

L'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA A LES CADENES COSTANERES CATALANES

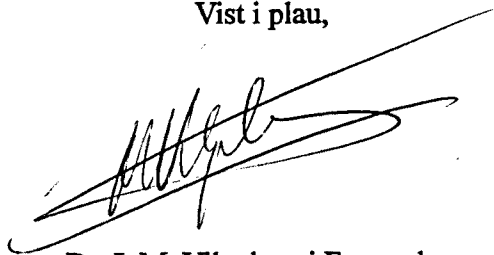
Eulàlia Masana

*Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia
Universitat de Barcelona*

1995

Tesi presentada per Eulàlia Masana Closa
per a optar al grau de doctor en geologia
Barcelona, Setembre de 1995

Vist i plau,



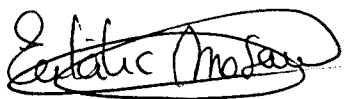
Dr. J. M. Vilaplana i Fernandez
Director de la tesi

Vist i plau,



043 MASANA CLOSA
Dr. J. Guimerà i Rosso
Director de la tesi

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

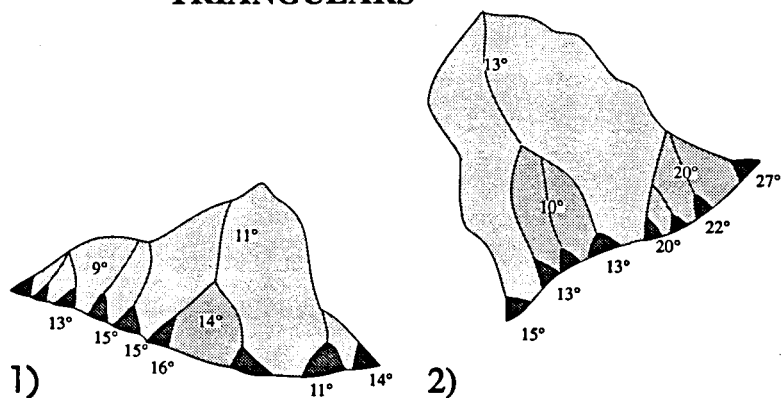


Eulàlia Masana Closa

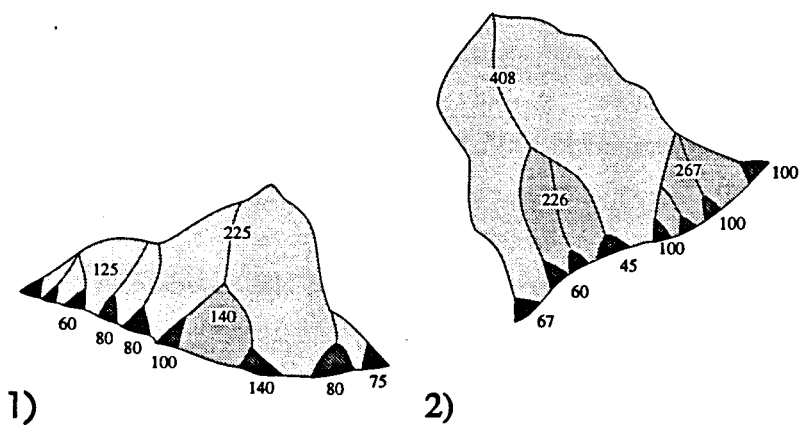
a

SEGMENT DE LA SÈNIA

INCLINACIÓ DE LES FACETES TRIANGULARS

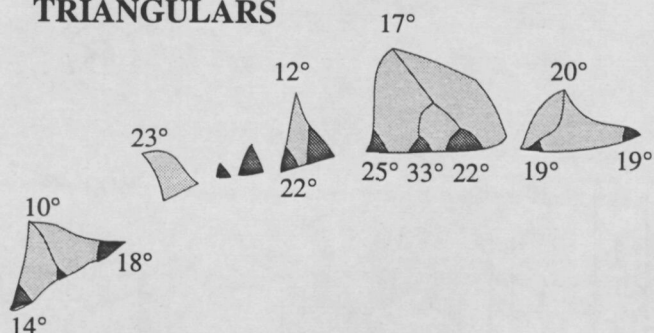


DESNIVELL NO ACUMULAT DE LES FACETES TRIANGULARS



(b) SEGMENT CENTRAL

INCLINACIÓ DE LES FACETES TRIANGULARS



DESNIVELL NO ACUMULAT DE LES FACETES TRIANGULARS

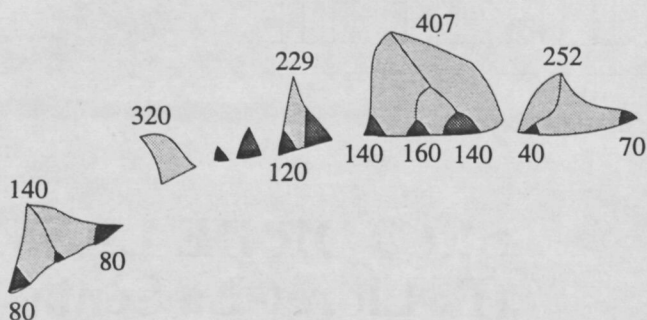
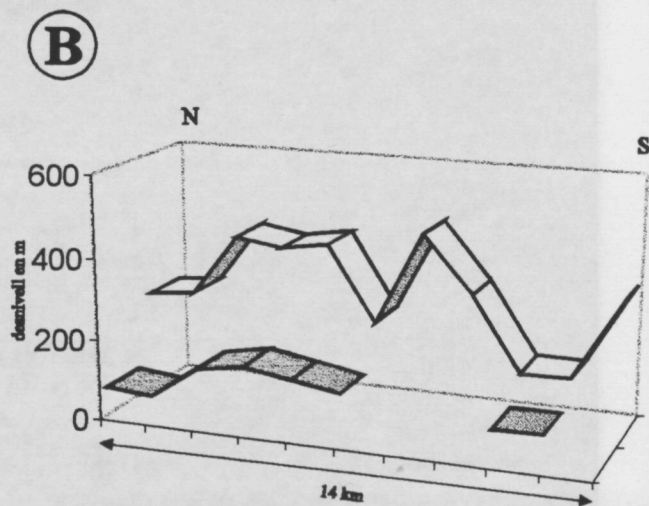
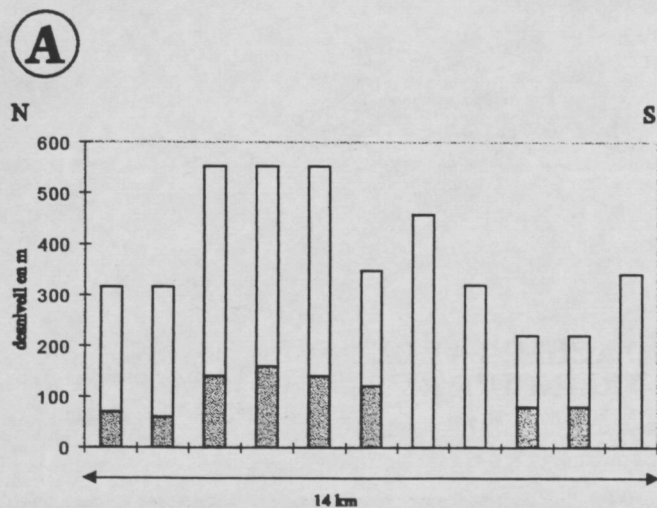


Fig. 2.17. Esquema de la inclinació (angle en graus) de les facetes triangulars de diferents generacions i del desnivell (en metres) de cada faceta en els segments de la Sènia (17a) i Central (17b) al front del Baix Ebre. Es mostren les tres o dues generacions de facetes respectivament, amb trama més fosca les més recents i més clara les més antigues. Situació de les facetes mesurades a la fig 16.

Fig. 2.17. A schematic of the gradient (angle in degrees) of the triangular facets of different generations and the irregularities (metres) of each facet in the segments of the Senia (17a) and Central (17b) at the front of Baix Ebre. It shows two or three generations of facets respectively, with the more recent having a darker section and the older having a lighter section. The situation of the measured facets is in fig.16.

SECTOR CENTRAL (B. La Cunca-B. Lloret)



SECTOR DE LA SÈNIA (B. Lloret-La Sènia)

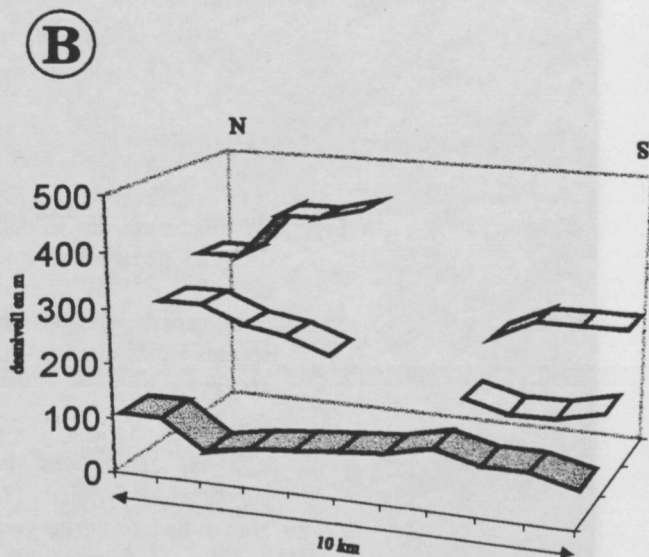
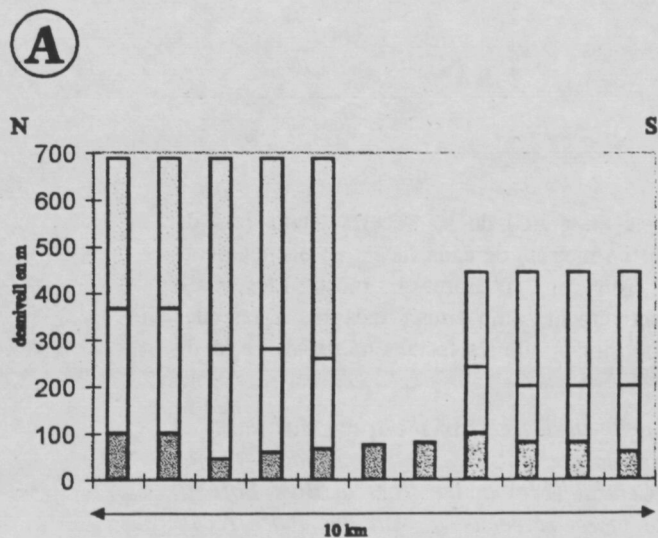


Fig. 2.18. Esquemes representatius del desnivell observat a les facetes triangulars del Baix Ebre. La separació entre les facetes triangulars s'ha considerat constant, per això les abcises d'aquests gràfics no tenen unitats, tan sols s'hi representa la llargada total del sector. A) Esquemes de l'alçada de les facetes triangulars en el sector Central i el de la Sènia. L'alçada de les columnes representa el desnivell entre el capdamunt de les facetes més altes i la base del front, mentre que els diferents tons de gris de les columnes representen les alçades de cada generació de facetes (gris fosc les més recents les intermèdies i gris clar les més antigues). La formació d'una generació de facetes triangulars és conseqüència de la degradació de l'escarpament de falla produït durant un període de major activitat tectònica en el front. Per tant, la distribució del desnivell que mostri avui una generació de facetes concreta aporta informació de la distribució del salt de falla durant el període en que s'ha format aquesta generació (vegeu text). B) Esquemes en tres dimensions del desnivell entre el peu i el capdamunt de cada generació de facetes en el sector Central i el de la Sènia. G1, G2 i G3 representen les generacions de facetes més recent, intermèdia i més antiga respectivament.

Fig. 2.18. Schematics representing the topographic relief observed in the triangular facets of the Baix Ebre. The separation between these triangular facets has been considered constant, because of this the abscisses of these graphics have no units, only the total length of the sector is represented. A) Schematics of the height of these triangular facets in the Central and the Senia section. The height of the columns represents the topographic relief between the top of the highest facets and the base of the front, while the different shades of grey of the columns represent the heights of each generation of facets (dark grey in the most recent and intermediate and a light grey as the oldest). The formation of a generation of triangular facets is a consequence of the degradation of the escarpment of the fault, produced during a period of major tectonic activity in the front. For this reason, the distribution of the topographic relief that shows today a generation of definite facets provides information as to the distribution of the jump of the fault during the period in which this generation has been formed (see text). B). The three dimensional schematic of the topographic relief between the foot and the top of each generation of facets in the Central and the Senia sector. G1, G2 and G3 represents the most recent, intermediate and oldest facets respectively.

