als 2000 m que cabussen preferentment cap al SSE i que es distribueixen en una àmplia franja. Finalment, a les àrees més meridionals, on el desnivellament no supera els 1500 m, aquest passa a realitzar-se per una gran flexió de gran radi de curvatura que és afectada només per falles de salt inferior als 1000 m que cabussen tant al SE com al NW.

Les falles extensives desenvolupades entre aquesta alineació i les falles majors de Sant Feliu de Guíxols i Barcelona, i que compartimenten el substrat preneogen més o menys inclinat cap al NNW, presenten dues orientacions predominants: una ENE-WSW, paral·lela a les falles majors, que és present a tota l'àrea, i una altra E-W que es troba principalment desenvolupada a llarg dels llindars que limiten meridionalment la fossa de Sant Feliu de Guíxols (llindars d'Arenys i de Tossa). En totes, el seu desplaçament normal és molt més inferior (<1000 m) al de les falles majors que limiten al NW el sector. La inclinació dels seus plans, i a l'igual que passa en el *sector central* de les àrees emergides, varia en funció de la seva situació respecte a les falles de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols. Així, mentre arran d'aquestes estan inclinades predominantment cap al NNW i N, a la resta de sectors, si bé encara dominen les inclinades en el mateix sentit, la inclinació és molt més variable.

Localment, a les àrees centrals d'aquest sector, s'han reconegut falles NNW-SSE que han jugat durant el Neogen com a falles normals (MEDIALDEA *et al.*, 1989). Entre aquestes falles, segons els mateixos autors, destaca, amb un desplaçament normal d'uns 500 m, la que ressegueix, en gran part, el canyó de Blanes.



En resumen, l'estructura del *sector nordoccidental* sembla correspondre a un gran bloc inclinat cap al NNW que es troba limitat per dues falles E-W a ENE-WSW que, amb un salt normal quilomètric, estan inclinades cap al SSE (fig. 123). Aquest bloc, afectat per falles normals de petit salt, és recobert a les seves parts més meridionals per una potent cobertora mesozoica que localment podria estar desenganxada del sòcol hercinià.

### **Evolució estructural del sector nordoccidental**

La presència de discordances internes i la disposició en tascó obert cap a la falla de Barcelona de les successions detrítico-evaporítiques de l'Oligocè de la fossa de Barcelona, semblen indicar que l'inici del moviment de les falles normals en aquestes àrees va tenir lloc, a diferència dels altres sectors del domini catalano-valencià, durant l'Oligocè superior (BARTRINA *et al.*, en premsa).

Des de llavors, les relacions geomètriques entre el rebliment sedimentari d'aquesta part de la Conca Catalano-balear i les estructures extensives cenozoiques, mostren que l'activitat tectònica extensiva en aquest sector ha estat contínua fins a l'actualitat. En efecte, les dades de sísmica de reflexió (fig. 67 i 123) mostren que els materials d'edat oligoceno superior-pleistocena que rebleixen aquest sector de la Conca Catalano-balear estan afectats únicament per falles normals que, tal com ho denota la disposició geomètrica dels sediments en tascons oberts cap a les falles, es van moure sincrònicament amb el rebliment de la conca.

Durant tot aquest període de temps, com pot observar-se a la figs. 67 i 122, l'activitat tectònica extensiva no ha estat uniforme, sinó que d'una manera més o menys gradual ha anat disminuint al llarg del temps. Dins de l'evolució estructural d'aquest sector es poden diferenciar tres gran etapes amb un diferent grau d'activitat tectònica extensiva:

*Oligocè superior.* Correspon a l'etapa de màxima estructuració extensiva de l'àrea, durant la qual es van generar la major part de les falles normals que desplacen el substrat precenozoic. Les successions paleògenes, que mostren un marcat caràcter sintectònic (discordances internes i tascons sedimentaris), es presenten fortament fracturades i tallades per la majoria de les falles que afecten el substrat precenozoic

*Aquitanià-Burdigalià superior.* En un context clarament sintectònic, aquesta etapa es caracteritza per una progressiva atenuació de l'activitat tectònica que queda enregistrada per: a) la disposició discordant de les successions aquitano-burdigalianes superiors sobre les successions paleògenes, b) la menor fracturació que presenten l'Aquitanià i el Burdigalià en relació als materials prèviament sedimentats i c) el seu caràcter onlapant sobre gran part dels llindars generats durant l'Oligocè superior. Cal assenyalar, tanmateix, que aquesta atenuació es va realitzar en un context encara dominat per una forta activitat extensiva de les falles majors del sector (Sant Feliu de Guíxols i Barcelona). Així, les successions aquitano-burdigalianes superiors, tallades per algunes falles, es troben restringides a les fosses i presenten una clara disposició en tascó obert cap a les falles majors que limiten les fosses pel NNW.

*Burdigalià terminal-Quaternari.* Durant aquest període, de forma gradual però ràpida, deixen d'actuar les falles de Barcelona i Sant Feliu de Guíxols, de manera que l'activitat tectònica extensiva de l'àrea queda reflectida únicament pel moviment de falles de salt decamètric a hectomètric que desplacen les seqüències neògenes i la superfície d'erosió messiniana. Aquesta situació d'inactivitat gairebé total de la tectònica extensiva queda enregistrada per la disposició subhoritzontal i el caràcter onlapant de les successions postburdigalianes superiors, que fossilitzen la major part dels llindars i falles generades durant els períodes anteriors.

## SECTOR CENTRO-MERIDIONAL

Limitat al NE per la Zona de fractura Nord-balear i al SE pel front de les estructures compressives bètico-balears, aquest sector comprèn la resta de les àrees submergides del domini catalano-valencià. La seva estructura és en general ben coneguda, a excepció d'alguns sectors situats a l'eix del solc i a les zones properes a la Zona de fractura Nord-balear, on la presència de nombrosos i extensos cossos volcànics intercalats en la sèrie de rebliment neògena impedeix de reconèixer l'estructura del substrat precenozoic (LANAJA, 1987; FONTBOTÉ *et al.*, 1990; CLAVELL i BERÁSTEGUI, 1991; MAILLARD *et al.*, en premsa).

### Estructura

Les característiques de l'estructura neògena d'aquest sector són molt similars a les del *sector meridional* de les àrees emergides del domini. Desenvolupada en una àrea on el Mesozoic és també relativament potent (vegeu apartat II-2), l'estructura neògena es caracteritza per una densa xarxa de falles extensives amb desplaçaments normals predominantment petits (<1000 m) que deformen lleugerament el substrat precenozoic (fig. 124). En conseqüència, excepte a les àrees més properes a la costa i a l'extrem SW del sector on la presència de falles amb salts superiors als 1000 m origina basculaments de 20-30°, el substrat no presenta basculaments importants i es disposa lleugerament inclinat cap al centre de conca.

L'orientació de les falles és molt variable, si bé dominen clarament les ENE-WSW, NE-SW, NNE-SSW i, en una proporció més baixa, les E-W i NW-SE. La distribució d'aquestes falles no és uniforme en tot el sector, sinó que en general s'observa que les falles varien progressivament d'orientació des de les parts norddest fins a l'extrem sudoccidental del sector. Així, orientades preferentment E-W a ENE-WSW a les àrees nordorientals, cap al SW, passen progressivament a orientar-se NE-SW (àrees centrals) i, finalment, NNE-SSW (àrees sudoccidentals). A diferència del *sector nordoccidental*, la inclinació de les falles de longitud i salt hectomètric a quilomètric és predominantment cap al NW (fig. 125). Les falles inclinades en sentit contrari, si bé hi són presents en tota la conca, es localitzen preferentment arran de la part meridional de la costa catalana en la prolongació SW de la falles majors del *sector nordoccidental* (fig. 124). Quant a les falles orientades NNW-SSE, si bé hi són presents en tot el *sector nordoccidental*, es troben desenvolupades principalment a les proximitats de la Zona de fractura Nord-balear i a l'extrem sudoccidental del sector.

En totes aquestes falles, el bloc enfonsat es presenta inclinat cap al plà de falla. El grau d'inclinació dels blocs és molt variable i depèn del salt i de la geometria en profunditat de la falla. Així, els valors màxims (25-30°) s'han observat a les falles que presenten un salt més gran i en aquelles que, amb una geometria lístrica, s'arrelen a nivells molt superficials. Aquesta disposició geomètrica dels blocs limitats per les falles, conjuntament amb un marcat predomini de les falles inclinades cap al NW, origina que, tal com pot observar-se a les figs. 86, 87 i 125, el substrat precenozoic del *sector centro-meridional* es trobi estructurat en una sèrie de blocs basculats preferentment cap al SE.

