

Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana

Joan Guimerà Roso

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

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

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

UNIVERSITAT DE BARCELONA

DEPARTAMENT DE GEOLOGIA DINAMICA, GEOFISICA I PALEONTOLOGIA

**ESTUDI ESTRUCTURAL DE
L'ENLLAÇ ENTRE LA SERRALADA
IBERICA I LA SERRALADA
COSTANERA CATALANA**

VOLUM I

JOAN GUIMERA

BARCELONA, GENER DE 1988

TESI FETA PER JOAN GUIMERA ROSO AL DEPARTAMENT DE GEOLOGIA
DINAMICA, GEOFISICA I PALEONTOLOGIA DE LA UNIVERSITAT DE
BARCELONA, PER OPTAR AL GRAU DE DOCTOR EN GEOLOGIA.

BARCELONA, GENER DE 1988

VIST I PLAU

PERE SANTANACH PRAT
DIRECTOR DE LA TESI

JOAN GUIMERA

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

AGRAIMENTS

?

Al Pere Santanach, perquè en bona part aquest treball ha arribat al final gràcies a ell.

Al Ramon Salas, amb qui he passat molts dies de camp pel "Maestrat" i altres llocs i coses.

Al Dr. J.M. Fontboté, que m'ha facilitat contactes i confiança.

A tots el companys del vell departament.

Al Dr. A. Etchécopar, que em va acollir a Montpeller i em va facilitar l'ús dels seus programes, sobre els resultats dels quals es basa bona part d'aquest treball.

Al Lluís Cabrera, amb qui he anat al camp i he discutit força.

Al Pere Anadón, amb qui també he discutit força.

Als Dr. O. Riba i F. Ortí, amb els qui vaig anar un dia profitós al camp.

Al Dr. J.L. Simón, ja que, gràcies a les diferències i les fortes discussions, aquest treball ha evolucionat.

A A. González amb qui també he discutit apassionadament i profitosament.

Al Dr. R. Capote i a G. de Vicente, amb els qui he pogut discutir i intercanviar idees els últims mesos.

Al Joan Ros i la Berta Andrés per acabar des de llençols fins a mocadors.

A tots els que calgui.

Aquest treball ha estat finançat parcialment per dos petits ajuts de la C.I.R.I.T. i pel projecte núm. 3.170-83 de la C.A.I.C.Y.T.

VOLUM I

1.		
INTRODUCCIO	1
1.1.	SITUACIO GEOGRAFICA.....	3
1.2.	SITUACIO GEOLOGICA	4
1.3.	OBJECTIUS DEL TREBALL I PROBLEMES PLANTEJATS	5
1.4.	UNA QÜESTIO PREVIA	6
1.5.	PLA D'EXPOSICIO DEL TREBALL	9
2.		
ANTECEDENTS	11
3.		
PERIODE PRECOMPRESSIU	15
3.1.	LA SUPERSEQUÈNCIA DEPOSICIONAL TRIASICA	20
3.2.	LA SUPERSEQUÈNCIA DEPOSICIONAL JURASSICA	27
3.3.	LA SUPERSEQUÈNCIA DEPOSICIONAL CRETACIA INFERIOR	37
3.4.	LA SUPERSEQUÈNCIA DEPOSICIONAL CRETACIA SUPERIOR	43
4.		
PERIODE COMPRESSIU: MACROSTRUCTURES I DIPOSITIS SINTECTONICS	49
4.1.	MACROSTRUCTURES COMPRESSIVES DE LA REGIO ESTUDIADA	51
4.1.1.	LA SERRALADA COSTANERA CATALANA	51
4.1.1.1.	Les grans falles longitudinals i les seves bandes de deformació associades ...	54
4.1.1.2.	L'estructura de les àrees compreses entre les bandes de deformació	64
4.1.2.	LA SERRALADA IBERICA	78
4.1.2.1.	Unitats estructurals de l'àrea estudiada	80
4.1.3.	LA ZONA D'ENLLAÇ	95
4.1.3.1.	El feix d'encavalcaments de Portalrubio-Vandellós	99
4.1.3.2.	Les estructures NW-SE de l'interior de la Zona d'Enllaç	160
4.1.3.3.	Relacions entre les estructures NW-SE de la Serralada Ibèrica i de l'interior de la Zona d'Enllaç amb les estructures E-W del feix frontal de la Zona d'Enllaç ...	162

4.1.3.4.	Variació de la potència de la cobertora i la seva relació amb les macrostructures ..	168
4.1.3.5.	L'àrea subtabular central	171
4.1.3.6.	L'àrea meridional	174
4.2.	DIPOSITIS SINCOMPRESSIUS	193
4.2.1.	LA CONCA DE L'EBRE	193
4.2.2.	CUBETES INTERIORS DE LA SERRALADA IBERICA I DE LA ZONA D'ENLLAÇ	198
4.2.3.	EXEMPLES DE RELACIONS ENTRE LES ESTRUCTURES I ELS DIPOSITIS TERCIARIS	205
5.	PERIODE DISTENSIU: MACROSTRUCTURES I DIPOSITIS SINTECTONICS	221
5.1.	FOSSA DEL VALLES-PENEDES	223
5.2.	FOSES LITORALS	228
5.3.	FOSSA DEL CAMP	229
5.4.	DEPRESSIO DEL PLA DEL BURGAR	230
5.5.	FOSES DEL BAIX EBRE I BAIX MAESTRAT	230
5.6.	AREA MERIDIONAL	236
5.7.	CONSIDERACIONS SOBRE LES SUPERFÍCIES D'EROSIO ..	252
5.8.	RECAPITULACIO SOBRE LES MACROSTRUCTURES DISTENSIVES	259
5.9.	RECAPITULACIO SOBRE LES EDATS DE FORMACIO I DESENVOLUPAMENT DE LES FOSSES I DEPRESSIONS NEOGENES	260
6.	MESOSTRUCTURES	263
6.1.	TREBALLS ANTERIORS	265
6.2.	CONCLUSIONS DE LES OBSERVACIONS MESOSTRUCTURALS PROPIES FETES A LA REGIO ESTUDIADA	271
6.3.	COMPARACIO ENTRE LES DADES PROPIES I LES DE SIMON (1982): DISCUSIO	277
7.	CONSIDERACIONS I MODEL EVOLUTIU	289
7.1.	RECAPITULACIO DE LES MACROSTRUCTURES COMPRESSIVES	291
7.2.	RECAPITULACIO SOBRE LES EDATS DE LES DEFORMACIONS	295
7.3.	CONCLUSIONS REFERENTS A LES MACROSTRUCTURES	296
7.4.	MODEL EVOLUTIU A PARTIR DE LES MACROSTRUCTURES	296
7.5.	EVOLUCIO DURANT LA DISTENSIO	300
7.6.	PROPOSICIO D'UN MECANISME GENERAL	305
7.7.	MESOSTRUCTURES	307

7.8. RELACIO ENTRE LES MACROSTRUCTURES I LES MESOSTRUCTURES	307
7.9. LA REGIO ESTUDIADA DINS EL MARC DEL NORDEST D'IBERIA I DE LA MEDITERRANIA OCCIDENTAL	320
8. CONCLUSIONS	323
APENDIX I: DADES MESOSTRUCTURALS	331
INTRODUCCIO	333
SERRALADA COSTANERA CATALANA	353
AREES PLEGADES	387
FOSSES COSTANERES	411
AREA MERIDIONAL	447
RECAPITULACIONS SOBRE LES ESTACIONS	483
APENDIX II	497
APENDIX III: PUBLICACIONS	515
BIBLIOGRAFIA	577

VOLUM II

MAPES I LAMINES



Sí com lo taur ...

1 .

INTRODUCCIO

1.1: SITUACIO GEOGRAFICA

La regió objecte d'aquest estudi es localitza a la costa oriental de la Península Ibèrica, en una àrea compresa aproximadament entre Barcelona i Castelló de la Plana i entre Terol i la Mar Mediterrània. S'estén pel sud de Catalunya, el nord del País Valencià i l'est d'Aragó.

Orogràficament inclou les parts central i meridional de les serres i depressions costaneres catalanes, les serres i depressions costaneres del nord del País Valencià, les muntanyes dels ports de Beseit, de Tortosa i de Morella, les muntanyes de l'alt Maestrat i una extensa regió --on es troben les màximes elevacions-- a l'est de la depressió de Terol.

* Les terres del nord del País Valencià i de l'est de l'Aragó que inclou aquest estudi han estat anomenades modernament --d'una manera abusiva i mancada de tradició-- Maestrat. Aquest nom només és aplicable històricament i tradicionalment a les terres que pertanyeren a l'antic Maestrat de l'Orde de Montesa --hereva de les possessions dels templers a la Corona d'Aragó--; aquestes terres inclouen la part més costanera i septentrional del País Valencià, i en són excloses les comarques dels Ports de Morella i totes les de l'Aragó incloses en la regió estudiada.

1.2: SITUACIO GEOLOGICA

La regió tot just esmentada es troba a l'articulació de tres unitats estructurals clàssiques del nord-est peninsular: la Serralada Costanera Catalana --coneguda antigament amb el nom de Catalànids--, la Serralada Ibèrica i la Conca de l'Ebre (FIG. 1.1).

Totes tres unitats van diferenciar-se i van adquirir les seves característiques estructurals definitòries durant el Terciari, com a conseqüència de l'orogènia alpina (HAHNE, 1930a i b; RICHTER i TEICHMÜLLER, 1933; ASHAUER i TEICHMÜLLER, 1935; LLOPIS LLADO, 1947; JULIVERT, FONTBOTE, RIBIERO et al., 1974).

La seva història geològica anterior a aquest event pot deduir-se amb força exactitud durant el Mesozoic, mercès als estudis sobre l'estratigrafia i sedimentologia dels dipòsits d'aquesta edat que ocupen majoritàriament l'extensió de la regió estudiada (VIRGILI, 1958; ESTEBAN, 1973; CANEROT, 1974; MARZO, 1980; GINER (1980) i SALAS, 1987).

Anteriorment tingué lloc l'orogènia herciniana, responsable de la deformació dels materials paleozoics que afloren a bona part de la Serralada Costanera Catalana i de l'emplaçament de batòlits granítics extensos (ASHAUER i TEICHMÜLLER, 1935; JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO et al., 1974). A les darreries d'aquest període orogènic es va produir a la serralada herciniana una etapa de fracturació generalitzada (ARTHAUD i MATTE, 1975) que pot haver estat responsable del desenvolupament de falles pluriquilomètriques al sòcol hercinià tot just format de la regió estudiada, falles que haurien tingut una gran influència en la sedimentació mesozoica i en les deformacions alpines.

1.3: OBJECTIU DEL TREBALL I PROBLEMES PLANTEJATS

L'objectiu d'aquest treball és l'estudi de l'estructura i de l'evolució tectònica durant el Terciari d'un sector del nord-est d'Ibèria en què conflueixen les tres grans unitats tectòniques que s'hi han diferenciat clàssicament: la Serralada Ibèrica, la Serralada Costanera Catalana i la Conca de l'Ebre.

Més concretament els objectius del treball poden resumir-se en els punts següents:

- 1) Estudi de les macroestructures formades durant la compressió alpina; diferenciació de les diverses direccions produïdes i establiment de les seves relacions espacials i temporals.
- 2) Estudi de les macroestructures formades durant la distensió neògena i de les seves variacions espacials.
- 3) Establiment, a partir dels resultats anteriors, de quina ha estat la cinemàtica de les macroestructures que es formaren i actuaren durant els dos processos anteriors, compressiu i distensiu.
- 4) Discutir el o els models dinàmics que es puguin deduir a partir de les conclusions dels apartats anteriors.
- 5) Estudi de la fracturació a l'escala de l'aflorament --mesoestructures fràgils--, de l'evolució que se'n dedueixi i discussió de les relacions entre les macroestructures --compressives i distensives-- i les mesoestructures.

Aquest estudi s'ha pogut plantejar d'aquesta manera mercès a l'existència d'un seguit de treballs previs que abasten diferents aspectes de la geologia de la regió. En primer lloc l'existència d'una cobertura total de la regió estudiada per mapes geològics a escala 1:50.000 que, encara que tenen un valor desigual, permeten fer un catàleg previ de les macroestructures presents a la regió i dels seus trets tectònics generals; a partir d'aquest punt es pot anar a millorar la coneixença de l'estructura d'àrees seleccionades. En segon lloc el fet d'haver diversos

treballs generals que abasten àrees força extenses de la regió estudiada, com veure'm al capítol 2; entre ells cal destacar, però, la tesi doctoral de CANEROT (1974), que inclou la major part de la Zona d'Enllaç.

1.4: UNA QÜESTIO PREVIA

Abans de començar l'exposició de les observacions i de les interpretacions fetes en aquest treball, crec necessari discutir sobre el significat dels mots **compressió** i **distensió** (extensió o tensió), donat que se'ls ha atribuït significats molt direrents i això ha provocat i povoca dificultats d'enteniment i confusions. A més, en l'estructuració d'aquest treball, els dos capítols més importants i més extensos es basen en un significat concret d'aquests dos mots, i cal que en justifiqui la raó.

Clàssicament --d'una manera implícita-- s'ha parlat de compressió i de distensió en un sentit regional, fent referència a uns tipus determinats d'estructures de gran escala. S'ha parlat de compressió allà on s'han format plects, encavalcaments, falles inverses i falles direccionals, normalment associats formant zones, bandes o cinturons deformats; per exemple les grans serralades de plegament (Alps, Pirineus) o les zones d'avantpaís plegat (Jura, Serralada Ibèrica). S'ha parlat de distensió als llocs on les estructures formades han estat falles fonamentalment normals, generalment associades produint fosses tectòniques i horsts; per exemple, la fossa del Rin, el rift de l'Àfrica oriental o les fosses de la costa oriental de la Península Ibèrica.

Des del punt de vista de la cinemàtica de la deformació --normalment fent referència a la deformació íntima dels materials-- s'ha donat a aquests termes un significat ben diferent. Per exemple el "Dictionary of Geological Terms (Dolphin)" defineix la compressió com "A system of forces or stresses that tend to decrease the volume or shorten a substance, or the change of volume produced by such a system of forces", i la tensió com "Opposed to compression...". Aquest és el significat que se sol donar a aquests termes en

el món anglo-saxó, i és en aquest sentit que HOBBS, MEANS i WILLIAMS (1976) relacionen "extension" i "shortening" amb "strain", i "tension" i "compression" amb "stress".

Des del punt de vista geodinàmic els termes compressió i distensió o extensió prenen uns significats també diferents dels casos anteriors. MATTAUER (1973) defineix la compressió a escala global de la manera següent: "Une chaîne est une zone où les sédiments són plissés. C'est donc une partie d'écorce raccourcie ... les plaques qui bordent les chaînes se sont rapprochés ... Le phénomène à l'échelle de l'écorce qui se produit dans ces conditions est une compression" i la distensió --que es produeix a les "zones étirées" per contraposició a les "chaînes"-- dient que "Dans ce cas les plaques qui bordent la zone déformée s'écartent. Ce phénomène, à l'échelle de l'écorce qui se produit est une distension" (pàg. 34); aquest autor també afirma que "De toutes façons l'étude de la distension ne peut être dissocié de celle de la compression, puisque, à l'échelle globale les deux phénomènes doivent en gros se compenser, ne correspondant qu'à deux aspects d'une même déformation du manteau." (pàg. 107). Segons aquestes definicions cal parlar de compressió quan hi ha **convergència de plaques** i de distensió quan hi ha **divergència de plaques**; és aquesta darrera nomenclatura la utilitzada majoritàriament en la literatura anglo-saxona.

Aquestes darreres definicions de compressió i de distensió -fetes, no ho oblidem, a l'escala del globus- entren clarament en conflicte amb la primera definició "clàssica" que he donat, ja que, com a conseqüència d'una convergència de plaques, poden produir-se fosses o rifts --vegeu, per exemple, TAPPONNIER i MOLNAR (1976)-- que, en la definició clàssica diríem producte d'un procés distensiu. Aquest conflicte és degut a les diferències de magnitud del procés i de l'àrea en que es basen aquestes definicions: la "clàssica" té en compte les macrostructures que es formen en una regió situada a la vora o a l'interior d'una placa, la "global" té en compte els moviments relatius d'aquestes plaques; són dos conceptes diferents i utilitzem les mateixes paraules per designar-los.

La situació es veu agreujada en el camp de la deformació fràgil perquè, sobre la base del model de fracturació d'ANDERSON (1951), diversos autors francesos --per exemple ARMIJO, CAREY i CISTERNAS (1982)-- utilitzen

una nomenclatura en la què es parla de règims tectònics **compressius**, **direccionals** ("décrochement") i **distensius**, segons si el camp d'esforços que ha produït la fracturació és -segons el model d'ANDERSON- el que produeix falles inverses, direccionals o normals. Això no pressuposa que en cadascun d'aquests "règims tectònics fràgils" només es puguin formar falles d'un tipus, sinó que ho poden fer qualssevol dels tres tipus (inverses, direccionals i normals).

Aquesta darrera nomenclatura feta a partir dels tipus de camps d'esforços deduïts de l'estudi de les falles ha creat un nou confusionisme per una aplicació fora del seu context. S'ha parlat de compressió --règim compressiu i direccional-- o de distensió --règim distensiu-- en funció del tipus de camp d'esforços deduït --que és sempre a l'escala de l'aflorament--, sense tenir en compte en quin context regional es produïen. Tant en les serralades de plegament com en les zones de rift poden trobar-se estructures a partir de les quals es pot deduir qualsevol dels tres tipus de camps d'esforços --per exemple: ANGELIER i BERGERAT (1983) i ANGELIER, COLETTA i ANDERSON (1985) per mesoestructures fràgils o MITRA (1979) per la deformació amb mesoestructures dúctils--, tot i que és més usual trobar en el primer cas camps compressius i direccionals i en el segon direccionals i distensius. La similitud dels noms entre aquesta nomenclatura i la "clàssica" --malgrat que es tracten de conceptes diferents a escales també diferents-- ha pogut portar a confondre'ls i a suposar l'existència de compressió a escala regional sempre que es trobaven estructures fràgils a petita escala que indiquessin no només camps d'esforços de tipus compressiu, sinó fins i tot direccional, cosa aquesta darrera ben característica del desenvolupament de les fosses.

Donat que la finalitat d'aquest treball és l'estudi tectònic d'una àrea de l'interior d'una placa, i que per dur-lo a terme s'utilitzen mètodes d'estudi de la fracturació a petita escala, els termes **compressió** i **distensió** els utilitzaré en el sentit "clàssic", i en comptes de "règims tectònics" parlaré de tipus de camps d'esforços, on els termes compressiu, direccional i distensiu es referiran exclusivament a la disposició en l'espai dels eixos d'esforços deduïts.

1.5: PLA D'EXPOSICIO DEL TREBALL

L'estructura expositiva d'aquest treball és bàsicament històrica.

Comença al capítol 3 amb un resum --fonamentalment bibliogràfic-- de l'evolució mesozoica de l'àrea estudiada i de síntesi de les principals seqüències deposicionals definides.

El capítol 4 conté una de les parts principals de l'obra: la descripció de les macrostructures formades durant la compressió, un resum de les principals unitats estratigràfiques sintectòniques i la relació entre les macrostructures compressives i els sediments associats.

El capítol 5 està dedicat a les macrostructures distensives i als sediments terciaris depositats durant aquest període.

El capítol 6 fa un resum i una síntesi de les dades de les mesoestructures fràgils, tant d'altres autors com les meves. L'exposició de les dades mesoestructurals per mi recollides a la regió estudiada es troba a l'APENDIX I que constitueix, conjuntament amb el capítol 4, el cos principal d'aquest treball.

Finalment el capítol 7 --dins el qual s'inclou l'APENDIX II-- conté les consideracions generals sobre els capítols anteriors i les discussions sobre els possibles models evolutius i sobre les implicacions en altres regions de les observacions i interpretacions fetes sobre la regió estudiada i el capítol 8 resumeix les conclusions.

2.

ANTECEDENTS

En aquest capítol em limitaré a fer referència als principals treballs sobre la regió estudiada que s'han fet al llarg del temps, ordenats segons èpoques de característiques similars. Dins els capítols posteriors en faré referència i en discutiré el contingut.