PERFIS TOPOGRÀFICS DEL FRONT DEL BAIX EBRE

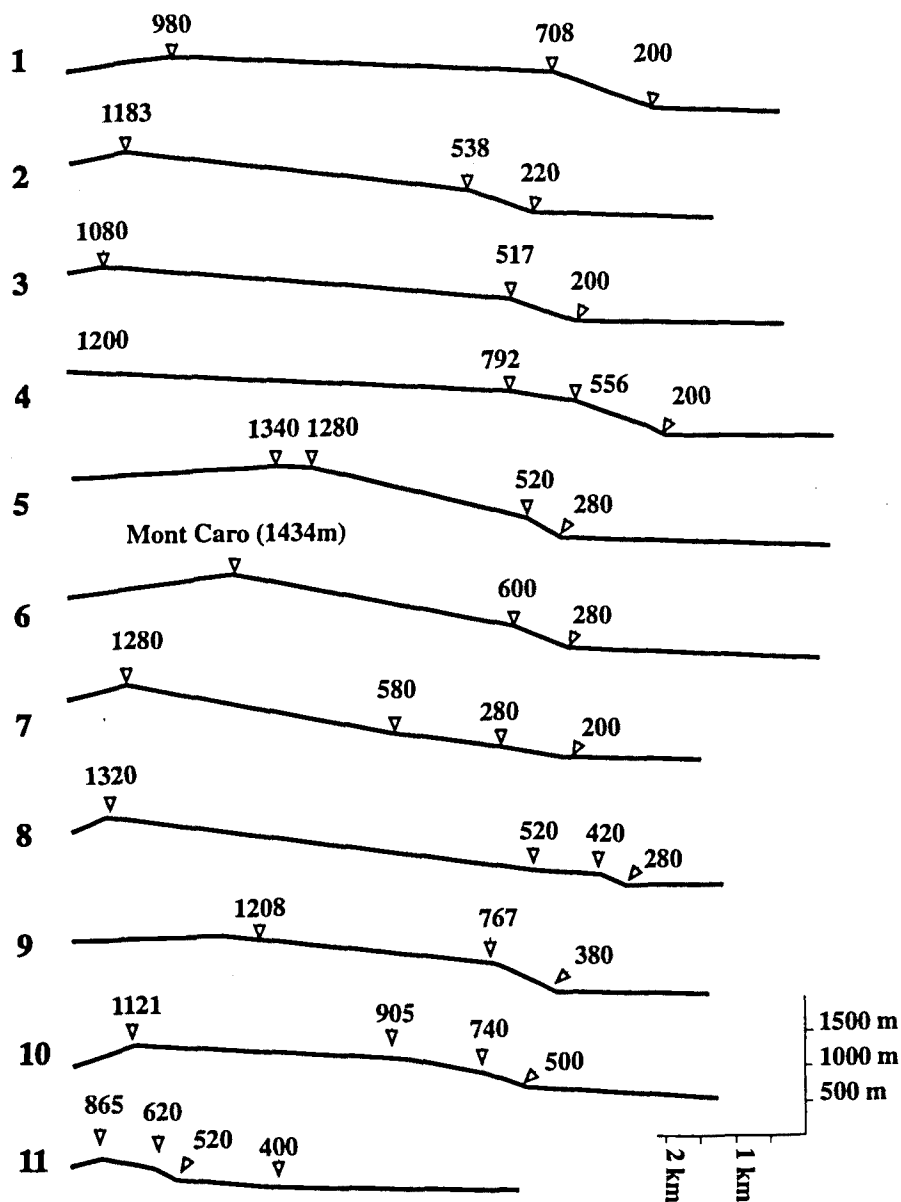


Fig. 2.19. Perfils topogràfics del front del Baix Ebre. La convexitat cap a la base és clara en la majoria dels perfils. Escala vertical exagerada. Perfils situats en la Fig. 2. 16.

Fig. 2.19. Topographic profiles of the Baix Ebre front. The convexion toward the base is clear in the majority of the profiles. The vertical scale is exaggerated. Profiles are situated in fig. 2.16.

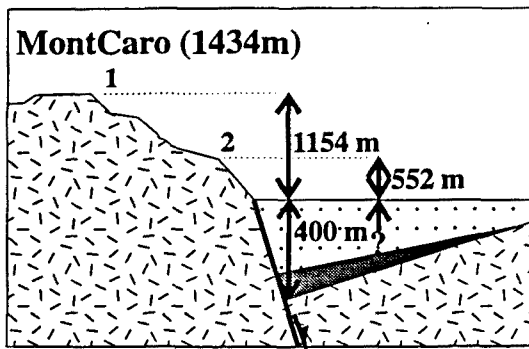
Sector entre el barranc de Lloret i la Sènia (La Sènia). Aquest sector és el menys homogeni dels que presenta el front descrit. El seu límit pel Nord ve determinat per una variació en la orientació del front respecte al sector descrit abans, de N15E a N30E. Aquesta orientació es manté fins a la riera de Valldebous a partir d'on el front gira i pren una direcció NE-SW que el situa al NW dels afloraments cretacs dispersos de la zona de la Sènia. Així, en aquest sector es poden distingir dos subsectors, el d'orientació N030E, segurament coincident amb la falla principal, i el sector d'orientació NE-SW, segurament corresponent a un desdoblament de la falla principal. Aquest sector del front presenta fins a tres generacions de facetes triangulars (fig. 2.17 b) amb desnivells topogràfics no acumulats d'entre 45 i 140 m i pendents d'entre 11° i 27° en la generació més baixa, d'entre 125 i 267 m i 9° a 20° en la generació intermèdia i d'entre 225 i 408 m i 11° a 13° en la generació més alta. La sinuositat en aquest segment s'ha mesurat per separat en la part del front on aflora el Cretaci (entre el canal S del barranc de Lloret i el barranc de la Galera aproximadament), on la sinuositat és molt alta, ($S=3$), i el sector de front comprès entre el barranc de la Galera i el riu Ullastre, al S de la Sènia, on el valor de la sinuositat és el menor observat en tot el front, ($S=1.2$).

Els sectors del front descrits s'interpreten com a segments de la falla del Baix Ebre que han actuat amb independència en l'espai i potser també en el temps. La diferència en el grau de conservació del front junt amb la presència de tres generacions de facetes triangulars en el segment de la Sènia i de dues en el central apunten a un comportament independent dels tres sectors. Per altra banda, el salt acumulat de les facetes és màxim en la part central dels sectors mentre que decreix cap als extrems. (fig. 2.18). Aquesta diferència en el salt al llarg dels segments és clara en les facetes de generació més recent. En el cas del segment de la Sènia s'observa però que l'extrem N, que correspon a la zona compresa entre els barrancs de la Galera i Valldebous, augmenta considerablement el seu salt. Això es pot explicar mitjançant un possible desdoblament de la falla des del barranc de Valldebous cap al S, ja que en aquest cas el salt es repartiria en dues fractures mentre que en la part al N d'aquest barranc tot el salt seria acumulat per una falla. La diferència d'orientació d'aquestes dues parts del sector (fig. 2.16), així com la presència d'un llindar mesozoic al SE del front muntanyós, que implica l'existència d'una altra fractura al SW d'aquest alt (el gruix de sediments recents és important al SW dels afloraments mesozoics que formen l'alt) fan plausible aquesta explicació.

La inclinació de les facetes és lleugerament major en les generacions més recents que en les més antigues. Els valors de la inclinació són baixos però entren dins dels límits que Wallace (1978) observa en d'altres fronts muntanyosos (fig. 2.6).

El drenatge en el front muntanyós del Baix Ebre està clarament controlat per la tectònica (fig. 2.16). Els barrancs que travessen el front ho fan ortogonalment, tot i que aigües amunt alguns

SECTOR CENTRAL



Index de lliscament de la falla I:

$$I1 = \frac{1554 \text{ m}}{23.7 \text{ Ma}} = 0.066 \text{ mm/a}$$

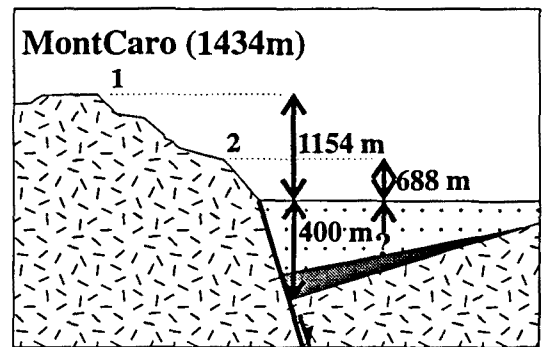
$$I2 = \frac{1554 \text{ m}}{19 \text{ Ma}} = 0.082 \text{ mm/a}$$

Si: $\frac{H_a}{H_s} = \frac{h_a}{h_s}$; llavors: $h_a + h_s = 743 \text{ m}$

$$\text{Edat facetes} = \frac{h_a + h_s}{I1} = 11.32 \text{ Ma}$$

$$\text{Edat facetes} = \frac{h_a + h_s}{I2} = 9.06 \text{ Ma}$$

SECTOR DE LA SÈNIA



Index de lliscament de la falla I:

$$I1 = \frac{1554 \text{ m}}{23.7 \text{ Ma}} = 0.066 \text{ mm/a}$$

$$I2 = \frac{1554 \text{ m}}{19 \text{ Ma}} = 0.082 \text{ mm/a}$$

Si: $\frac{H_a}{H_s} = \frac{h_a}{h_s}$; llavors: $h_a + h_s = 926 \text{ m}$

$$\text{Edat facetes} = \frac{h_a + h_s}{I1} = 14.16 \text{ Ma}$$

$$\text{Edat facetes} = \frac{h_a + h_s}{I2} = 11.29 \text{ Ma}$$

Fig. 2.20. Esquemes d'explicació de l'estimació de l'edat de les facetes més altes del Baix Ebre, per als segments Central i de la Sènia considerant l'inici del moviment de la falla en l'Aquitanià (I1) i en el Burdigalià (I2). Vegeu explicació al text.

Fig. 2.20. A schematic explaining the estimation of the age of the highest facets of the Baix Ebre, through to the Central and the Senia segments considering the initial movement of the fault in Aquitanian (I1) and in Burdigalian (I2). See text for explanation.

s'adaptin a l'estructura compressiva heretada, com és el cas dels barrancs de Cervera i Cunca. En general els barrancs són també perpendiculars a la cresta del front, delimitada per la carena que corona el Caro. Les conques són en forma de *wine glass* (Wallace 1978), és a dir, mantenen una amplada constant fins que arriben a l'alçada de les facetes triangulars, on s'estrenyen per travessar el front. L'índex de separació de les conques és de 0.48 a 0.52, valor intermedi entre els proposats per Wallace (1978), tant per a zones actives com per a inactives al Basin and Range. En cap cas s'han observat ruptures de pendent aigües amunt del front en els canals que el travessen que puguin considerar-se com a un *Knick-point* produït per un desnivellament tectònic recent. Tampoc s'han observat valls penjades. Per altra banda les dades de subsòl mostren en algun punt l'existència d'un pediment adossat al front sota dels ventalls al·luvials quaternaris. Així, tot fa pensar que la falla del Baix Ebre no ha experimentat moviments actuals prou importants com per a quedar enregistrats en la morfologia.

Els perfils longitudinals del front mostren una concavitat clara cap a la base del front, indicant que l'erosió no ha aconseguit recuperar l'equilibri modificat per l'activitat tectònica (fig. 2.19).

L'edat de les facetes triangulars del front del Baix Ebre es pot estimar d'acord amb la aproximació proposada a l'apartat d'introducció dels conceptes geomorfològics. El salt total mínim per a la falla és de 1554m -obtingut a partir de la suma del desnivell topogràfic (1154 m) i la potència dels sediments de rebliment de la fossa (400 m)- i la relació entre una i altra secció del salt és de 2'8-. L'edat dels sediments més baixos en la sèrie que afloren és Burdigalià inferior -19 Ma- però la sèrie encara potent de sota podria ser d'edat Aquitaniana -23'7 Ma- (Crusafont et al., 1955 i Agustí et al., 1985). Així, l'índex de lliscament és entre 0'066 mm/a (si es considera una edat Aquitaniana) i 0'082 (si es considera una edat Burdigaliana) (fig. 2.20). L'alçada màxima de les facetes més altes del sector de front de sota el Caro és de 552 m i del sector de la Sènia de 668 m. Considerant que s'ha mantingut constant la relació entre la fondària de fossa que es crea per a un determinat desnivell subaeri ocasionats pel lliscament de la falla -que tenia un valor de 2'8 per a tot el salt- el salt total des del moment de formació de les facetes més altes és de 743 m i 926 m per al segment Central i de la Sènia respectivament (fig. 2.20). Així, aplicant els índexs calculats poden estimar-se unes edats de formació per a cada faceta d'entre 9 (9'06) i 11 (11'29) Ma per al segment Central i d'entre 11 (11'29) i 14 (14'6) Ma al sector de la Sènia. Els mateixos càlculs realitzats al sector de la Sènia per a la generació 2 donen valors d'entre 4 i 7 M anys i, per a la generació 1, d'entre 1 i 2 Ma, mentre que al sector Central, la generació més recent s'estima d'una edat d'uns 3 M a. Aquests valors representen únicament una estimació de les edats. Així, les edats estimades per a les facetes més antigues són d'un ordre de magnitud més gran que la duració del quaternari (2 Ma), amb la qual cosa cal suposar que les facetes més altes analitzades són anteriors al Quaternari o, inclús, a la crisi messiniana (6 Ma), raó per

la qual es troben força degradades. En canvi les generacions 2 i 1 són d'un ordre de magnitud menor a la duració del Quaternari cosa que fa possible que siguin posteriors a la crisi messiniana i, pel que fa a la generació 1, inclús posterior al Pliocè.