Aquesta estructura és molt marcada a les parts sudoccidentals del sector i arran de la costa peninsular, on les falles extensives són més abundants i presenten desplaçaments normals més grans. En aquestes àrees i a les parts més deprimides dels blocs basculats cap al SE se situen les principals fosses i cubetes del sector (fosses de València, Sagunt, Amposta i cubetes de Columbrets i Tarragona). A excepció de la cubeta de Tarragona que és diferent, l'estructura interna de totes elles és força similar: en conjunt, són semi-fosses amb un rebliment neogen que s'engruixeix en direcció a les falles NE-SW que limiten pel SE el bloc sobre el que se situen les fosses (per exemple fig. 125). En aquests semi-grabens, les successions inferiors del rebliment i el substrat precenozoic es presenten afectats per falles que estan inclinades tant cap al NW -a l'igual que la falla principal-, i per falles inclinades cap al SE que s'arrelen en la falla principal (falles antitètiques).

En relació a la cubeta de Tarragona, aquesta presenta una estructura molt més complexa i no correspon a la d'una senzilla semi-fossa (fig. 126). Amb una orientació (ENE-WSW) oblíqua a les falles normals de l'àrea (NE-SW), la cubeta de Tarragona és formada per un conjunt de fosses orientades NE-SW que es disposen esgraonadament en sentit dextre. Aquestes fosses estan limitades per falles orientades NE-SW que s'inclinen tant cap al SE com cap al NW, amb un predomini de les primeres a les parts nordoccidentals de la cubeta, i de les segones a les parts sudorientals d'aquesta (fig. 126). L'absència d'una inclinació predominant cap al NW de les falles, tal com passa en la resta del sector, ve condicionada per la posició de la cubeta al sudoest d'algunes de les principals falles NE-SW del *sector central* de les àrees emergides, que, inclinades cap al SE, presenten arran de mar encara salts considerables (200-300 m en les falles que limiten la fossa de Vilanova i l'extrem sud de la del Penedès, i 1000 m a la falla del Camp).

Aquesta intensa fracturació que mostren els blocs enfonsats limitats per les falles de salt quilomètric ENE-WSW a NNE-SSW fa que sigui difícil reconèixer la geometria en profunditat d'aquestes falles. Tanmateix, a partir de la poca o nul·la curvatura dels plans de falla en el seus trams més superficials i de la inclinació relativament constant que presenten els blocs enfonsats que estan poc fallats (fig. 125 per exemple), es pot deduir que únicament poden ser falles planars o lístriques amb un nivell de desenganxament situat a una gran profunditat (>8 km). El discerniment entre aquestes dues geometries és força difícil amb les dades disponibles; no obstant, l'increment, encara que lleuger, que s'observa en el cabussament de la superfície basal preneògena en el bloc enfonsat d'algunes d'aquestes falles (estructura en "roll-over"), apunta a què almenys algunes d'aquestes falles quilomètriques podrien presentar una geometria lístrica en profunditat.

A diferència de la resta de sectors del domini catalano-valencià, en el *sector centro-meridional* no hi ha criteris directes que indiquin que les falles extensives neògenes corresponen a antigues falles rejugades. Ara bé, la presència, a les successions juràssico-cretàciques de la cubeta de les Columbrets, de falles de la mateixa orientació que no afecten la discordança basal del rebliment de la Conca Catalano-balear -i per tant precenozoiques- (fig. 105), suggereix que algunes de les falles neògenes podrien ser falles mesozoiques reactivades.

### **Evolució estructural del sector centro-meridional**

El moment en què es va iniciar l'estructuració extensiva en aquest sector és difícil de determinar pel fet que la majoria de sondatges petrolers es troben emplaçats en lindars estructurals que no van ser recoberts sedimentàriament fins a ben avançat el Neogen (vegeu apartat II-5). Els pocs sondatges que travessen el rebliment de les fosses a les seves parts més deprimides se situen a les fossa d'Amposta (pous Castellón E-1 -273-<sup>(6)</sup>, Amposta West-1 -440-, San Carlos III-2 -538-) i a les cubetes de les Columbrets (pou Columbretes A-1 -317-) i Tarragona (pous Tarragona F-1 -330-, Sardina-1 -442-, Pulpo-1 -473-, Salmonete-1 -553-, Angula-1 -557-, Salmonete-1A -605-). Aquests darrers sondatges mostren que el rebliment de les fosses i cubetes es va iniciar amb la deposició de sediments detrítics grollers que han estat atribuïts al trànsit Oligocè superior-Aquitanià (cubeta de Tarragona -STOECKINGER, 1976; SOLER *et al.*, 1983-) i al Miocè inferior (fossa d'Amposta i cubeta de les Columbrets -JOHNS *et al.*, 1989 i infomes interns de la companyia petrolera SHELL-). L'edat de formació de les fosses i, per tant, de les estructures extensives de les àrees meridionals i occidentals del sector sembla ser que es va produir en el trànsit Oligocè-Miocè. A les àrees més orientals i septentrionals del sector, on no hi han sondatges, l'edat de l'inici de l'estructuració extensiva no està clara, encara que s'ha atribuït a l'Oligocè terminal per correlació amb els sediments neogens basals d'ambdós marges de la Conca Catalano-balear.

L'activitat de les falles normals des de llavors ha estat més o menys continuada fins a l'actualitat. En tal sentit, afectades únicament per falles normals, les successions del rebliment de la Conca Catalano-balear mostren disposicions geomètriques en tascó obert cap a les falles normals que denoten que el moviment d'aquestes falles va ser sincrònic al rebliment de la conca (figs. 87 i 125).

L'evolució de l'activitat tectònica en aquest sector presenta moltes similituds amb la de la resta del domini catalano-valencià (a excepció feta del sector septentrional de les àrees emergides). Així, iniciada en el trànsit Oligocè-Miocè inferior, l'activitat tectònica extensiva també ha anat decreixent progressivament al llarg del temps. Dins d'aquest aminorament de l'activitat tectònica es poden diferenciar dues etapes (ROCA i FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, 1989): a) una preburdigaliana de marcat caràcter sintectònic (etapa sinrift), i b) una etapa postburdigaliana superior en la que, si bé encara hi ha certa activitat tectònica extensiva, es produeix una marcada atenuació de l'activitat de les falles normals (etapa postrift).

En efecte, a partir de les relacions geomètriques entre el rebliment i les estructures extensives, es dedueix que les successions preburdigalianes superiors, si bé comencen a fossilitzar algunes falles (figs. 70, 71, 76 entre d'altres), enregistren una notable activitat tectònica, que és molt més important en el

seus termes basals (Oligocè superior-Aquitanià). Restringides a les àrees més deprimides de les fosses, les successions d'aquesta edat mostren sobtades variacions de potència, engruiximents arran de les falles, discordances internes i una intensa fracturació interna. A partir del Burdigalià superior, les successions sedimentàries denoten un ràpid decreixement de l'activitat tectònica extensiva que es va concentrant progressivament a les falles principals del marge peninsular del *sector centro-meridional* (falles d'Amposta, Vinaròs, etc -fig. 125-). Així, les successions postburdigalianes, que es disposen onlapant la major part dels relleus generats per les falles de de l'interior i del marge sudest de les fosses, únicament es presenten tallades per algunes falles quilomètriques situades en el marge peninsular, arran de les quals mostren variacions sobtades de potència.

L'activitat tectònica recent ha quedat clarament reflectida a les campanyes de sísmica de reflexió d'alta resolució dutes a terme en el sector, les quals mostren la presència a la plataforma continental peninsular de falles normals de salt decamètric a hectomètric que tallen les successions plioquaternaries (DÍAZ DEL RIO et al., 1986; MEDIALDEA et al., 1986). A les àrees més centrals, l'activitat extensiva queda reflectida per l'extrusió durant el Plio-Quaternari de roques magmàtiques de tipus alcalí -illes Columbrets- (vegeu apartat II-5).

(6) Els números que acompanyen els sondatges petrolers es corresponen amb els indicats a la fig. 33 i amb els del catàleg de sondatges de LANAJA (1987).

### III-3.3.3: Model estructural

Les anàlisis de les mesostructures i macrostructures fràgils realitzades a les àrees emergides del domini catalano-valencià (SIMÓN GÓMEZ, 1982; FONTBOTÉ *et al.*, 1985; AMIGÓ, 1986; GUIMERÀ, 1988; BARTRINA *et al.*, en premsa), mostren que l'estructuració neògena d'aquest domini es va desenvolupar en un marc regional extensiu que presenta una direcció de màxim estirament WNW-ESE. Encara que de caràcter puntual i per tant de difícil extrapolaració a tot el domini, les anàlisis mesoestructurals mostren també que el transit entre la compressió paleògena i l'extensió neògena va ser progressiu i que, dins del Neogen, localment es van produir situacions compressives amb una direcció de màxim escurçament compresa entre N-S i NE-SW.

