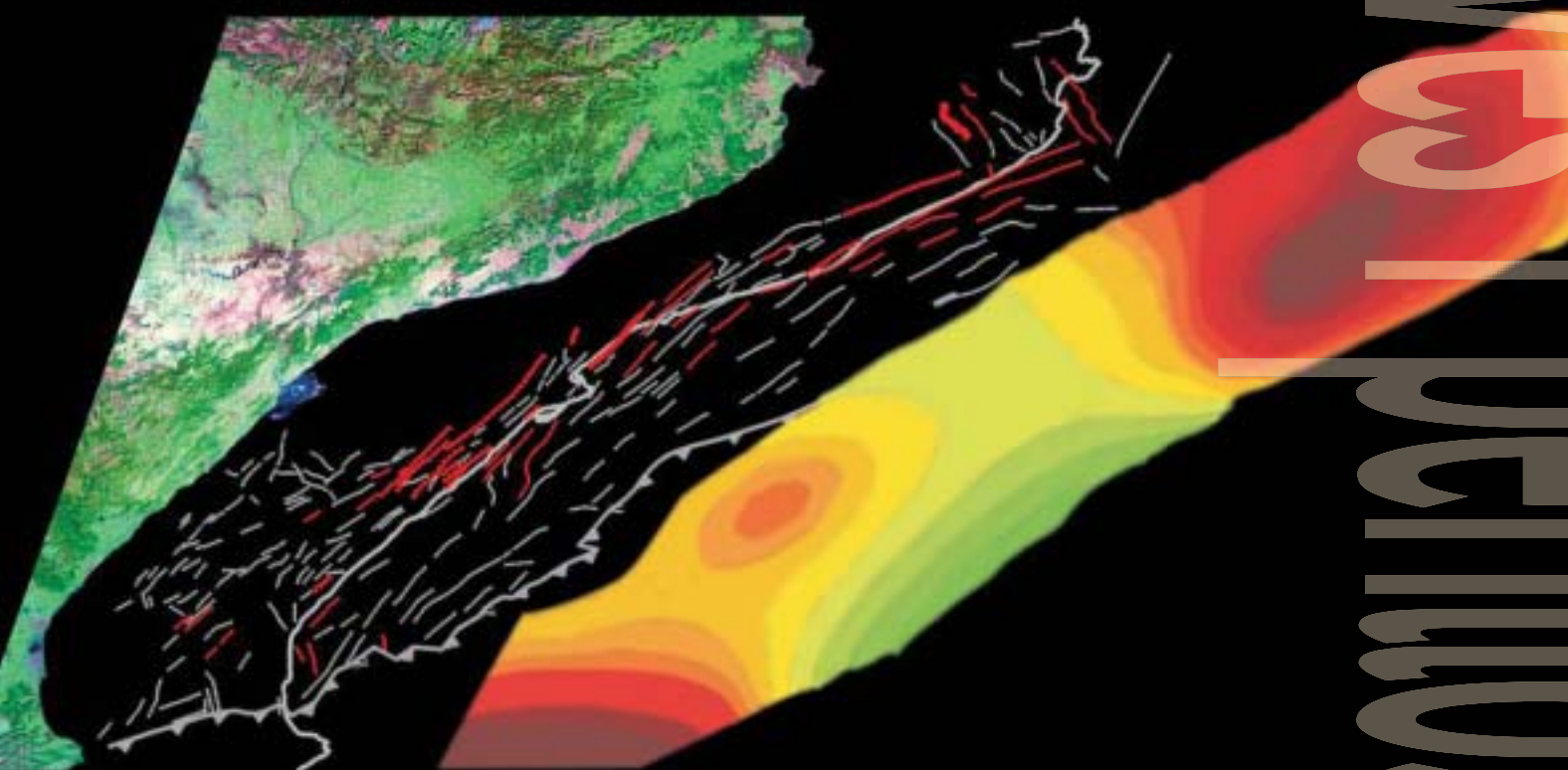


# Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València



Hector Perea Manera

Universitat de Barcelona  
RISKNAT - Grup de Riscos Naturals  
Departament de Geodinàmica i Geofísica

## ***3 Determinació de falles actives.***

- 3.1. *Introducció*
- 3.2. *Sismicitat instrumental com a registre d'activitat de les falles*
- 3.3. *Fonts dels grans terratrèmols històrics*
- 3.4. *Paleosismologia*
- 3.5. *Anàlisi geomorfològica dels fronts de muntanya*
- 3.6. *Falles marines*
- 3.7. *Classificació de les falles*
- 3.8. *De la geologia als paràmetres sísmics*
- 3.9. *Conclusions*



### 3.1. Introducció

Un dels principals objectius d'aquesta tesi és el desenvolupament d'un mètode per a la detecció de falles actives que podrien generar grans terratrèmols en zones de deformació lenta i l'obtenció dels paràmetres sísmics que caracteritzen a aquestes falles de cara a la seva inclusió com a fonts sismogèniques en estudis de perillositat sísmica. Les zones de deformació lenta es caracteritzen per mostrar una sismicitat entre baixa i moderada, tant pel que fa a la magnitud dels terratrèmols com a la seva quantitat. En conseqüència, en aquestes zones no es té, la majoria de les vegades, coneixement de la presència de falles que hagin generat grans terratrèmols. Això no significa que no s'hi puguin produir terratrèmols destructius, com sovint queda palès als catàlegs de sismicitat històrica.