2.2.3.2. EL FRONT DE LA FALLA DEL CAMP

INTRODUCCIÓ

La falla del Camp està formada per dos grups de fractures disposades esglaonadament de manera que el grup de més al nord és també el més oriental (fig. 2.21). Tenen una orientació NE-SW i una longitud de 27 i 32 km el meridional i el septentrional respectivament. Aquesta falla separa les serres de Prades-Llaberia i de Miramar de la fossa del Camp (fig. 2.22). El punt més alt de les serres que queden limitades per aquesta falla és el Puig-pelat (1075 m), a la serra de Prades-Llaberia. A la serra de Miramar la màxima altitud topogràfica és de 867 m al Tossal Gros. L'alçada del peu del front varia entre 20 i 200 m al peu de la serra de Prades-Llaberia i 250 i 500 m al peu de la serra de Miramar.

L'evolució del front ha estat condicionada per les característiques litològiques i estructurals de la fossa del Camp i de les serres de Prades-Llaberia i de Miramar.

LA FOSSA DEL CAMP

La fossa del Camp s'originà pel lliscament normal de la falla del Camp, durant el període extensiu que tingué lloc a tot el domini Catalano-Valencià del solc de València des de l'inici del Miocè.

L'estructura de la fossa és a grans trets un semigraben, sent la falla principal la del Camp. En els perfils sísmics de la zona (Maldonado et al., 1986) s'observa molt clarament aquesta estructura en semigraben a la part de la fossa que correspon al segment N de la falla; en canvi, al segment S l'estructura es complica en repartir-se el salt en més falles. Tot i així els depocentres es concentren majoritàriament adossats al marge NW de la conca, fet que indica una major importància del lliscament de les falles d'aquest marge. Les dades de subsòl junt amb les de superfície indiquen també

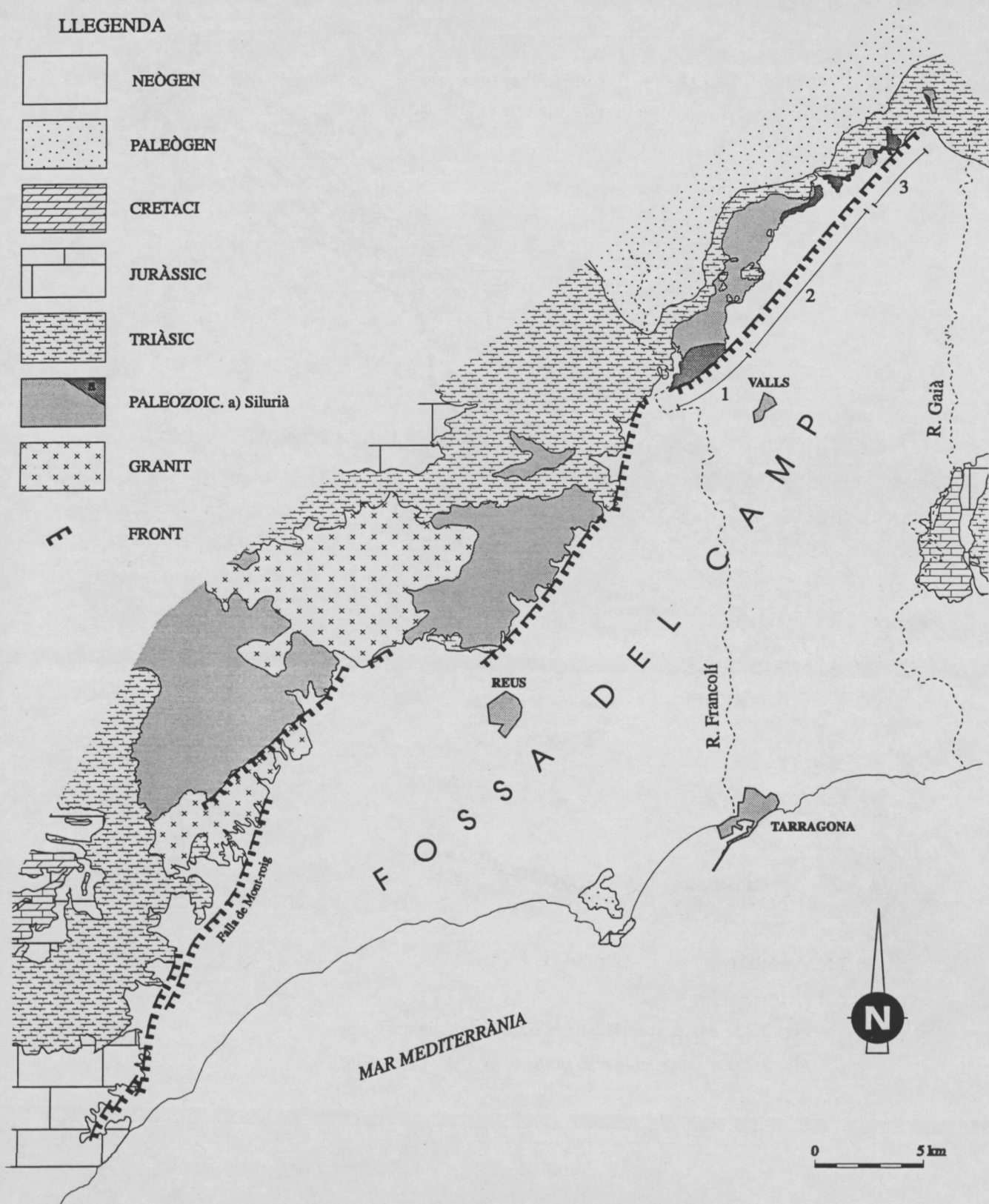


Fig. 2.21. Mapa geològic de la zona de la falla del Camp. 1) Sector de Picamoixons. 2) Sector de Fontscaldes. 3) Sector de Rupit.

Fig. 2.21. A geological map of the area of the Camp fault. 1) Picamoixons area. 2) Fontscaldes area. 3) Rupit area.

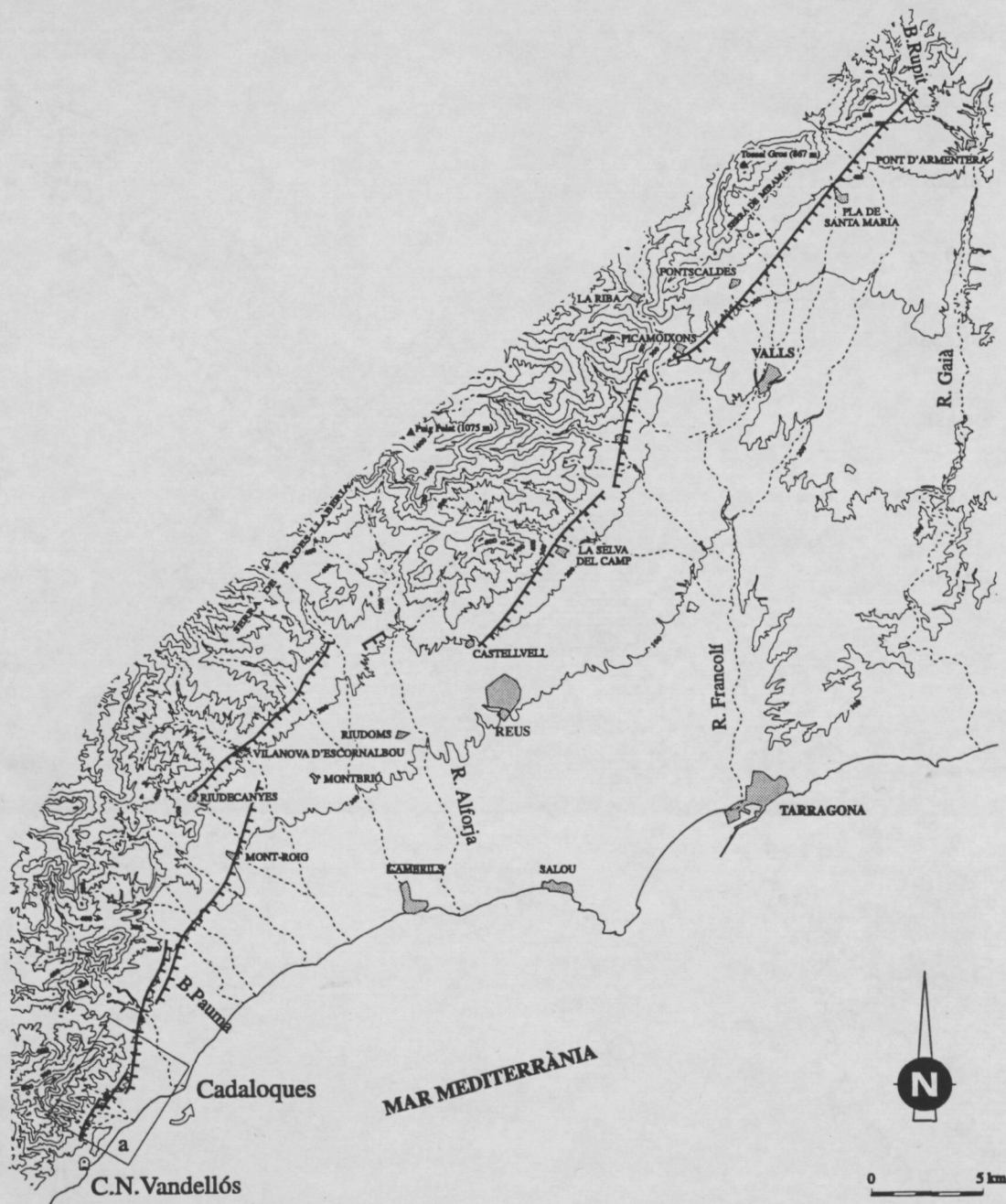


Fig. 2.22. Mapa geogràfic de la zona de la falla del Camp.

Fig. 2.22. A geographic map of the area of the Camp fault.

	VENTALL AL·LUVIAL RECENT
	VENTALL AL·LUVIAL ANTIC
	CONCA DE DRENATGE
	FACETA TRIANGULAR RECENT
	FECTA TRIANGULAR ANTIGA
	PERFIL TOPOGRÀFIC

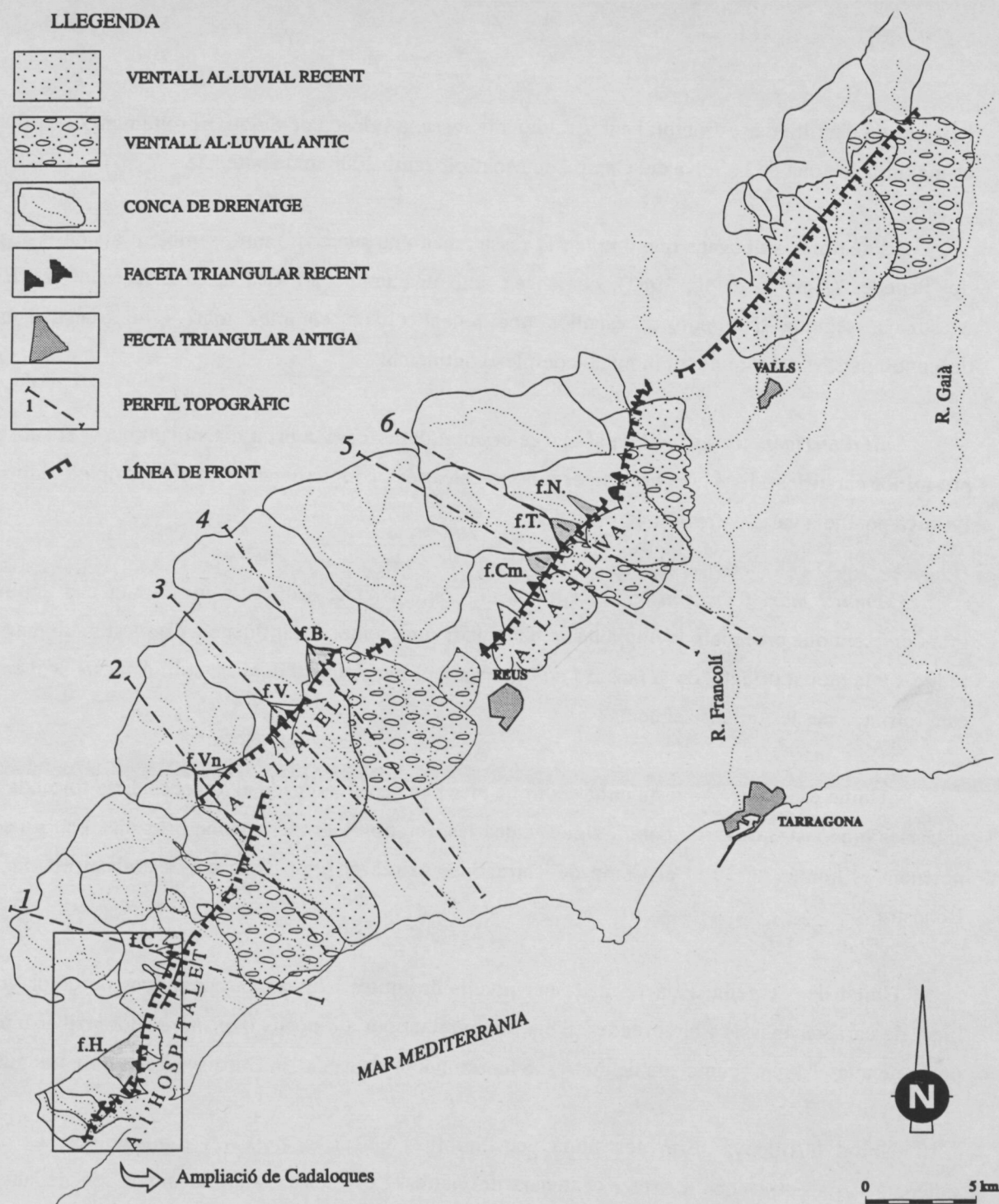


Fig. 2.23. a) Mapa geomorfològic de la zona de la falla del Camp. f.H.: faceta de l'Hospitalet. f.C.: faceta de la Costa. f.V.: faceta de Vilavella. f.Vn.: faceta de Vilanova. f.B.: faceta de Borges. f.Cm.: faceta de la Coma. f.T.: faceta del Tossal. f.N.: faceta del Nord. A.: alineació. b) Ampliació de la zona de Cadaloques; situació a la Fig. a. (requadre de la part meridional de la zona).

l'existència d'un llindar estructural subparal·lel a la fossa, a l'alçada de Salou. El rebliment de la fossa és màxim a la zona de la Selva del Camp i de Montbrió, amb 2000 m de potència.