Hi distingeixo tres èpoques successives en el temps:

1) Els treballs antics:

Són els primers que es van fer que tractessin --exclusivament o majoritàriament-- sobre la regió estudiada: contenen les primeres dades sobre la seva geologia. Entre ells cal remarcar: VERNEUIL i COLOMB (1852), VEZIAN (1856), VILANOVA Y PIERA (1859), COQUAND (1865, 1867 i 1868), DEREIMS (1868), VERNEUIL i LORIERE (1868), VILANOVA i PIERA (1873), LANDERER (1874 i 1878), CORTAZAR (1885) i MALLADA (1890).

2) Els treballs clàssics:

Són els que estableixen un coneixement més precís de la geologia de la regió i plantegen ja hipòtesis modernes sobre la seva evolució. Cal destacar-ne: ROYO GOMEZ (1922), JOLY (1926), FALLOT i BATALLER (1927), TRICALINOS (1928), SCHRIEL (1929), HAHNE (1930a, 1930b i 1934), RICHTER i TEICHMÜLLER (1933), ASHAUER i TEICHMÜLLER (1935), LLOPIS LLADO (1947), RIOS i ALMELA (1951), FONTBOTE (1954), VIRGILI (1958), ALMELA (1959), RIBA i RIOS (1960), BRINKMANN (1960) i SAEFTEL (1961).

3) Els treballs recents:

Proporcionen un coneixement més aprofundit d'aspectes concrets de la geologia de la regió estudiada i/o interpretacions sobre la seva evolució global.

Entre els que tracten diversos aspectes, cal destacar: MEKEL i MEER MOHR (1967 i 1971), CANEROT (1974), MEKEL (1976), ANADON, COLOMBO, ESTEBAN et al. (1979), CADILLAC (1979), GINKEL i MEKEL (1981) i I.G.M.E. (1983).

Entre els que tracten aspectes fonamentalment estructurals: GUIGON et al. (1973), ROBLES OROZCO (1974), CANEROT (1979 i 1981), SIMON GOMEZ (1982), MEER MOHR (1983) i RUPPERT (1983).

Dins els que es dediquen a l'estudi de les sèries mesozoiques, cal ressaltar: COMBES (1969), AGUILAR, RAMIREZ DE POZO i RIBA (1971), BULARD (1972), ESTEBAN CERDA (1973), MICHEL (1974), ROBLES OROZCO (1974), CANEROT (1974), PARDO TIRAPU (1979), GINER (1980), MARZO (1980), i SALAS (1987).

Finalment, entre els dedicats a l'estudi dels dipòsits terciaris: REGUANT (1967), FERRER (1971), ANADON (1978), COLOMBO (1980), ADROVER, HUGUENEY, MEIN et al. (1982), ADROVER, FEIST, GINSBURG et al. (1983), CABRERA (1983) i GONZALEZ, PARDO, VILLENA et al. (1984) i PARDO.

3.

PERIODE PRECOMPRESSIU

El capítol present té la finalitat de fer una recopilació bibliogràfica de les unitats estratigràfiques definides als materials mesozoics de la regió estudiada. Els últims anys han aparegut tot un seguit de treballs que definien unitats estratigràfiques segons diferents criteris; l'últim treball aparegut és la Tesi doctoral de R. Salas (SALAS, 1987) que abasta pràcticament la mateixa regió que el present estudi i defineix les seqüències deposicionals del mesozoic de la regió estudiada segons els criteris de l'estratigrafia sísmica. Es en funció d'aquest treball que ha estat redactat el capítol present que, de fet, n'és una síntesi.

Al marge oriental d'Ibèria la sedimentació durant el Mesozoic té lloc en conques intracratòniques, les quals són ocupades per mars epicontinentals. Aquestes conques o cubetes són separades per llindars, els quals actuen controlats per l'enfonsament i el basculament de blocs al llarg de falles normals. Durant els temps mesozoics no sempre han jugat els mateixos accidents paleogeogràfics, ni les conques han estat exactament sempre les mateixes, però sí que alguns d'aquests accidents han participat significativament i de manera pràcticament constant. Tal és el cas de l'accident d'Ateca-Castelló o el del Llobregat, els quals condicionarien l'existència d'alts paleogeogràfics al llarg de tot el Mesozoic.

Durant el Juràssic i el Cretaci la sedimentació es majoritàriament carbonatada, es tracta de carbonats marins d'aigües somes, encara que hi ha etaàpes, menors, de carbonats d'aigües més profundes. Les entrades de terrigens siliciclàstics i l'existència de carbonats d'aigua dolça hi són presents, en determinats moments, a les zones marginals de

les conques. Això passa sobre tot al trànsit Juràssic-Cretaci i a l'Albià mitjà-superior, dues etapes que es caracteritzen per presentar moments crítics de la sedimentació marina. Aquests fets no són pas casuals, sino que estan clarament relacionats amb esdeveniments geodinàmics globals i de l'evolució de la placa ibèrica. Durant el Triàsic, la sedimentació terrígena siliciclàstica i la carbonatada s'alternen en el temps. Es una etapa de rifting important, que queda reflectida en el caràcter dels sediments. Es també durant els temps triàsics i juràssics que té lloc un fet de la màxima importància, i que està íntimament relacionat amb la distensió mesozoica; em refereixo a les manifestacions volcàniques de caràcter bàsic del Baix Ebre (Trias) i de la zona de Caudiel (Lias-Dogger). En aquest sentit s'ha parlat de l'existència d'un punt calent, l'anomenat "punt calent de València-Castelló" (ALVARO et al., 1979), el qual estaria directament relacionat amb l'important aprimament de l'escorça que té lloc en determinades àrees. Tal és el cas de la conca del Maestrat, amb més de 6.000 m de sediments, des del Permià superior al Senonià (SALAS, 1987). Els mateixos autors citats van establir un model d'evolució geotectònica per a la Serralada Ibèrica, la qual interpreten com un aulacogen.

Diversos geològs han treballat darrerament a diversos sectors de l'àrea d'estudi, utilitzant les tècniques de l'anàlisi estratigràfica sísmica (VAIL et al., 1977), s'ha pogut arribar a tenir una nova visió del Mesozoic, pel que fa la seva vessant estratigràfica. ESTEBAN i ROBLES (1979) van ser els primers autors que van aplicar aquestes noves tècniques d'anàlisi estratigràfica als materials mesozoics de la Serralada Costanera Catalana. Més tard, GINER (1980) va establir les seqüències deposicionals per al Juràssic de l'àrea estudiada. Finalment, MARZO et al. (1983, 1985), MARZO (1986) i CALVET (1986) estudien les seqüències deposicionals del Triàsic. Des de l'any 1983 R. Salas ha publicat tota una sèrie de treballs on es defineixen i s'estudien les seqüències deposicionals del Malm i del Cretaci Inferior (SALAS, 1983a, 1983b, 1984, 1985, 1986a, 1986b, 1986c; SALAS et al., 1986a; SALAS, 1987a), i on també s'analitzen les seqüències deposicionals de la resta del registre mesozoic.

D'acord amb SALAS (1985) el Mesozoic de la Serralada Costanera Catalana i de la Serralada Ibèrica oriental pot ser

EDAT m.a.	ERATEMA	SISTEMA	SERIE	ESTATGES	SEQUÈNCIES DEPOSICIONALS	DISC.	SUPERSEQUÈNCIA DEPOSICIONAL	EDAT m.a.		
	CENOZOIC	TERCIARI	PALEOCE	DANIA						
70	MESOZOIC	CRETACI	SUPERIOR	SENONIÀ	K 23		K 2	70		
80				TURONIÀ	CENOMANIÀ				d13	80
90									d12	90
100			INFERIOR	ALBIÀ	SUP	K 2.1		K 1	100	
110					MIT.	K 1.6	d03		110	
110					INF.	K 1.5	d11		110	
120					APTIÀ	SUP	K 1.4		d10	120
120						INF.	K 1.3		d9	120
120					BARREMIÀ		K 1.2		d8	120
130					HAUTERIVIÀ	NEOCOMIA	K 1.1		d7	130
140					VALANGINIÀ		J 3.4		d2	140
140			BERRIASIÀ	J 3.3	d6		140			
150			JURÀSSIC	MALM	PORTLANDIÀ			J	150	
150					KIMMERIDGIÀ	J 3.2	d5		150	
160					OXFORDIÀ	J 3.1	d4		160	
170				DOGGER	CALLOVIÀ		d3		170	
170					BATHONIÀ	J 2			170	
180					BAJOCIA		d2		180	
180	AAELENIÀ	J 1.3				180				
190	LIAS	TOARCIÀ			d1	190				
200		PLIENSBAQUIÀ		J 1.2	d0	200				
200		SINEMURIÀ		J 1.1		200				
210		HETTANGIÀ		d0	210					
220	TRIÀSSIC	SUPERIOR	RETIÀ	TR 4		TR	220			
220			NORIÀ				220			
230			CARNIÀ	TR 3	diii		230			
240		MITJÀ	LADINIÀ	TR 2	dii		240			
240			ANISIÀ		di		240			
250		INFERIOR	ESCITIÀ	TR 1			250			
250	PALEOZOIC	PERMIÀ	SUPERIOR	TURINGIÀ		d0		250		

FIGURA 3.1:

Les seqüències deposicionals del Mesozoic de les conques del marge oriental d'Ibèria (segons SALAS, 1987a).

dividit en quatre grans seqüències deposicionals o superseqüències: 1) Triàsic (TR) (Buntsandstein-Hettangià); 2) Juràssic (J) (Sinemurià-Valanginià inferior); 3) Cretaci inferior (K1) (Valanginià superior-Albià mitjà) i 4) Cretaci superior (K2) (Albià superior-Senonià). Aquestes grans seqüències deposicionals són limitades per quatre discontinuïtats importants (D0, D1, D2 i D3), les quals poden ser reconegudes com a disconformitats i/o discordances (FIG. 3.1). Al mateix temps s'observa com el grau de recobriment expansiu (onlap) augmenta considerablement de cada superseqüència respecte a la subjacent. Si es tenen en compte altres discontinuïtats menors, es poden distingir també seqüències deposicionals d'ordre menor, les quals queden contingudes dins de les quatre grans superseqüències considerades més amunt.

Les quatre grans seqüències deposicionals o superseqüències són correlacionables amb els supercicles globals de canvis relatius del nivell del mar de VAIL et al. (1977), mentre que les seqüències deposicionals menors ho són amb els cicles de tercer ordre. Segons VAIL et al. (1977) les seqüències deposicionals estan relacionades amb els canvis relatius del nivell del mar.

3.1. LA SUPERSECUENCIA DEPOSICIONAL TRIASICA (TR).

S'inicia amb la discordança pre-triàsica (FIG. 3.1 i 3.2) que la separa dels terrenys paleozoics (D0) i comprèn el Permià superior, tot el Triàsic i l'Hettangià. El seu límit superior és una important disconformitat (D1) que es localitza entre les bretxes de la base del Lias (Fm. Cortes de Tajuña) i el substrat triàsic més o menys erosionat. Aquesta disconformitat, a les zones més marginals de les conques, pot arribar a ser una veritable discordança. Tal és el cas del Massís de Garraf, on les bretxes basals del Lias reposen discordants sobre el basament triàsic fracturat i basculat. La relació discordant entre el Juràssic basal i el substrat

triàsic va ser discutida per Giner (1980), el qual arribà a la conclusió que es tractava d'una il·lusió òptica. SALAS (1987A) està d'acord amb les observacions dels primers autors que van estudiar-la (ESTEBAN i JULIA, 1973). A la Serralada Costanera Catalana l'erosió afecta el Keuper i el sostre del Muschelkalk superior, però les bretxes dolomítiques sinemuri-anes arriben a reposar sobre el Buntsandstein al Baix Aragó, al sector de Cedrilla-Corbalán (FIG. 3.3).

La superseqüència deposicional triàsica (fins a 1.200 m) ha estat dividida, a la Serralada Costanera Catalana i a la Serralada Ibèrica oriental, en quatre seqüències deposicionals limitades per discontinuïtats d'ordre menor, però de considerable amplitud regional (FIG. 3.1): 1) La seqüència inferior és formada pel Permià superior, el Buntsandstein i part del Muschelkalk inferior (TR1). 2) La segona, pel sostre del Muschelkalk inferior, el Muschelkalk mitjà i part del del Muschelkalk superior (TR2). 3) La tercera comprèn la resta del Muschelkalk superior i el Keuper inferior (TR3). 4) La quarta seqüència i superior, és la formada pel Keuper superior i les dolomies finament estratificades de la Fm. Imón (suprakeuper d'alguns autors) (TR4) (MARZO, CALVET et al., 1983, 1985; CALVET, 1986; MARZO, 1986) (FIG. 3.1 i 3.2).

Els principals afloraments triàsics de l'àrea d'estudi són al Massís de Garraf, la Conca del Gaià, Serra de Miramar, Muntanyes de Prades, Baix Ebre, Desert de les Palmes i Serra d'Espadà.

3.1.1. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL PERMIÀ SUPERIOR, EL BUNTSANDSTEIN I PART DEL MUSCHELKALK INFERIOR (TR1).

El seu límit inferior és marcat per la discordança de les unitats del Permià superior o de les fàcies Buntsandstein sobre el sòcol hercinià. Mentre que el seu marc superior ve donat per una discontinuïtat, de gran extensió a la Serralada

Costanera Catalana, la qual es localitza cap al final de la fàcies Muschelkalk inferior. L'edat d'aquesta seqüència aniria des del Permià superior fins l'Anisià inferior.

Aquesta seqüència presenta un caràcter clar d'aprofundiment creixent cap al sostre (deepening upwards), que juntament amb el seu caràcter expansiu, ens indiquen la seva tendència transgressiva. Comença amb els dipòsits continentals del Permià inferior, allí on hi són presents, als quals segueixen els també continentals i fluvials, de la fàcies Buntsandstein. De manera progressiva continua amb el trànsit continental-marí del límit Buntsandstein-Muschelkalk, i finalitza amb els dipòsits marins de la fàcies Muschelkalk inferior (FIG. 3.2).

3.1.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL SOSTRE DEL MUSCHELKALK INFERIOR AL MUSCHELKALK MITJA I DE PART DEL MUSCHELKALK SUPERIOR (TR2).

Es limitada inferiorment per la discontinuïtat esmentada, mentre que el límit superior de la seqüència es troba a l'interior del Muschelkalk superior, aproximadament a la seva meitat. Aquesta discontinuïtat pot presentar-se com un hard-ground, superfícies de carstificació o simplement de ferruginització (FIG. 3.2). Aquesta segona gran unitat estratigràfica del Triàsic, limitada per discontinuïtats, està formada per dos megaseqüències, la primera d'aprofundiment creixent i la segona o superior, de somerització creixent. Aquestes tendències poden ser interpretades com un cicle regressiu-transgressiu, on el punt de màxima regressió se situaria dins del Muschelkalk mitjà (CALVET, 1986; MARZO, 1986).

Aquesta seqüència s'inicia amb una unitat dolomítica, les "dolomies blanques", dolmicrites originades en medis restringits i hipersalins. Aquesta unitat ens anuncia el començament d'una etapa regressiva important, la qual culminarà amb les entrades importants de terrigens siliciclàstics del

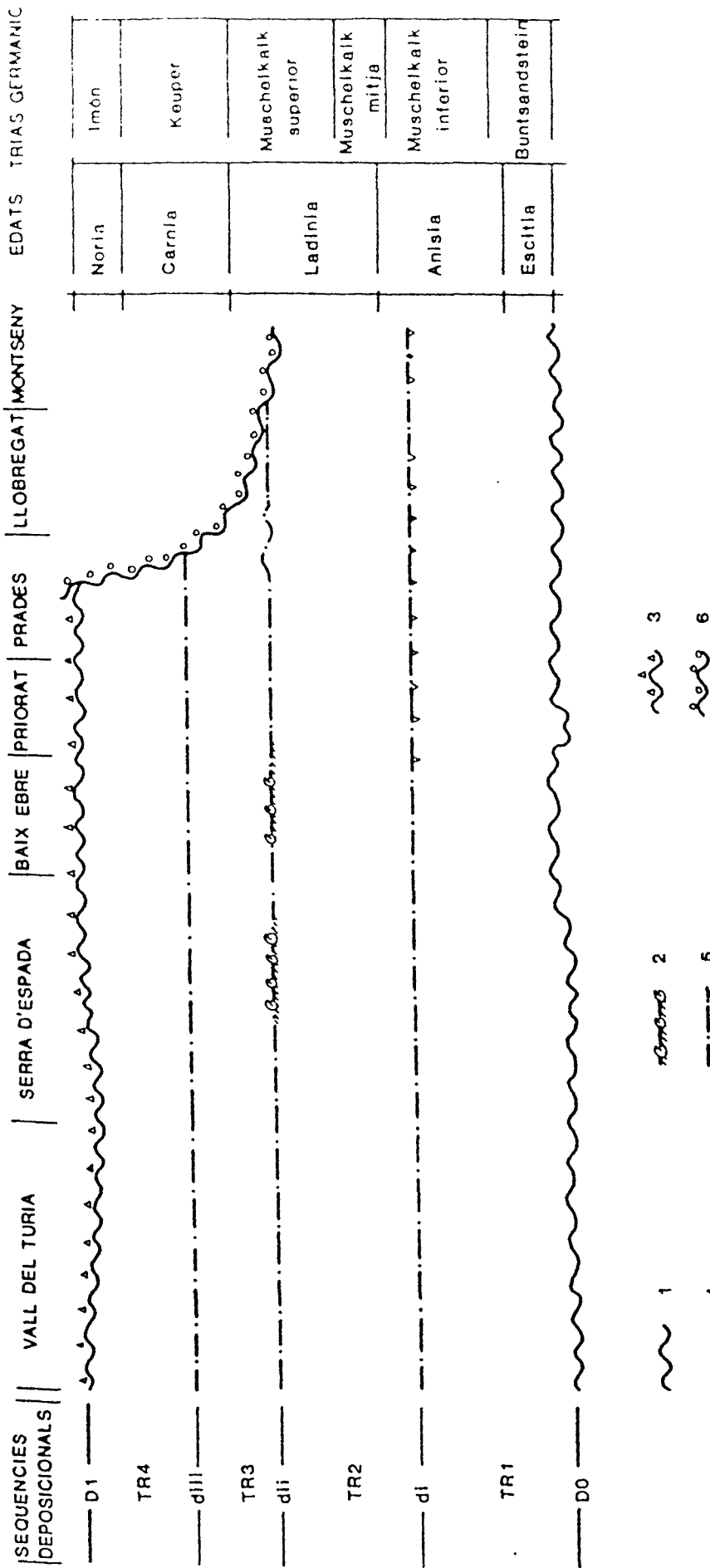


FIGURA 3.2:

Les seqüències deposicionals del Triàsic de les conques del marge oriental d'Ibèria. 1: discontinuïtat major; 2: fons endurit amb acumulació de fauna; 3: disconformitat de la base del Lias; 4: discontinuïtat menor; 5: fons endurit; 6: superfície d'erosió preterciària. Segons SANTANACH (1986).

Muschelkalk mitjà (FIG. 3.2).

La sedimentació del Muchelkalk mitjà correspon a sistemes fluvials amb l'àrea font situada cap al Nord i clares influències marines pel S i SE, d'on provindran els guixos. Es tracta d'una unitat essencialment lutítica que correspon a sediments de planes lutítiques intra i supramareals. Les evaporites intercalades s'haurien format en relació amb entollaments hipersalins. Els dipòsits acanalats som aquells que adquireixen major importància entre el Gaià i el Montseny (CASTELLTORT, 1985). Durant aquesta etapa té lloc el vulcanisme alcalí del Baix Ebre (MITJAVILA, 1987).

Amb els primers carbonats del Muschelkalk superior comença una etapa transgressiva generalitzada. Sobre les fàcies mareals de les "calcàries i dolomies de Rojals" se situen els dipòsits de carbonats marins d'aigües més profundes constituïts per les "calcàries bioturbades i dolomies de Benifallet" (CALVET, 1986), les quals representarien unes condicions de sedimentació de plataforma francament oberta i distal. En sectors més marginals i en una etapa posterior, per sobre de la unitat Benifallet s'instal·len dipòsits de planes de marea, amb creixement de doms estromatolítics i condicions hipersalines (unitat de Querol). En aquest moment, al sector de les Muntanyes de Prades es desenvolupa un complex escullós format per un cinturó d'esculls discontinu i un conjunt de pegats escullosos (patch-reefs). Mentre que als sectors més distals de la plataforma, al Baix Ebre, es dipositen fàcies d'aigües més profundes que s'ordenen verticalment en seqüències de somerització (unitat de Rasquera) (CALVET, 1986).