Bàsicament, l'objectiu és arribar a localitzar quines són o podrien ser les falles actives en zones de deformació lenta a partir de la informació que un geòleg pot tenir a ma. Es proposen cinc aproximacions, utilitzant a cada una un tipus d'informació diferent, que permeten distingir falles amb indicis d'activitat recent des de diferents punts de vista. Un pas previ i fonamental és la realització d'un estudi sismotectònic de la zona on s'ha de treballar per distingir les falles neotectòniques que podrien produir grans terratrèmols entre totes les falles presents a la zona. Pel que fa a aquesta tesi, aquest estudi ja ha estat realitzat al capítol dos i ja s'han definit les falles neotectòniques susceptibles de ser estudiades. La primera aproximació consisteix en localitzar entre totes les falles neotectòniques quines són les que es podrien considerar responsables de part de la sismicitat actual. Aquí es proposa l'associació dels terratrèmols instrumentals amb les falles neotectòniques. El fet que es pugui considerar un cert nombre de falles com a responsables de l'activitat sísmica actual, tot i que aquesta sigui baixa o moderada, fa que no es pugui descartar a aquestes falles com a futures fonts de grans terratrèmols tenint en compte les seves dimensions. La segona aproximació consisteix en localitzar quines han estat les falles responsables dels grans terratrèmols històrics ocorreguts a la zona d'estudi a partir del coneixement dels danys que aquests varen produir a les poblacions properes a l'epicentre. A partir d'aquesta associació podem obtenir les falles que sense cap mena de dubte han produït grans terratrèmols i que, per tant, els podrien tornar a produir en un futur, és a dir, s'haurien localitzat falles sismogèniques. L'objectiu de la tercera aproximació és localitzar les falles que han produït paleoterratrèmols. Per una banda, s'ha de buscar informació sobre estudis paleosismològics ja realitzats a la zona i, per una altra, s'han de buscar falles on aquests estudis es puguin realitzar. De la mateixa forma que l'aproximació anterior, amb la informació obtinguda durant aquesta aproximació s'obtidran falles responsables de grans terratrèmols, falles sismogèniques, a més d'informació sobre el seu cicle sísmic. L'última aproximació proposada busca localitzar les falles que mostren deformació acumulada durant el Plio-Quaternari. Depenent de la localització de les falles, terrestre o marina, es treballarà amb diferent tipus d'informació. En zones terrestres aquesta informació provindrà bàsicament de l'estudi geomorfològic dels fronts de muntanya associats a falles que ens indicaran quins fronts presenten indicis d'activitat recent. D'altra banda, en zones marines es proposa la utilització de perfils de sísmica de reflexió (millors contra més alta resolució tinguin) on s'ha de buscar si els reflectors corresponents als sediments més moderns estan desplaçats per la falla

analitzada. A partir d'aquestes aproximacions es pot disposar d'informació que permeti obtenir els paràmetres sísmics que caracteritzen cada una de les falles considerades actives i susceptibles de produir grans terratrèmols de cara a utilitzar-les com a fonts sísmogèniques en estudis de perillositat sísmica. Els paràmetres que caracteritzen els cicles sísmics de les falles són la magnitud del terratrèmol màxim que la falla pot produir, el període de recurrència d'aquest terratrèmol màxim i el temps que ha transcorregut des de l'últim que es va produir. L'obtenció d'aquests paràmetres es realitza a partir d'una sèrie de relacions empíriques i matemàtiques que relacionen la informació que es pot obtenir directament de l'estudi de la falla amb els paràmetres esmentats.