Els sediments neògens que omplen la fossa tenen una successió molt semblant als de la fossa del Penedès (Anadón et al., 1983): comencen amb una unitat detrítica basal discordant sobre el Mesozoic, seguida d'un episodi escullós poc potent i d'un complex marí i de transició ben desenvolupat. Al damunt de tot hi ha un complex continental:

Unitat terrígena basal. Aflora al marge oriental de la fossa cobrint discordantment el substrat pre-miocè carstificat. Està constituïda per bretxes calcàries i conglomerats amb alguns nivells lutífics. La seva potència varia entre 30 i 40 m.

Complex marí i de transició. Es tracta en conjunt d'una seqüència més soma cap amunt i granocrexent que precedeix la implantació d'un medi continental. La influència d'aquest medi marí es redueix a la meitat oriental de la faossa i no ultrapassa el traçat actual del Francolí. Aquesta seqüència està formada per les unitats següents :

Unitat escullosa: Aquesta unitat es troba més ben desenvolupada al Penedès. Està formada per calcàries bioconstruïdes amb corall, algues calcàries, foraminífers incrustants, briozous, etc. La seva potència és només de 20 m al Camp de Tarragona. Aflora al límit de la conca amb el massís del Bonastre.

Unitat de Vespella: Està formada per nivells de lutites i lutites carbonàtiques de color gris i blau, de caràcter massís i biotorbades. S'han interpretat com a dipòsits d'*offshore*. Pot arribar a tenir una potència d'alguns centenars de metres. S'ha estimat la seva edat en Burdigalià superior-Languià.

Unitat d'Ardenya: Està constituïda per llimolites calcàries, gresos i lumaquel·les. La seva potència varia entre pocs metres i centenars de metres. Les fàcies d'aquesta unitat són expansives respecte a la unitat de Vespella. Lateralment passen a la unitat de Vilabella i cap a sastre i cap a l'interior de la conca passen a la unitat de Renau. S'interpreten com a dipòsits de *nearshore-offshore*.

Unitat de Vilabella: Aflora poc al Camp. Està constituïda per una alternança de conglomerats calcaris amb gresos. La potència varia, al Penedès, entre pocs metres i algunes dotzenes de metres. S'interpreten com dipòsits de *fan delta*.

Unitat de Renau: Està constituïda per conglomerats i gresos mal classificats i per biostromes d'ostreïds. S'interpreten com dipòsits d'ambient costaner restringit, amb clara influència continental.

Complex continental superior Es caracteritza per un predomini de fàcies lutítiques amb intercalacions ocasionals de nivells lenticulars de gresos i conglomerats d'extensió lateral limitada. També s'hi observen nivells de lutites amb intercalacions de nivells de calcàries lacustro-palustres. Tenen una potència de fins a 300 m. S'interpreten com sediments fluvials de planes distals de sistemes al·luvials. Se'ls atribueix una edat vallesiana-turoliana.

LES SERRES DE PRADES-LLABERIA

La serra de Prades (figs. 2.21 i 2.22) constitueix una àrea poc deformada limitada per bandes de deformació intensa. El contacte amb la depressió de l'Ebre és mitjançant una falla d'orientació ENE-WSW amb component invers que, cap al S (Anadón et al. 1985), es transforma en una flexió dels materials paleògens de la conca de l'Ebre (Colombo i Vergés 1991). El marge SE està limitat per la falla normal del Camp. Pel S està en contacte amb la serra de Llaberia, que forma part de la Zona d'Enllaç entre les Cadenes Costaneres Catalanes amb la Cadena Ibèrica (Guimerà 1988). Per la vora NE la limita una flexió de la cobertura mesozoica d'orientació NW-SE, que arriba a transformar-se en falla de component invers a la Riba. Diverses falles d'orientació NE-SW i NNE-SSW amb component invers i sinistre afecten el sòcol i la cobertura de la serra de Prades, tot i que en general té una disposició tabular (Melgarejo 1987).

L'estructura de la serra de Llaberia és més complicada ja que ha experimentat una deformació més gran. S'hi observen plects d'orientació WSW-ENE vergents cap al NNW i encavalcaments de pla quasi horitzontal amb nivell de desenganxament en el Muschelkalk mitjà (Robles-Orozco 1974, Guimerà 1988).

Els materials que s'observen a les serres de Prades-Llaberia són els següents: els d'edat paleozoica són predominantment carbonífers, compostos de pissarres i gresos de gra fi i de roques plutòniques granodiorítiques i dics porfírics granítics. El Triàsic és de fàcies germànica amb conglomerats, gresos i lutites del Buntsandstein, calcàries i dolomies del Muschelkalk inferior, gresos, lutites i evaporites del Muschelkalk mitjà, calcàries, dolomies i margues del Muschelkalk superior i evaporites, lutites i calcàries del Keuper. La sèrie Juràssica correspon només al Juràssic inferior a Prades i Llaberia i és completa a la zona S de Vandellós. Es compon de dolomies, bretxes micrítiques i calcàries micrítiques. El Cretaci superior aflora només a Llaberia i està format per

calcàries amb intercalacions dolomítiques, margocalcàries i calcàries grises (Robles-Orozco 1974 Melgarejo 1987, Núñez et al. 1980, Colodrón et al. 1978).

Tot i que les serres de Prades i de Llaberia han tingut una evolució tectònica diferent, les dues formen un bloc orogràfic únic, ja que representen un sol bloc elevat. Així les inclouré totes en la denominació de serra de Prades.

LA SERRA DE MIRAMAR

La serra de Miramar (fig. 2.21 i 2.22) té uns 3 km d'amplada màxima i una longitud de 15 km, amb una orientació NE-SW. Limita pel NW amb la depressió de l'Ebre mitjançant una flexió i localment per un encavalcament. Amb la fossa del Camp el contacte és mitjançant una falla normal, la falla del Camp. Està constituïda de materials paleozoics i una cobertera mesozoico-terciària que té una estratificació vertical en alguns punts, producte de la flexió ocasionada per l'encavalcament sobre la depressió de l'Ebre (Guimerà 1984).

Els materials paleozoics són predominantment carbonífers: filites i esquists micacis, conglomerats, grauwares i pissarres detrítiques a sostre. També hi ha algun aflorament de materials silurians -alternança de calcàries dolomítiques amb esquists i pissarres silíciques- i devonians -bancs de dolomies sobre esquists-.

INDICADORS MORFOLÒGICS D'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA EN EL FRONT DE LA FALLA DEL CAMP

He descrit per separat les característiques morfològiques dels fronts corresponents a les serres de Prades i de Miramar degut a les marcades diferències entre aquestes dues serres, sobretot pel que fa a la diferència d'amplada, factor important en l'evolució morfològica d'un front.

EL FRONT DE PRADES

Considero com a front de Prades la part del front de la falla del Camp que va des de l'estret de la Riba fins al mar (fig. 2.22). El front de Prades està constituït per un grup de falles occidentals (que van des del mar fins a la riera de Borges) i per un grup de falles orientals que van del N de Reus a

l'estret de la Riba), separats per una zona intermedia d'orientació E-W on no s'han observat morfologies de front muntanyós aixecat recentment.

Es tracta, en general, d'un front molt degradat. Tot i així, encara hi són visibles algunes morfologies de front muntanyós amb activitat neotectònica (fig. 2.23). A continuació descriu les diferents alineacions i sectors que conformen aquest front. Anomeno alineació als trams definits per alineacions de facetes triangulars i sector als trams delimitats per variacions d'orientació o esglaonaments.

Alineació de l'Hospitalet. Està limitada pel barranc de Pauma pel N i pel mar al S (fig. 2.23). Té 9 km de llargada en terra ferma -no es disposa de dades de mar per aquesta zona-, i una orientació NNE-SSW. Aquesta alineació limita una part del front del Camp formada per materials mesozoics exclusivament. A la meitat septentrional els materials són de la sèrie triàsica, principalment calcàries dolomititzades del Muschelkalk superior, i a la meitat meridional són roques carbonàtiques d'edat juràsica. Es tracta de la part del front que posa en contacte la serra de Lladeria, molt deformada durant l'orogènia alpina, amb la fossa del Camp. Les estructures alpines que s'observen en el bloc aixecat, encavalcaments i plecs, són d'orientació principalment ENE-WSW, obliqües al front. Tot i que es tracta d'un front molt degradat, amb una sinuositat elevada (S 2'70), encara conserva dues grans facetes triangulars, segurament degut a la major resistència a l'erosió de les calcàries. Es tracta de la faceta de l'Hospitalet en la que he observat fins a quatre esglaons morfològics que he atribuït a quatre generacions de facetes, i la de la Costa on només en distingeixo dues generacions. Les generacions més alta i la següent a la faceta de l'Hospitalet produeixen respectivament un desnivell topogràfic no acumulat de 120-140 m i de 100 a 140 m i unes pendents de entre 13° i 15° i entre 15° i 21°. La generació següent produeix un desnivell de 50 a 100 m i unes pendents de les facetes de 14° a 17° i la generació més baixa produeix un desnivell de 60 a 80 m i una pendent de 17° a 21° (fig. 2.24). L'índex de l'espaiat de conques és per a aquesta alineació de 1.4. En el sector més meridional s'observa una petita cubeta anomenada de Cadaloques (fig. 2.24). En aquesta cubeta la disposició del drenatge és clarament controlada per la tectònica, en no ser totalment paral·lels la cresta i el front el drenatge forma un arc per mantenir la perpendicularitat amb tots dos. Té una orientació NE-SW i es mostra reblerta de sediments quaternaris i limitada per dues alineacions de petites facetes de entre 60 i 90 m de desnivell i de 19° a 21° d'inclinació. Aquestes alineacions afecten morfològicament a la faceta de l'Hospitalet i per tant són estructures posteriors. Així, he considerat que la cubeta de Cadaloques ha tingut activitat posteriorment al moviment de l'alineació de l'Hospitalet. L'elevat grau de degradació del front, corroborat per l'alta sinuositat, pel baix angle d'inclinació de les facetes triangulars més recents, i l'evidència d'esdeveniments posteriors com l'activitat a la cubeta de Cadaloques, fan pensar que la alineació de l'Hospitalet ha experimentat molt poca activitat