Per tal de poder correlacionar les estructures observades en els diferents sectors i a fi de facilitar el reconeixement de les característiques generals de l'estructura neògena del domini catalano-valencià, s'han realitzat dos talls regionals a escala cortical que, amb una orientació NW-SE, travessen tot el domini (figs. 127, 128 i 129). En aquests talls, l'estructura de l'escorça superior s'ha determinat a partir de la interpretació de perfils de sísmica de reflexió, de l'informació aportada pels sondatges, principalment, petroliers (àrees submergides), i de dades de camp (àrees emergides). Per sota d'aquestes estructures, la geometria de la Moho i del límit entre l'escorça superior-inferior, s'ha inferit a partir de les dades de sísmica de refracció i reflexió profunda obtingudes en la proximitat de la traça dels talls (HINZ, 1972; ZEYEN *et al.*, 1985; MARTÍN i SURIÑACH, 1988; CHOUKROUNE i ECORS team, 1989; PASCAL *et al.*, 1990; WATTS *et al.*, 1990; DAÑOBEITIA *et al.*, en premsa; PASCAL *et al.*, en premsa; TORNÉ *et al.*, en premsa), i de la modelització gravimètrica realitzada sobre aquests talls per DESEGAULX i ROCA (sotmès).

A partir de la informació subministrada per aquests talls i de les característiques de l'estructura neògena observades en els diversos sectors del domini catalano-valencià, es pot concloure que l'extensió neògena en el domini catalano-valencià es va dur a terme segons el següent esquema:

1) L'extensió es va realitzar a partir d'un sistema de falles normals desenganxades a una profunditat de 13-15 km (àrees nordorientals) i de 10-13 km (àrees sudoccidentals). Per tant, el nivell de desenganxament extensiu se situaria, a les àrees centrals del solc de València, en la Moho, i a la resta d'àrees del domini en una posició intracortical. Cal assenyalar que, en aquestes darreres àrees i a aquesta profunditat, les dades de sísmica de refracció i reflexió profunda mostren la presència d'una discontinuïtat intracortical en la qual es produeix un sobtat canvi de la velocitat de les ones sísmiques (BANDA *et al.*, 1981; ZEYEN *et al.*, 1985). Aquesta discontinuïtat sísmica, tal com pot observar-se en el "line-drawing" realitzat per TORRES (1991) del perfil de sísmica profunda VALSIS-821, cap a mar, s'aprofundeix lleugerament i arriba a coincidir amb la Moho (fig. 130).

2) Localment, les falles s'arrelen en nivells de desenganxament més somers situats tant a la cobertura mesozoico-paleògena com en el sòcol hercinià. Entre els nivells de desenganxament intramesozoics destaquen els situats en les successions evaporítico-lutítics del Triàsic superior, que es troben principalment desenvolupats al SW del domini (SE de la Serralada Ibèrica i extrem SW del solc de València) on les successions triàsiques són molt potents. Localment s'han observat també falles

extensives que s'arrelen en les fàcies detrítiques albianes (fàcies "Utrillas") i en les successions lutítico-evaporítiques del sostre del Triàsic inferior (fàcies "Röt"). En el sòcol, al Desert de les Palmes (vegeu subapartat III-3.1), s'ha determinat la presència d'un nivell de desenganxament som (1.5-2 km) on s'arrelen les falles extensives del sector, les qual han jugat com a normals durant el Mesozoic i Neogen.

3) La geometria en profunditat de les falles que tallen el sòcol no és clara. Amb una superfície plana prop de la superfície, la baixa resolució de les línies sísmiques a nivell de cobertura mesozoica i sòcol hercinià, no permet de reconèixer la geometria dels plans de falla en profunditat. A les poques línies en què s'han pogut observar els plans (falla de Barcelona per exemple -fig. 67-), es constata que, aparentment, les falles s'horizontalitzen en profunditat i, que per tant presenten una geometria lística. Aquesta geometria està d'acord amb la disposició en "roll-over" que s'observa en la majoria dels blocs enfonsats de les falles. Tanmateix, cal assenyalar que aquesta disposició no és exclusiva de les falles lístiques, sinó que també es pot produir en falles planars (KUSZNIR *et al.*, 1991; WESTAWAY, 1991). Quant a les falles desenvolupades a la cobertera mesozoica i desenganxades a nivell del Triàsic superior, aquestes presenten geometries preferentment lístiques, si bé també se n'han observat de planars.

4) La direcció de màxim estirament no és constant en tot el domini, tal com queda reflectit en la disposició general de les estructures extensives. Orientades ENE-WSW en els sectors més septentrionals, les estructures extensives passen a orientar-se NE-SW a les parts central del domini, i finalment NNE-SSW en el seu extrem sudoest. Aquesta variació espacial de la direcció de màxim estirament, ha estat també reconeguda a terra a partir de l'anàlisi de mesostructures fràgils, les quals mostren una direcció de màxim estirament NW-SE a les Cadenes Costaneres Catalanes (FONTBOTÉ *et al.*, 1985; BARTRINA *et al.*, en premsa) i ESE-WNW a la part sud de la Zona d'Enllaç (SIMÓN GÓMEZ, 1982).

5) A l'igual que en l'estructura paleògena, l'estructura extensiva neògena ve fortament condicionada per l'estructura mesozoica. La majoria de les falles normals neògenes que afecten el sòcol són heretades del Mesozoic i corresponen a les antigues falles que, reactivades compressivament durant el Paleogen, limitaven les cubetes mesozoiques. Aquesta nova inversió en el moviment d'aquestes falles fa que les àrees de sedimentació neògena, coincideixin, en la majoria de casos amb zones on el Mesozoic és o era molt potent. Aquesta reactivació neògena de les falles preexistents, ben marcada a les àrees més occidentals del domini, sembla denotar que el nivell de desenganxament de les estructures extensives neògenes coincideix amb el de les estructures mesozoiques i paleògenes.

6) Mentre a les àrees septentrionals del domini la deformació superficial es concentra en el marge ibèric (Cadenes Costaneres Catalanes i *sector nordoccidental* de les parts submergides), a les àrees meridionals la deformació és molt més uniforme, de manera que únicament s'observa una disminució gradual cap a l'interior de la microlplaca ibèrica (figs. 128 i 129). Aquesta diferent distribució de la deformació entre les àrees meridionals i septentrionals del domini queda clarament reflectida en l'estructura neògena d'ambdues àrees.

A les àrees meridionals (tall de la fig. 129), l'estructura neògena es caracteritza per una complexa xarxa de falles inclinades preferentment cap a l'W-NW i de salt generalment inferior als 1500 m., que es distribueixen més o menys de forma uniforme a tot el domini. Tanmateix, s'observa que el salt de les falles i la densitat de macroestructures extensives disminueix progressivament cap a l'interior de la Península Ibèrica, indicant que en el mateix sentit disminueix la deformació.

A les àrees septentrionals (tall de la fig. 128), les característiques de l'estructura neògena no es mantenen constants a tota l'àrea, ni quant a la geometria ni quant a la magnitud de la deformació. En aquestes àrees es poden diferenciar clarament dues zones (FONTBOTÉ *et al.*, 1990; ROCA i DESEGAULX, en premsa): una *Zona Central* poc deformada i de característiques estructurals similars a les de les àrees meridionals del domini, i una *Zona Marginal*, localitzada arran de la costa, fortament deformada, que es troba estructurada en un sistema de falles inclinades cap al SE que presenten desplaçaments normals quilomètrics (>3000 m).

La diferent distribució de la deformació extensiva a ambdues àrees pot explicar-se per la relació angular entre els límits estructurals dels sistemes contractius paleogens (que coincideixen amb els extensius del Mesozoic) i la direcció de màxim estirament neògen (NW-SE a WNW-ESE).

Així, a les àrees septentrionals, on les grans estructures prèvies s'orienten perpendicularment a la direcció d'extensió, la deformació neògena, que s'anava propagant de SE a NW (vegeu punt 8) per sobre del nivell de desenganxament paleogen es va trobar ràpidament limitada per les estructures frontals d'aquest sistema. Aquesta situació va ocasionar que la deformació neògena es concentrés en aquestes àrees, de manera que es va reproduir el dispositiu geomètric de les estructures paleògenes i mesozoiques que es caracteritzava per la concentració de la deformació en els marges de les cubetes mesozoiques.