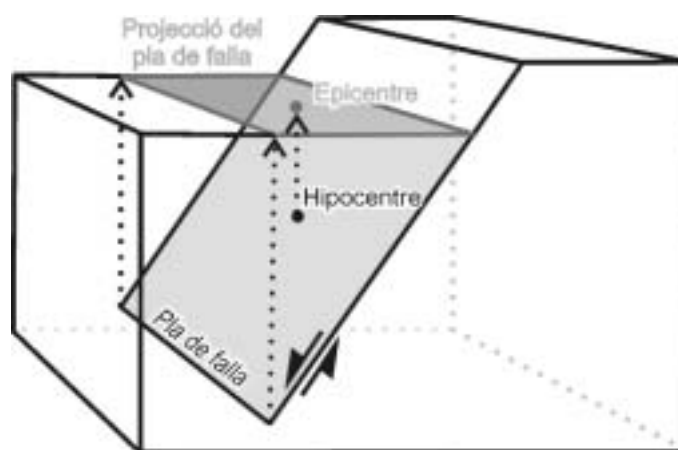
Les diferents aproximacions han estat aplicades al marge nord-occidental del solc de València. Les falles neotectòniques, en aquest cas, són les falles neògenes que presenten direccions aproximadament NW-SE al nord (Serralades transversals i Conca de l'Empordà) i entre NE-SW i N-S al centre i sud (Cadenes Costaneres Catalanes, conques del Maestrat i depressió de València), que, en conjunt, ja han estat descrites al capítol 2. Als següents apartats s'analitzarà de forma separada la relació que hi ha entre les falles neotectòniques localitzades al marge nord-occidental del solc de València i la sismicitat actual, els grans terratrèmols, històrics o prehistòrics, i els diferents indicadors d'activitat acumulada. En primer lloc es mirarà quines falles són responsables de part de la sismicitat actual a partir de l'associació dels terratrèmols actuals a les falles. En segon lloc es buscaran, en els casos en que sigui possible, les falles responsables de grans terratrèmols, per una banda, a partir d'associar els grans terratrèmols històrics amb falles neotectòniques i, per una altra, a partir d'estudis paleosismològics realitzats a la falla de el Camp (Cadenes Costaneres Catalanes). A la zona del solc de València no hi ha cap gran terratrèmol enregistrat dins del període instrumental i, en conseqüència, no hi ha cap falla que s'hagi pogut definir com sísmogènica a partir de la sismicitat enregistrada instrumentalment. En tercer lloc es mostraran els resultats obtinguts a partir d'un estudi geomorfològic realitzat a la zona per tal de veure quines són les característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya associats a falles amb indicis i sense indicis d'activitat recent i dels fronts que no estan associats a falles. A mar, es mostraran les falles marines que desplacen els reflectors plio-quadernaris de forma clara als perfils de sísmica de reflexió disponibles per la zona i que, per tant, mostren els efectes de l'activitat acumulada per la falla durant el Plio-Quaternari. Amb tota aquesta informació es procedirà a agrupar les falles en diferents tipus segons la informació disponible per a cada una d'elles i, finalment, es descriurà el procés seguit per a l'obtenció dels paràmetres sísmics de les falles considerades actives de cara a la seva inclusió en estudis de perillositat sísmica, objectiu del capítol 4, i es discutirà per a quin tipus de falla es pot utilitzar aquest procés com, també, les seves limitacions.

Gran part del treball exposat al llarg d'aquest capítol ha donat com a resultat la publicació de dos articles: a) Perea et al. (2003) a *Annals of Geophysics*; i b) Perea et al. (en premsa) a *Natural Hazards*.

## 3.2. Sismicitat instrumental com a registre de l'activitat actual de les falles

L'anàlisi de la sismicitat instrumental actual ens pot donar informació sobre les zones que presenten una major activitat però, a més, si aquests terratrèmols es poden relacionar amb falles concretes és possible localitzar algunes de les falles que són responsables de part de la sismicitat actual. L'objectiu d'aquest apartat és mostrar com es realitza l'associació de terratrèmols instrumentals a falles per veure quines poden ser actives i determinar quines d'aquestes podrien produir grans terratrèmols en el futur basant-nos en les seves dimensions.

Per a l'associació de terratrèmols a falles s'ha assumit que els terratrèmols es generen en un punt del pla d'una falla, l'hipocentre, i que l'epicentre és el punt de la superfície més proper a l'hipocentre. Aleshores projectant el pla de falla en superfície el que es tindrà és la zona on s'haurien de localitzar els epicentres dels terratrèmols generats per aquesta falla (figura 3.1). En conseqüència, es pot considerar que tots els epicentres localitzats dintre de la projecció en superfície del pla d'una falla corresponen a terratrèmols que han estat generats per aquesta falla, o falles menors associades a ella. Per procedir amb aquesta tasca en primer lloc és necessari disposar d'un catàleg de terratrèmols on la localització geogràfica d'aquests sigui força exacte (p.e. hagin estat reestudiats i relocalitzats) i on, si és possible, hi consti l'error que presenta aquesta localització. En segon lloc s'han de projectar en superfície els plans de les falles neotectòniques i els epi-



**Figura 3.1.** Construcció geomètrica que mostra com es projecta el pla de falla en superfície (rectangle gris clar transparent) i com l'epicentre del terratrèmol que es produeix al pla de falla es troba localitzat dins de la seva projecció en superfície, tenint en compte que l'epicentre és el punt superficial més proper a l'hipocentre.