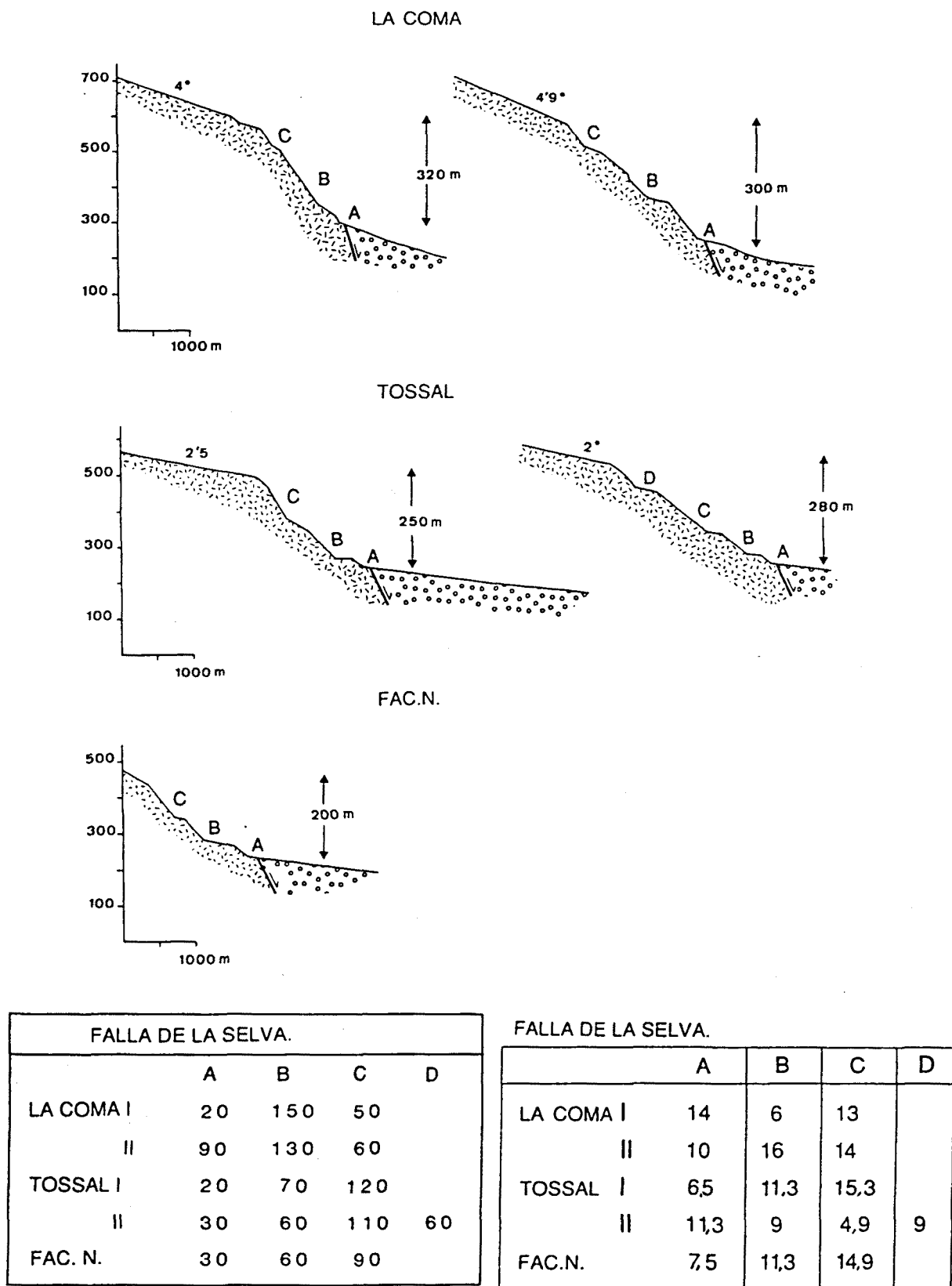
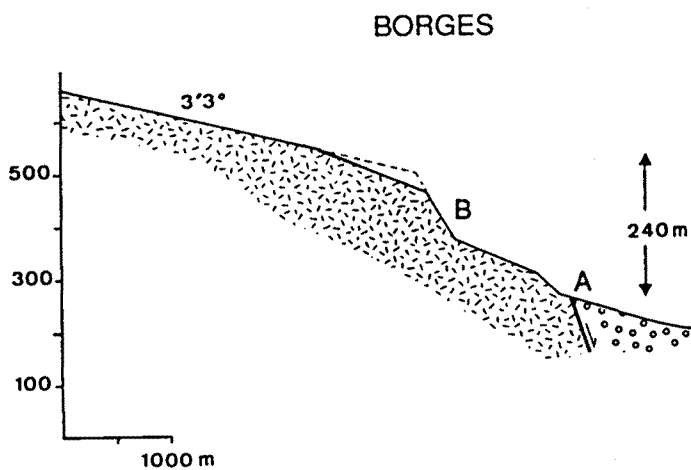
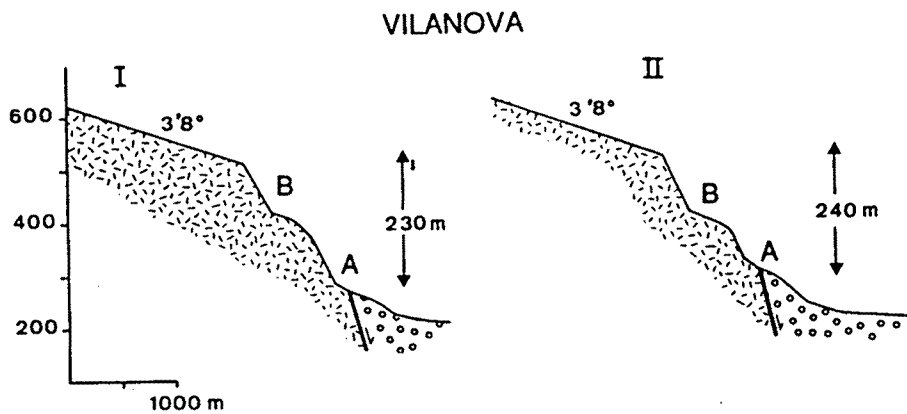
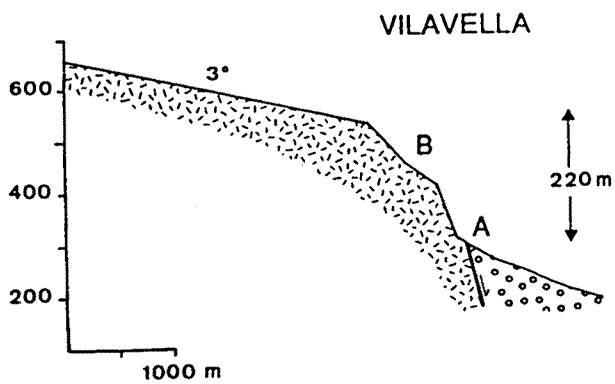


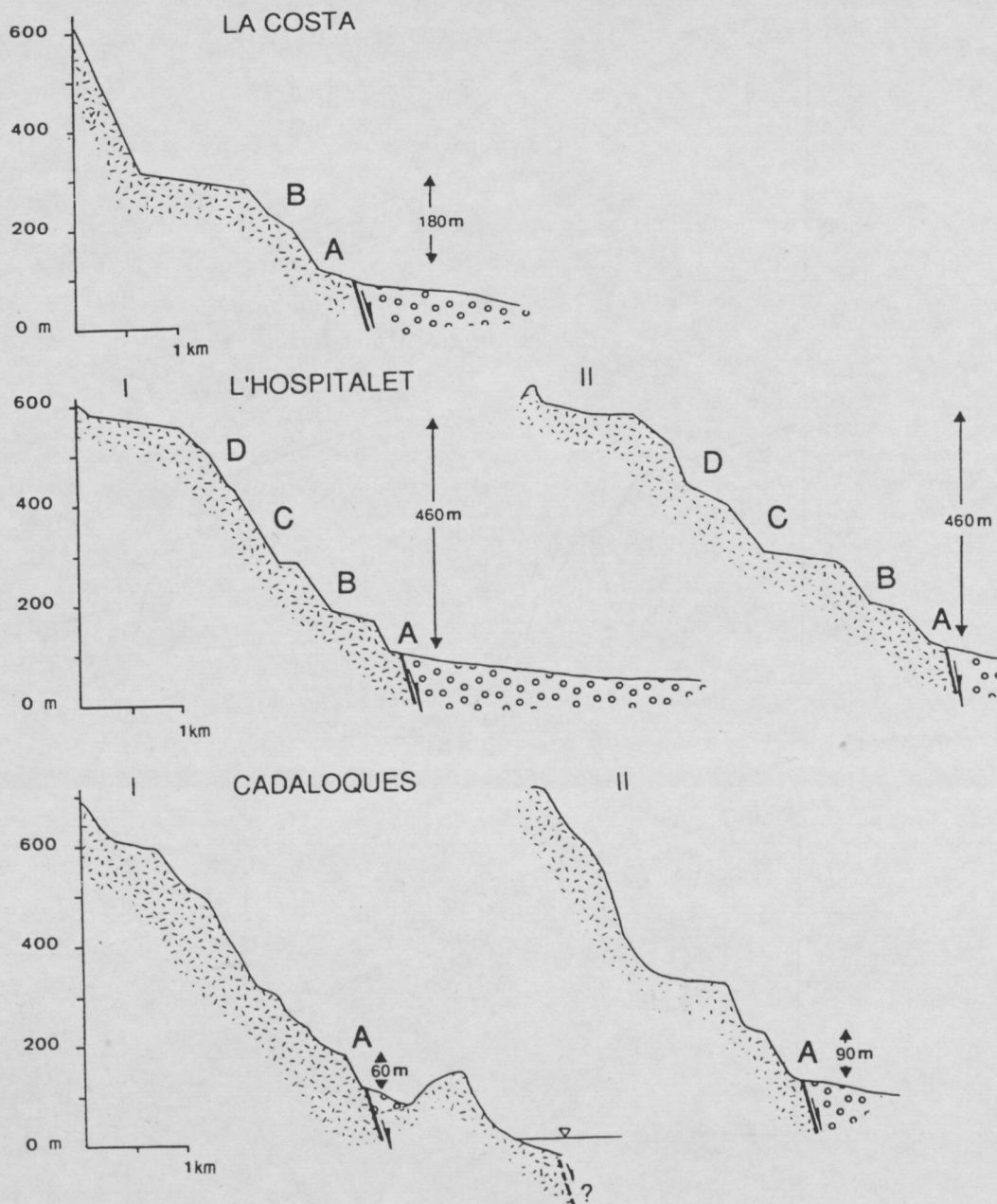
Fig. 2.24. Esquema de l'alçada i els angles de les diferents facetes triangulars en les diferents alineacions de la falla del Camp. Els perfils s'han realitzat en les diferents facetes triangulars (o agrupació de generacions de facetes) representades a la Fig. 2. 23. En alguns casos es mostren dos perfils fets a la mateixa faceta lleugerament separats (I i II).

Fig. 2.24. A schematic of the height and the angles of the different triangular facets in the different alignments of the Camp fault. The profiles have been produced across the different triangular facets (or grouping of generations of facets) represented in Fig.2.23. In some cases in fact, two profiles are shown at the same facet slightly separated. (I and II).



FALLA DE VILAVELLA.		
	A	B
VILAVELLA.	100	120
VILANOVA I	120	100
II	60	110
BORGES.	40	120

FALLA DE VILAVELLA.		
	A	B
VILAVELLA	26,5	12,3
VILANOVA I	21	19
II	24	22
BORGES	12	16,2



FALLA DE L'HOSPITALET.

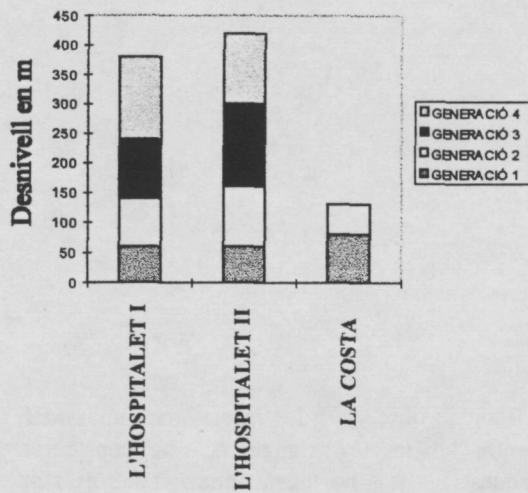
	A	B	C	D
LA COSTA	80	50		
L'HOSPITALET I	60	100	140	120
II	60	80	100	140

FALLA DE L'HOSPITALET.

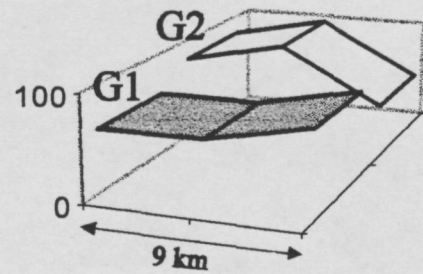
	A	B	C	D
LA COSTA	17.7	16		
L'HOSPITALET I	21.8	17.7	21.8	13.4
II	13.4	14.9	15.9	15.6
CADALOQUES I	21			
II	19.7			

ALINEACIÓ DE L'HOSPITALET

A

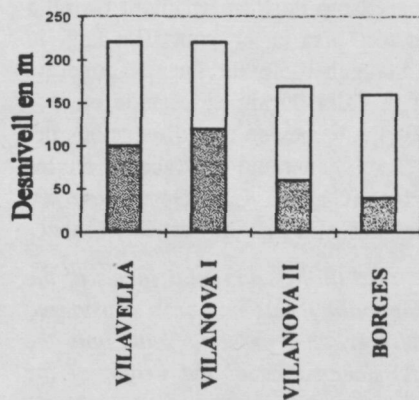


B

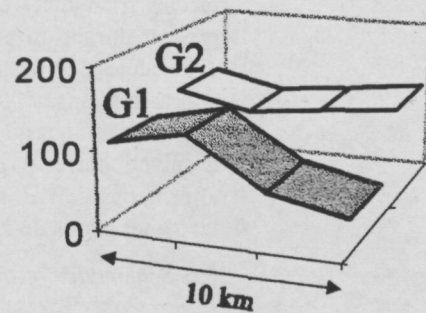


ALINEACIÓ DE VILAVELLA

A

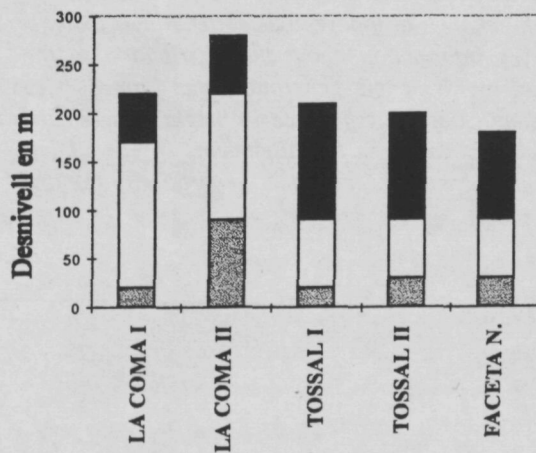


B



ALINEACIÓ DE LA SELVA

A



B

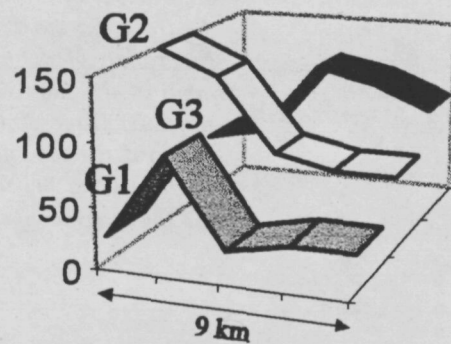


Fig. 2.25. Esquemes representatius del desnivell observat a les facetes triangulars del front del Camp. La separació entre les facetes triangulars s'ha considerat constant, per això les abscises d'aquests gràfics no tenen unitats, tan sols s'hi representa la llargada total del sector. A) Esquemes de l'alçada de les facetes triangulars en el sector Central i el de la Sènia. L'alçada de les columnes representa el desnivell entre el capdamunt de les facetes més altes i la base del front, mentre que els diferents tons de gris de les columnes representen les alçades de cada generació de facetes (gris fosc les més recents, blanc i negre les intermèdies i gris clar les més antigues). La formació d'una generació de facetes triangulars és conseqüència de la degradació de l'escarpament de falla produït durant un període de major activitat tectònica en el front. Per tant, la distribució del desnivell que mostri avui una generació de facetes concreta aporta informació de la distribució del salt de falla durant el període en que s'ha format aquesta generació (vegeu text). B) Esquemes en tres dimensions del desnivell entre el peu i el capdamunt de cada generació de facetes en les alineacions de l'Hospitalet, Vilavella i la Selva. G1, G2, G3 i G4 representen les generacions de facetes més recent, intermèdies i més antiga respectivament.