Immediatament per sobre d'aquestes fàcies, hi ha l'esmentada discontinuïtat intra Muschelkalk superior, la qual té caràcter subaeri-submarí. Així, mentre a les Muntanyes de Prades els esculls presenten el sostre carstificat, signe d'una evident exposició, al sector del Baix Ebre i la Serra d'Espadà correspon a un fons endurit (hard-ground) amb acumulacions de fauna. Aquest fet ens indicaria disminució important de la raó de sedimentació, probablement relacionada amb un augment de la profunditat del medi.

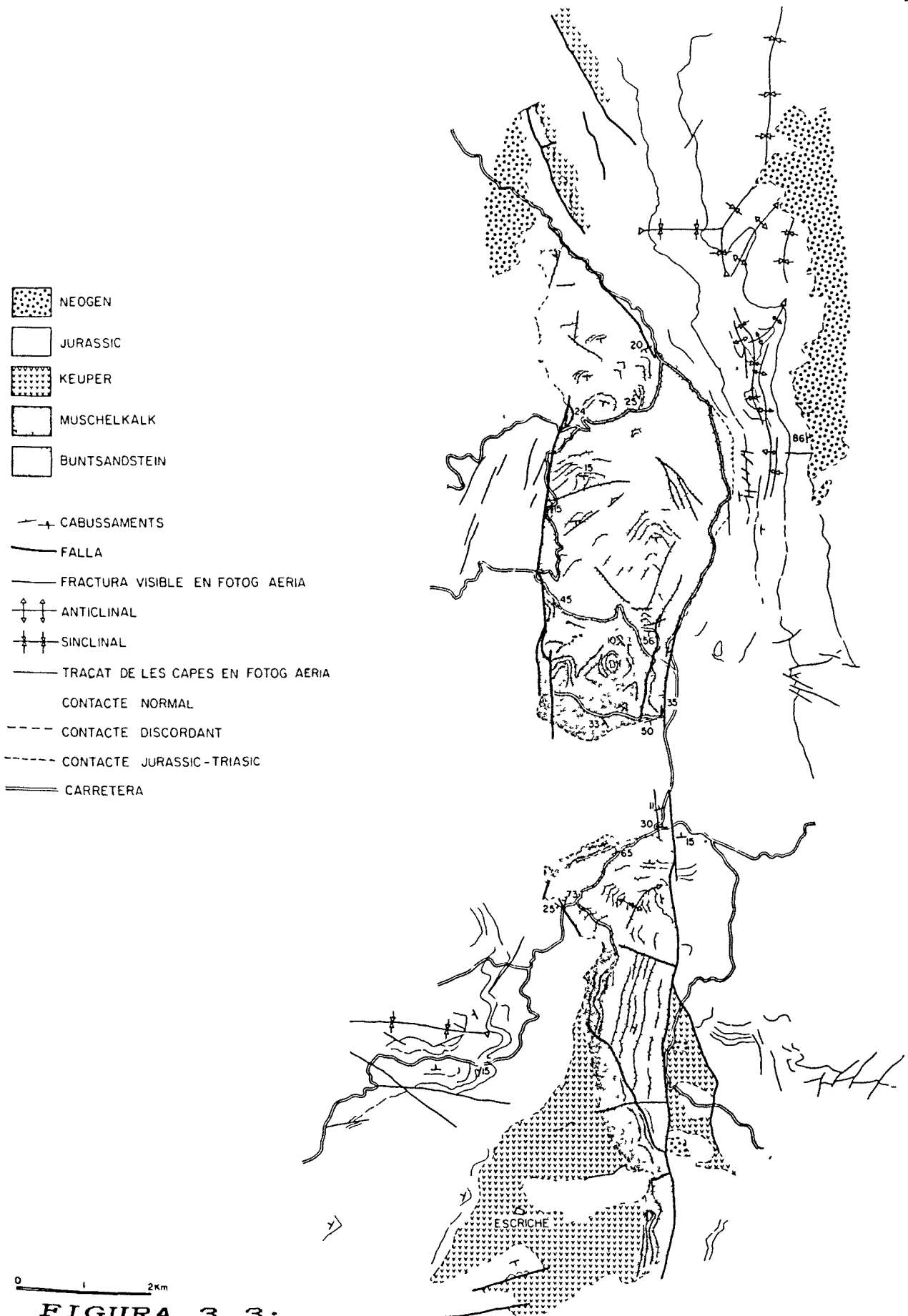


FIGURA 3.3:

Esquema geològic dels volants d'Escriche i Corbalán (part occidental de la regió estudiada). Mostra la disposició discordant dels materials de la base del Lias (Fm de Cortes de Tajuña) sobre diferents nivells del Trias, des del Keuper fins al Buntsandstein.

3.1.2. SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE LA PART ALTA DEL MUSCHELKALK SUPERIOR I DEL KEUPER INFERIOR (TR3).

El seu límit inferior és la discontinuïtat esmentada. Superiorment és limitada per una discontinuïtat que es manifesta amb la represa de l'activitat volcànica (dipòsits volcano-clàstics del Baix Ebre) o entrades significatives de terrígens siliciclàstics a les àrees més meridionals (Fm. Gresos de Manuel). Aquesta seqüència representa una etapa clarament regressiva, on el màxim regressiu se situa just al seu límit superior, cap a la part mitjana del Keuper. L'edat d'aquesta seqüència és Ladinià superior-Karnià inferior (CALVET, 1986; MARZO, 1986; SALVANY i ORTI, 1985) (fig. 2.5).

Al sector de les Muntanyes de Prades, els esculls carstificats i dolomititzats són recoberts expansivament per les dolmicrites finament estratificades de la "Pedra d'Alcover", les quals es depositaren en cubetes, d'aigües relativament profundes i fons anòxics, limitades pels esculls (ESTEBAN et al., 1977).

Mentrestant als sectors més meridionals del Baix Ebre i del País Valencià, es produeix una sedimentació carbonàtica relativament profunda, de fàcies distals i obertes d'una plataforma de carbonats (unitat de Tivissa). Superiorment es passa a unes condicions clarament més somes (unitat de Capafonts). Són carbonats que es presenten en seqüències de somerització i representen ambients molt somes, intra o supramareals (CALVET, 1986).

Les condicions regressives iniciades al final del Muschelkalk superior, culminaran amb la sedimentació de les fàcies del Keuper. Durant aquesta etapa té lloc una sedimentació majoritàriament evaporítica, constituïda per lutites i guixos abundants.

3.1.4. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL KEUPER SUPERIOR I DE LA FM D'IMON (TR4).

Aquesta seqüència comença amb la discontinuïtat esmentada. El seu límit superior és la disconformitat de la base de les bretxes del Lias (D1) (Fm. Cortes de Tajuña) de la qual ja se n'ha parlat anteriorment i que correspondria a un episodi de caiguda important del nivell del mar (SALAS, 1985). L'edat d'aquesta seqüència és Karinià superior-Norià-Retico-Hettangia ? (GINER, 1980) (FIG. 3.2).

Per damunt dels gresos de Manuel, del País Valencià, o dels dipòsits vulcanoclàstics del Baix Ebre, es depositen lutites vermelles amb guixos nodulars en medis associats a salines costaneres (sabkhas) sota un clima semiàrid-àrid i dins d'un context d'aigües hipersalines. Per sobre ve el tram gris i gris verdós (Argiles i carbonats del Gallicant) que representa el trànsit a la Fm. d'Imón, i correspondria a dipòsits de sabkhas i d'esplanada mareal d'aigües hipersalines (SALVANY i ORTI, 1985).

La darrera unitat d'aquesta seqüència és la Fm. d'Imón (fins a 70 m). La part inferior (fins a 15 m) és constituïda per carnióles margoses, bretxes dolomítiques i intercalacions primes de lutites. La part superior és formada per una alternança de dolmicrites taulejades i calcarenites oolítiques. També hi són presents les dolmicrites amb laminació mil·limètrica amb motlles d'evaporites i algunes estructures de dessecació. Tots aquests sediments carbonàtics es formarien en esplanades de marea i parts marginals somes d'una plataforma de carbonats.

3.2. LA SUPERSEQUENCIA DEPOSICIONAL JURASSICA (J)

El límit inferior és una superfície de disconformitat molt important que pot representar una etapa d'erosió molt

important. Damunt aquesta superfície d'erosió (D1), les bretxes de la base del Lias (Fm. Cortes de Tajuña) es disposen amb un alt grau de recobriment expansiu (onlap). Comprèn (més de 3.000 m) des del Sinemurià, edat de les bretxes basals (GINER, 1980), fins al Valanginià inferior (SALAS, 1985). El límit superior, a les conques de la vora oriental d'Ibèria, és ben establert per una important disconformitat (D2) i sobretot per l'ampli i extens recobriment expansiu de la seqüència deposicional suprajacent cretàcia inferior (FIG. 3.1).

A l'àrea que ens ocupa, i en general a totes les conques del marge oriental d'Ibèria, s'hi han definit vuit seqüències deposicionals: 1) Seqüència deposicional del Sinemurià-Carixià (J1.1); 2) Seqüència deposicional del Domerià (J1.2); 3) Seqüència deposicional del Toarcià-Aalenià (J1.3); 4) Seqüència deposicional del Bajocia-Cal. lovià (J2); 5) Seqüència deposicional de l'Oxfordià (J3.1); 6) Seqüència deposicional del Kimmeridgià inferior (J3.2); 7) Seqüència deposicional del Kimmeridgià superior-Berriasià (J3.3) i 8) Seqüència deposicional del Valanginià inferior (J3.4) (GINER, 1980; SALAS, 1983, 1985, 1986a; SALAS et al. 1986) (fig. 2.8).

Els aflorament principals dels terrenys juràssics dins l'àrea d'aquest estudi són: el Massís de Garraf, la Conca del Gaià, el Massís de Bonastre, les Muntanyes de Prades, el Cap de Salou-Tarragona, El Perelló, El Cardó, Els Ports de Beseit, el "Maestrat", el Desert de les Palmes i la Serra d'Espadà.

3.2.1. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL SINEMURIA-CARIXIA (J.1.1)

Es limitada a la base per la discontinuïtat major de la base de la superseqüència juràssica (D1), i al sostre per una discontinuïtat menor, la qual sovint és representada per una superfície ferruginitzada i perforada (d0) (SALAS, 1986, 1987).

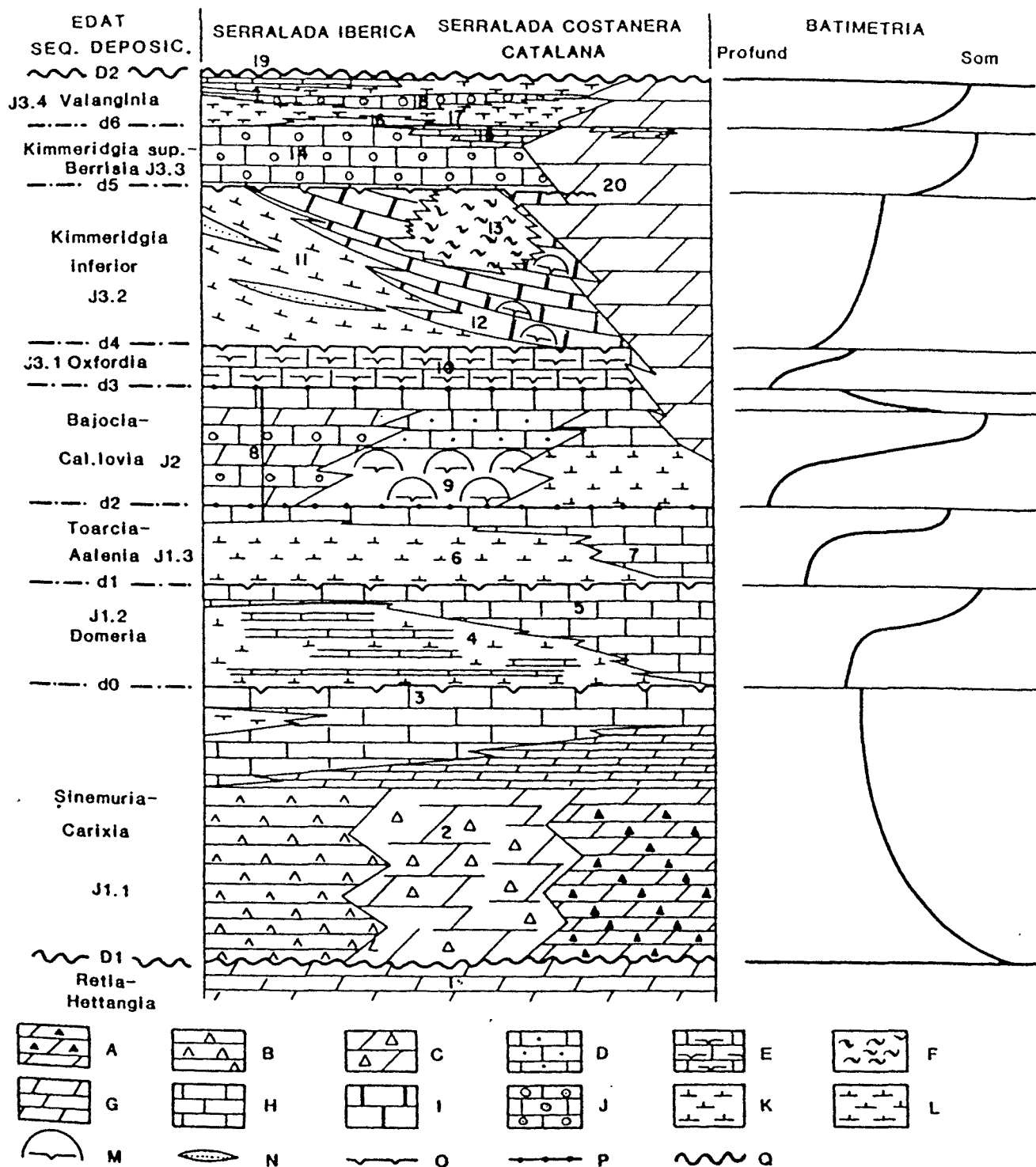


FIGURA 3.4:

Unitats estratigràfiques del Juràssic de la vora oriental d'Ibèria. Hi ha indicades les formacions litostratigràfiques, les seves relacions geomètriques i els canvis laterals de fàcies; també hi ha indicada la divisió d'aquestes unitats en seqüències deposicionals.

Unitats litostratigràfiques: 1: Fm d'Imón; 2: Fm de Cortes de Tajuña; 3: Fm de Cuevas Labradas; 4: Fm de Cerro del Pez; 5: Fm de Barrahona; 6: Fm de Turmiel; 7: Mb de Casinos; 8: Fm de Chelva; 9: part mitjana de la Fm de Chelva; 10: Fm de Yátova; 11: Fm de Sot de Chera; 12: Fm de Loriguilla (o de Polpis); 13: U d'Ascla; 14: Fm de Figueroles (o del Bovalar); 15: U de l'ermita de la Bota; 16: gresos del barranc d'en Siroll; 17: calcàries i margues dels Mangraners; 18: calcarenites dels Polacos; 19: calcarenites de la Bastida.

M: esculls d'esponges; N: gresos; O: fons endurit; P: acumulació d'òdlits ferruginosos; Q: discontinuïtat. Segons SALAS (1987a).

Aquesta unitat engloba diverses unitats litostratigràfiques definides per autors espanyols a la branca castellana de la Serralada Ibèrica (GOY *et al.*, 1976: carnioles de Cortes de Tajuña i calcàries i dolomies de Cuevas Labradas) i per autors holandesos a la zona de Montalbán i Muniesa (GINKEL i MEKEL, 1976: dolomies de Cantalesa i calcàries de Martín) (FIG. 3.4).

Es una seqüència de tipus de profunditat creixent (deepening upwards), és a dir, en la qual els materials representen progressivament sediments d'ambients més profunds. Les bretxes de la part inferior d'aquesta seqüència (carniols de Cortes de Tajuña) són el resultat de tres processos que es desenvoluparen simultàniament: dissolució d'evaporites, fet que donà lloc a les carniols; resedimentació de materials a causa de la inestabilitat dels fons en relació al moviment de falles, procés que donà lloc a la bretxificació; i dissolució d'evaporites acompanyada del col.lapse d'alguns trams carbonàtics suprajacents. Tot això, juntament amb el caràcter sovint erosional dels contactes entre els diversos trams d'aquesta formació, així com els ràpids i freqüents canvis laterals de fàcies i de potències, i la presència de nivells amb clars slumps, ens fa pensar en un sistema de sedimentació en talussos inestables. El procés seguí una seqüència d'inestabilitat, dissolució d'evaporites, resedimentació. En períodes d'estabilitat no es destruïren les capes, com ho testimonien certs nivells de calcàries i dolomies que s'han conservat intactes (GINER, 1980).

La unitat de calcàries i dolomies superior (calcàries i dolomies de Cuevas Labradas) representa ambients més profunds i, a la Serralada Costanera Catalana i la part N del País Valencià, mostra una profundització creixent. Els termes més superiors, amb ammonits, representen els ambients més profunds i/o més oberts d'aquesta seqüència. Per contra, al País Valencià, ja a prop del Prebètic extern, tot el conjunt de calcàries i dolomies de la meitat superior de la seqüència correspon a ambients d'aigües somes típiques de les zones marginals d'una plataforma de carbonats (GINER, 1980).

3.2.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL DOMERIA (J1.2)

Es limitada inferiorment per la discontinuïtat menor ja esmentada i per la part superior, també per una superfície ferruginitzada amb perforacions i incrustacions (d1), (SALAS, 1986, 1987).

De la base al sostre, consta de les formacions de les margues del Cerro del Pez i de les calcàries bioclàstiques de Barahona, definides a la branca castellana de la Serralada Ibèrica (GOY et al., 1976), que equivalen respectivament a les margues d'Ariño i a les calcàries d'Alcaine, definides a la regió de Montalbán-Muniesa (GINKEL i MEKEL, 1976).

Aquesta seqüència, contràriament al que succeeix en la sinemuriana-carixiana, presenta una evolució vertical de somerització creixent, és a dir, que en ascendir en la sèrie, els materials corresponen progressivament a ambients més somers (shallowing upwards). En general, corresponen a diverses fàcies d'una plataforma carbonàtica, on els materials del sector més meridional representen medis més marginals que els seus equivalents de la zona dels ports de Beseit-Vandellòs (SALAS, 1986, 1987).

3.2.3. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL TOARCIA-AALENIA (J1.3)

El límit inferior d'aquesta unitat estratigràfica és la discontinuïtat de què ja hem fet esment. El superior és una superfície d'erosió, més o menys important, que ve assenyallada per la presència de crostes ferruginoses i/o fosfàtiques i fons endurits (hard-grounds), recoberts, en molts indrets, per una capa prima (1 m de gruix com a màxim) d'oolites -l'unterer grenz Oolith dels geòlegs alemanys-. Es tracta de l'"oòlit ferruginós inferior" (SALAS, 1986, 1987) del límit Lias-Dogger (d2).

Es freqüent que els materials situats immediatament per sota d'aquesta discontinuïtat tinguin una edat toarciana, fet que suposa un buit deposicional i/o erosional que comprèndria

part del Toarcià i tot l'Aalenità. Aquesta discontinuïtat presenta un marcat desenvolupament al sector oriental de la regió considerada (ports de Tortosa i Beseit, Llaberia, Vandellòs), i va perdent importància cap al N de la Serralada Ibèrica, sobretot pel que fa a la magnitud de la llacuna estratigràfica que comporta (GINER, 1980).

Aquesta unitat és formada, de base a sostre, per les formacions de l'alternança de margues i calcàries de Tumièl i per les calcàries noduloses de Casinos, definides en la branca castellana de la Serralada Ibèrica (GOY et al., 1976). Equivalen respectivament a les formacions de les margues d'Obón i a la part inferior de les calcàries de Cabra definides a la regió de Muniesa-Montalbán (FIG. 3.4).

3.2.4. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL BAJOCIA-CAL.LOVIA (J2)

Queda limitada inferiorment per la discontinuïtat associada a l'òolít ferruginós que ja hem esmentat. El límit superior també és associat a una capa característica i significativa d'òolits ferruginosos (d3). Aquesta ruptura sedimentària sol afectar diverses zones d'ammonits i representa la condensació d'algunes unitats cronostatigràfiques o, almenys, d'una part d'aquestes unitats (SALAS, 1986, 1987).