*Geometrical construction that shows how the fault plane is projected on surface (transparent light gray rectangle) and how the earthquake epicenter produced on the fault plane is located inside its surface projection, given that the epicenter is the nearest surface point to the hypocenter.*

centres donats al catàleg de terratrèmols. Per la projecció dels plans de falla en superfície s'hauran de tenir en compte el cabussament de les falles i la profunditat a la que se situa el nivell de desenganxament, dades que hauran d'haver estat recopilades al llarg de l'estudi sismotectònic. A partir d'aquí es podran localitzar les projeccions de plans de falla que inclouen epicentres i que, per tant, es consideraran com les falles que han produït aquests terratrèmols. En aquest procés també s'ha considerat que hi ha possibilitats d'associar un terratrèmol a una falla quan l'error de

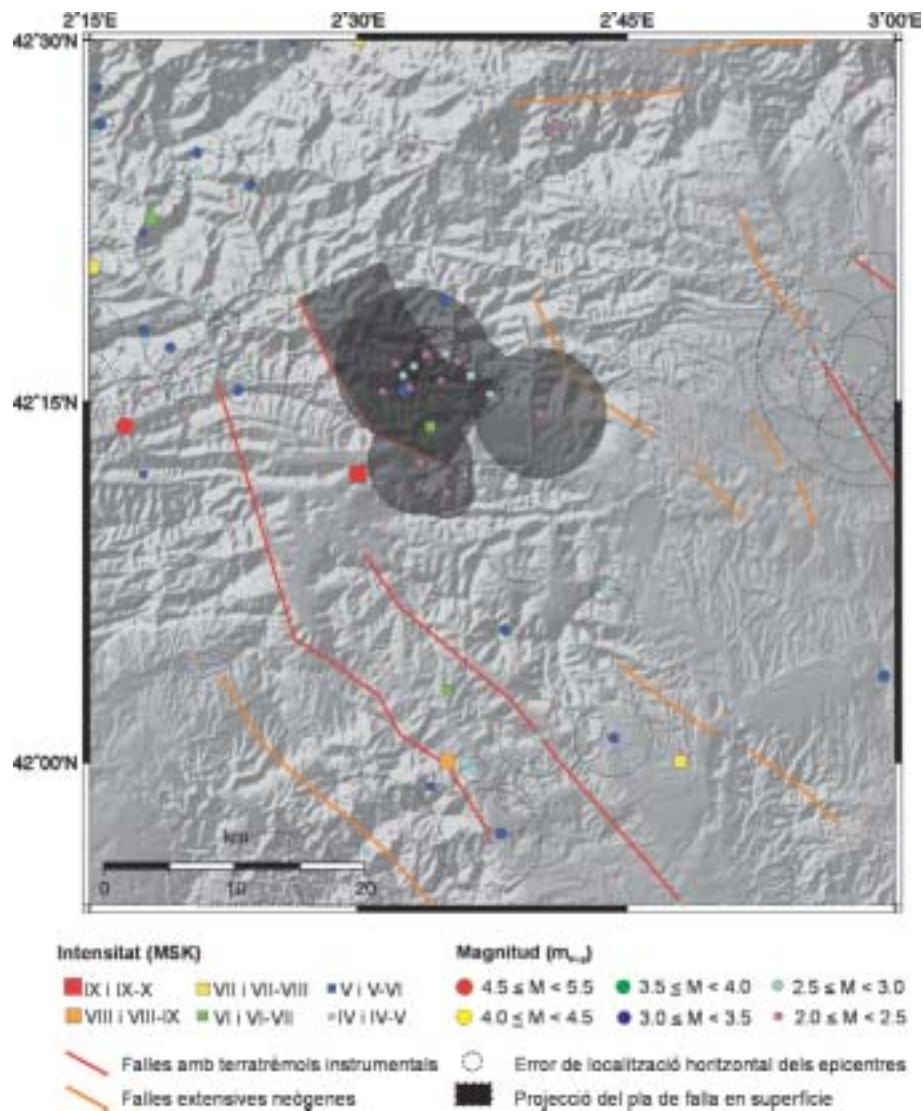


Figura 3.2. La falla de Montagut (nº d'identificació 3 a la taules 3.1 i 3.2 i a la figura 3.4). La línia vermella mostra la localització de la falla en superfície, mentre que el rectangle enfosquit limitat per una línia negra puntejada mostra la projecció en superfície del pla de falla. Els quadrats corresponen als terratrèmols històrics, les rodones als epicentres dels terratrèmols instrumentals i els cercles puntejats a l'error en la localització horitzontal que es té per alguns terratrèmols. Els cercles enfosquits mostren els terratrèmols que han estat associats a aquesta falla. Veure el text per una explicació més detallada.