Per contra, a les àrees meridionals (Zona d'Enllaç i extrem SE de la Serralada Ibèrica), la disposició més o menys paral·lela entre l'extensió neògena (WNW-ESE) i la direcció de les estructures prèvies (NW-SE), va impossibilitar la reactivació de les estructures que configuraven els marges dels sistemes mesozoic i paleogen. En aquestes àrees, tallant gran part de les estructures prèvies i amb un límit molt poc definit, l'estructuració extensiva neògena va poder anar progressant per sobre del nivell de desenganxament de les estructures paleògenes i mesozoiques cap al NW sense quedar blocada per cap límit estructural important.

7) La deformació extensiva de l'escorça va seguir, almenys a les àrees septentrionals, un model de cisalla simple. Això es dedueix del fet que mentre la màxima deformació superficial es concentra en el marge occidental del domini (Cadenes Costaneres Catalanes), el màxim aprimament cortical té lloc a les àrees centrals del solc de València. D'acord amb aquesta hipòtesi, les bandes integrades per nombrosos reflectors inclinats cap al SE presents a l'escorça inferior i mantell superior del solc de València es podrien interpretar com a cisallaments extensius. Tanmateix, com assenyala TORRES (1991), aquesta interpretació resta problemàtica pel fet que, aparentment, no es veu que desplacin la Moho.



8) L'inici de la deformació extensiva no va ser sincrònic a tot el domini, sinó que va anar migrant de NE a SW i, aparentment, de centre de conca cap als marges d'aquesta (BARTRINA *et al.*, en premsa). Així, iniciades a les parts més nordorientals a començaments de l'Oligocè superior, les primeres manifestacions extensives no van tenir lloc a les parts més sudoccidentals i marginals de la conca fins al trànsit Oligocè superior-Miocè inferior. Quant a la migració cap als marges de la conca de la deformació neògena, en el marge català del domini, BARTRINA *et al.* (en premsa) observen que, mentre la fossa de Barcelona es va formar amb claretat durant l'Oligocè superior, la fossa del Vallès-Penedès, situada en una posició més externa, no es va produir, gairebé amb tota seguretat, fins al Miocè inferior

9) L'activitat tectònica extensiva no va ser constant, sinó que va anar disminuint progressivament al llarg del Neogen. En general, es poden diferenciar dues etapes: una oligocena superior-burdigaliana superior en la que hi ha una forta activitat tectònica, i una postburdigaliana superior en la que aquesta s'atenua considerablement, de manera que queda principalment restringida a les falles de dimensions quilomètriques del marge occidental de la conca. Dins d'aquesta evolució, durant el Miocè mitjà, localment, es van desenvolupar estructures contractives, tot coincidint amb el màxim de la deformació contractiva bètico-balear.

A partir de la similitud de les característiques quant a la geometria de l'estructura extensiva, i, en part, a l'edat i configuració litosfèrica de la conca, la majoria d'autors que han treballat a l'àrea (MAUFFRET, 1976; BIJU-DUVAL *et al.*, 1978a; REHAULT, 1981; MALDONADO, 1985; DAÑOBEITIA *et al.*, 1990; FONTBOTÉ *et al.*, 1990; VEGAS, en premsa; entre molts d'altres) estan d'acord en què les estructures extensives del domini catalano-valencià corresponen a la prolongació SW de la conca Liguro-provençal. Tanmateix, l'evolució estructural i l'estructura litosfèrica no són exactament igual en ambdues àrees. Així, entre les diferències que presenten el domini catalano-valencià i la Conca Liguro-provençal, destaquen: a) L'edat d'inici de l'extensió. D'edat oligocena inferior a la Conca Liguro-provençal, en el domini catalano-valencià aquesta no es va iniciar amb claretat fins a l'Oligocè superior (sectors NE) o el Miocè inferior (sectors SW); b) La magnitud de l'aprimament cortical. La presència d'escorça oceànica a les parts centrals de la Conca Liguro-provençal indica que l'aprimament cortical va ser molt superior al del domini catalano-valencià on l'escorça sempre és de caràcter continental.

Aquestes diferències de l'estructura neògena entre ambdues àrees venen condicionades, en gran part, pel sistema de falles orientades NW-SE que, des de l'extrem oriental dels Pirineus fins al nord de l'illa de Menorca, separen la Conca Catalano-balear i la Conca Liguro-provençal. Aquest sistema, durant el Neogen inferior, hauria actuat com a falla transformant dextera, separant una àrea nordoriental molt aprimada amb escorça oceànica (Conca Liguro-provençal) d'una sudoccidental menys aprimada i afectada en el seu marge SE per processos compressius (Conca Catalano-balear). Cal assenyalar que al llarg d'aquest sistema (Zona de fractura nord-balear), tindria lloc el desplaçament del Bloc Corso-sard cap al SW (MAUFFRET, 1976; BURRUS, 1984). Posteriorment, tal i com pot observar-se al sector septentrional de les àrees emergides del domini catalano-valencià (Pirineus orientals) aquest sistema de

falles ha jugat fins a l'actualitat amb un moviment predominantment extensiu que ha anat acompanyat de nombroses manifestacions magmàtiques.

### III-4: EL DOMINI BÈTICO-BALEAR

Situat al sudest del domini anterior, el domini bètico-balear és format per la part sudoriental del solc de València, les Bètiques orientals i el Promontori Balear i, com ja s'ha esmentat, inclou les àrees de la Conca Catalano-balear deformatades compressivament durant el període Oligocè superior-Miocè mitjà. Per tant, l'estructuració neògena del domini bètico-balear es caracteritza per la superposició durant el Neogen de dos etapes deformatives (ROCA i FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, 1989; FONTBOTÉ *et al.*, 1989; 1990): una primera, d'edat oligoceno superior-miocena mitjana, en la que el domini s'estructura en un sistema de plects i encavalcaments, i una segona etapa, iniciada en el Miocè mitjà i que perdura fins a l'actualitat, en la que l'àrea és sotmesa a una situació extensiva que origina el desenvolupament de falles normals.

L'estructura cortical que en resulta, és la d'una escorça continental aprimada que s'engruixeix des de l'eix del solc de València cap al Promontori Balear, per tornar-se aprimada cap a la Conca Nord-africana (fig. 25). Així, amb un gruix cortical de 8-10 km sota l'eix del solc, l'escorça passa a tenir uns 18-25 km sota el Promontori Balear, i finalment uns 5 km sota la Conca Nord-africana (HINZ, 1972; 1973; BANDA *et al.*, 1980; DAÑOBEITIA *et al.*, en premsa; TORNÉ *et al.*, en premsa). Dins del Promontori Balear, el gruix és màxim sota l'illa de Mallorca -25 km- i disminueix progressivament cap al NE -18 km a Menorca- i cap al SW -20 km a Eivissa- (BANDA *et al.*, 1980).

Degut a la complexa estructuració neògena, en aquest domini, és difícil reconèixer les característiques estructurals de les etapes deformatives paleògenes i mesozoiques. En efecte, mentre a les àrees emergides (a excepció de les part més septentrionals del Prebètic de València) la intensa deformació contractiva oligoceno superior-miocena mitjana fa que les estructures preneògenes estiguin molt deformatades o reactivades compressivament, fins al punt de que avui en dia són quasi impossibles de reconèixer, a les àrees submergides, on la deformació contractiva sembla menor, la presència de discontinuïtats tectòniques horitzontals (vegeu subapartat III-4.3), la baixa qualitat de les línies de sísmica de reflexió, i, en menor mesura, la deformació de les successions neògenes inferiors, donen lloc a que les línies exhibeixin una baixa resolució en profunditat, i que per tant sigui molt difícil de reconèixer les característiques estructurals del substrat preneogen. A conseqüència d'aquestes dificultats, fins a l'actualitat són molt poques les estructures preneògenes reconegudes, de manera que la major part d'informació que es posseeix de l'estructura mesozoica i paleògena del domini prové de l'anàlisi estratigràfica de les successions d'aquestes edats.

Tanmateix, donada la importància que presenta el coneixement de l'estructura mesozoica i paleògena per entendre els principals trets de la neògena, en aquest apartat es descriuran en primer lloc i breument les característiques conegudes de l'estructuració mesozoica i paleògena, per passar després a descriure més detalladament l'estructura neògena. En la descripció d'aquesta última, s'han distingit les dues etapes deformatives neògenes del domini bètico-balear que s'han mencionat al començament de l'apartat. En total, doncs, s'han diferenciat quatre etapes d'estructuració que comprenen: el Mesozoic, el Paleogen, l'Oligocè terminal-Miocè mitjà i el Miocè mitjà-Quaternari.