La seqüència deposicional del Bajocià-Cal.lovià comprèn la major part de la formació carbonàtica de Chelva (GOMEZ, 1979, GOMEZ i GOY, 1979), que equival a les calcàries de Cabra definides pels geòlegs holandesos (GINKEL i MEKEL, 1976) a Muniesa i Montalbán (FIG. 3.4).

El registre vertical de la sedimentació del Bajocià-Cal.lovià és una seqüència del tipus de somerització creixent (shallowing upwards), especialment pel que fa a les àrees marginals de la plataforma, on la sedimentació comença amb mudstones micritoargilosos, amb bioherms d'esponges a la base, segueix amb calcàries més bioclàstiques, i finalitza amb grainstones oolítics al sostre. Al depocentre de la conca (sector de Vandellòs-Salou), la sedimentació és, però, únicament margocalcària (GINER, 1980).

Paleogeogràficament, el fenomen més important és, el canvi del repartiment de les àrees més subsidents en comparació amb el Lias. Durant el Lias, la conca s'obria cap al NW (cap al que podríem anomenar domini ibèric); en canvi, durant el Dogger, la conca s'obre cap al SE. Al domini ibèric, s'instal·la una plataforma de carbonats, hemipelàgica, en la qual, cap al final del cicle sedimentari (Cal·lovià mitjà), hi ha etapes de no deposició d'amplitud variable. S'hi observen fons endurits submarins, nivells de concentració de glauconita, de condensació de fauna, d'oòlits i crostes ferruginoses, d'oòlits fosfatats, etc. En canvi, durant el Juràssic mitjà (Dogger), al domini català (Orpesa-Morella-Tarragona) té lloc una subsidència considerable. Així, la plataforma soma del Lias és substituïda per una conca profunda on s'acumulen els màxims gruixos de sediments de fàcies pelàgiques, de plataforma externa i de transició talús-conca (GINER, 1980).

3.2.5. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE L'OXFORDIA

Durant el Juràssic superior, fins al Kimmeridgià inferior, es donen condicions marines transgressives, sobretot a la conca del Maestrat. A partir del Kimmeridgià superior, i fins el Portlandià-Berriasià, a totes les conques de l'àrea estudiada es produeix una regressió generalitzada, la qual en certes àrees perdurarà fins al Barremià. Es l'etapa de les "pertorbacions finijuràssiques i eocretàcies", o de les fases neocimèriques de Stille (1924), amb la sedimentació de les fàcies continentals purbeck i weald, per comparació amb l'Anglaterra (SALAS, 1986, 1987).

El límit inferior d'aquesta unitat carbonatada és una discontinuïtat que es caracteritza per: erosió (corrosió) superfícies ferruginitzades i perforades (d3) argiles laterítiques, oolits ferruginosos i acumulacions de glauconita, fenòmens que tenen una gran extensió lateral tots plegats i que constitueixen l'anomenament "oòlit ferruginós superior" o la capa d'oòlits ferruginosos d'Arroyofrío (Gómez, 1979; Gómez i Goy, 1979). Aquesta discontinuïtat també pot presentar com una verdadera discordança, com és el

cas de les Voltes, al tall de riu Matarranya, al S de Beseit, prop de la seva confluència amb el Barranc de les Marrades, on la base d'aquesta unitat reposa discordant uns 10 sobre una superfície perforada i rubefactada del Dogger (SALAS, 1987A). Una cosa semblant també pot observar-se més cap al W, al sector d'Alcorisa, al tall del riu Guadalopillo, prop del pantà que hi ha entre Alcorisa i Berge.

El límit superior és format per la discontinuïtat finioxfordiana (d4), la qual es caracteritza per erosió subaèria amb entrades de detritics, superfícies ferruginitzades amb perforacions, acumulacions de glauconita, i canvis deposicionals (SALAS, 1987). Aquest episodi erosiu del final de l'Oxfordià pot haver estat important localment; així, a l'anticlinal del riu Guadalopec, prop de Montoro, els materials de la seqüència deposicional de Vistabella, suprajacent, es posen directament sobre el substrat bathonià erosionat amb la total ablació de la seqüència deposicional oxfordiana. Encara que aquest fet és un cas extraordinari, i la llacuna estratigràfica de la discontinuïtat finioxfordiana (d4) sol durar normalment tota la zona de planula (Oxfordià superior terminal) i només en algunes ocasions abasta la zona subjacent de bimamatum, com és el cas d'Aguilón (Bulard, 1972).

A la localitat tipus d'Ejulve el substrat sempre és bathonià, i és també sempre tallat per un fons endurit i perforat que sol afectar a fàcies calcarenítiques. Per sobre la unitat d'Ejulve pot reposar concordant o amb una lleugera discordança angular d'uns 10°. A la secció tipus, a la base hi ha grainstones amb restes d'oxidació i fragments d'espongiaris, algunes calcàries, miliòlids, ..., on sempre la glauconita s'hi troba força abundant, (fins 80 cm) amb estratificació d'ordre centimètric. Per sobre es disposen wackestones de fragments d'esponges i abundant glauconita en grans angulosos, cap al sostre el tram es fa francament calcarenític (fins a 90 cm), amb estratificació d'ordre decimètric. El tram i la unitat s'acaben amb una superfície ferruginosa i d'encrostrament que conté ammonits de l'oxfordià mitjà, per sobre de la qual es disposen els mudstones taulajats de la Fm. Polpis. La gruixària total de la unitat a la secció tipus no aplega els dos metres (1.70 m).

La seqüència deposicional d'Ejolve consta d'una sola unitat litostratigràfica: la Fm. de Calcàries de Iàtora, definida més al Sud (GOMEZ, 1979) i estesa a la zona d'estudi per GINER (1980), a la qual equival totalment. Aquesta unitat es caracteritza per la seva gran homogeneïtat de fàcies a tota l'àrea estudiada.

3.2.6. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL KIMMERIDGIA INFERIOR (J3.2)

La base de la unitat queda limitada per la discontinuïtat d4 que ja ha estat descrita. El límit superior és una interrupció sedimentària difícil de reconèixer (d5). A les àrees marginals de la conca, on les discontinuïtats són sempre més evidents, hi ha gairebé sempre una dolomitització intensa que ho mascara tot. Això passa a la Serralada Costanera Catalana, on la dolomitització pot arribar a afectar des dels materials del Cal. lovià fins als del Valanginià superior. Al massís de Garraf la part inferior d'aquestes dolomies s'ha anomenat Dolomies de les Agulles. al depocentre de la conca, al Maestrat (la Salzedella i Santa Magdalena de Polpís) la dolomitització ja no és tan intensa. Cal tenir en compte que es tracta de l'àrea de màxima subsidència, amb un índex de sedimentació més gran durant aquesta seqüència. Es passa molt sobtadament de carbonats fins, micrítics (mudstones) de talús-conca més o menys profund, amb margues anòxiques de conca, a carbonats marins però molt somers i d'alta energia, dipositats a zones marginals d'una plataforma. Representen el començament del cicle sedimentari següent (SALAS, 1986, 1987).

La seqüència del Kimmeridgià inferior presenta una evolució de profunditat creixent (deepening-upwards), tendència que és sobtada per la discontinuïtat que la limita superiorment.

3.2.7. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL KIMMERIDGIA SUPERIOR-BERRIASIA (J3.3).

Limita a la base amb la discontinuïtat d5, i el seu límit superior el marquen sediments terrígens amb bases erosives, concentracions de glauconita i canvis molt bruscos de la naturalesa dels materials, com pot ser l'aparició sobtada de tascons de carbonats d'aigua dolça (d6). D'alguna manera aquesta unitat és el primer registres de les fàcies purbeck. Les condicions d'aflorament dels terrenys de la seqüència en qüestió són bones a la conca del Maestrat; a la del Perelló i de Salou-Garraf es troben molt dolomititzats --i a molts llocs ho estan completament--. La dolomitització d'aquesta unitat pot quedar amalgamada amb les de les unitats inferiors (Dogger i Malm inferior), fet que provoca la presència d'un paquet potent de dolomies que comprèn un bon interval de temps --a la Serralada Costanera Catalana--; aquestes dolomies s'han anomenat dolomies del trànsit Juràssic-Cretaci i per SALAS (1987a) dolomies de les Talaies.

La seqüència està formada bàsicament per una unitat carbonàtica (Calcàries de Mortero al sector de Muniesa-Montalbán (GINDEL i MEKEL, 1976) i formació del Bovalar a la Serralada Costanera Catalana i al Maestrat). Damunt es troben les calcàries laminades i les dolomies de l'ermita de la Bota o de la Pleta.

3.2.8. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL VALANGINIA (J3.4)

Està limitada inferiorment per tascons de carbonats d'aigua dolça, de terrígens o per concentracions de glauconita (d6). El límit superior és una ruptura sedimentària major que es manifesta per l'aparició de terrígens, crostes ferruginoses, una erasió important, carst i laterites. A la Salzedella té una potència de 600 m. Aflora a la part central i oriental de la conca del Maestrat. Cap a l'oest experimenta un aprimament considerable a causa de l'erosió prehauteriviana, i a la cubeta del Perelló desapareix per erosió uns dos quilòmetres al nord d'aquest poble. A la Conca de Salou-Garraf no ultrapassa cap al nord la línia que uniria el coll de Santa Cristina amb la cota Cova (667 m) del full de Valls (mapa

1:50.000), a causa de l'erosió barremiana. No es troba a la cubeta de la Penyagolosa, almenys en fàcies marines (SALAS, 1987).

Dins un marc d'aigües somes, mostra una certa evolució del tipus de somerització creixent. Cadascuna de les conques té subsidències diferents; mentre a la conca del Maestrat té lloc la subsidència màxima a la de la Penyagolosa-Aliaga és molt petita, de manera que no sols no hi ha sedimentació sinó que, fins i tot, hi són erosionats els materials kimmeridgians (SALAS, 1986, 1987).

3.3. LA SUPERSEQUÈNCIA DEPOSICIONAL CRETACIA INFERIOR (K1)

El límit inferior d'aquesta gran unitat (més de 2.000 m) ve assenyalat per la discontinuïtat de l'interior del Valanginià (D2). El límit superior ve fixat per una important superfície d'erosió (D3), la qual és solapada per un ampli recobriments expansiu dels materials de la base (Fm. Arenes d'Utrillas) de la superseqüència deposicional suprajacent del Cretaci superior (FIG. 3.5). En alguns casos, en els sectors marginals de les conques, el sostre de la superseqüència del Cretaci inferior pot estar fallat i basculat, donant lloc a truncaments o discordances amb la base de la Fm. Arenes d'Utrillas. Així, doncs, aquest cicle sedimentari és format per part del Valanginià, l'Hauterivià, el Barremià, l'Aptià i l'Albià mitjà (SALAS, 1983, 1986, 1987; SALAS et al., 1986) (FIG. 3.1).

A les conques del marge oriental d'Ibèria, la superseqüència del Cretaci inferior consta de sis unitats estratigràfiques del tipus seqüència deposicional: 1) Seqüència deposicional del Valanginià superior-Hauterivià (K1.1); 2) Seqüèn-

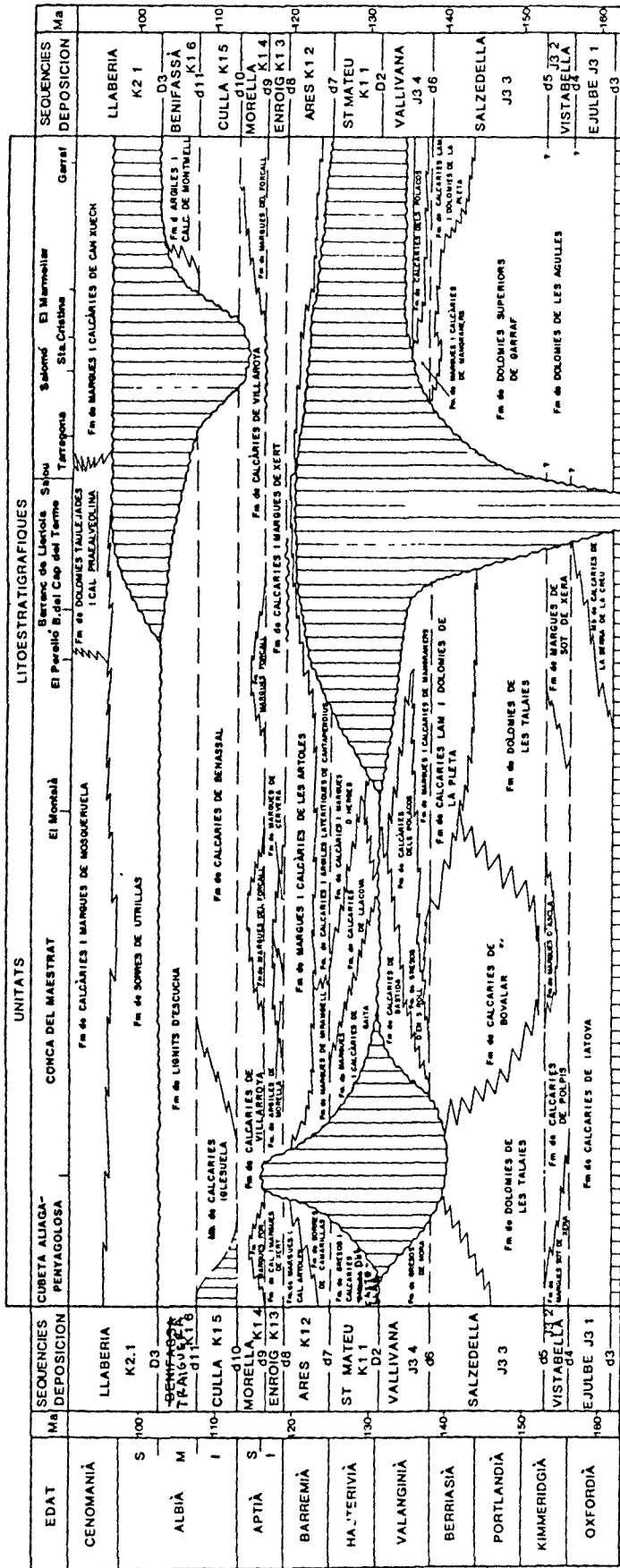


FIGURA 3.5:

Les unitats estratigràfiques de l'interval Oxfordià-Senonià de les Serralades Costanera Catalana i Ibèrica oriental. Segons SALAS (1987a).

cia deposicional del Barremià (K1.2); 3) Seqüència deposicional de l'Aptià basal (K1.3); 4) Seqüència deposicional de l'Aptià (K1.4); 5) Seqüència deposicional de l'Albià inferior (K1.5) i 6) Seqüència deposicional de l'Albià mitjà (K1.6) (SALAS, 1983, 1986a; SALAS et al., 1986; SALAS, 1987a).

Els terrenys del Cretaci inferior presenten els principals afloraments en les següents àrees: el Massís de Garraf, Cap de Salou-Tarragona, El Perelló, el Montsià, conca del Maestrat, cubeta d'Aliaga-Penyagolosa i la cubeta d'Oliete.

3.3.1. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL VALANGINIA SUPERIOR-HAUTERIVIA (K1,1)

Per la base la limita una discontinuïtat sedimentària d'ordre major que es manifesta per una erosió prehauteriviana: carst, laterització, entrades de terrigens i crostes ferruginoses (D2). El límit superior és una ruptura sedimentària d'ordre menor que, a les zones marginals de la conca, es tradueix en episodis importants d'edafització i de carstificació, que han contribuït a la formació de dipòsits de laterites. Cap a l'interior de la conca es manifesta en canvis importants en la sedimentació (d7).

Segons SALAS (1986 i 1987a) els materials marins d'aquesta seqüència es troben únicament a la conca del Maestrat, que és l'única conca de sedimentació intracratònica del marge oriental d'Ibèria que té un registre sedimentari continu durant l'interval Oxfordià-Barremià superior, i en la que hi ha moltes intercalacions de fàcies marines. L'edat de la seqüència és Valanginià superior-terminal a Hauterivià superior, exclòs, potser, l'Hauterivià terminal.

De l'interior de la conca cap a les zones marginals trobem diverses unitats litològiques --bàsicament margocalcàries-- que passen de l'una a l'altra lateralment i verticalment.

A la zona de Sant Mateu, on hi ha fàcies de medis més oberts i distals (interns), presenta una seqüència vertical

d'aprofundiment creixent, però que, molt sobtadament, passa a fàcies litorals i molt somes. Aquesta etapa sobtada de somerització es tradueix, a les àrees marginals de la conca del Maestrat, en una exposició subaèria que dona lloc a una erosió generalitzada i a l'acció d'una pedogènesi de tipus tropical amb el desenvolupament de sòls laterítics, mentre que a les altres conques només hi ha erosió i no deposició.

3.3.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL BARREMIÀ (K1.2)

El límit inferior ja ha estat descrit (d7) i comporta, a les àrees no marginals, laterites i carstificació. La discontinuïtat que limita superiorment la seqüència per entrades de tascons importants de materials detrítics, laterites, superfícies ferruginitzades, erosió i concentracions de glauconita a les àrees menys marginals (d8), (SALAS, 1986, 1987).

La transgressió hauteriviana queda restringida a la part central del Maestrat, mentre que a la resta de les àrees considerades els seus dipòsits són tan sols representats per fàcies d'aigua dolça o salabrosa o no ho són de cap manera, ja que en aquestes zones es va produir una exposició perllongada del substrat prehauterivià que va condicionar els processos de carstificació i de laterització.

Al marge oriental de la cubeta del Perelló, els dipòsits del Barremià superior queden tallats per un nivell d'argiles laterítiques i bauxites amb òblits ferruginosos, que indiquen una etapa d'exposició important: la discontinuïtat que limita superiorment la seqüència. En altres àrees de la cubeta són afectats d'una dolomitització important.

Fins al Barremià superior no es generalitzà l'etapa transgressiva que, a les nostres conques, pot considerar-se l'inici de l'anomenada transgressió urgoniana. A partir d'aquest moment van desenvolupar-se plataformes de carbonats, preferentment de tipus rampa, és a dir, amb molt poc pendent deposicional i amb les fàcies d'alta energia en posició marginal (SALAS, 1987).

3.3.3. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE L'APTIA BASAL (K1.3)

El límit inferior és la discontinuïtat a què ens hem referit anteriorment (d8). El límit superior també és una ruptura sedimentària d'ordre menor que es coneix per l'aparició de superfícies de ferruginització, de perforació i d'incrustament abundants (d9) (SALAS, 1986, 1987).

Al final del Barrenià es produeix una nova etapa regressiva important. La mar s'enretira i els deltes envaeixen les plataformes de carbonats d'una bona part de les conques, mentre que en altres casos --la conca del Perelló-- es desenvolupen sols laterítics i bauxítics que testimonien una etapa d'exhumació i d'edafització. A l'Aptià inferior (Bedulià) té lloc el gran desenvolupament de les orbitolines; els esquelets d'aquests macroforaminífers es troben acumulats moltes vegades en ventalls als talusos de les plataformes de carbonats. Aquestes plataformes reflecteixen molt sovint geometries típiques de progradació en toplap, en moments d'estabilització del nivell del mar, en unes condicions d'aigües bastant somes (SALAS, 1987).

3.3.4. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE L'APTIA (K1.4).

Es troba limitada inferiorment per la discontinuïtat sedimentària d9. El sostre de la unitat el marca una ruptura sedimentària que es manifesta en acumulacions de crostes ferruginoses i entrades de sediments terrígens (d10). Als sectors més marginals de la conca de Salou-Garraf van tenir lloc processos de dolomitització, probablement en relació amb l'emersió que succeï al final de l'Aptià, que assenyalava el límit superior de la seqüència. Al sector de Carver-La Jana el seu gruix és d'una 180 m, a la cubeta de la Penyagolosa 500 m i al massís de Garraf 10 m (SALAS, 1986, 1987).