The Montagut fault (identification number 3 in tables 3.1 and 3.2 and in figure 3.4). The red line shows the surface fault localization, whilst the darkened rectangle bounded by a black dashed line shows the surface projection of the fault plane. The squares correspond to the historical earthquakes, the filled circles to the epicenters of the instrumental earthquakes and the dotted circles to the horizontal location error given to some earthquakes. The darkened circles correspond to the earthquakes associated with this fault.

localització horitzontal de l'epicentre presenta una superposició parcial amb la projecció del pla de falla en superfície.

Aquest mètode té limitacions. En primer lloc s'ha de tenir en compte que en el càlcul de la localització dels terratrèmols un factor fonamental és el model cortical utilitzat. El model cortical utilitzat pot fer variar notòriament la posició de l'epicentre, fent que aquest coincideixi amb la projecció d'una falla o no hi coincideixi en funció del model que s'hagi utilitzat. Una altra limitació està relacionada amb la simplificació de la geometria o sobredimensionament del pla de les falles. Aquest fet implica que per algunes falles la superfície projectada pugui ser més gran que la real, fet que pot donar lloc a la associació d'epicentres que no li pertocarien. Malgrat tot, el procés aquí proposat serveix com a primer pas per determinar quines falles semblen ser les responsables de part de l'activitat sísmica recent i, que per tant, podrien ser candidates per a realitzar-hi anàlisis més detallades.

Aquest procediment ha estat aplicat al marge nord-occidental del solc de València. Com s'ha dit al capítol 2, aquesta zona es caracteritza per tenir una activitat sísmica entre baixa i moderada, encara que no s'ha de descartar que s'hi puguin produir grans terratrèmols, com ja ha succeït en el passat (p.e. els terratrèmols del 1427 a Amer i Olot). El catàleg de terratrèmols utilitzat procedeix de l'Institut Geogràfic Nacional actualitzat fins l'any 2001 (IGN, 2001) i les falles considerades són les falles extensives neògenes que hi ha a la zona (capítol 2 per a més informació). Per projectar les falles s'ha considerat: 1) que les superfícies de falla en profunditat són planes (no

Nº identif.	Nº epicentres dins del pla de falla	Nº epicentres amb error dins del pla de falla	Nº identif.	Nº epicentres dins del pla de falla	Nº epicentres amb error dins del pla de falla
1	11	1	20	2	0
2	8	2	21	4	2
3	12	7	22	4	2
4	3	1	23	8	3
5	4	2	24	2	2
6	7	3	25	3	0
7	3	1	26	1	1
8	6	4	27	1	0
9	3	2	28	1	2
10	2	0	29	4	0
11	1	3	30	5	3
12	3	1	31	13	7
13	1	2	32	6	5
14	9	3	33	6	4
15	1	2	34	4	1
16	4	0	35	3	6
17	3	1	36	3	2
18	3	2	37	3	4
19	4	3	38	6	3

**Taula 3.1.** Falles amb el nombre de terratrèmols que han estat associats a cada una ja sigui perquè estan localitzats dins de la projecció del pla de falla en superfície o perquè pel seu error de localització horitzontal hi podrien estar relacionats.

*Faults with the number of earthquakes associated to them given that they are located within the surface projection of the fault plane or given that they can be related to the faults because of their horizontal locational error.*



es té en compte la corbatura relacionada amb el fet que siguin falles lístriques); 2) que la profunditat màxima a la que poden arribar les falles és de 15 km; i 3) que tenen un cabussament de 60°. A continuació es comentaran dos exemples, el primer correspon a la falla de Montagut amb direcció NW-SW localitzada al nord-est de la població d'Olot i el segon a la falla de Barcelona, una falla de direcció NE-SW localitzada a mar enfront de la ciutat de Barcelona.

Al nord-est de la població d'Olot, ciutat on es localitza l'epicentre macrosísmic del terratrèmol del 15 de maig del 1427, hi ha la falla de Montagut. Aquesta falla té una longitud de poc més de 17 km, una direcció aproximadament NW-SE i cabussa cap al NE (figura 3.2). La relació espacial entre els epicentres i la projecció en superfície del pla de falla mostra que hi ha dotze terratrèmols instrumentals, amb magnituds ( $m_{blg}$ ) compreses entre 3.0 i 2.0, localitzats dins de la projecció del pla de falla (rectangle gris fosc a la figura 3.2). També es pot observar que hi ha set terra-