Encara que l'edat de l'estructuració compressiva de l'illa de Menorca no és clar si és paleògena o neògena, al final d'aquest apartat, s'ha inclòs un subapartat sobre la seva estructura. La inclusió de la descripció de l'estructura d'aquesta illa en el domini bètico-balear es deguda a: a) la seva posició a la part oriental de la Conca Catalano-balear, i b) les marcades similituds que presenta, quant a l'estructura i estratigrafia cenozoica, amb l'illa de Mallorca (PARÉS et al., en premsa; apartats II-4 i II-5 d'aquesta memòria).

### III-4.1: ESTRUCTURA MESOZOICA DEL DOMINI BÈTICO-BALEAR

Com ja s'ha esmentat, la intensa deformació cenozoica que han sofert les successions mesozoiques a l'àrea del domini bètico-balear, fa que en l'actualitat siguin molt poques les estructures mesozoiques que es trobin preservades amb les seves característiques geomètriques originals. Per tant, les característiques tant geomètriques com geodinàmiques de l'estructura general que presentava el domini bètico-balear durant el Mesozoic s'han hagut de determinar a partir, principalment, de les dades obtingudes de l'estudi estratigràfic dels dipòsits mesozoics i de les característiques petrològiques i geoquímiques que mostren les roques volcàniques d'aquesta edat.

Així, les variacions sobtades de les potències i fàcies sedimentològiques de les successions mesozoiques posen de manifest el desenvolupament d'una important activitat tectònica sinsedimentària (vegeu subapartat II-3.2). Concretament, la presència de nombrosos olistostromes i olistòlits intercalats en les sèries pelàgiques mesozoiques (POMAR, 1976; ÁLVARO *et al.*, 1983; SÀBAT i SANTANACH, 1984) indica que la sedimentació d'aquestes sèries va tenir lloc en un marc tectònicament actiu que originava inestabilitat en els marges de les conques. Aquesta inestabilitat dels marges va ser màxima immediatament després de la ruptura de la plataforma liàsica (Juràssic mitjà i superior), i va anar afeblint-se progressivament a partir del Juràssic superior (SÀBAT i SANTANACH, 1984; ÁLVARO *et al.*, 1989).

De l'anàlisi de les variacions de potència, es dedueix que el domini bètico-balear, durant el Mesozoic, es trobava fragmentat en un conjunt de cubetes molt subsidents separades per llandars en els que, amb una baixa taxa de sedimentació, s'hi van desenvolupar processos erosius. L'orientació d'aquestes cubetes i llandars és difícil d'establir pels forts desplaçaments tangencials que han sofert les successions mesozoiques durant el Neogen inferior. Tanmateix, les restitucions geomètriques realitzades en diferents sectors del domini (SÀBAT *et al.*, 1988; RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a; ROCA *et al.*, 1990a) semblen indicar que la direcció predominant dels llandars i solcs mesozoics era ENE-WSW (fig. 57), paral·lela a les principals estructures contractives cenozoiques. Entre els llandars mesozoics destaca per les seves dimensions pluriquilòmetriques i la important reducció que hi presenten les successions mesozoiques, el que separa la cubeta de les Columbrets de la conca del Tetis en sentit estricte. Aquest llandar, a partir del qual les successions mesozoiques s'engruixeixen tant cap al NW com cap al SE, s'orienta ENE-WSW i va des de Menorca fins al nord d'Eivissa, passant per les Serres de Tramuntana.

El marc geotectònic en què es van desenvolupar aquestes cubetes i llandars s'ha determinat, parcialment, a partir de les característiques de les roques volcàniques mesozoiques presents en el domini (vegeu subapartat II-3.2). De marcat caràcter alcalí, les roques efusives triàsiques superiors denoten que, almenys durant aquest període, l'àrea del domini bètico-balear va estar sotmesa a processos litosfèrics extensius de tipus intraplaca (NAVIDAD i ÁLVARO, 1985).

D'acord amb aquest context, les poques estructures tectòniques mesozoiques observades en el domini bètico-balear, són de marcat caràcter extensiu. Reconegudes exclusivament a terra i de forma

puntual, en general són falles normals que presenten una orientació preferent entre NE-SW i E-W, si bé localment (Cabrera) també se n'observen d'orientades NW-SE (CASAS i SÀBAT, com pers.). Entre les falles normals mesozoïques observades, es poden citar a títol d'exemple: les falles normals conjugades de caràcter sinsedimentari que mostren les successions pelàgiques del Juràssic de l'illa de Cabrera (fig. 131: SÀBAT i SANTANACH, 1984); les falles extensives pre-miocenes de les Serres de Tramuntana (GELABERT *et al.*, en premsa); i el sistema de falles normals sincròniques amb la deposició del Cretaci superior, que s'ha observat a les rodalies de Xixona -Bètiques orientals- (fig. 132: DE RUIG, 1990). En la primera d'aquestes localitats (illa de Cabrera), la presència d'una etapa de fracturació juràssico inferior-mitjà sembla bastant probable donada la marcada disordança angular ( $35^\circ$ ) que hi ha entre els dipòsits de plataforma liàsica i les successions pelàgiques del Juràssic superior (SÀBAT i SANTANACH, 1984).

A part d'aquestes estructures extensives fràgils, la presència de materials retreballats del Triàsic en els sediments del Cretaci d'Alacant (LECLERC i AZÉMA, 1976) suggereix que sincrònicament amb la sedimentació cretàica, i allà on el Triàsic superior evaporític era potent, van arribar a desenvolupar-se estructures diapíriques.

Els indicadors cinemàtics observats en els plans de les falles de salt mètric a decamètric del Juràssic de l'illa de Cabrera (fig. 131), indiquen que aquestes estructures es van desenvolupar en un camp d'esforços extensiu amb una direcció d'allargament NNW-SSE (SÀBAT i SANTANACH, 1984). Aquesta direcció d'allargament, encara que sigui perpendicular a les principals estructures mesozoïques del domini bètico-balear, només aporta una informació local i no es pot extrapolar a tot el domini bètico-balear, ja que s'ha deduït a partir de una única estació mesostructural. A més, cal assenyalar, que les falles mesurades es troben desenvolupades en dipòsits sedimentats en ambients de talús, de forma que, enlloc de enregistrar un regim d'esforços regional, poden correspondre en realitat a fractures generades per esllavissades gravitacionals.

Les dades exposades, conjuntament amb la geometria dels cossos sedimentaris i la distribució de fàcies (vegeu subapartat II-3.2), apunten a què l'estructura mesozoica del domini bètico-balear es caracteritza per la presència d'un seguit de cubetes i llindars limitats per falles normals orientades ENE-WSW. Aquest sistema de cubetes i llindars que formen part de l'antic marge occidental del Tetis, a les Balears, separaven la cubeta de les Columbrets de la conca del Tetis en sentit estricte.

Segons aquestes mateixes dades i d'acord amb el context geodinàmic regional (vegeu subapartat I-4.1), l'edat del moviment d'aquestes falles s'hauria produït, principalment, durant el Carixià-Toarcià inferior i el trànsit Juràssic superior-Cretaci inferior coetàniament amb la ruptura de la plataforma del Tetis occidental i a l'inici de l'obertura de l'Atlàntic central. Amb anterioritat, algunes d'aquestes falles podrien haver jugat durant el Triàsic tal com semblen indicar els sobtats canvis de potències que presenten els materials d'aquesta edat (principalment Buntsandstein i Keuper) i les abundants manifestacions magmàtiques triàsiques superiors que es disposen al llarg de dics orientats NW-SE i, localment, NE-SW (ENRIQUE, 1986).

### III-4.2: ESTRUCTURA PALEÒGENA DEL DOMINI BÈTICO-BALEAR

En aquest subapartat es descriuen les estructures tectòniques desenvolupades en el domini bètico-balear, durant el període comprès entre el Cretaci superior i la deposició dels primers sediments que rebleixen la Conca Catalano-balear (Catià superior-Aquitanià).

De caràcter principalment compressiu, l'estructuració paleògena del domini bètico-balear sembla ser el resultat de la superposició temporal de dos processos geodinàmics regionals de tipus compressiu: l'apropament i col·lisió entre les plaques euroasiàtica i ibèrica (Cretaci superior-Miocè inferior), i la posterior accentuació o inici de la convergència entre Ibèria i Àfrica (Oligocè superior-Quaternari).

La deformació generada per l'apropament i posterior col·lisió entre les plaques euroasiàtica i ibèrica, si bé es va concentrar principalment en el límit entre ambdues plaques (orogen pirinenc), també va afectar l'interior de la microplaca ibèrica, originant la formació d'edificis compressius d'intraplaca (vegeu subapartat III-3.2). L'edat i intensitat de la deformació contractiva a l'interior d'Ibèria no va ser homogènies, sinó que, de nord a sud, s'observa que les estructures compressives són cada vegada més modernes i que la intensitat de la deformació contractiva disminueix progressivament. Aquesta migració temporal i disminució de la intensitat de la deformació, fa que en el domini bètico-balear, situat en posicions relativament meridionals dins d'Ibèria, la deformació paleògena lligada a l'orogènia pirinenca sigui relativament tardana i, generalment, poc marcada.