La base del Bedulià superior coincideix amb un període regressiu, que s'enregistra a escala global. Sobre la discontinuïtat beduliana es dipositen els carbonats de la seqüència

deposicional del Bedulià superior-Gargasià. Les plataformes de carbonats presenten un desenvolupament òptim: els bancs de rudistes i els esculls de rudistes, coralls i algues van assolir una expansió considerable. Al final de l'Aptià tingué lloc novament una davallada relativa del nivell de la mar i es va aturar l'expansió i l'evolució de les plataformes de carbonats. Com a conseqüència es va produir una nova discontinuïtat sedimentària, que és el sostre de la seqüència. El Clansaiesià no ha pogut ser caracteritzat paleontològicament a tota la regió estudiada (SALAS, 1987).

3.3.5. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE L'ALBIA INFERIOR (K1.5)

El límit inferior és la discontinuïtat d10. El superior és una altra discontinuïtat sedimentària marcada per una arribada de sediments terrígens. Al Maestrat i a la Serralada Costanera Catalana està formada per calcàries que a les zones marginals passen a calcarenites. El gruix de la seqüència oscil·la sobre els 100 m: 90 a Benassal, 100 a La Jana, més de 125 a la Serralada Costanera Catalana (SALAS, 1986, 1987).

L'Albià inferior es caracteritza per una nova etapa transgressiva que ve acompanyada d'un altre ascens relatiu del nivell del mar. Durant aquest temps es desenvolupen plataformes de carbonats de pendent deposicional escàs, amb les distribucions de fàcies característiques (SALAS, 1987).

3.3.6. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE L'ALBIA MITJA (K1.6)

El límit inferior és la discontinuïtat d11; al sostre és tallada per la discontinuïtat major, límit de la superseqüència del Cretaci inferior (D3), assenyalada per una erosió important i per l'entrada --també molt important-- de materials siliciclàstics: les arenas de la formació d'Utrillas que, en nombroses zones marginals, reposen sobre

terrenys de seqüències inferiors (SALAS, 1987).

L'Albià mitjà es troba ben desenvolupat a la conca del Maestrat (a Traiguera, la serra de la Pietat, els ports de Beseit, la Tinença de Benifassà), a la cubeta de la Penyagolosa-Aliaga (Villahermosa del Río, la Penyagolosa) i a la conca de Salou-Garraf. A aquesta conca darrera, sovint s'ha confós amb les arenas d'Utrillas.

Consta d'una única unitat estratigràfica en què predominen els materials detrítics i té un grau important de recobriment expansiu (SALAS, 1987).

3.4. LA SUPERSEQUENCIA DEPOSICIONAL CRETACIA SUPERIOR (K2).

Es limitada a la base per la discontinuïtat major de la base de la Fm d'Arenes d'Utrillas (D3), la qual es manifesta per una important etapa d'erosió amb carstificació i entrada massiva de terrigens siliciclàstics (Albià mitjà-superior). En algunes àrees marginals, pot estar associada a discordançes o truncaments. Tot plegat indica una emersió generalitzada de les conques del marge oriental d'Ibèria o, si més no, de bona part dels seus sectors marginals. Al mateix moment, també es produeixen etapes d'erosió importants i d'entrades de terrigens siliciclàstics, tant als Pirineus com a la Serralada Bètica. La causa d'aquests fenòmens cal buscar-la en un procés de tipus tectosedimentari a nivell de tota la placa Ibèrica. Aquesta activitat tectònica generalitzada a tota la península correspon a la fase Austrica de STILLE (1924). Superiorment, la superseqüència del cretaci superior (fins a 400 m) és limitada per una discontinuïtat que es manifesta, en el Senonià superior, per una etapa d'erosió i d'entrada de terrigens siliciclàstics (D4). L'edat exacta dels materials senonians més alts afectats per aquesta discontinuïtat no és ben coneguda. Així, COLOMBO (1980) data com a campanians els materials més alts del cic10, mentre que ROBLES (1974), se-

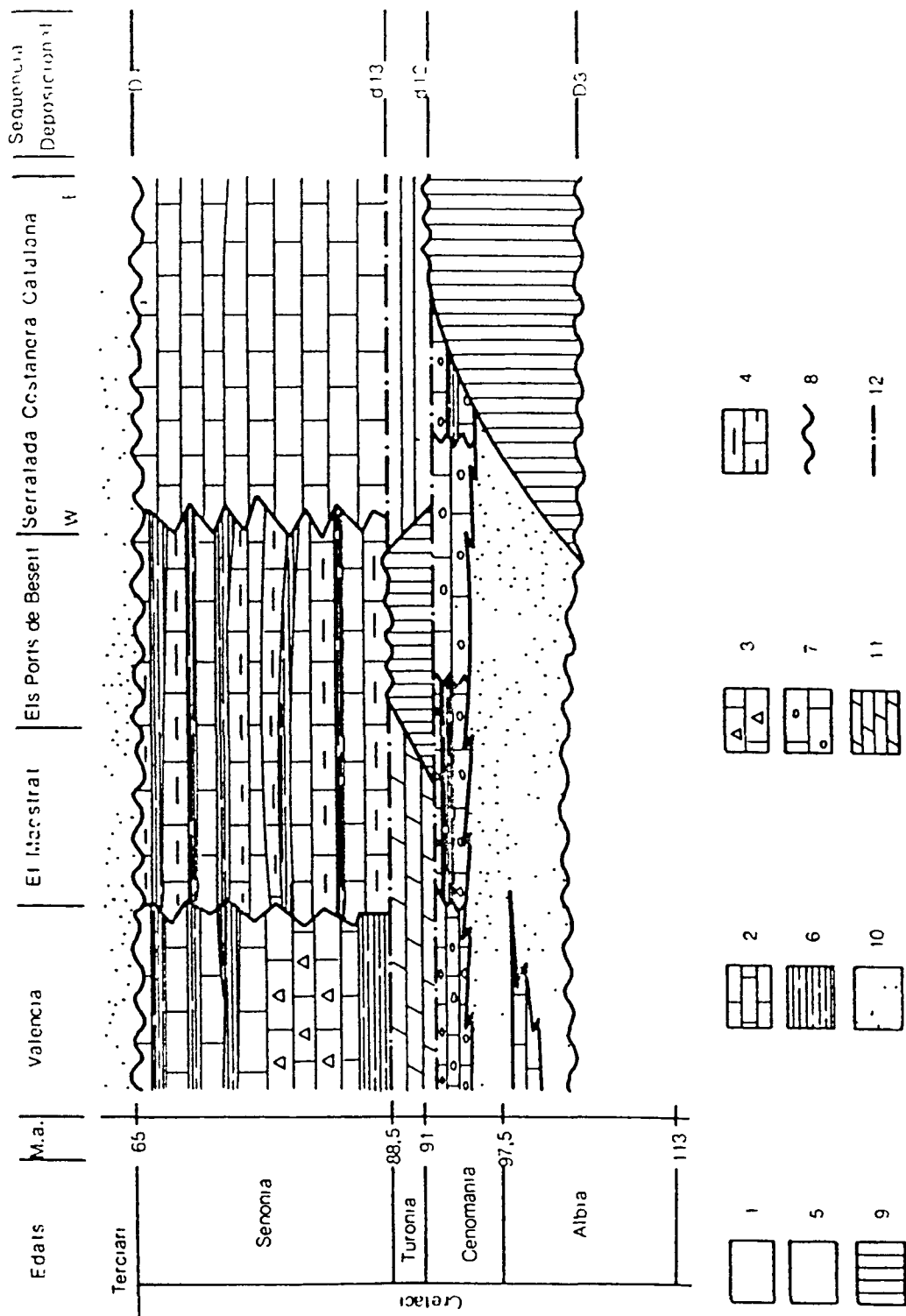


FIGURA 3.6:

Variacions litològiques del Cretaci Superior al llarg del marge oriental d'Ibèria (segons SALAS, 1986). 1: carbonats marins d'aigua soma; 2: calcàries; 3: bretxes calcàries; 4: calcàries margoses; 5: carbonats marins d'aigües més profundes; 6: margues; 7: calcàries amb alveolines; 8: discontinuïtat major; 9: llacuna estratigràfica; 10: materials terrígens; 11: dolomies; 12: discontinuïtat menor.

gons el seu contingut en rudistes, diu que són maastrichtians. La superseqüència deposicional del Cretaci superior ha estat dividida, al marge oriental d'Ibèria, en tres seqüències deposicionals: 1) Albià superior-Cenomanià superior (K2.1); 2) Cenomanià terminal-Turonià (K2.2) i 3) Senomià (K2.3) (SALAS, 1986, 1987) (FIG. 3.6). Amb el temps, la superseqüència del Cretaci superior és progressivament més expansiva, de manera que a partir de la transgressió cenomanià, cada cop més, deixa de tenir sentit parlar de les antigues conques que existien durant el Cretaci inferior. Les unitats del Cretaci superior ultrapassen els llindars que compartimentaven les conques del Cretaci inferior. Els afloraments del Cretaci superior són potser els menys importants pel que fa la seva extensió. Això no obstant, a l'àrea estudiada cal destacar: El Montmell, Tarragona, Llaberia, Ports de Beseit, Mosquerola (Baix Aragó).

3.4.1. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DE L'ALBIA SUPERIOR-CENOMANIA SUPERIOR (K2.1)

Es limitada inferiorment per la discontinuïtat major que ja hem comentat. El seu límit superior és una discontinuïtat d'ordre menor, representada per superfícies ferruginitzades i perforades i, sovint, per una paraconformitat (dl2). A grans trets, consta de dos grans grups d'unitats litològiques: a la part baixa, les arenas d'Utrillas, i, al damunt, un conjunt carbonàtic progradant, posteriorment dolomititzat: l'anomenada transgressió cenomanià. Aquests materials carbonàtics han estat designats amb noms diferents segons les àrees. La seqüència deposicional de l'Albià superior-Cenomanià representa el restabliment de les condicions marines a les conques de la vora oriental de l'Ibèria. Durant l'Albià superior i una part del Cenomanià, difícil de precisar i que varia probablement segons les àrees, es produeix una etapa d'emersió generalitzada, amb erosió i sedimentació majoritàriament terrígena continental (Arenas d'Utrillas). A les zones més

meridionals del País Valencià, es dipositen carbonats marins soms que s'indenten amb les arenas d'Utrillas (calcàries d'Ares d'Alpont), això és, que foren l'equivalent marí, si més no, de la seva part alta. A la resta d'àrees, només s'observa com les arenas d'Utrillas són sempre recobertes per una formació de calcàries, més o menys dolomititzades, marines, d'aigües somes, i edat cenomaniana. El recobriment expansiu d'aquesta unitat és important: és la coneguda transgressió cenomaniana (fig. 2.4, 2.9), (SALAS, 1986, 1987).

3.4.2. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL CENOMANIA TERMINAL-TURONIA (K2.2)

El límit inferior de la seqüència deposicional del Cenomanià terminal-Turonian és la discontinuïtat regional menor, de la qual ja hem parlat. El límit superior és representat per una discontinuïtat que es materialitza en importants concentracions de glauconita, canvis significatius de les litologies i dels medis sedimentaris que representen, i superfícies de ferruginització (d13). Els materials d'aquesta seqüència s'han agrupat en unitats litològiques diferents segons les regions considerades. En algunes àrees (els ports de Beseit), els materials d'aquesta seqüència no hi són presents. Durant l'etapa del Cenomanià terminal-Turonian, continuen les condicions de sedimentació carbonàtica marina a tota la vora oriental d'Ibèria, en conques de tipus badia, però amb alguns canvis paleogeogràfics importants. Així, a la zona de ports de Beseit i Tortosa, a causa d'una probable emersió, no es registren sediments d'aquesta seqüència deposicional i, sobre els terrenys de la seqüència albocenomaniana, mitjançant una discontinuïtat important, reposen sobre els materials senonians. La situació paleogeogràfica d'aquesta regió fa que la causa més probable de l'absència de materials turonians sigui la no deposició. Als ports de Beseit hi hauria, doncs, un buit deposicional i no un buit erosiu. Els dispositius de producció i sedimentació de carbonats són plataformes

amb molt poc pendent deposicional, del tipus rampa, on les fàcies biocalcarentiques d'alta energia ocupen les posicions més litorals. La major part dels sediments d'aquesta seqüència corresponen a fàcies marginals, com a barres costaneres, lagoons i intralitorals. Només a la zona de LlaberiaSalomó es troben sediments més oberts, amb influència pelàgica, els quals representen àrees de sedimentació de rampa, més distals (SALAS, 1986, 1987).

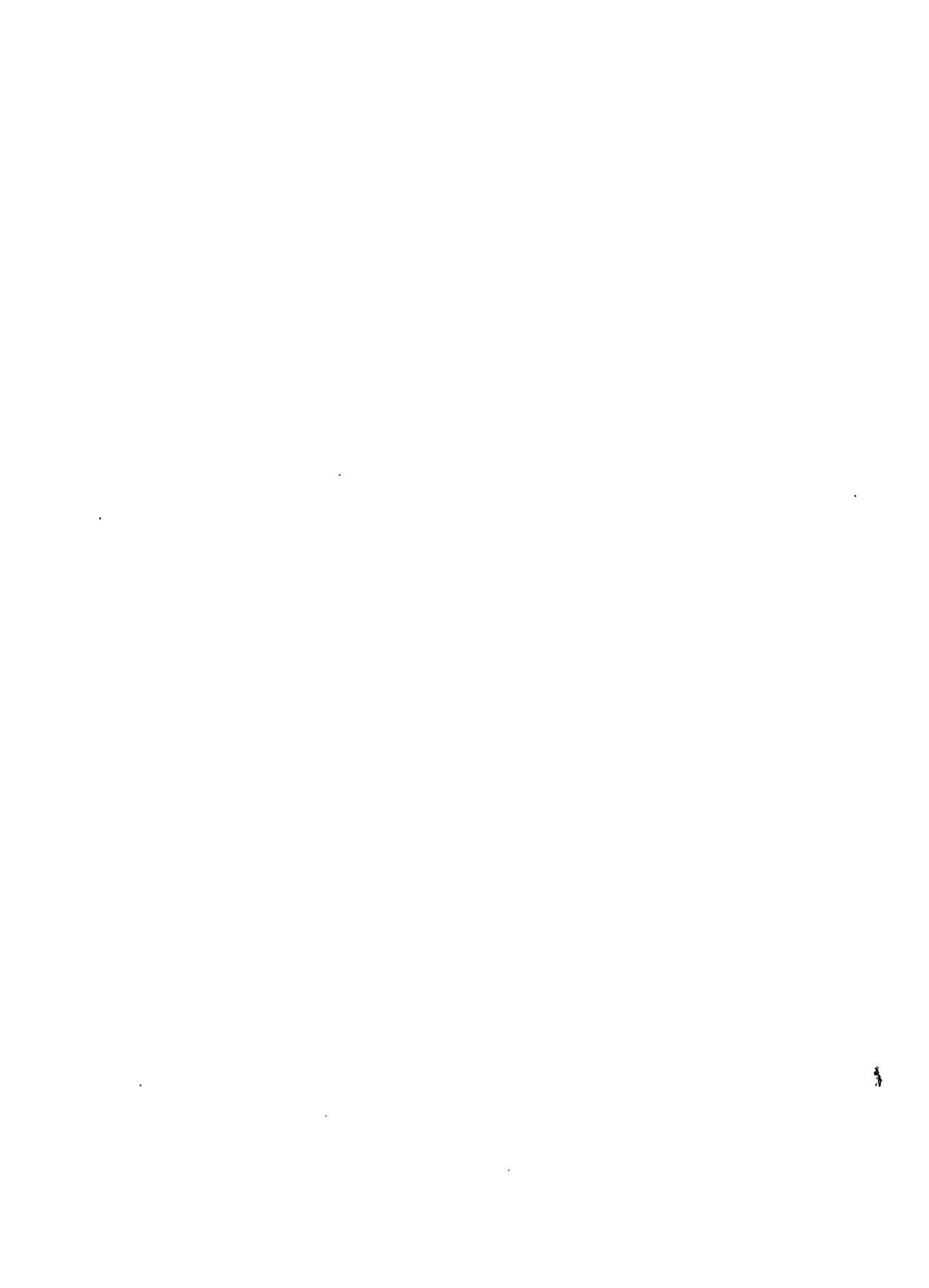
3.4.3. LA SEQUENCIA DEPOSICIONAL DEL SENONIA FINS AL CAMPANIA O MAASTRICHTIA (K2.3)

El seu límit inferior és una discontinuïtat menor (d13), mentre que el superior és la gran discontinuïtat regional que marca el límit amb la superseqüència suprajacent del Tanetià-Ypresià (D4). Tal com ja hem comentat, hi ha diversitat d'opinions sobre l'edat dels materials més moderns afectats per aquesta discontinuïtat. A la Serralada Costanera Catalana, el més probable és que siguin campanians, mentre que al Maestrat, aquesta discontinuïtat talla les anomenades calcàries de Fortanete, que, pel seu contingut en gasteròpodes del gènere Lychnus, s'atribueixen habitualment al Maastrichtià, comparable al Rognacià de Provença. Cal advertir que cap d'aquestes datacions és d'absoluta certesa. En nombrosos indrets, la discontinuïtat que limita aquest darrer cicle mesozoic és fossilitzada per acumulacions d'argiles laterítiques que rebleixen paleorelleus. Tal és el cas del sector del Pinell de Brai, on són explotades a cel obert. Aquestes argiles són la base del Terciari, la fàcies garumniana (fig. 2.4, 2.9). La seqüència deposicional senoniana presenta una evolució vertical de somerització creixent fins a l'emersió, amb fàcies d'aigua dolça al sostre. Els termes basals són carbonats massissos d'aigües somes, dipositats en medis marginals d'unes plataformes de carbonats de tipus rampa. Al baix Aragó, aquestes condicions de sedimentació marina, restringida i

molt soma, sembla que prevalen fins al Santonià, mentre que al País Valencià potser poden abastar part del Campanià. La resta del Senonià només és representada per fàcies d'aigua dolça, majoritàriament carbonàtiques, d'ambients palustres-lacustres (SALAS, 1986, 1987).

4 .

PERIODE COMPRESSIU:
MACROSTRUCTURES
FORMADES I DIPOSITS
SINTECTONICS.



4.1.- MACROSTRUCTURES COMPRESSIVES DE LA REGIO ESTUDIADA.

A partir dels treballs previs i de les observacions fetes durant la realització del treball present, he dividit la regió estudiada en tres grans unitats: la Serralada Costanera Catalana, La Serralada Ibèrica i la Zona d'Enllaç. Cadascuna d'aquestes tres unitats es caracteritza perquè hi predomina una direcció estructural diferent: grans falles de sòcol NE-SW a la Serralada Costanera Catalana i NW-SE a la Serralada Ibèrica i encavalcaments aproximadament E-W a la cobertora mesozoica de la Zona d'Enllaç.

Tot seguit passaré a la descripció de l'estructura de cadascuna de les tres unitats i de les seves relacions.