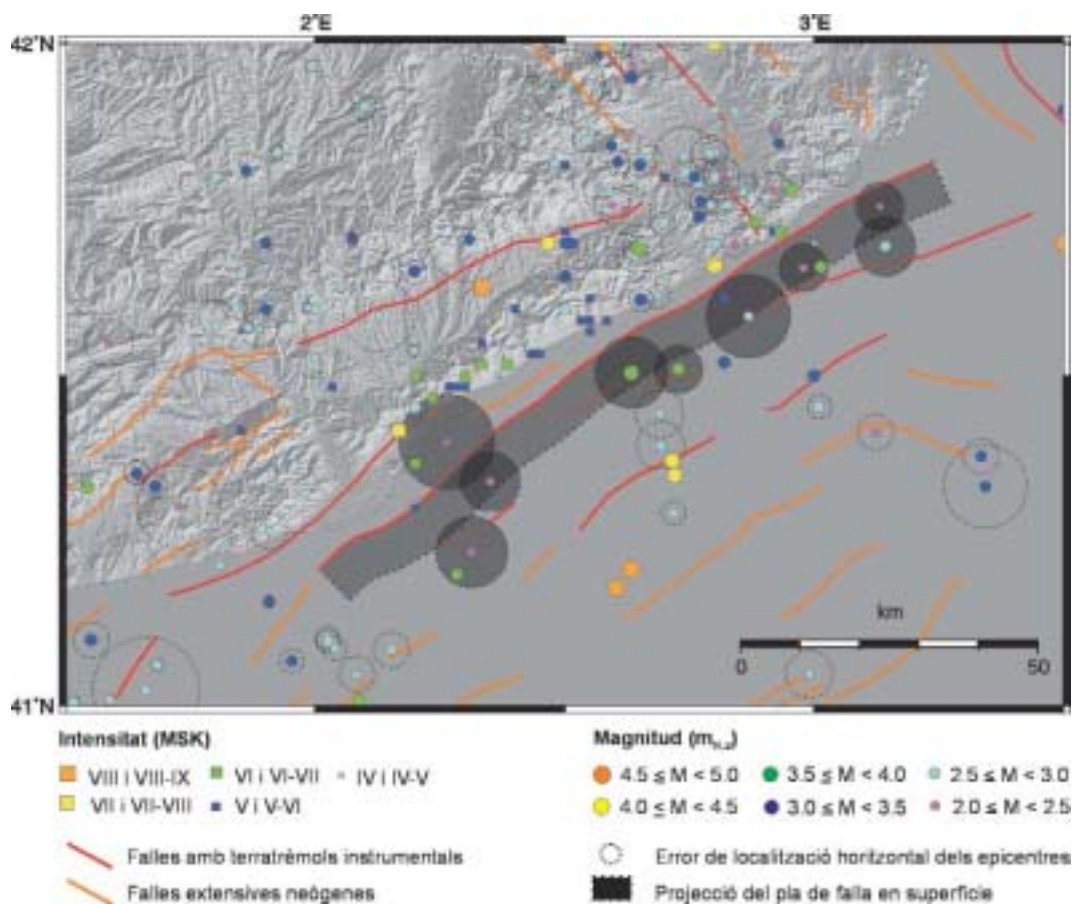


Figura 3.3. La falla de Barcelona (nº d'identificació 8 a les taules 3.1 i 3.2 i a la figura 3.4). La línia vermella mostra la localització de la falla en superfície, mentre que el rectangle enfosquit i limitat per una línia negra puntejada mostra la projecció en superfície del pla de falla. Els quadrats corresponen als terratrèmols històrics, les rodones als epicentres dels terratrèmols instrumentals i els cercles puntejats al error en la localització horitzontal que es té per alguns terratrèmols. Els cercles enfosquits mostren els terratrèmols que han estat associats a aquesta falla. Veure el text per una explicació més detallada.

The Barcelona fault (identification number 8 in tables 3.1 and 3.2 and in figure 3.4). The red line shows the location of the surface projection of the fault plane, whilst the darkened rectangle bounded by a black dashed line shows the surface projection of the fault plane. The squares correspond to the historical earthquakes, the filled circles to the epicenters of the instrumental earthquakes and the dotted circles to the horizontal location error given to some earthquakes. The darkened circles correspond to the earthquakes associated with this fault. See text for a more detailed explanation.

trèmols ( $m_{blg}$  entre 2.5 i 2.0), l'error de localització horitzontal dels quals (rodones de color gris fosc semitransparents a la figura 3.2) se solapa parcialment amb la projecció del pla de falla i, per tant, hi ha alguna possibilitat de relacionar-los també amb aquesta falla. Es pot observar com l'epicentre macrosísmic corresponent al terratrèmol de Montagut del 14 de juliol del 1912 ( $I_{MSK}=VI$ , quadrat verd) queda també dins de la projecció del pla de falla, fent que es pugui considerar la falla de Montagut com la font d'aquest terratrèmol. Amb tota aquesta informació es pot dir que