El procés d'apropament Ibèria-Euràsia va finalitzar a la part més oriental de la microplaca ibèrica a finals de l'Oligocè inferior (SÁEZ, 1987; VERGÉS i MUÑOZ, 1990), i va ser substituït per la convergència d'Ibèria i Àfrica (ROCA *et al.*, 1990a; SRIVASTAVA *et al.*, 1990). Aquesta convergència, que va anar acompanyada d'un desplaçament cap a l'W del denominat bloc d'Alborán, va generar el desenvolupament d'un nou orogen (Bètiques) en el límit meridional d'Ibèria que se situa immediatament al sud del domini bètico-balear. En aquest nou marc regional, les deformacions oligocenes superiors que pugués presentar el domini bètico-balear estarien lligades a la convergència Ibèria-Àfrica i reflectirien l'inici de l'estructuració del Sistema Bètico-balear.

A l'igual que passa amb la mesozoica, la intensa deformació contractiva lligada al desenvolupament del Sistema Bètico-balear, fa que l'estructura paleògena del domini bètico-balear sigui força mal coneguda. A excepció d'uns pocs plecs i petites fractures que es troben fossilitzats pels nivells basals neogens, la compressió neògena va originar amb tota probabilitat la reactivació i deformació de gran part de les estructures fràgils (falles) paleògenes fins a fer-les de difícil reconeixement. La presència d'aquestes estructures, tanmateix, és evident a partir de les variacions sobtades la potència del sediments erosionats prèviament al Neogen i la potència i fàcies de les successions paleògenes.

Així, donat el caràcter puntual i dispers de les poques estructures paleògenes reconegudes, les característiques de l'estructura general que mostrava el domini bètico-balear durant el Paleogen s'han deduït, principalment, de l'anàlisi estratigràfica de les successions paleògenes i de les característiques geomètriques de les discordances intrapaleògenes. Aquestes dades mostren clarament una migració de

l'inici de la deformació de nordest a sudoest i, almenys a la part més nordoriental del domini, una inversió del relleu preexistent.

Mentre a les parts més meridionals del domini, fins a l'Oligocè, es va mantenir un dispositiu paleogeogràfic similar al del Cretaci, a les parts més nordorientals del domini (Mallorca), durant el Paleocè i Eocè, els estudis estratigràfics (COLOM, 1975; POMAR *et al.*, 1983a) mostren que l'àrea ocupada prèviament per la cubeta mesozoica de les Columbrets va començar a emergir i que la sedimentació es va realitzar a partir de l'Eocè mitjà en àrees on el Mesozoic no era potent (fig. 60). En efecte, durant aquest període, mentre es desenvolupaven processos erosius a la part nordest de l'illa (discordança), la sedimentació, de tipus transicional i lacustre, va quedar restringida a les seves parts més sudorientals.

Durant l'Eocè superior-Oligocè inferior, aquest aixecament es va anar accentuant progressivament, de manera que en el marge nordest de l'illa de Mallorca es van crear un conjunt de relleus orientats NE-SW que van subministrar dipòsits conglomeràtics clarament progradients cap al SE. Sincrònicament, més al sudoest (Bètiques orientals), el registre sedimentari mostra el desenvolupament d'una important llacuna estratigràfica que comprèn tot l'Eocè superior i l'Oligocè inferior (AZÉMA, 1977) i que reflectiria les primeres deformacions paleògenes. L'activitat contractiva, en aquestes àrees es va perllongar durant tot l'Oligocè inferior i mitjà, quedant enregistrada en la sedimentació oligocena, per l'entrada d'importants aports terrígens provinents del nord, discordances angulars i sobtades variacions laterals de potència i fàcies.

Per últim, durant l'Oligocè superior totes les àrees del domini bètico-balear van emergir, de manera que aquest període queda enregistrat per una discontinuïtat major de caràcter erosiu.

Una vegada descrites, a partir del registre estratigràfic, algunes de les principals característiques generals de l'estructuració paleògena del domini bètico-balear, seguidament, es descriuran detalladament les poques estructures clarament paleògenes, a fi de poder elaborar un model estructural sobre l'evolució paleògena d'aquests sectors.



### III-4.2.1: Àrees emergides del domini bètico-balear

És d'aquestes àrees d'on prové la major part de la informació que es té sobre l'estructuració paleògena del domini bètico-balear. En aquestes àrees, la presència de deformacions contractives paleògenes és coneguda des de fa molt de temps (FALLOT, 1922; DARDER, 1925a), a partir de l'observació de discordances angulars, localment molt marcades i de plecs fossilitzats per materials paleogens i neogens inferiors. No obstant, són molt pocs els treballs (ESCANDELL i COLOM, 1960; AZÉMA, 1977; POMAR, 1979; RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a) que han intentat englobar totes les dades disponibles sobre l'estructura paleògena a fi de postular un model sobre l'evolució estructural de les parts emergides del domini bètico-balear durant el Paleogen. La major part d'aquests treballs de caire local, s'han basat principalment en dades estratigràfiques, de manera que les estructures tectòniques observades només s'han utilitzat com indicadors de la presència d'etapes compressives.

En aquest subapartat, a partir de la recopilació de dades bibliogràfiques i d'observacions realitzades al camp, s'exposen les principals característiques geomètriques de les estructures paleògenes, a fi de poder conèixer les característiques dinàmiques i cinemàtiques de la deformació paleògena. La geometria de les estructures contractives s'ha determinat a partir de les poques estructures visibles i de la disposició angular que guarden les successions situades per sobre i sota de les discordances paleògenes i de la discordança basal del rebliment neogen de la Conca Catalano-balear.

A més, cal assenyalar que a part de la intensa deformació neògena que exhibeixen les successions paleògenes i mesozoiques, un dels majors problemes que es plantegen a l'hora de postular un model estructural paleogen, és la manca de continuïtat de les àrees emergides del domini. En efecte, la disposició geogràfica actual d'aquestes àrees en un sector peninsular i vàries illes separades entre si, dificulta la correlació entre les diferents etapes deformatives que es puguin reconèixer en cadascuna. A resultes d'aquest fet, la descripció de l'estructura paleògena de les àrees emergides del domini bètico-balear s'ha realitzat separatament en tres sectors que reuneixen per una banda els dos grups d'illes de les Balears centro-meridionals (Mallorca-Cabrera i Pitiüses) i, per l'altre, els sectors peninsulars del domini (Bètiques orientals).

#### MALLORCA-CABRERA

Correspon a l'àrea emergida del domini bètico-balear on es coneix millor l'estructura paleògena. En aquestes illes, a partir de les dues discordances que limiten superiorment i inferiorment les successions eocenes superiors i oligocenes, s'ha determinat des de principis de segle la presència de dos períodes d'estructuració paleògena (DARDER, 1925a/b). Un primer període paleocè-eocè inferior enregistrat per la discontinuïtat erosiva que separa el Mesozoic de l'Eocè mitjà-superior, i un segon període oligocè superior que ve enregistrat per la discordança de la base del rebliment sedimentari de la Conca Catalano-balear (Fm. de Calcarenites de Sant Elm). Entre aquests dos períodes, i concretament durant l'Oligocè inferior-mitjà, els darrers treballs tectonosedimentaris (POMAR *et al.*, 1983a; RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a) mostren que la sedimentació es va desenvolupar en un context tectònicament actiu amb generació de relleus i deposició de terrgens grollers. Així, dins de l'evolució

estructural paleògena de les illes de Mallorca i Cabrera, poden distingir-se tres períodes de màxima estructuració (fig. 133): Paleocè-Eocè mitjà, Oligocè inferior-mitjà i Oligocè superior.

A continuació, passarem a la descripció de les característiques generals de cadascun d'aquest tres períodes i de les estructures que presenten clarament associades.

### *Paleocè-Eocè mitjà*

Tal com s'ha indicat, a les illes de Mallorca i Cabrera aquest període ve enregistrat per la discordança regional que se situa a la base dels dipòsits lacustres i transicionals de l'Eocè mitjà-superior. El hiatus estratigràfic corresponent a aquesta discordança comprèn: l'Eocè inferior, el Paleocè i part del Cretaci. Localment, a les àrees més septentrionals de l'illa de Mallorca (Puig de l'Ofre i Sineu), aquest hiatus arriba a comprendre tot el Cretaci inferior i part del Juràssic superior, de manera que les successions eocenes es disposen directament sobre materials del Juràssic superior. En general, no obstant, s'observa que, a excepció de les localitats esmentades i de les làmines superiors de les Serres de Tramuntana on l'Eocè es disposa sobre el Cretaci superior (COLOM, 1975; RAMOS-GUERRERO, 1988), les successions eocenes es disposen sobre el Cretaci inferior (Neocomià). La relació geomètrica que guarda l'estratificació dels materials situats per sobre i sota d'aquesta discordança és d'un paral·lelisme acusat (paraconformitat), fins el punt que no s'han reconegut discordançes angulars.