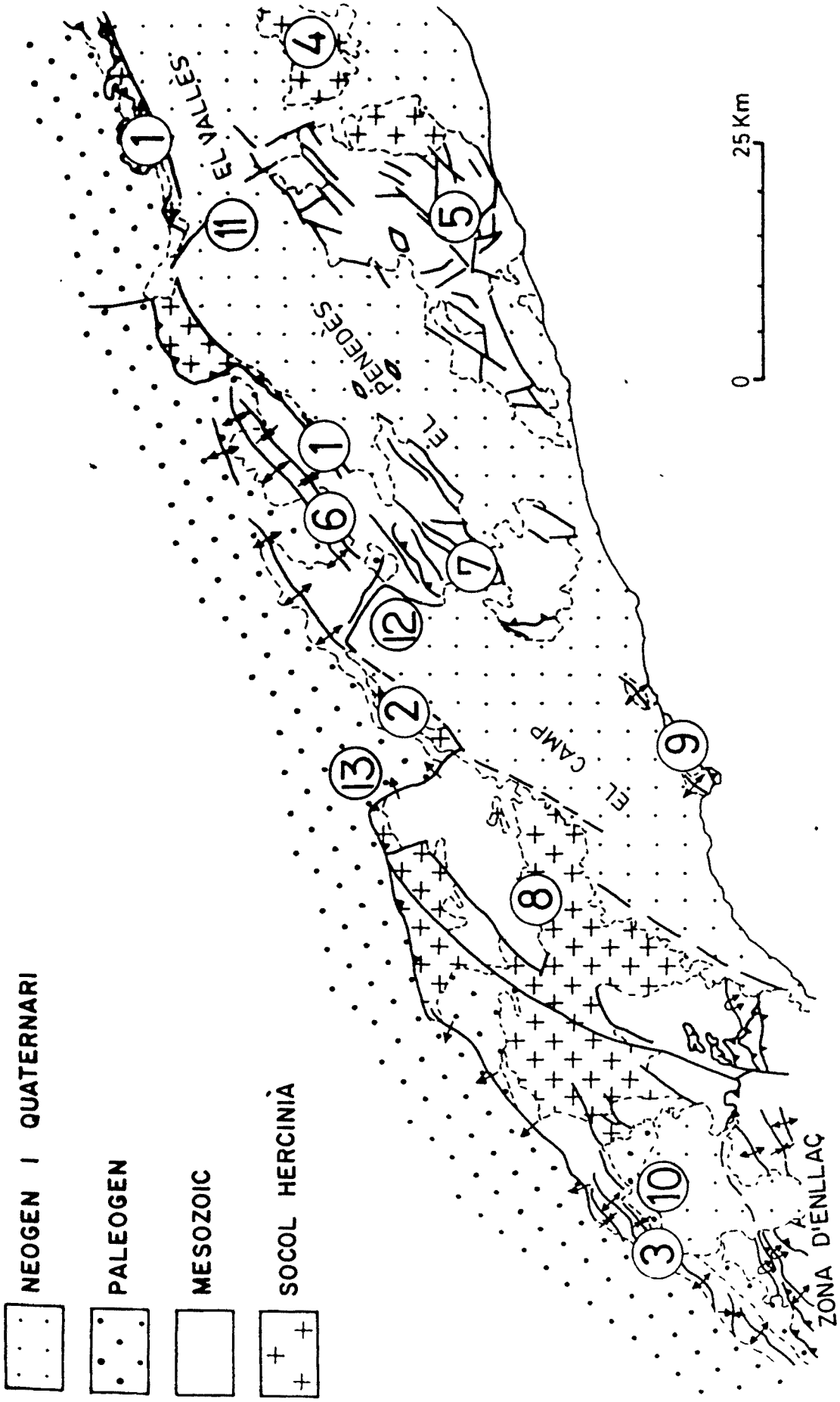
4.1.1.- LA SERRALADA COSTANERA CATALANA.

La característica fonamental de la Serralada Costanera Catalana és l'existència de grans falles de sòcol esgraonades, orientades aproximadament en direcció NE-SW i obliqües a l'orientació de la Serralada (MAPA 1, FIG. 4.1). Aquestes grans falles de sòcol són subverticals i s'esgraonen dextralment (en el sentit de RODGERS, 1980), de tal manera que les més septentrionals són, també les més orientals.

Es al llarg d'aquestes falles on es localitza la

FIGURA 4.1:

Esquema estructural de la Serralada Costanera Catalana. 1: Falla del Vallès-Penedès i banda deformada associada. 2: Falla del Camp i banda deformada de la Serra de Miramar associada. 3: Falla i banda deformada associada de les Serres de Cavalls-Pàndols-El Montsant. 4: Unitat de Collserola. 5: Unitat del Garraf. 6: Bloc del Gaià. 7: Massís de Bonastre. 8: Unitat de Prades-El Priorat. 9: Unitat de Tarragona-Salou. 10: Depressió de Móra. 11: Falla del Llobregat.



deformació d'una intensitat més gran, tant al sòcol com a la cobertora, donant lloc a unes bandes de deformació estretes (JULIVERT, et al., 1974) que, en el sector estudiat, es relacionen amb tres falles de sòcol principals: la del Vallès-Penedès (orientada ENE-WSW a NE-SW), la de la Serra de Miramar (falla del Camp) i la de les Serres de Cavalls-Pàndols (orientades NE-SW).

Entre aquestes bandes llargues i estretes es troben uns blocs més dèbilment deformats com són les unitats de la Serra de Collserola, el Massís de Garraf, el Bloc del Gaià, el Massís de Bonastre i el Massís de Prades-El Priorat. Les actuals fosses del Vallès-Penedès i del Camp són, versemblantment i tal com veurem tot seguit, blocs menys deformats entre les bandes de deformació que s'han enfonsat posteriorment durant la distensió neògena.

Hi ha també algunes falles de sòcol orientades NW-SE, transversals a la Serralada, com ho són les falles del Llobregat, del Pont d'Armentera i de la Riba (FIG. 4.1). Només la falla del Llobregat travessa tota la Serralada i desplaça les estructures longitudinals produint una separació dextera de l'ordre de 8 Km, mentre les altres es localitzen en les zones de relleu entre les falles longitudinals i hi semblen confinades.

4.1.1.1: Les grans falles longitudinals i les seves bandes de deformació associades.

4.1.1.1.1: La banda deformada del NW del Vallès-Penedès.

Correspon a la major part de la "Cordillera Prelitoral" de LLOPIS LLADO (1947). Es una alineació d'estructures d'orientació ENE-WSW a NE-SW formada per materials que pertanyen al sòcol hercinià i que encavalquen sobre materials triàsics, paleògens i, també, paleozoics. En alguns llocs la fletxa dels encavalcaments pot arribar a diversos quilòmetres (per exemple a les escates de les Pedritxes i del Bruc). El sentit de desplaçament d'aquestes escates és aproximadament perpendicular a l'orientació de la banda, com es dedueix de l'orientació dels plecs decimètrics observats pocs metres per sota del pla d'encavalcament a dos afloraments (FIG. 4.2).

Els materials triàsics i paleozoics encavalcats constitueixen el substrat de la Conca de l'Ebre, malgrat que algunes vegades els primers arribin a encavalcar els materials paleògens d'aquesta. Es deformen donant grans flexions sota els encavalcaments, que arriben a verticalitzar i, fins i tot, invertir, les capes mesozoiques i terciàries i la superfície de discordança del Triàsic amb el Paleozoic (LAM. 1: talls I i II).

A Collbató aquesta banda deformada queda desplaçada per la falla transversal del Llobregat i, a partir de Sant Quintí de Mediona cap al Sud desapareixen els afloraments paleozoics, i els materials triàsics passen a estar afectats per diverses falles paral·leles, molt verticals d'orientació NE-SW. Aquestes estructures es continuen cap al SW fins a la regió de la Vall de Sant Marc, on la deformació dels materials triàsics és més important, amb plecs i encavalcaments de direcció NE-SW, vergents, majoritàriament cap al NW. A partir d'aquest punt sofreixen una virgació i enllacen amb l'Arc Perifèric de Bonastre, amb estructures d'orientació N-S.

FONTBOTE (1954) va observar que la falla del Vallès-Penedès ha sofert dos moviments diferents durant els períodes compressiu i distensiu. Durant el primer va tenir un component invers important que provocà l'encavalcament del sòcol hercinià sobre els materials triàsics i paleògens de la Conca de l'Ebre; posteriorment, durant la distensió, el moviment va ser normal, i s'enfonsà el llavi sud-est produint la formació de la fossa del Vallès-Penedès. Els encavalcaments del sòcol hercinià que s'observen serien restes dels antics blocs aixecats que no s'haurien enfonsat. Segons aquest model, la falla del Vallès-Penedès i l'encavalcament del sòcol conflueixen en profunditat.

4.1.1.1.2: La banda deformada de la Serra de Miramar.

És una alineació petita que uneix el Bloc del Gaià amb el Massís de Prades-El Priorat. Està formada per materials triàsics i paleozoics verticalitzats i en contacte -localment per encavalcament- amb els paleògens de la Conca de l'Ebre, i per falla normal NE-SW, amb els neògens de la Fossa del Camp (JULIVERT, 1955); a la FIG.4.3 hi ha dos talls

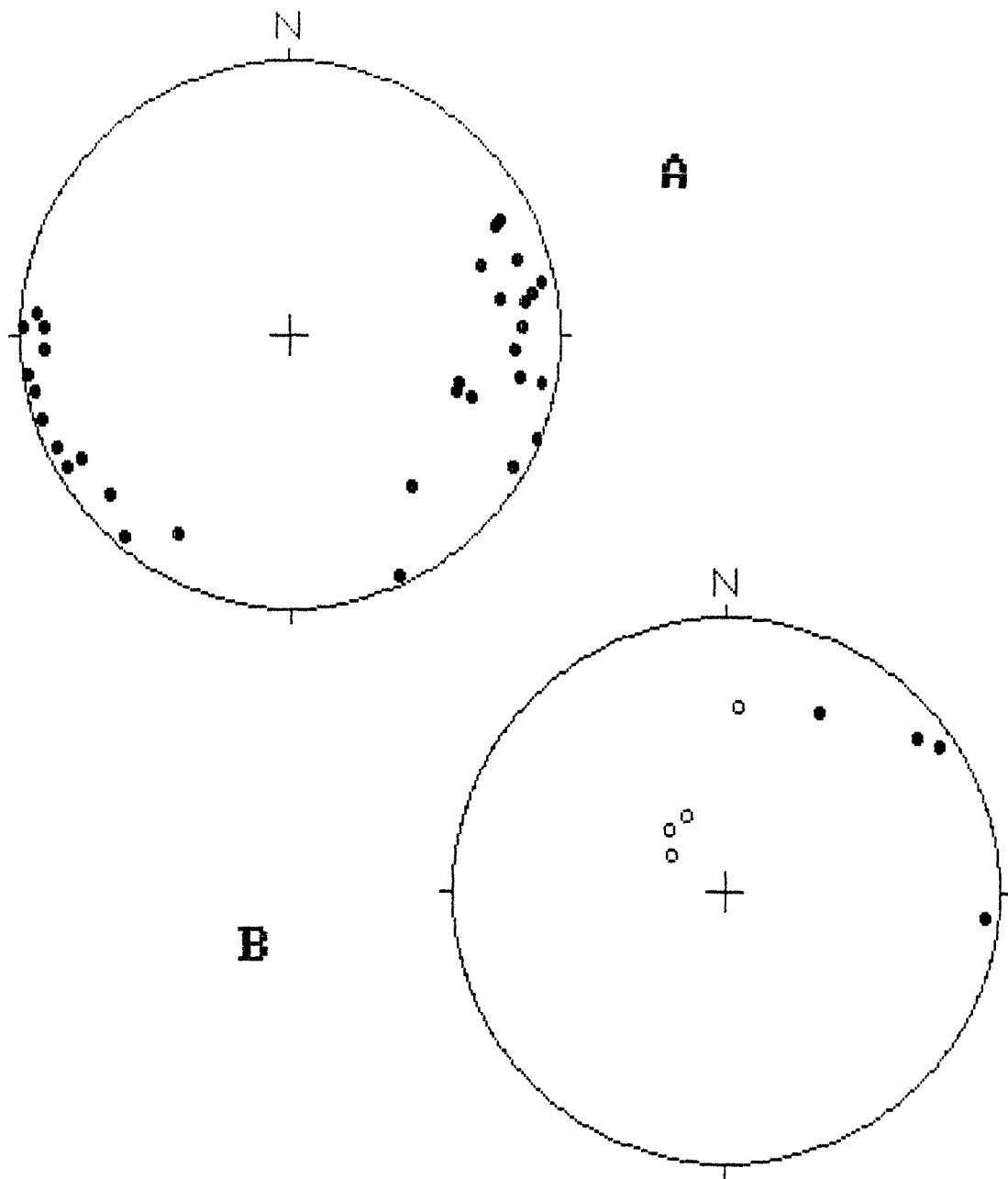


FIGURA 4.2:

Plecs de mida decimètrica per sota del pla d'encavalcament de les escates de materials paleozoics associades a la Falla del Vallès-Penedès.

A: En materials del Keuper al sudest de l'escata dels Brucs (FIG. 4.5-A).

B: En bretxes de l'Eocè inferior sota l'escata de les Pedritxes (FIG. 4.5-A). Punts: eixos dels plecs. Cercles: Pols dels plans de clivatge associat als plecs.

representatiu de la seva estructura, on es veu la similitud amb banda deformada del NW del Vallès-Penedès. Cap al nord-est s'esmorreeix fins desaparèixer cap als voltants de Sant Miquel del Montclar. La falla que la separa de la Fossa del Camp -Falla del Camp- fou probablement responsable de la seva formació durant la compressió alpina, de manera similar a com ho fa la Falla del Vallès-Penedès respecte a la banda deformada del mateix nom.

4.1.1.1.3: Banda deformada de les Serres de Cavalls-Pàndols-El Montsant.

Es una estructura anticlinal complexa, estreta i allargada -uns 30 Km de longitud per 3Km d'amplada- orientada NE-SW. Cap al NE s'esmorreeix progressivament sobre la unitat de Prades-El Priorat (LAM. 1: tall IV), i cap al SE desapareix sota el feix de plects de la part frontal de la Zona d'Enllaç (LAM. 2: tall XII). Separa la Conca de l'Ebre al NW de la Depressió de Móra al SE.

La seva macroestructura consisteix en un anticlinori asimètric, clarament vergent cap a la Conca de l'Ebre (LAM. 2: tall XI). El contacte amb aquesta correspon a la verticalització de la discordança entre el Mesozoic i el Terciari, i només molt localment es fa a través d'una falla inversa d'alt angle. El contacte amb la Depressió de Móra és de característiques similars, però rarament s'hi arriba a la verticalització de les capes i, quan localment el contacte és per falla, aquesta és subvertical o normal d'alt angle.

Al seu interior s'hi troben plects d'escala més petita -hectomètrica a quilomètrica- esgraonats sinistralment i amb una orientació ENE-WSW, clarament obliqua a l'estructura que els conté (FIG. 4.4). Aquests plects s'esmorreeixen ràpidament en arribar als límits de la banda deformada, i afecten els materials terciaris d'ambdós costats.

4.1.1.1.4: Moviment de les falles longitudinals.

Durant la compressió alpina, les falles NE-SW van tenir, dominantment, un moviment de direcció sinistre. Això pot deduir-se a partir dels següents criteris:

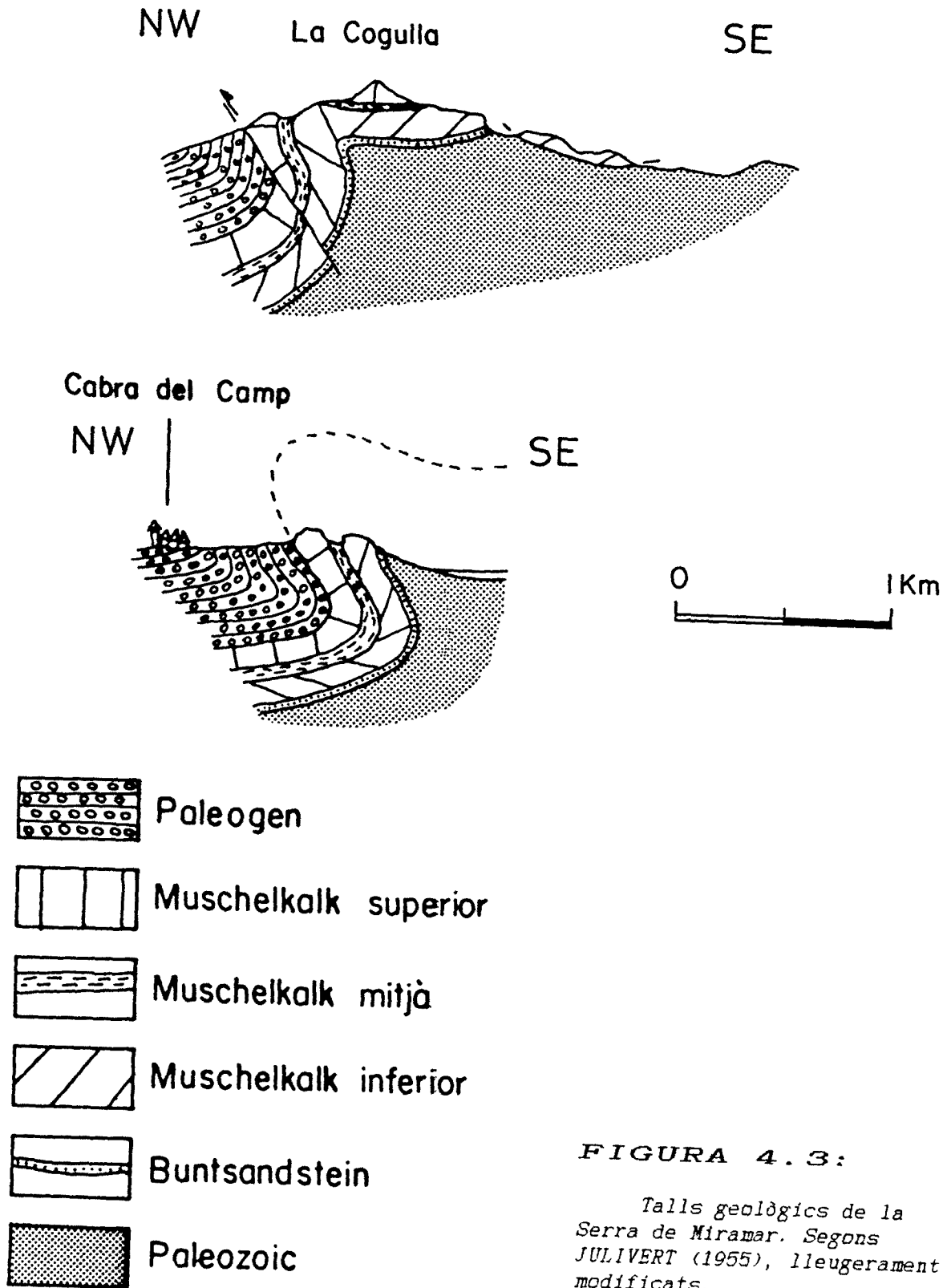


FIGURA 4.3:

Talls geològics de la Serra de Miramar. Segons JULIVERT (1955), lleugerament modificats.

a) De l'observació d'estries i cristallitzacions orientades de calcita sobre plans de falla d'escala quilomètrica en la cobertora mesozoica a l'extrem sud-oest de la falla del Vallès-Penedès (AMIGO, 1983, 1986) i, a la unitat de Prades-El Priorat, en falles hectomètriques a quilomètriques que afecten tant la cobertora triàsica -La Febror-Capafonts- com el sòcol hercinià -El Molar-.

b) De l'estudi de les **fault gouges** lligades a la falla del Vallès-Penedès (JULIA i SANTANACH, 1984, ANADON et al., 1985) (fig. 4.5 A i B). Dins aquestes **fault gouges** hi ha un bandejat definit per alternances de diferents textures, que correspon a diferents graus de la trituració produïda pels lliscaments a l'interior de la zona de **fault gouge**, que es poden assimilar a falles ENE-WSW d'escala mesoscòpica. Dins la **fault gouge** són abundants els blocs de quars filonià amb facetes estriades; alguns d'ells tenen una forma el·lipsoidal i estan encerclats per estries que defineixen plans perpendiculars a l'eix de l'el·lipsoide (fig. 4.5 C). Els pols dels plans perpendiculars a les superfícies estriades i que contenen l'estria -plans de moviment d'ARTHAUD, 1969- (fig. 4.5 C), obtinguts a partir de la totalitat de les superfícies estriades, es concentren en màxims que són perpendiculars a la direcció de moviment de la falla (fig. 4.5 B). Al sector d'aquesta figura el bandejat és vertical i la direcció de moviment que es pot deduir a partir del criteri esmentat abans és aproximadament horitzontal (fig. 4.5 B). Per tant la falla del Vallès-Penedès és una falla de direcció, però el sentit de moviment no es pot deduir a partir del criteri anterior. Pot suposar-se que és el mateix que s'observa al seu extrem sud-oest, tal com ha explicat al paràgraf anterior; així, doncs, pot concloure's que és una falla de direcció sinistra.

c) Els plecs esgraonats en sentit sinistre que afecten la cobertora sedimentària de l'anticlinori de Cavalls-Pàndols (fig. 4.4) estan confinats a l'interior de l'anticlinori i s'esmoreeixen en arribar als seus flancs. La formació d'aquest anticlinori -que és la part meridional de la banda deformada de Cavalls-Pàndols-El Montsant-, s'ha interpretat (GUIMERA, 1983, ANADON et al., 1985, TEIXELL, 1986) com la resposta de la cobertora mesozoica desenganxada al moviment direccional d'una falla de sòcol subjacent -falla d'Ulldemolins-Gandesa-; aquesta falla de sòcol arriba