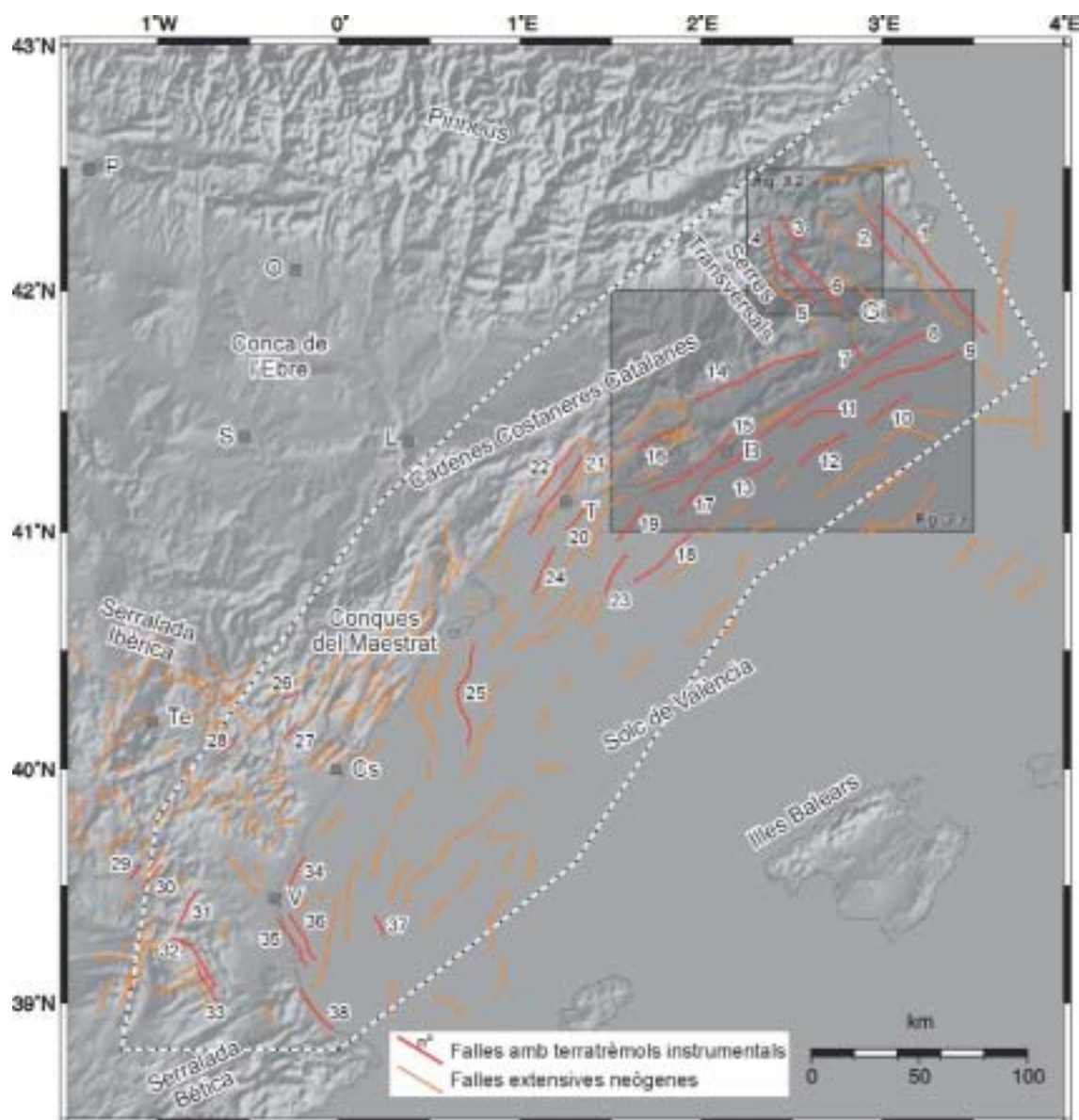


Figura 3.4. Mapa del marge nord-occidental del solc de València amb les falles que han estat considerades actives a partir de l'associació de terratrèmols instrumentals a la projecció del pla de falla en superfície, i que podrien produir grans terratrèmols com mostra la taula 3.2. Els números d'identificació es corresponen amb els donats a les taules 3.1 i 3.2.

Map of the north-western margin of the València trough showing all the faults that have been considered active from the association of instrumental earthquakes to the surface projection of the fault plane, and that could produce big earthquakes as shown in table 3.2. The identification numbers correspond to those given in tables 3.1 and 3.2.