Les diferents característiques ambientals de les roques situades per sobre i sota d'aquesta discordança erosiva denoten un sobtat canvi paleogeogràfic a les illes de Mallorca i Cabrera durant l'interval Cretaci superior-Eocè mitjà. Mentre les successions subjacents (Cretaci inferior) són formades per dipòsits marins sedimentats en ambients pelàgics profunds, les successions suprajacents corresponen a dipòsits sedimentats en ambients continentals i transicionals que denoten la presència d'unes terres emergides al NW de l'illa i d'un mar obert cap al SE (DARDER, 1925b; COLOM, 1975; RAMOS-GUERRERO, 1988; LÓPEZ-CIVIT i SERRA-KIEL, 1979).

Fins a l'actualitat, i d'acord amb l'absència de discordançes angulars, no s'han descrit estructures contractives que, afectant materials mesozoics, estiguin fossilitzades per les successions eocenes. Aquesta absència d'estructures contractives, i de discordançes angulars, denota que les deformacions que van generar l'aixecament de l'illa durant el Cretaci superior (?) -Eocè inferior van ser suaus però molt extenses. Aquestes deformacions segons RAMOS-GUERRERO *et al.* (1989a) estarien relacionades amb l'inici de la convergència d'Ibèria i Euràsia que generaria l'aixecament de gran part d'Ibèria i de la Mediterrània occidental. Pel que fa al context geodinàmic en què es va produir la sedimentació eocena mitjana-superior no està ni molt menys clar, ja que mentre els citats autors suggereixen que correspon a un període de tranquil·litat tectònica, segons POMAR *et al.* (1983a) i RAMOS-GUERRERO *et al.* (1989b) durant aquest període l'àrea de Mallorca es va estructurar en un sistema de blocs limitats per falles extensives orientades NE-SW.

### *Oligocè inferior-mitjà (Estampjà-Catià basal)*

El caràcter detrític groller de les successions al·luvials de l'Oligocè inferior-mitjà, en contraposició a les litologies fines de les successions eocenes infrajacs, denota un rejuveniment del relleu a partir de l'Oligocè inferior (POMAR *et al.*, 1983a; RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a/b). Aquest rejuveniment del relleu va tenir lloc a les parts més nordoccidentals de l'illa, tal com queda reflectit per la direcció NW-SE dels paleocorrents mesurats, el caràcter progradant cap al SE dels cossos conglomeràtics i la disposició paleogeogràfica de les successions oligocenes, amb fàcies de plataforma al SE de l'illa i al·luvials al NW d'aquesta (RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1985; RAMOS-GUERRERO, 1988).

Presentes únicament a l'illa de Mallorca (RAMOS-GUERRERO, 1988), les successions oligocenes es disposen en clara paraconformitat sobre l'Eocè (àrees nord) i el Mesozoic (àrees sud), de forma que fins a l'actualitat no s'ha observat que fossilitzin cap estructura contractiva prèvia a la seva sedimentació. Aquest fet, conjuntament amb l'aparent manca de discordances internes, fa que les característiques estructurals i cinemàtiques de les estructures que van originar la formació dels relleus al NW de Mallorca siguin bastant desconegudes. Únicament l'alineació NE-SW dels cossos conglomeràtics i les seves dimensions reduïdes indiquen que la deformació segurament no va ser homogènia en un àmplia àrea, sinó que es va concentrar en estretes bandes orientades NE-SW (RAMOS-GUERRERO *et al.*, 1989a).

En base a aquestes dades la proposició de qualsevol model estructural no deixa de ser bastant especulativa. No obstant, a partir de les dades exposades i del context geodinàmic regional en què es van desenvolupar (compressió N-S), s'han postulat diverses hipòtesis sobre l'origen d'aquests relleus. Així, en un principi, POMAR (1979) proposà que els relleus s'haurien generat per falles extensives; més tard, RAMOS-GUERRERO *et al.* (1989a) suggeriren que s'haurien generat pel moviment de falles direccionals sinistres; i per últim, ROCA *et al.* (1990a) han associat la formació del relleus a petits encavalcaments vergents cap al SE.

### *Oligocè superior (Catià inferior-superior)*

Des del punt de vista estratigràfic, aquesta etapa d'estructuració ve enregistrada per la discontinuïtat major basal de les successions que configuren la Fm. calcarenites de Sant Elm (Oligocè terminal-Burdigalià inferior). Aquestes successions, que constitueixen la base del rebliment de la Conca Catalano-balear, són més o menys presents a tota l'illa de Mallorca i es diposen sobre roques amb edats que van des del Triàsic (Muschelkalk) fins a l'Oligocè (Catià basal). La presència de còdols de roques paleozoiques en els conglomerats aquitano-burdigaliàns inferiors (HOLLISTER, 1934; BOURROUILH, 1983) indica que, fora de l'illa, l'erosió lligada a aquesta discordança va arribar fins a nivells estratigràfics més baixos. Dins de l'illa de Mallorca, en general, s'observa que les successions aquitano-burdigaliànes inferiors es troben, de SE a NW, sobre materials cada vegada més antics. Així, a les Serres de Llevant, àrees centrals de l'illa i làmines d'encavalcament superiors de les Serres de Tramuntana, els dipòsits de la Fm. de Sant Elm es disposen predominantment sobre materials cretàcis i

paleogens; més al NW, a les làmines intermèdies de les Serres de Tramuntana, se situen sobre el Juràssic; i per últim, a les làmines inferiors d'aquesta serra, ho fan sobre el Triàsic superior.

Tal com queda reflectit per la diferent edat de les successions que onlapen la discordança, el període en el qual es van desenvolupar els processos erosius que van originar aquesta discordança de morfologia molt irregular, no va ser el mateix a tota l'illa. Així, mentre a les depressions generades per l'estructuració neògena, la superfície de la discordança està recoberta per dipòsits d'edat oligoceno terminal-aquitanià que indiquen un període erosiu comprès entre el Catià basal i terminal; en els llindars miocens basals, els primers dipòsits que recobreixen la discordança són freqüentment d'edat burdigaliana, fet que denota que l'erosió en aquestes àrees encara va perdurar durant l'Aquitanià.

A diferència de les discontinuïtats majors prèviament descrites, i encara que localment pugui ser una paraconformitat, la discontinuïtat basal preoligoceno terminal-burdigaliana inferior és una discordança amb una diferència angular entre les capes superiors i inferiors molt variable, per bé que predominen els angles inferiors als 15°. Aquestes diferències angulars, que varien de sentit i angle al llarg de tota l'illa, reflecteixen una etapa deformativa preneògena. S'ha observat en diferents punts de l'illa de Mallorca com aquesta discordança fossilitza plecs i falles, tant contractives com extensives. Mentre l'edat de les falles extensives sembla ser en gran part mesozoica (GELABERT *et al.*, en premsa -vegeu subapartat III-4.1), l'edat de les estructures contractives és de difícil determinació donat que es troben desenvolupades principalment en materials mesozoics. Ara bé, a partir del fet que totes les successions paleògenes ja estaven més o menys basculades anteriorment a l'inici de la sedimentació neògena i que fins a l'actualitat no s'han observat deformacions sincròniques a la deposició dels sediments paleogens, sembla lògic pensar que en la seva major part, aquestes estructures contractives siguin catianes (Oligocè superior).

Les estructures contractives desenvolupades per sota de la discordança esmentada són predominantment plecs i encavalcaments que presenten les següents característiques:

*Plecs.* S'han reconegut a les Serres de Llevant, al massís de Randa i a les Serres de Tramuntana de Mallorca (DARDER, 1925a; ANGLADA, 1985; PARÉS *et al.*, 1986; SÀBAT, 1986; ROCA i VERGÉS, 1989; GELABERT *et al.*, en premsa). Poc conegudes a Randa, les característiques geomètriques dels plecs són diferents a les dues serres mallorquines. Així, a les Serres de Tramuntana de Mallorca (fig. 134), els plecs, de mida hectomètrica a mètrica, presenten una orientació variable entre NE-SW a E-W i una clara vergència cap al NW i N (ROCA i VERGÉS, 1989; GELABERT *et al.*, en premsa); els seus eixos són subhoritzontals i, a les àrees més sudoccidentals de les Serres de Tramuntana (Sant Elm; ROCA i VERGÉS, 1989), presenten associada una esquistositat de plà axial orientada E-W i que cabussa uns 15-20° cap al sud (fig. 135). En canvi, a les Serres de Llevant, els plecs premiocens s'orienten preferentment NW-SE i presenten vergències cap al SW -plecs de Puig de sa Font- i cap al NE -sinclinal de Son Macià- (DARDER, 1925a; SÀBAT, 1986).