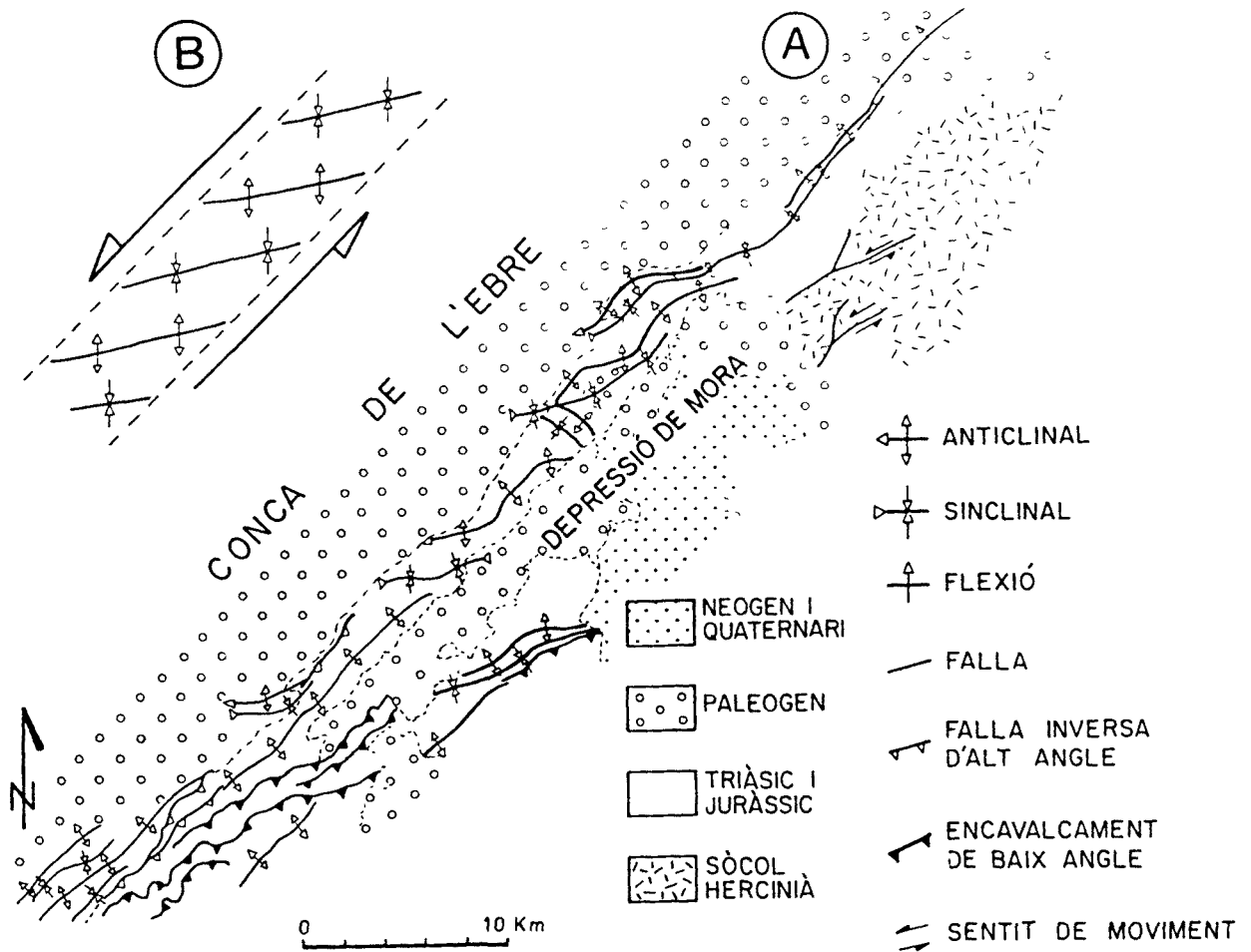


FIGURA 4.4:

A: Esquema tectònic de les Serres de Cavalls-Pàndols. Cal remarcar la disposició esgraonada sinistralment dels plects a l'interior de l'anticlinori de Cavalls-Pàndols. Pel SW els encauclaments de la Zona s'Enllaç encavalquen l'anticlinori.

B: Interpretació de la gènesi de l'anticlinori i dels plects esgraonats del seu interior com a producte de l'acció d'una falla de sòcol sinistra.

Segons ANADON, CABRERA, GUIMERA *et al.* (1985).

a aflorar en seu extrem septentrional -al nord-est del Montsant-. El sentit de moviment que se'n dedueix de la disposició dels plecs esgraonats és sinistre (fig. 4.4).

d) Com veurem amb més extensió a l'apartat 4.3, la virgació dels plecs i encavalcaments de la Zona d'Enllaç quan aquesta entra en contacte amb la part meridional de la Serralada Costera Catalana, pot explicar-se com a resultat del moviment sinistre de les falles de sòcol NE-SW d'aquesta darrera unitat.

4.1.1.1.5: Recapitulació.

Del que ha estat descrit en aquest apartat se'n poden extraure les següents característiques de la deformació a l'interior de les bandes de deformació:

La deformació al sòcol es manifesta donant tres tipus d'estructures estretament relacionades:

- a) Grans falles subverticals al llarg de les quals es produeix sovint un gran desenvolupament de **fault gouges** que, localment, poden arribar a atènyer 500 metres d'amplada.
- b) Grans flexions d'eix paral·lel a les falles anteriors que poden arribar a provocar la verticalització i, fins i tot, la inversió de la superfície de discordança que separa el sòcol paleozoic del Buntsandstein suprajacent.
- c) Escates de materials hercinians -Les Pedritxes, El Bruc- que encavalquen el Paleozoic, el Triàsic i el Paleògen de la Conca de l'Ebre. Aquestes escates, de pla poc inclinat -normalment de l'ordre de 20° cap al SE i en alguns llocs subhoritzontal-, s'arrelen i es verticalitzen en la falla de sòcol del Vallès-Penedès (JULIA i SANTANACH, 1984).

A la cobertora la deformació es manifesta per:

- a) L'aparició de la falla de sòcol o de falles paral·leles amb ella (SW de la banda de deformació del Vallès-Penedès).
- b) Grans flexions que: 1) on no existeixen els materials del Trias superior -Keuper- ni la resta del Mesozoic, el

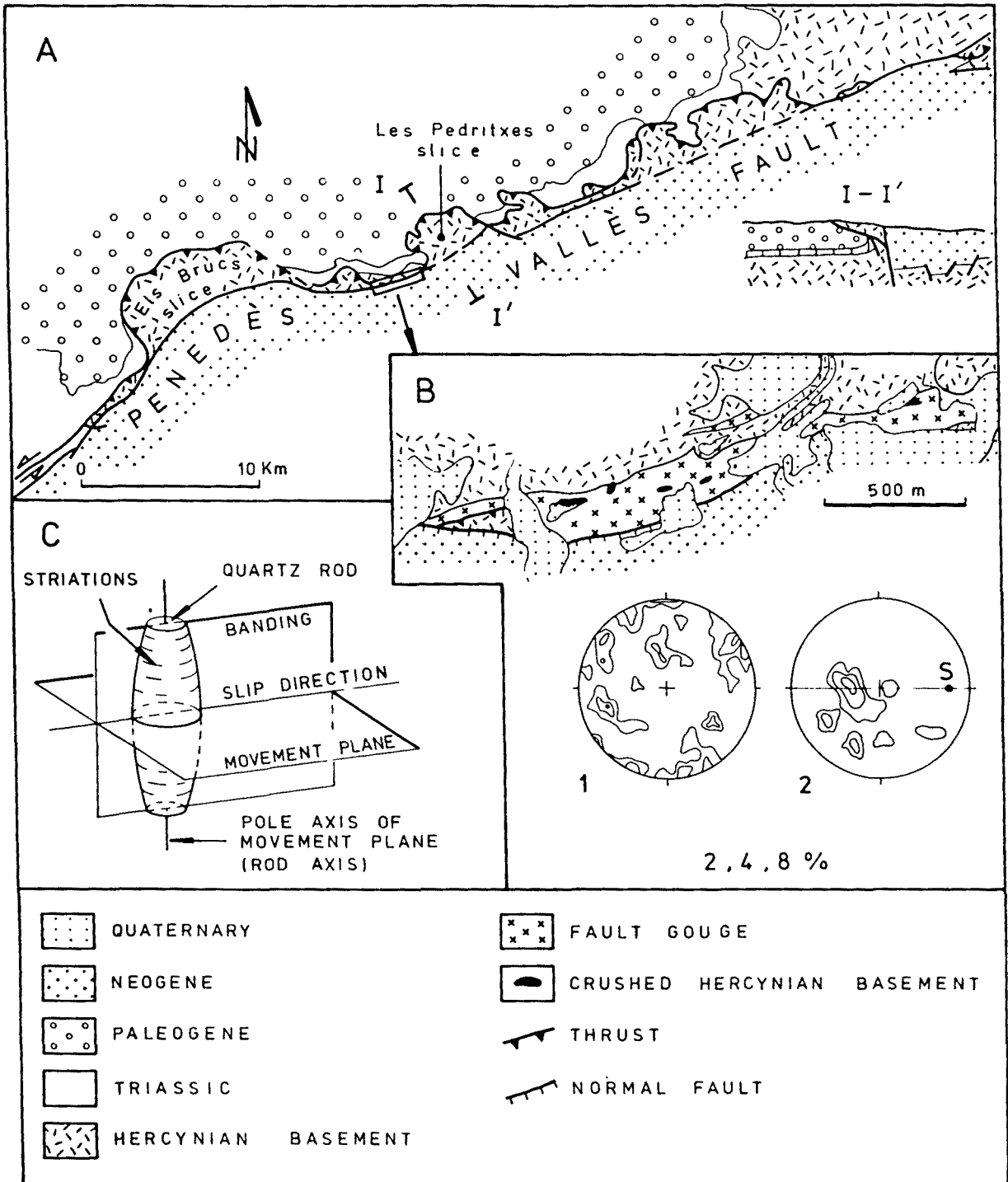


FIGURA 4.5:

La falla del Vallès-Penedès.

A: Esquema estructural i tall per l'escata de Les Pedritxes.

B: Disposició de les estructures de la fault gouge a l'interior de la zona de de falla i estereogrames de 1: pols de les superfícies estriades dels blocs de quars que indiquen una disposició subvertical dominant d'aquestes superfícies i una gran dispersió, i 2: pols dels seus plans de moviment amb una disposició pròxima a l'horitzontal (la S indica la posició de la direcció de desplaçament).

D: Aspecte general de la fault gouge i del seu bandejat als voltants de la Colònia Sedó (vegeu mapa de B).

Segons ANADON, CABRERA, GUIMERA et al. (1985).



D

FIGURA 4.5: continuació.

Buntsandstein i el Muschelkalk es deformen solidàriament amb el sòcol -bandes del Vallès-Penedès i de la Serra de Miramar-, (FIG. 4.6). 2) on la cobertora mesozoica és més completa i existeix el nivell de desenganxament del Muschelkalk mitjà i del Keuper, i el Juràssic -Serra de Cavalls-Pàndols-, aquesta cobertora més recent es deforma amb més independència del sòcol (FIG. 4.6), es produeix una flexió o un anticlinal allargat, amb plecs esgraonats dins ell, i la falla de sòcol no es manifesta en la cobertora com a tal; en aquest cas només el Buntsandstein i el Muschelkalk inferior romanen solidaris amb el sòcol, i es deformen de manera similar al cas anterior.

4.1.1.2: L'estructura de les àrees compreses entre les bandes de deformació.

L'estructura d'aquestes àrees és força més senzilla que la de les bandes de deformació, i sol ser una estructura subtabular afectada per una fracturació -fonamentalment de falles de direcció- a totes les escales. Algunes d'aquestes àrees van ser enfonsades durant la distensió neògena i formen el substrat de les Fosses Costaneres, raó per la qual conec molt poc de la seva estructura, encara que pot suposar-se que és similar a la de les altres àrees que descriuré tot seguit.

4.1.1.2.1: Unitat de Collserola.

La formen gairebé exclusivament materials del sòcol hercinià, excepte uns pocs afloraments triàsics d'extensió molt reduïda (Vallcarca, Barcelona)(FIG. 4.1, LAM.1: tall I).

Interiorment està afectada per falles que han actuat clarament durant la compressió alpina: CABRERA i SANTANACH (1979) descriuen, a la ciutat de Barcelona, materials del Buntsandstein sobre els que, mitjançant falles inverses, es troben materials paleozoics. L'orientació d'aquestes falles és NNE-SSW, amb cabussament cap al ESE; s'hi observen clarament estries que indiquen un moviment invers.

Per la seva vora nord-occidental la unitat de Collserola limita actualment amb la fossa del Vallès. El

contacte s'estableix mitjançant una sèrie de falles normals que enfonsen progressivament els llavis nord-oest de forma esgraonada (LLOPIS LLADO, 1947; CABRERA, 1979), de manera que és difícil d'establir un límit precís entre ambdues unitats. El contacte que s'observa en superfície entre els materials paleozoics i els neògens és, sovint, discordant (LAM.1: tall I).

Pel sud-est limita amb el mar o amb el pla de Barcelona. Entre ambdós hi ha petits blocs de materials paleozoics limitats per falles, que formen la part alta de Barcelona -Vallcarca etc-. Malgrat que el contacte es troba totalment cobert per materials quaternaris, pot deduir-se que aquests fossilitzen una gran falla o una sèrie de falles d'orientació NE-SW, que enfonsen el costat avui dia ocupat per la mar (LLOPIS LLADO, 1947).

En el seu extrem sud-oest limita amb la Unitat del Garraf. Enmig de totes dues es troba la depressió del baix Llobregat, d'orientació NW-SE, determinada per la falla del Llobregat.

En les grans falles longitudinals que limiten aquesta unitat només s'observa actualment un salt vertical normal, producte de la distensió neògena. Pot pensar-se, però, que durant la compressió alpina van actuar com a falles de direcció sinistres, de manera semblant a les altres falles de sòcol longitudinals que defineixen les bandes deformades.

4.1.1.2.2: Unitat del Garraf.

La formen principalment materials mesozoics -triàsics, juràsics i cretácis- (FIG. 4.1 i LAM. 1: tall II). El sòcol hercinià només aflora al seu extrem nord-est, a la vall del Baix Llobregat. Es diferencia, doncs, en aquest aspecte de la Unitat de Collserola, de la que està separada per la falla del Llobregat (FIG. 4.1); aquesta darrera unitat en constitueix el llavi aixecat, com ho indica la quasi total absència de materials triàsics a la unitat de Collserola a alçades topogràfiques semblants en ambdues unitats.

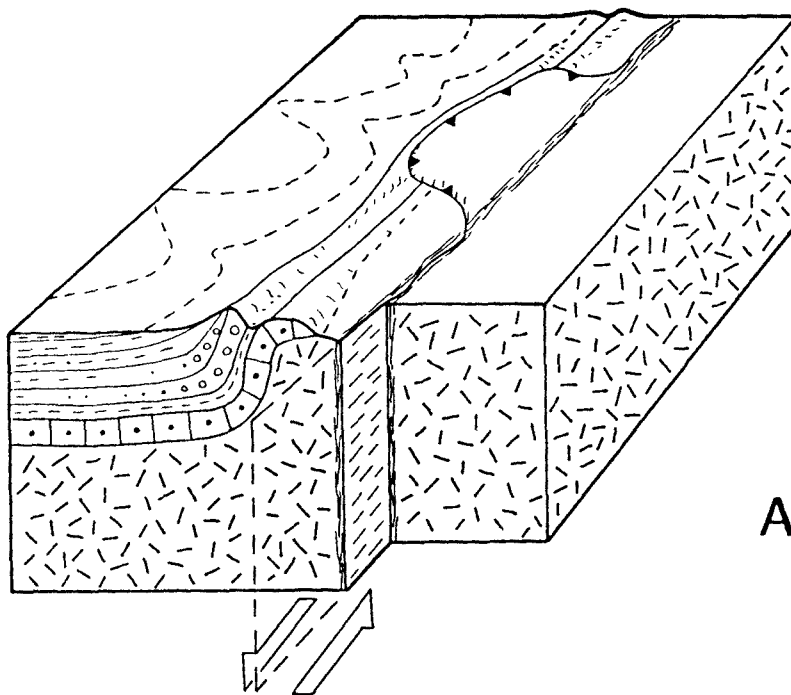
L'estructura de la cobertora mesozoica presenta a grans trets una disposició subtabular o homoclinal, amb cabussaments dominantment cap al WSW. Aquesta disposició es

FIGURA 4.6:

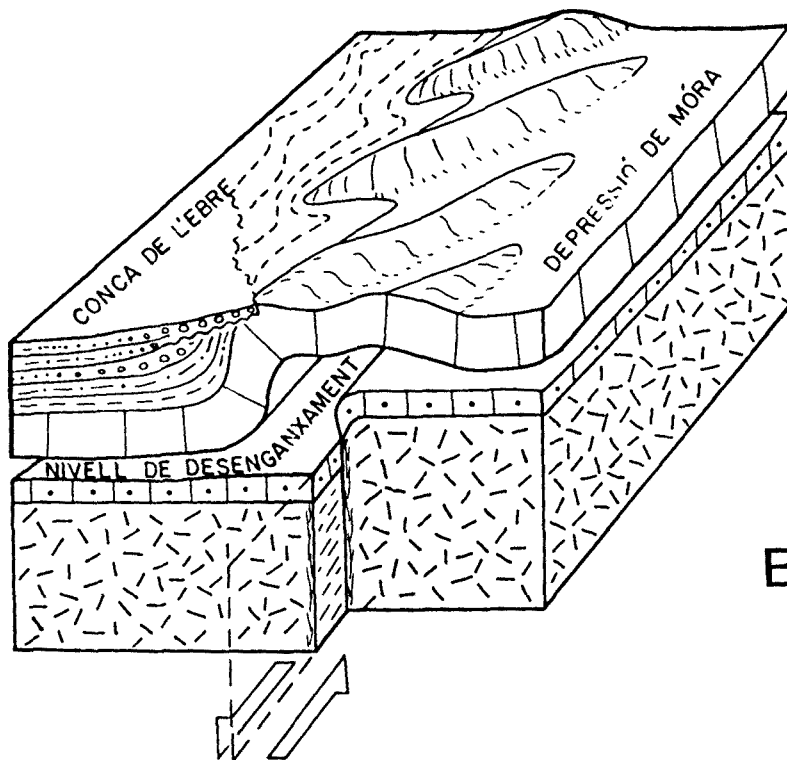
Dos exemples de les relacions entre el sòcol hercinià i la cobertora mesozoica al llarg de les bandes deformades en el seu contacte amb la Conca de l'Ebre.

A: On no hi ha nivell de desenganxament (banda del Vallès-Penedès, banda de la Serra de Miramar i nord de la banda de Cavalls-Pàndols-El Montsant), el sòcol i la cobertora es deformen conjuntament. La falla de sòcol ateny la superfície tallant la cobertora i, en el cas de la banda del Vallès-Penedès, es desenvolupen escates de materials paleozoics. La cobertora i el sòcol es deformen en un plec monoclinal que marca el límit entre la Serralada Costanera Catalana i la Conca de l'Ebre.

B: On hi ha un nivell de desenganxament (el Keuper, al centre i al sud de la banda de Cavalls-Pàndols-El Montsant), la deformació de la cobertora és diferent de la del sòcol. En la cobertora es desenvolupa un anticlinori allargat que en el seu interior conté plecs esgraonats sinistralment, indicant el sentit sinistre del moviment horitzontal de la falla de sòcol, que no arriba a tallar la cobertora.



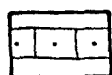
A



B



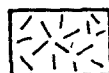
PALEOGEN



TRIÀSIC INFERIOR I MITJÀ



JURÀSSIC



SÒCOL HERCINIÀ



NIVELL DE DESENGAN-
XAMENT (TRIÀSIC SUP)



"FAULT GOUGE"

complica per l'existència d'una fracturació molt desenvolupada que s'agrupa en dues direccions principals (E-W i NNW-SSE) i dues de secundàries (WNW-ESE i NE-SW) tal com són visibles en fotografia aèria en forma de lineacions (FIG. 4.7) (GUIMERA, 1978).

La família E-W (N 090 E) correspon -en els casos on n'he pogut establir el sentit de moviment- a falles sinistres. La família NNW-SSE (N 145 E) són falles predominantment destres, tal com veurem tot seguit. Les fractures de la família de direcció NE-SW (N 047 E) i WNW-ESE (N 112 E) tenen una importància menor a escala fotogeològica, malgrat que les primeres tenen una gran importància a escala regional i són les que defineixen els límits de la Unitat del Garraf.