Fig. 2.25. Schematics of the topographic relief observed in the triangular facets of the Camp front. The separations between the triangular facets has been considered constant, because of this the abscisses of these graphics have no units, only the total length of the sector is represented. A) Schematics of the height of the triangular facets in the Central and Senia sectors. The height of the columns represents a change of topographic relief between the top of the highest facets and the base of the front, while the different shades of grey of the columns represents the height of each facet generation (dark grey the most recent, white and black the intermediate and light grey the oldest). The formation of a generation of triangular facets is a consequence of the degradation of the escarpment of the fault produced during a period of major tectonic activity in the front. So the distribution of the change of topographic relief shows today a generation of definite facets giving information about the distribution of the jump of the fault during a period in which this generation was formed. (see text). B). Three dimensional schematics of the difference in height between the foot and the top of each generation of facets in the alignments of Hospitalet, Vilavella and Selva. G1, represents the most recent facet generations, G2 and G3 the intermediate and G4, the oldest.

recentment. La menor activitat d'aquesta alineació deduïda a partir de la degradació del front pot ser deguda a la seva orientació NNE-SSW obliqua a la orientació general del front i que pot haver bloquejat en part el lliscament o inclús l'activació de la falla.

Alineació de Vilavella. Aquesta alineació té una orientació NE-SW i comença a Vilanova d'Escornalbou allargant-se fins a la riera d'Alforja al llarg d'11 km (figs. 2.22 i 2.23). En aquest cas l'alineació no posa en contacte materials del substrat mesozoic i paleozoic amb els materials neògens de la fossa, sinó que es posa en contacte materials del substrat entre ells. El substrat aquí està format únicament per roques paleozoiques que són o bé granítiques -granits molt fàcilment meteoritzables o ja alterats- o bé carboníferes -pissarres i corneanes-; cal també assenyalar la presència de dics porfírics, sobretot en els materials carbonífers. He definit l'alineació a partir de tres grans formes triangulars que he interpretat com a facetes triangulars. En aquestes facetes s'han observat dues generacions, la més baixa amb un desnivell topogràfic no acumulat de 40 a 120 m i una pendent de 12° a 26° i la més antiga amb un desnivell de 100 a 120 m i una pendent de 12° a 22° (fig. 2.24). La sinuositat en aquest segment no s'ha mesurat ja que es fa difícil veure el traçat exacte de la base del front, degut al baix contrast litològic entre els dos blocs moguts per la falla. L'espaiat entre les conques dóna un índex de 0.42, valor significativament baix. Aquesta alineació mostra també un grau de degradació alt, segurament influït per la litologia propensa a la meteorització, tot i que molt menor al de l'alineació de l'Hospitalet,.

Alineació de La Selva. L'alineació de ls Selva és la que mostra indicis d'activitat recent més evidents (fig. 2.23). Té una direcció NE-SW i una llargada de 10 km. Els seus extrems són a Castellvell i al S d'Alcover. La litologia que forma el front està constituïda en aquesta zona principalment per pissarres i corneanes carboníferes i, una petita part a l'extrem N, per Buntsandstein i Muchelkalk inferior. En aquesta alineació s'han observat fins a tres generacions de facetes triangulars tot i que les més antigues es troben mal conservades. La generació més antiga i la següent mostren un salt no acumulat de 50 a 120 m i 60 a 150 m i una inclinació de les facetes de 4° a 15° i 6° a 16° respectivament. La generació més recent és la millor representada i mostra un desnivell de 20 a 90 m i una inclinació de 6° a 14° (fig. 2.24). Com es pot veure la inclinació de les facetes és molt baixa comparada amb les descrites en les alineacions de l'Hospitalet i Vilavella. Aquesta diferència pot ser deguda a les diferències litològiques ja que les calcàries de l'Hospitalet i els dics porfídics de Vilavella són més resistents a l'erosió. La sinuositat d'aquest segment és de 1.25, i l'índex de l'espaiat de les conques és de 0.53, valors significativament baixos. Cal destacar que tot i que les facetes mostren una inclinació molt baixa, la seva morfologia és molt clara.

PERFILS TOPOGRÀFICS DEL FRONT DEL CAMP

NW

SE

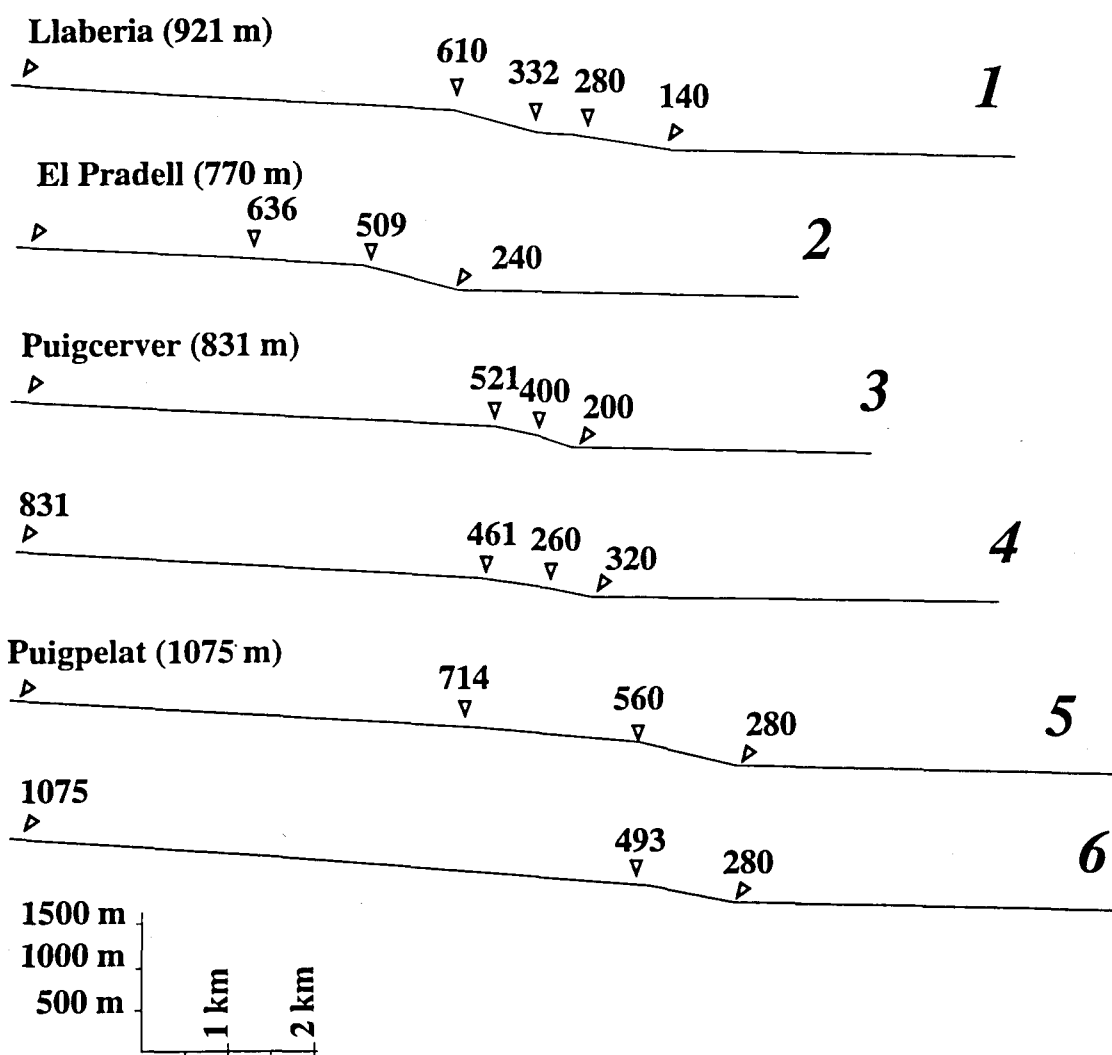


Fig. 2.26. Perfils topogràfics del front del Camp. La convexitat cap a la base és clara en els perfils 3 i 4 mentre que en els altres s'observa un clar esgraó topogràfic. Perfils situats a la Fig. 2. 22.

Fig. 2.26. Topographic profiles of the Camp front. The convexity towards the base is clear in the profiles 3 and 4 while in the others a clear topographical step is shown. Profiles situated in fig 2.22.

Sector d'Alcover. Aquest sector compren el front entre Alcover i el Francolí. S'ha diferenciat de l'anterior segment degut a un esglaonament. Aquest sector té una direcció NNE-SSW i se situa un km més al NW, amb una llargada de 5 km. Està format predominantment per calcàries del Muchelkalk inferior i, localment, pels gresos i conglomerats del Buntsandstein. No s'hi observen grans alineacions de facetes triangulars tot i que se n'ha descrit alguna a l'extrem N. No presenta indicis d'activitat recent.

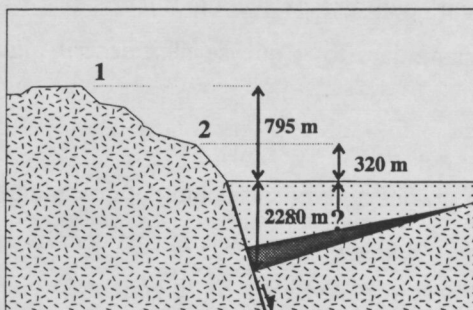
A la fig. 2.25 es mostren gràfics amb el salt acumulat en cada alineació i també el salt per cada generació de facetes. S'observa com el salt és major a la part central dels segments i decreix cap a les vores, amb la excepció de l'alineació de la Selva, on la generació intermèdia (2) mostra més salt cap al S.

La disposició del drenatge al front de la serra de Prades es mostra influenciada per la tectònica recent (fig. 2.23). El drenatge és perpendicular al front i les conques mantenen la seva amplada fins a arribar a les facetes triangulars on s'estrenyen per a travessar el front, tenen forma de *wine glass valley* (Wallace 1978). En cap cas s'han observat *knick points* ni terrasses o valls penjades evidents en aquest front, ni tampoc un escarpament fresc al peu dels fronts. Només s'observa un escarpament morfològic que afecta els ventalls al·luvials quaternaris de la fossa, interpretat com escarpament de falla a Mont-roig, que es descriurà a l'apartat de paleosismicitat, i que pot representar un últim episodi de moviment tectònic a la zona, una activitat subactual. Tampoc s'han obtingut dades en favor de l'existència d'un pediment al peu del front que indicaria un període d'inactivitat recent.

Els perfils topogràfics realitzats perpendicularment al front a través de les diferents alineacions i facetes mostren clarament que el front no ha assolit l'equilibri ja que alguns perfils són convexos cap a la base de les facetes (fig. 2.26).

A partir dels desnivells observats en aquests perfils i partint de la base de que la fossa del Camp inicià la seva formació a l'Aquitanià -23'7 milions d'anys- (Crusafont et al. 1955, Agustí et al. 1985), i assumint la simplificació que l'índex de lliscament ha estat constant, aquest resulta ser de 0.12 mm/a (fig. 2.27). Aquest càlcul s'ha realitzat en l'alineació de la Selva, que s'ha considerat la més representativa de les descrites degut al seu millor grau de preservació de les morfologies indicadores de neotectònica i a què se sap que un dels depocentres principals de la fossa del Camp se situa al peu d'aquesta alineació (Maldonado et al. 1986). Utilitzant el mètode explicat en la introducció (apartat 2.2 d'aquest capítol), i considerant l'inici de la formació de la fosa en l'Aquitanià, he estimat l'edat de formació de les facetes més altes en uns 10 milions d'anys (10'18). Si, en canvi es pren com a edat d'inici de la formació de la fossa el Burdigalià, l'índex és 0.16 mm/any i l'edat de les facetes més altes

ALINEACIÓ DE LA SELVA



Index de lliscament de la falla I1:

$$I1 = \frac{3075 \text{ m}}{23.7 \text{ Ma}} = 0.12 \text{ mm/a}$$

$$I1 = \frac{3075 \text{ m}}{19 \text{ Ma}} = 0.16 \text{ mm/a}$$

Si: $\frac{H_a}{H_s} = \frac{h_a}{h_s}$; llavors: $h_a + h_s = 1234 \text{ m}$

$$\text{Edat facetes} = \frac{h_a + h_s}{I1} = 10.28 \text{ Ma}$$

$$\text{Edat facetes} = \frac{h_a + h_s}{I2} = 7.71 \text{ Ma}$$

Fig. 2.27. Esquemes d'explicació de l'estimació de l'edat de les facetes més altes de l'alineació de la Selva, al Camp considerant un llicament de la falla iniciat a l'Aquitanià (I1) i al Burdigalià (I2). Vegeu explicació al text.