*Encavalcaments.* Fins a l'actualitat només s'han ressenyat a les Serres de Llevant. En aquestes serres DARDER (1925a), PARÉS *et al.* (1986) i SÀBAT (1986) descriuen la presència de dues

localitats (Sant Salvador i Puig de Sa Font) on els materials del Miocè basal es diposen discordantment damunt d'anticlinals de rampa de bloc superior d'encavalcaments orientats N-S a NW-SE (fig. 136).

En resum, s'observa que l'estructuració oligocena superior de l'illa de Mallorca es caracteritza per la presència d'un sector sudoriental (Serres de Llevant) estructurat en plecs i encavalcaments orientats NW-SE a N-S que vergeixen tal al SW com al NE, i d'un sector centro-nordoccidental (massís de Randa i Serres de Tramuntana) en el que l'estructuració paleògena ve definida per un seguit de plecs orientats NE-SW a E-W que vergeixen cap al N i NW. Aquesta estructuració és molt similar quant a l'orientació i vergència de les estructures, a la que presenta l'estructuració contractiva que es va desenvolupar a l'illa durant el Miocè inferior-mitjà (vegeu subapartat III-4.3). En aquest sentit, GELABERT *et al.* (en premsa) interpreten que les estructures oligocenes superiors reflecteixen els primers estadis de l'edificació del Sistema Bètico-balear.

### ILLES PITIÜSES (EIVISSA I FORMENTERA)

La presència de fases compressives paleògenes només s'ha pogut determinar a l'illa d'Eivissa, ja que a l'illa de Formentera només afloren materials del Miocè mitjà i superior. Encara que no s'han reconegut dipòsits d'edat paleògena, a l'illa d'Eivissa, la presència de fases deformatives paleògenes queda clarament constatada pel marcat caracter discordant de la superfície basal de les successions oligoceno superior-burdigalians inferiors. Aquesta discordança enregistra un aixecament de l'illa i un període amb predomini de processos erosius. El hiatus estratigràfic que comprèn va com a mínim des del Cretaci superior (Maastrichtià) fins a l'Oligocè terminal (Catià superior) - Aquitània. En alguns sectors, l'erosió lligada a la formació d'aquesta discordança va ser de tal magnitud que va fer que els materials de l'Oligocè terminal-Burdigalià inferior arribessin a dipositar-se sobre roques triàsiques. A diferència de l'illa de Mallorca, no s'observa clarament cap distribució preferent de la magnitud de l'erosió paleògena.

Aquesta discordança, a l'igual que a l'illa de Mallorca talla estructures que afecten el Mesozoic i són fossilitzades pels materials de la base del reblliment de la Conca Catalano-balear. Les característiques geomètriques d'aquestes estructures són força desconegudes. Així, mentre RANGHEARD (1984) opina que l'estructuració paleògena ve donada per plecs de gran radi, SIMÓ i GINER (1983) simplement indiquen que el substrat mesozoic està plegat i fracturat. D'altre banda, recentment, SANTANACH (com pers) descriu la presència a la Cala Benirrás (N d'Eivissa) de plecs NE-SW vergents al NW fossilitzats per conglomerats d'edat, aparentment, catiano-burdigaliana inferior (fig. 137).

La manca de dipòsits paleògens, fa que sigui molt difícil de determinar a quin o quins períodes dels descrits a l'illa de Mallorca correspon l'estructuració paleògena d'Eivissa. Tanmateix, la presència de plecs NE-SW de característiques similars als descrits a les Serres de Tramuntana de Mallorca, sembla indicar que l'estructuració paleògena d'Eivissa es deuria produir en gran part o totalment durant l'Oligocè superior. En aquest cas, l'estructuració paleògena podria igualment relacionar-se amb les primeres manifestacions compressives lligades a l'edificació del Sistema Bètico-balear.

## BÈTIQUES ORIENTALS.

En aquestes àrees, no s'han descrit amb claretat estructures tectòniques paleògenes, de forma que la informació que es té sobre l'estructuració paleògena prové gairebé de forma exclusiva de l'anàlisi estratigràfica de les successions paleògenes i neògenes basals. Així, els estudis estratigràfics duts a terme des de mitjans de segle (DARDER, 1945; CHAMPETIER, 1972; AZÉMA, 1977; MOSELEY *et al.*, 1981) apunten clarament a què fins a l'Oligocè es van mantenir les condicions geodinàmiques imperants durant el Cretaci superior i a què l'estructuració paleògena de l'àrea es va produir principalment durant dos períodes: el trànsit Eocè-Oligocè i l'Oligocè superior.

Les successions paleocenes i eocenes, que es disposen en concordància sobre el Cretaci terminal, denoten un marc paleogeogràfic força similar al del Cretaci amb un marge de conca que s'obria cap al sud i sudest (vegeu subapartat II-3.2), i, a excepció de la presència en les successions paleocenes del Prebètic més extern de materials resedimentats del Keuper (quarsos bipiramidals) que indiquen que aquest ja aflorava en alguna banda (CHAMPETIER, 1972), no mostren signes de cap activitat tectònica sinsedimentària. Fins a l'actualitat, en aquests materials no s'han descrit falles sinsedimentàries, variacions sobtades de potència o discordances internes; només, i de manera local, s'ha observat alguna discordança a la base de l'Eocè (RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977).

En el trànsit Eocè-Oligocè, les dades estratigràfiques mostren que aquesta situació va ser interrompuda amb el desenvolupament d'una discontinuïtat major de caire regional que sembla enregistrar la primera pulsació contractiva paleògena. L'absència de dipòsits oligocens a les parts septentrionals de les Bètiques orientals, fa que aquesta discontinuïtat només hagi estat reconeguda a les parts meridionals de l'àrea. Encara que a les parts més meridionals arribi a ser una discordança (RIOS *et al.*, 1960; 1961; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, 1977), aquesta discontinuïtat generalment és una paraconformitat que exhibeix un hiatus estratigràfic que comprèn un període de temps que va, com a màxim, des del Cretaci superior fins a l'Oligocè inferior. Per sota d'aquesta discontinuïtat no s'han trobat fossilitzades estructures tectòniques, fet que fa sospitar que va ser generada per deformacions corticals molt laxes i de gran radi.

Més tard, durant l'Oligocè superior i després d'un període de relativa tranquil·litat tectònica en la qual es van sedimentar les successions oligocenes del sector, va tenir lloc una segona etapa d'estructuració ja clarament contractiva que ha quedat enregistrada per la discontinuïtat major que separa els dipòsits oligocens inferior-mitjans dels aquitanians de la base del rebliment de la Conca Catalano-balear. Aquesta segona discontinuïtat erosiva està ben desenvolupada a tota l'àrea i presenta associat un hiatus estratigràfic molt més important que el que separa l'Eocè de l'Oligocè. Les successions de la base de l'Aquitania es disposen sobre roques d'edats compreses entre el Juràssic i l'Oligocè inferior. A diferència de la discontinuïtat major eocena-oligocena, la discontinuïtat basal preaquitaniana és una discordança amb un angle entre les capes superiors i inferiors que augmenta generalment de nord-oest a sud-est: inferior a 5° a les parts més externes de les Bètiques, a les parts més internes arriba, localment a superar els 15°. A partir de l'orientació preferent ENE-WSW i el sentit variable en la inclinació de les capes situades per sota de la discordança, la majoria d'autors que han treballat a l'àrea (AZÉMA, 1977; PIERSON D'AUTREY, 1987) suggereixen, que aquesta reflecteix una etapa d'estructuració oligocena

superior caracteritzada pel desenvolupament de plecs ENE-WSW. Aquests plecs serien molt laxos a les parts més externes, i s'anirien fent progressivament més apretats cap al SE.

Així, de l'anàlisi estratigràfica de les successions paleògenes de les Bètiques orientals es pot concloure que l'estructuració contractiva paleògena d'aquesta àrea ve caracteritzada per dues etapes deformatives, una oligocena inferior en la que l'àrea emergiria a causa de deformacions de gran radi, i una oligocena superior, molt més clara, en la que l'àrea sembla ser que s'estructuraria en un seguit de plecs orientats ENE-WSW que s'esmorteirien cap al NNW.