A l'interior d'aquesta unitat hi ha dues zones de fractura quilomètriques d'orientació NNW-SSE que afecten la cobertura: les zones de fractura del Garraf i de Vallcarca (ESTEBAN, 1973 i GUIMERA, 1978). Per mostrar-ne l'estil faré una breu descripció de la zona de fractura del Garraf.

A la figura 4.8-A hi ha representat un esquema tectònic de la zona de fractura que mostra la seva orientació aproximadament NW-SE. Les fractures cartografiades a tot el massís mostren dues direccions majoritàries (FIG. 4.7): una N 075 E i una altra NW-SE amb dos màxims (N 115 E i N 145 E). Limitades per fractures d'aquestes dues direccions i seguint l'orientació de la zona de fractura s'hi observen tot un seguit de fossetes tectòniques que contenen al seu interior margues del Cretaci inferior, més modernes que els materials calcaris que les envolten. Una d'aquestes fossetes és la fossa del Castellet, l'estructura de la qual veurem tot seguit:

En aquesta petita fossa (FIG. 4.8-B) les margues, que afloren al seu interior, es troben en zones deprimides respecte a les calcàries que les envolten, de manera que els plans de fractura resten ben exposats i poden ser estudiats fàcilment. Els límits de la fossa estan formats per falles conjugades que, en algun cas es disposen clarament en relleu. Sobre el mapa estan marcats amb fletxes els sentits de desplaçament observats, que són sinistres a les falles E-W a WNW-ESE i destres a les falles NW-SE a N-S; només en un cas he observat estries que indiquen sentit de moviment

destre sobre un pla de falla E-W, anterior al moviment sinistre que també s'observa sobre el mateix pla. Aquests moviments majoritaris observats indiquen una direcció d'escurçament NE-SW, que en la vora més meridional de la fosseta biseca l'angle obtús entre les falles conjugades. Aquest darrer fet i l'existència de restes de moviments destres anteriors als sinistres sobre les falles E-W els he interpretat -tenint en compte també observacions a diversos llocs del massís del Garraf- com a producte d'una fase de deformació amb una direcció d'escurçament NW-SE, anterior a la responsable dels moviments majoritaris que es poden observar actualment (GUIMERA, 1979).

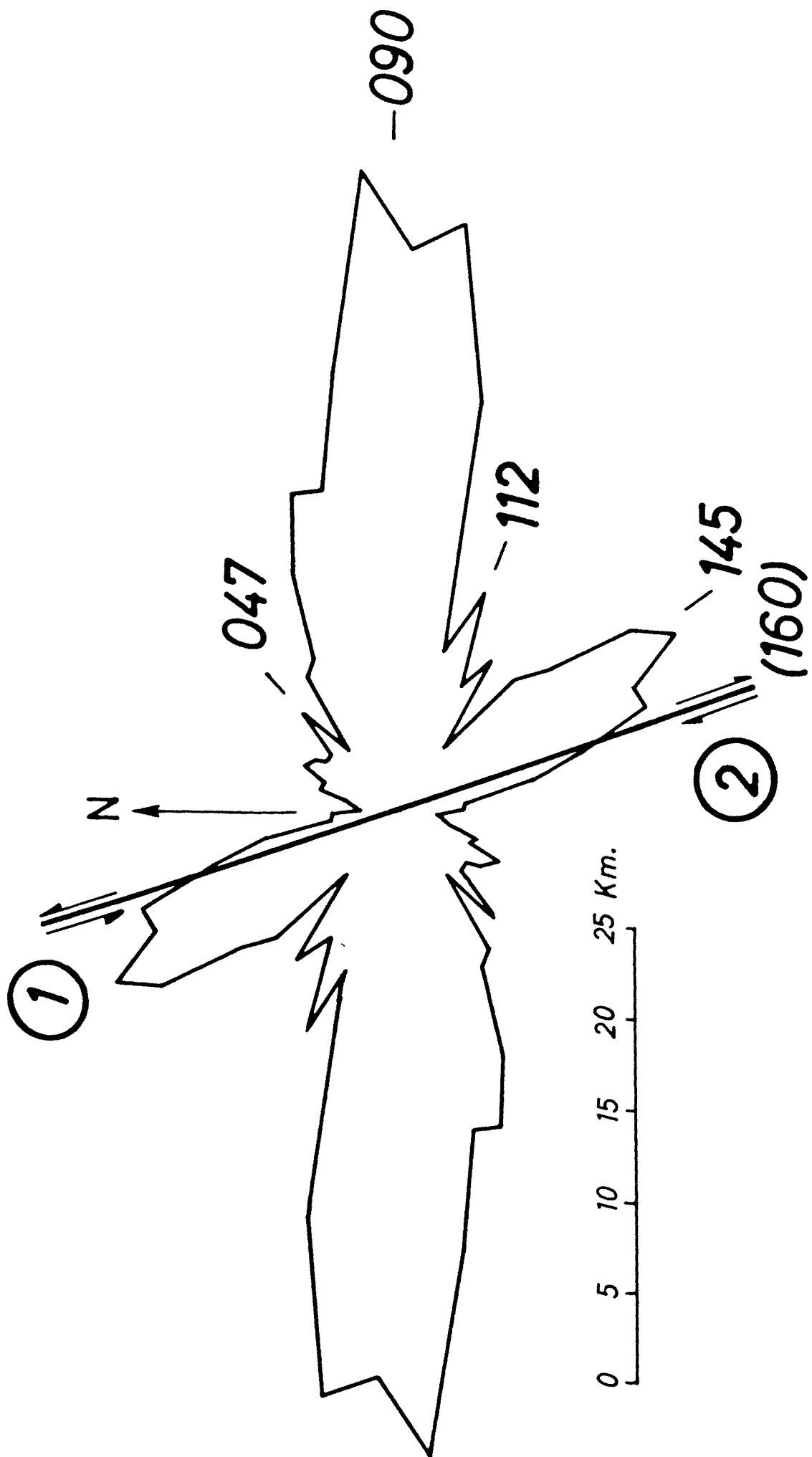
Cal remarcar que el contacte del Triàsic amb els materials més superiors presenta certes anormalitats que han estat interpretades com d'origen tectònic ("dislocaciones intercutáneas", VIRGILI, 1958) o com discordances locals formades durant la sedimentació dels materials de la base del Juràssic (ESTEBAN i JULIA, 1973).

El seu límit SE actual sembla ser mitjançant una falla normal, continuació de la que limita la Unitat de Collserola, que enfonsa el llavi sud-est. A partir de la població del Garraf, la costa talla obliquament la unitat fins a fer-la desaparèixer a prop del Vendrell.

El límit pel nord-est el fa amb la fossa del Penedès, però té algunes característiques que indiquen que aquest límit no és purament producte de la distensió, sinó que ja era important durant la compressió: Entre Martorell i Gelida el contacte s'estableix per una falla NE-SW la qual, com va observar FONTBOTE (1954), localment es desdobra en dues, entre les quals hi ha un tascó de materials paleozoics que encavalquen el Buntsandstein cap al sud-est i, cap al nord-oest, estan en contacte amb el Neògen de la fossa mitjançant una falla normal. Aquesta disposició reproduïx, a petita escala, l'estructura observada i l'evolució tectònica deduïda per aquest autor per la falla del Vallès-Penedès i la seva banda deformada associada. A partir del sud-est de Gelida, els materials neògens de la fossa estan discordants sobre els mesozoics del Garraf.

FIGURA 4.7:

Diagrama en rosa dels vents de les lineacions fotogeològiques del Massís de Garraf, segons GUIMERA (1978). L'escala quilomètrica indica la longitud acumulada per cadascun dels intervals de 10°. Hi ha indicada la falla de sòcol N 160 E a la qual estaria lligada la fracturació de la cobertora, els dos moviments que hauria tingut i la seva cronologia.



4.1.1.2.3: Bloc del Gaià.

Se situa a la zona de relleu entre les bandes deformades del NW del Vallès-Penedès i de la Serra de Miramar (FIG. 4.1 i LAM. 1: tall III). Està constituït per materials triàsics i paleògens deformats per plecs suaus d'orientació NE-SW. Constitueix clarament el substrat de la conca de l'Ebre els materials paleògens de la qual descansen sobre ell. Per la seva vora est és encavalcat pels materials paleozoics de l'escata de Capellades -banda deformada del NW del Vallès-Penedès-, mentre que les falles subverticals d'aquesta darrera que continuen cap al sud el separen de la fossa del Penedès.

4.1.1.2.4: Massís de Bonastre.

Està constituït per materials mesozoics lleugerament afectats per plecs NE-SW i per gran quantitat de falles d'igual orientació.

El seu límit occidental és l'arc perifèric de Bonastre (GUIGON et al., 1973) format per plecs i encavalcaments N-S, amb vergència cap a l'oest, que enllacen cap al nord -mitjançant una virgació- amb el feix de plecs i encavalcaments de la vall de Sant Marc, de direcció NE-SW i vergència cap al NW. Aquest feix constitueix, com ja hem vist, l'extrem sud-oriental de la banda deformada del NW del Vallès-Penedès.

Pel seu costat oriental -i per mitjà d'una sèrie de falles normals NE-SW- entra en contacte amb la fossa del Penedès, o desapareix sota els materials discordants d'aquesta.

4.1.1.2.5: Unitat de Prades-El Priorat.

Constitueix una àrea amb extensos afloraments del sòcol hercinià i una cobertora d'estructura subtabular formada per materials triàsics, liàsics, del Dogger i del Cretaci superior (LAM. 1: tall IV).

Està situada en la zona de relleu entre les bandes

deformades de la serra de Miramar -falla del Camp- i de les serres de Cavalls-Pàndols-El Montsant. El seu interior està afectat per diverses falles d'orientació NNE-SSW a NE-SW (Marçà, Falset) que quan afecten les àrees on es conserva la cobertura mesozoica hi poden aparèixer com flexions rectilínies o com falles netes. Aquestes falles, tot i que puguin tenir un component vertical apreciable -invers en el cas de la falla de Marçà-, el seu moviment deuria ser predominantment de direcció sinistre, tal com es pot observar directament sobre diverses falles, d'escala més petita, que afecten el sòcol hercinià (El Molar) i la cobertura mesozoica (La Febró-Capafonts). Existeix, també, alguna falla subperpendicular a les anteriors (d'orientació WNW-ESE) que afecta el sòcol, com la falla del coll d'Alforja.

Pel nord-oest és separada de la conca de l'Ebre per una falla orientada ENE-WSW amb un component invers evident que, a la Serra del Montsant, apareix com una flexió que afecta els materials paleògens de la conca de l'Ebre, discordants directament sobre el sòcol hercinià. Així, doncs, pot observar-se com aquesta unitat constitueix el substrat dels materials paleògens de la conca de l'Ebre, elevat per les falles NE-SW i ENE-WSW de la Serralada Costanera Catalana. Aquest accident constitueix la continuació cap al nord de la banda deformada de les serres de Cavalls-Pàndols-El Montsant.

A l'extrem sud-occidental de la unitat de Prades-El Priorat els materials neògens de la depressió de Móra hi reposen discordantment damunt. El seu límit sud-est el marquen un seguit de falles NE-SW que actualment apareixen com a normals i que la separen de la fossa del Camp.

La seva vora nord-est la forma una flexió de la cobertura que, localment, arriba a ser una falla inversa subvertical -falla del Francolí-; en el sòcol apareix una falla de les mateixes característiques que a la cobertura. Aquest accident separa la unitat de Prades-El Priorat de la banda deformada de la serra de Miramar; té una orientació NW-SE i acaba -aparentment- contra la falla del Camp (NE-SE).

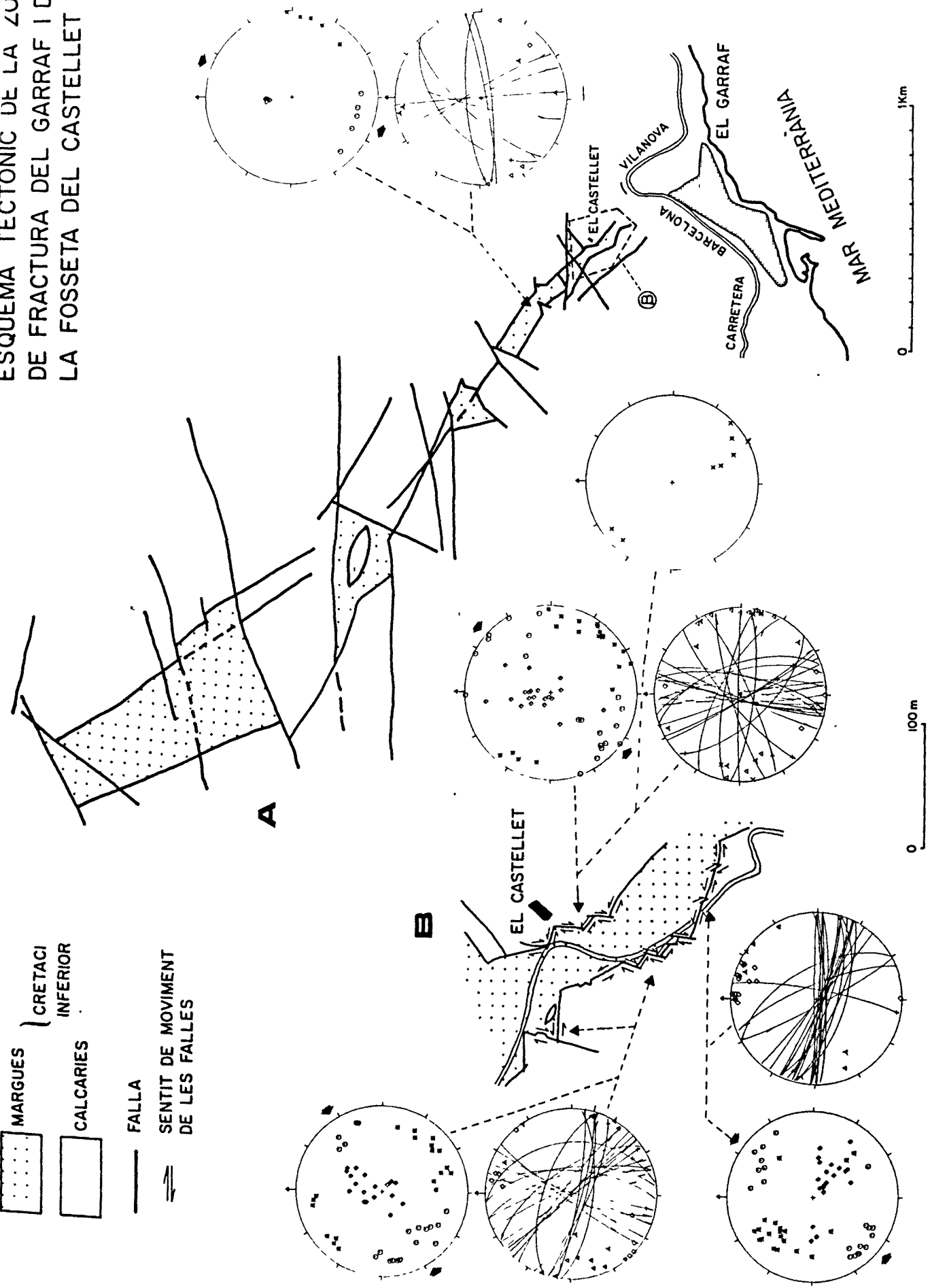
El seu límit meridional presenta unes característiques totalment distintes a les descrites fins ara. Com ja va

FIGURA 4.8:

Esquema tectònic de la Zona de fractura de Garraf (A) i de la fosseta del Castellet (B). Els estereodiagrames mostren la variació en l'orientació de les falles que limiten les fossetes i l'aplicació a aquestes dades del mètode dels esforços òptims (per més informació, vegeu la FIG. A.6 i l'estació 12 a l'Apèndix I).

ESQUEMA TECTONIC DE LA ZONA DE FRACTURA DEL GARRAF I DE LA FOSSETA DEL CASTELLET

- MARGUES
- CRETACI INFERIOR
- CALCARIES
- FALLA
- SENTIT DE MOVIMENT DE LES FALLES



observar ROBLES OROZCO (1974), els materials juràssics de la cobertora d'aquesta unitat són encavalcats pels materials triàsics de la Zona d'Enllaç entre la Serralada Costanera Catalana i la Serralada Ibèrica. Aquest encavalcament, que pot arribar a ser subhoritzontal, té una fletxa mínima visible al camp de 6 km i un traçat cartogràfic aproximada;ment E-W.

4.1.1.2.6: Unitat de Tarragona-Salou.

Agrupó en aquesta unitat dos afloraments de materials mesozoics i paleògens localitzats al voltant de la ciutat de Tarragona i del cap de Salou. Aquests materials estan afectats per plecs i encavalcaments de direcció NE-SW i vergència cap al NW (FIG. 4.1 i LAM. 1: tall IV); han estat estudiats a Tarragona per ESTEBAN (1971).

GUIGON et al. (1973) suposen que constitueixen la prolongació cap al sud-oest de l'arc perifèric de Bonastre, després de sofrir una nova virgació que faria prendre a les estructures novament una direcció NE-SW. BAYO et al. (1976) i ANADON et al. (1979-81) suposen que no solament enllaça amb l'arc perifèric de Bonastre, sinó que també ho fa amb el front d'encavalcament de Tivissa-Vandellós, que és l'extrem nord-occidental de la Zona d'Enllaç.

4.1.1.2.7: Depressió de Móra.

Se situa entre la banda deformada de les serres de Cavalls-Pàndols-El Montsant -unitat amb la que limita mitjançant una flexió NE-SW-, la unitat de Prades-El Priorat i la Zona d'Enllaç. Està ocupada per sediments paleògens i neògens (FIGS. 4.1 i 4.4).

Segons GARCIA BOADA (1974), s'observen en la seva evolució dues etapes clarament diferenciables: a) Durant l'Eocè formava part de la conca de l'Ebre, com es dedueix de la total similitud dels sediments d'ambdues unitats i de la presència dels mateixos sediments a l'interior de la unitat de Cavalls-Pàndols; no existia, doncs, la serra de Cavalls-Pàndols. b) A finals de l'Eocè o durant l'Oligocè, s'aïllà de la conca de l'Ebre degut a l'aixecament de la serra de Cavalls-Pàndols; a conseqüència d'aquest fet es van diferenciar clarament els sediments que l'omplien dels

sincrònics de la conca de l'Ebre. Segons ANADON (1983) la separació de la depressió de Móra respecte de la conca de l'Ebre s'hauria produït durant l'Oligocè mitjà.

Així, doncs, i com veurem a l'apartat 4.2, aquesta depressió terciària s'individualitzà durant el període compressiu, cosa que la diferencia clarament de les fosses costeres neògenes desenvolupades durant la distensió.

Com hem vist en parlar de les unitats que l'envolten 4.1.1.1.3 els seus límits, quan són visibles, rarament són per falla. Els sediments paleògens que la rebleixen estan basculats cap al sud-est d'una manera bastant general, i al seu extrem meridional -al sud de l'estació abandonada del Pinell de Brai- la part superior d'aquesta sèrie inferior paleògena és encavalcada pels materials mesozoics del front de la Zona d'Enllaç, mentre la sèrie superior els fossilitza amb disposició subhoritzontal (FIG. 4.18).

TEIXELL (1986) estableix l'evolució per la depressió de Móra i la Serra de Cavalls-Pàndols:

- Formació d'estructures primerenques -plecs transversals i flexions- d'edat paleocena mitjana a superior.
- Desenvolupament progressiu de l'anticlinori de Cavalls-Pàndols a l'interior de la primitiva Conca de l'Ebre, que produeix la formació de la depressió de Móra.
- En un principi l'anticlinori només forneix materials cap a la Conca de l'Ebre, i la depressió de Móra rep materials que provenen d'àrees situades a l'est. A partir d'un cert moment l'anticlinori forneix també materials cap a la depressió de Móra, que es depositen discordantment sobre les formacions mesozoiques i terciàries infrajacentes a les vores de la depressió.
- Es produeix encara un cert plegament que es manifesta, a la vora de la Serra de Cavalls-Pàndols amb la depressió de Móra, per la deformació dels darrers sediments depositats.