Fig. 2.27. Schematic explaining the estimation of the age of the highest facets of the Selva alignment, the Camp, when considering that the fault began to be active either during the Aquitania (I1) or Burdigalia (I2) periods. See text for explanation.

és d'uns 8 milions d'anys (7'71). Aquests valors estimatius apunten la possibilitat que les facetes iniciessin la seva formació durant o poc abans de la crisi messiniana. Convé destacar que els perfils mostren, per sobre de les facetes, una superfície suaument inclinada (3° a 4°) cap a la fossa del Camp que podria correspondre a les restes d'una superfície d'erosió anterior a la formació de les facetes. És plausible que aquesta superfície d'erosió tingui una edat messiniana degut a l'erosió generalitzada que es produí en aquest període.

EL FRONT DE MIRAMAR

El front de Miramar es va formar pel moviment de la falla del Camp, al peu de la serra de Miramar, és a dir, des del Francolí fins a una mica més al N del barranc de Rupit. Té una llargada de 16 km i una orientació NE-SW.

Aquest front no mostra indicadors morfològics clars d'activitat tectònica recent. Hi distingeixo tres sectors, el de Picamoixons, al S, el del Rupit al N i la zona central que anomeno de Fontscaldes (fig. 2.21). La falla del Camp és visible en els sectors de Rupit i Picamoixons, on afecta ventalls al·luvials i peudemonts d'edat neògena. Els afloraments de la serra en aquestes dues zones estan formats per roques resistents a l'erosió, pissarres, bancs de quarsites i calcàries marmòries a, Picamoixons, i Buntsandstein i Muchelkalk inferior, a Rupit. Per altra banda a la zona central, el front queda endarrerit respecte a la alineació marcada pels altres dos sectors, cosa que indica un clar retrocés d'aquest. La seva composició, és més susceptible de ser erosionada (pissarres i corneanes del Carbonífer), cosa que pot ser la causa que hagi retrocedit més.

Morfològicament, el front no presenta indicadors d'activitat recent, però tot i així, alguns factors fan que aquesta afirmació s'hagi de discutir més llargament. En primer lloc, i tal com es descriurà en l'apartat de xarxa fluvial, la xarxa del riu Gaià mostra indicis que fan pensar que la fossa del Camp ha basculat vers la falla del Camp a l'alçada del front de Miramar. Per altra banda, a la zona central de la serra de Miramar s'observa de l'ordre d'una dotzena de lliscaments gravitacionals, que tot i que la cicatriu no en resta visible i que diversos ventalls al·luvials quaternaris s'han encaixat entre els dipòsits creats per aquests lliscaments, aquests han estat clarament dipositats sobre una topografia similar a l'actual i, per tant, no poden ser molt antics. Una causa possible d'aquests lliscaments serien els moviments sísmics. S'ha de considerar també la circumstància que la serra de Miramar és molt estreta i, per tant, els seus esperons retrocedeixen ràpidament comparats amb els d'un front en una serra més ampla; així, el valor de la sinuositat no és directament proporcional al temps transcorregut des de la formació del front o al seu rejueniment tectònic. En aquest cas la morfologia dona poca

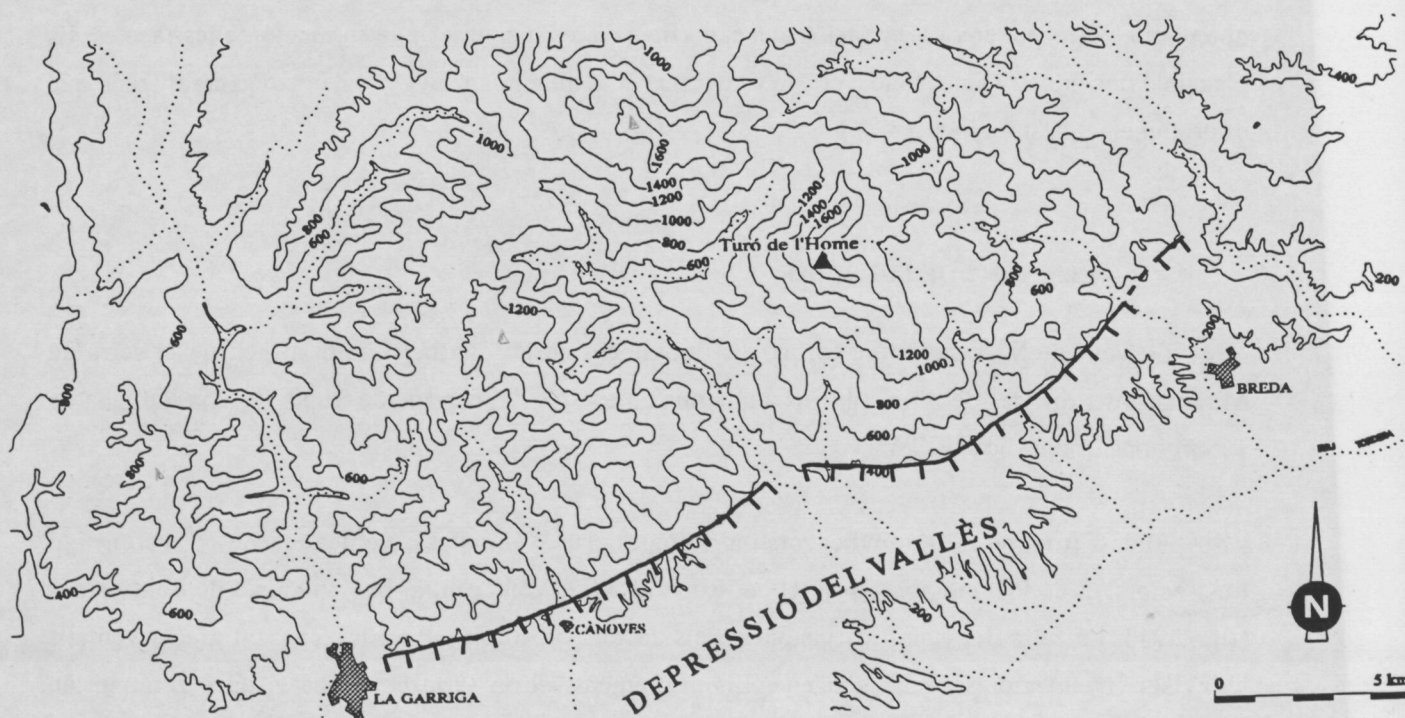


Fig. 2.28. Mapa de situació geogràfica del front del Montseny.

Fig. 2.28. A map of the geographic situation at the Montseny front.

informació respecte a la neotectònica d'un front. Així, el front de Miramar, no pot ser considerat inactiu pel fet de no mostrar indicis morfològics d'activitat recent.

2.2.3.3.EL FRONT DEL MONTSENY

INTRODUCCIÓ

El front del Montseny posa en contacte el massís del Montseny amb la fossa del Vallès (fig. 2.28). Té una llargada de 25 km, entre la Garriga i el N de Breda, i la seva orientació és NE-SW amb lleugeres variacions. El desnivell topogràfic màxim és de 1340 m entre el Turó de l'Home (1709 m) i el peu del front que està a una alçada de 350 a 400 m. Les dues grans unitats que es posen en contacte en aquest front són doncs el Montseny i la fossa del Vallès, que es descriuen amb més detall a continuació sobretot pel que fa a la seva estructura i litologia, ja que això ha influït en la morfologia del front.

EL MASSÍS DEL MONTSENY

El massís del Montseny se situa al NE de la Cadena Prelitoral Catalana. Els materials que el componen constitueixen el sòcol de la conca de l'Ebre tot i que en aquesta zona es caracteritzen per la seva major elevació topogràfica. Al NE el Montseny està en contacte amb la serra de les Guàrdies i amb la fossa de la Selva al NE, mitjançant falles d'orientació NW-SE. El seu límit pel SE és la falla normal del Vallès. Orogràficament es diferencia de la Cadena Prelitoral Catalana per la seva major amplada (5 km i 25 km, respectivament) i per la seva major altura.

Els materials del massís del Montseny són predominantment d'edat paleozoica (fig. 2.29). Tan sols a la vall de Congost, en el contacte amb la depressió de l'Ebre, hi aflora la sèrie mesozoica discordant sobre el Paleozoic. Les roques paleozoiques del Montseny són, o bé sedimentàries, o bé intrusives, amb un metamorfisme poc intens. Entre les roques sedimentàries predominen els materials d'edat cambro-ordovicià, formats per pissarres i alternances de gresos i argiles. També hi afloren roques del Silurià (pissarres negres i grises amb algun nivell silícic i amb graptòlits), Devonian (calcàries de fàcies griotte i pissarres llimoses, gresoses i argiloses) i Carbonífer (calcàries, pissarres silíciques i lidites a la base i alternança de gresos argiles i conglomerats de fàcies culm al sostre). Tota la sèrie paleozoica està intruïda per batòlits calcalins d'edat herciniana (carbonífera inferior)

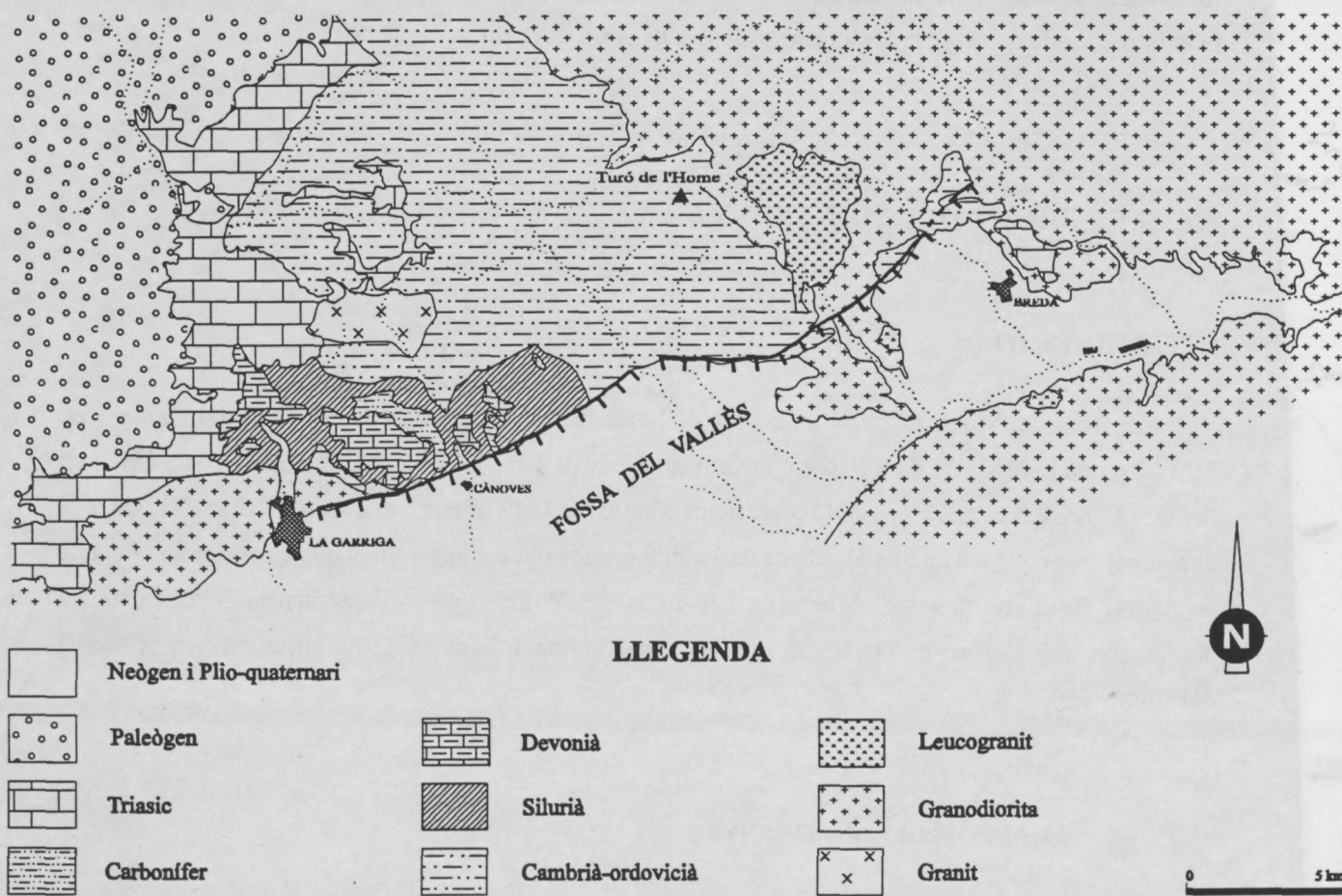


Fig. 2.29. Mapa geològic de la zona propera al front del Montseny.

Fig. 2.29. Geological map of the area close to the Montseny front.

amb diferències en la composició. Així, des de la riera de Gualba cap al NE la intrusió és bàsicament granodiorítica, amb una part formada per leucogranit, molt resistent a l'erosió. A l'extrem SE del Montseny, en canvi hi ha intruït un plutó de granit. També s'han descrit nombrosos dics de pòrfirs amb orientacions variables.

Els sediments paleozoics estan afectats per plecs NW-SE i vergència S, destacant-ne el sinclinal de Cànoves on afloren la majoria de materials descrits en la zona. De l'estructura sobreimposada a la herciniana en destaca, apart de la falla del Vallès, una família de falles d'orientació NW-SE que incrementen en nombre cap a l'extrem NE del massís.

LA FOSSA DEL VALLÈS

La fossa del Vallès és una fossa allargada NE-SW i que té de 8 a 15 km d'amplada. La seva estructura és asimètrica, amb el salt major concentrat a la falla del Vallès, que la limita pel NW. Se situa entre la cadena Prelitoral i la Litoral; cap al SW continua amb la fossa del Penedès de la que se separa mitjançant la falla del Llobregat. El salt de la falla del Vallès és predominantment vertical i normal tot i que les estries observades en algunes falles de la vora SE de la fossa del Penedès, al SW de la del Vallès, indiquen una component sinistral (Guimerà 1988). El salt de la falla és màxim a la vora de la falla del Vallès; s'han mesurat 3000 m de rebliment neògen en un sondatge a Martorell i 799 m a Granollers (Anadón et al. 1983) cosa que indica que hi ha variacions importants de la potència del rebliment. La fossa està subdividida en blocs limitats per falles predominantment NE-SW però també NW-SE (Amigó 1986), aquestes últimes amb un salt menor. El moviment relatiu d'aquests blocs ha deformat lleugerament els sediments que rebleixen la fossa; així, tot i que aquests sediments tendeixen a estar basculats vers la falla principal, petites flexions distorsionen aquesta tendència general.

El rebliment sedimentari de la fossa del Vallès està clarament lligat a l'evolució estructural de la fossa (Cabrera 1979, 1981). Durant l'Oligocè tingué lloc un període d'alteració i meteorització, que en les zones on el substrat era calcari, produí carstificació i, en les zones on el substrat no era calcari produí regòlits i paleosòls. Els materials més antics datats a l'interior de la fossa són d'edat oligocena (a Campins), però estan afectats pel moviment invers de la falla (Fontboté 1954), pel que es pot dir que són anteriors a la distensió. Els sediments més antics lligats al joc normal de la falla que afloren en superfície i que s'han pogut datar són d'edat burdigaliana, però la sèrie és encara potent per sota d'aquests materials, cosa que fa creure que existeixen materials aquitanians. La sedimentació que s'ha produït en la fossa del Vallès és la següent:

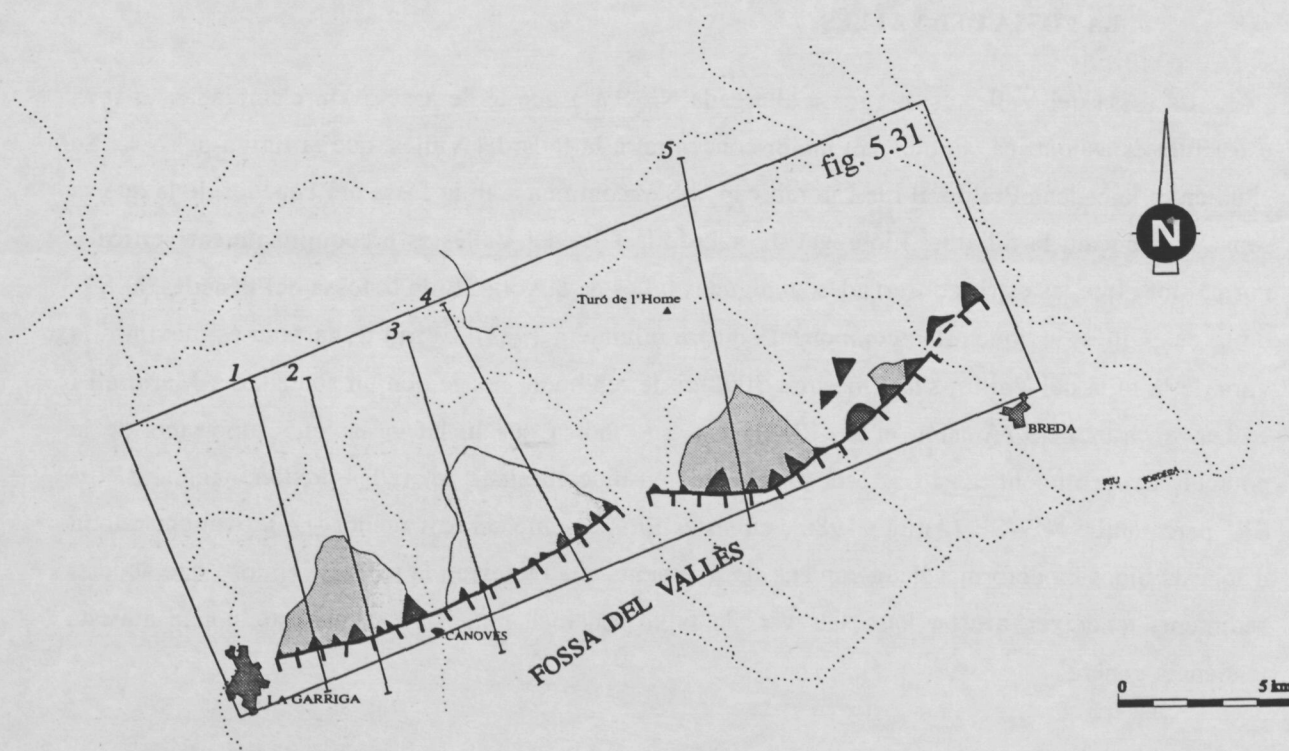


Fig. 2.30. Mapa geomorfològic de la zona propera al front del Montseny.

Fig. 2.30. Geophormological map of the area close to the Montseny front.

• Unitat dels complexos basals inferiors. Constituïda per dipòsits de sistemes al·luvials i lacustres d'edat burdigaliana-langhiana (Cabrera 1979, 1981). Al peu de la falla del Vallès la potència d'aquesta unitat pot arribar a més de 1000 m. Està constituïda per una banda per dipòsits terrígens rojos que procedeixen tant del marge meridional com septentrional de la depressió. Per altra banda s'observen també sediments lacustres formats per lutites, calcaries i dolomies (Cabrera 1979, 1981).

• Unitats del complexe marí i de transició. Constituïdes per dipòsits de badia-plataforma terrígena, ventalls litorals i zones amb creixements de corals i algues d'edat langhiana. A la zona del Vallès aquestes unitats són poc potents (fins a poques desenes de metres), amb un màxim a les zones meridionals i decreixent cap al N i NE de la fossa. Estan representades per una seqüència formada per dipòsits basals transgressius (sorres i arenites bioclàstiques amb ostreïds), seguida per trams de lutites i sorres grises amb un increment progressiu de les sorres cap al sostre.

Complexos continentals superiors. Constituïts per dipòsits de sistemes al·luvials d'edat langhiana-tortoniana (Rossell et al. 1973, Agustí et al. 1985, Cabrera et al. 1991). Al peu de la falla del Vallès pot arribar a tenir més de 1000 m de potència. En aquest complexe, i a diferència de l'inferior, els aportos provenen exclusivament del marge septentrional de la depressió. Tot i que les facies són semblants a les del complexe inferior, aquestes es distingeixen pel tò menys vermell i més groguenc.

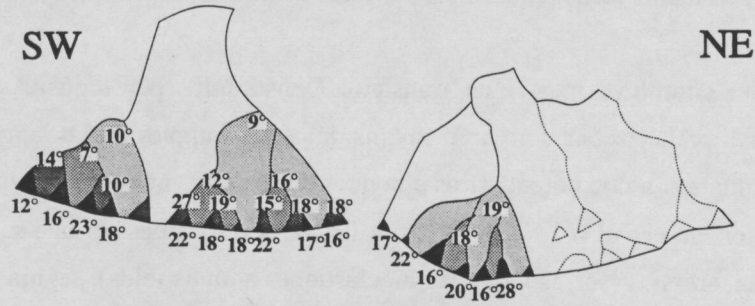
El Quaternari a la fossa del Vallès és poc extens. S'hi han descrit diversos nivells encaixats reflex de les diverses pulsacions glacio-eustàtiques o climàtiques característiques d'aquest període. Es tracta en tot cas de sediments de poca extensió i altament erosionats, amb un clar predomini de la dissecció.

INDICADORS MORFOLÒGICS D'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA AL FRONT DEL MONTSENY

A diferència dels altres fronts descrits en aquest apartat, el front del Montseny no presenta ventalls al·luvials adossats al seu peu. La sedimentació quaternària al peu del front és poc extensa, de fet es troba principalment limitada a glacis i terrasses fluvials, i a més es troba força degradada i incidida en comparació amb la resta de fronts. La sinuositat d'aquest front és de 1.45 entre La Garriga i Breda.

FRONT MONTSENY

INCLINACIÓ DE LES FACETES TRIANGULARS



DESNIVELL NO ACUMULAT DE LES FACETES TRIANGULARS

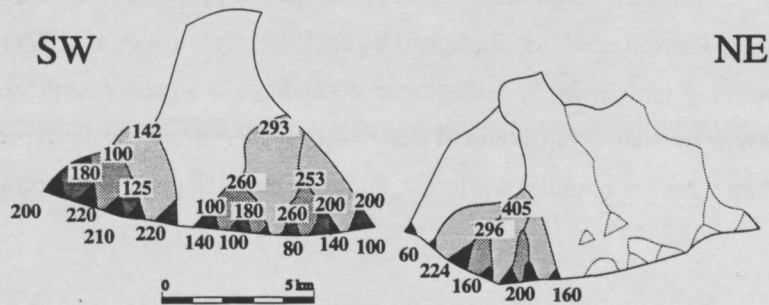


Fig. 2.31. Esquema de l'angle en graus d'inclinació de les facetes triangulars de diferents generacions i desnivell en metres de cada faceta al front del Montseny. Es mostren fins a quatre generacions de facetes amb trama més fosca les més recents i més clara les més antigues.

Fig. 2.31. Schematic of the angle of inclination of the triangular facets of different generations, in degrees, and the topographic relief of each facet, in metres, at the Montseny front. It shows up to four generations of facets with a dark section the most recent and a lighter section the oldest.

Les alineacions de facetes i les correlacions entre les diverses generacions permeten distingir dos sectors en el front que es descriuen a continuació (fig. 2.30):

Alineació S: Correspon a la part del front compresa entre la Garriga i la Tordera. Té 12 km de llarg amb una orientació constant de NE-SW. El front, en aquest sector està format principalment per roques sedimentàries paleozoiques del Silurià, Devonian i Carbonífer, i als volts de La Garriga, per granodiorites, que coincideixen amb la base de les facetes triangulars. S'observen, al menys, quatre generacions de facetes triangulars, que en alguns casos són de difícil correlació. Els desnivells no acumulats que mostren són, de generacions més recents a més antigues: de 80 a 220 m, de 125 a 260 m, de 100 a 260 m i de 142 a 293 m respectivament (fig. 2.31). Les pendents en el mateix ordre són: entre 12° i 23°, entre 10° i 27°, entre 7° i 16° i entre 9° i 10° respectivament (fig. 2.31). S'observa que les pendents són menors en les facetes més antigues que en les més recents. En un sector, entre la riera de Cànoves i la Tordera, el peu de les facetes més joves es converteix en un petit escarpament que no s'observa enlloc més del front muntanyós. Aquest escarpament pot correspondre's a l'últim moviment de la falla del Vallès. L'esglaó que forma coincideix amb el límit entre el front muntanyós del Montseny i la fossa del Vallès i per tant, tot i que la morfologia que mostra és típica d'un escarpament de falla recent, no es pot descartar que es degui a la major resistència a l'erosió dels materials que el formen.

Alineació N: Aquesta alineació ve a continuació de l'anterior i es va perdent cap al N fins a arribar a la riera de Breda on ja quasi no és distingible. Es diferencia de l'anterior per l'orientació variable i per les facetes triangulars. Les facetes més joves es disposen de forma arquejada fins a la riera de Gualba i a partir d'allí deixen de formar generacions per dividir-se el front en dues branques. Les facetes en aquest sector només mostren una generació recent clara i s'hi intueixen dues generacions més antigues. Les més recents tenen un desnivell d'entre 60 i 224 m i unes inclinacions de 16° a 28° (fig. 2.31). En la generació següent s'hi ha observat un desnivell acumulat de fins a 1200 m (desnivell no acumulat entre 100 i 296 m) i una inclinació de 18° mentre que en la més antiga el desnivell acumulat és de 1150 (desnivell no acumulat entre 142 i 405 m) i la inclinació fins a 19°. A partir de la riera de Gualba, el front mostra una morfologia més degradada; tot i així s'observen dues línies de facetes triangulars que interpreto com el fruit d'una bifurcació de la falla en dues falles menors. La menor conservació de les estructures en aquest sector pot estar influenciada per la litologia granítica, però pot també indicar un decreixement de la velocitat d'aixecament del front. En aquest sector, el front es troba a l'interior del substrat paleozoic (fig. 2.29), cosa que indica que el salt acumulat de la falla és menor a la resta del front, fet que pot haver afavorit la hipòtesi del decreixement de la velocitat d'aixecament del front per explicar-ne la major degradació en aquesta alineació.