Nº iden- tif.	Latitud de la termina- ció nord (°)	Longitud de la termina- ció nord (°)	Latitud de la termina- ció sud (°)	Longitud de la termina- ció sud (°)	Long. (km)	Ampl. pla de falla (km)	Dir. (°)	Cabuss. (°)	Màx. Mw (segons la ruptura en superfície) <sup>a</sup>	Màx. Mw (segons l'à- rea de rup- tura) <sup>a</sup>
1	42.346	2.974	41.824	3.574	76.1	17.3	320	60	7.3	7.1
2	42.383	2.851	42.131	3.063	33	17.3	148	60	6.9	6.7
3	42.311	2.432	42.193	2.571	17.4	17.3	139	60	6.5	6.5
4	42.249	2.372	42.109	2.41	15.9	17.3	169	60	6.4	6.4
5	42.064	2.449	41.95	2.618	18.8	17.3	132	60	6.5	6.5
6	42.142	2.509	41.886	2.819	38.2	17.3	138	60	6.9	6.8
7	41.773	2.835	41.71	2.888	8.3	17.3	148	60	6.1	6.1
8	41.824	3.241	41.206	2.005	123.3	17.3	56	60	7.6	7.3
9	41.746	3.442	41.553	2.896	50.1	17.3	245	60	7.1	6.9
10	41.562	3.141	41.445	2.908	23.3	17.3	56	60	6.7	6.6
11	41.498	2.766	41.44	2.487	24.1	17.3	74	60	6.7	6.6
12	41.408	2.8	41.271	2.53	27.2	17.3	56	60	6.8	6.7
13	41.31	2.4	41.242	2.249	14.7	17.3	239	60	6.4	6.4
14	41.761	2.652	41.547	1.964	61.8	17.3	67	60	7.2	7
15	41.408	2.179	41.171	1.715	46.8	17.3	56	60	7.1	6.9
16	41.413	1.803	41.343	1.649	15	17.3	239	60	6.4	6.4
17	41.02	1.99	41.07	1.87	17.5	17.3	36	60	6.5	6.5
18	41.02	1.98	40.79	1.62	40.7	17.3	228	60	7	6.8
19	41.105	1.685	40.959	1.533	20.6	17.3	218	60	6.6	6.5
20	41.135	1.402	41.01	1.253	18.7	17.3	222	60	6.5	6.5
21	41.311	1.342	40.984	1.045	44	17.3	214	60	7	6.9
22	41.366	1.307	41.144	1.092	30.5	17.3	36	60	6.8	6.7
23	40.905	1.589	40.738	1.466	21.2	17.3	209	60	6.6	6.5
24	40.933	1.187	40.744	1.069	23.2	17.3	205	60	6.7	6.6
25	40.532	0.749	40.105	0.709	47.6	17.3	184	60	7.1	6.9
26	40.334	-0.223	40.296	-0.305	8.1	17.3	239	60	6.1	6.1
27	40.197	-0.232	40.118	-0.311	11	17.3	37	60	6.2	6.3
28	40.118	-0.573	40.07	-0.646	8.2	17.3	229	60	6.1	6.1
29	39.591	-1.098	39.526	-1.163	9.1	17.3	38	60	6.1	6.2
30	39.593	-0.976	39.484	-1.085	15.3	17.3	218	60	6.4	6.4
31	39.475	-0.786	39.335	-0.875	17.3	17.3	26	60	6.5	6.5
32	39.274	-0.92	39.067	-0.683	30.7	17.3	318	60	6.8	6.7
33	39.17	-0.79	39.01	-0.66	21.9	17.3	144	60	6.6	6.6
34	39.628	-0.188	39.473	-0.3	19.7	17.3	209	60	6.6	6.5
35	39.37	-0.34	39.16	-0.18	27.2	17.3	147	60	6.8	6.7
36	39.38	-0.276	39.187	-0.134	24.7	17.3	150	60	6.7	6.6
37	39.368	0.196	39.29	0.245	9.6	17.3	334	60	6.2	6.2
38	39.057	-0.226	38.889	-0.032	25.1	17.3	138	60	6.7	6.6

a - A partir de les relacions empíriques de Wells i Coppersmith (1994) per falles normals.

**Taula 3.2.** Principals característiques de les falles considerades actives a partir de l'associació dels epicentres dels terratrèmols instrumentals a la projecció del pla de les falles en superfície. A la figura 3.4 es pot veure la localització geogràfica de les falles.

*Main characteristics of the faults considered active because of the association of the epicenters of the instrumental earthquakes to the surface projection of the fault plane. Figure 3.4 shows the geographic location of these faults.*

actualment la falla de Montagut està caracteritzada per una activitat sísmica baixa en quant a la magnitud dels terratrèmols però moderada en quant a la seva quantitat (12 terratrèmols relacionats directament amb la falla i 7 que ho podrien estar). Per tant, es pot considerar la falla de Montagut com una falla activa i tenint en compte les seves dimensions s'hi podrien produir grans terratrèmols amb magnituds ( $M_w$ ) al voltant de 6.5 (falla nº 3 a les taules 3.1 i 3.2).

La falla de Barcelona (figura 3.3) és una falla que es localitza a mar davant les costes del Barcelonès, el Maresme i la Selva. La seva longitud és d'uns 120 km, té una direcció NE-SW i cabussa cap al SE. La relació espacial entre epicentres i la projecció en superfície del pla de falla mostra sis terratrèmols instrumentals, amb magnituds ( $m_{blg}$ ) compreses entre 2.2 i 3.9, localitzats dins de la projecció del pla de falla (rectangle gris fosc a la figura 3.3). També s'observa que hi ha quatre terratrèmols ( $m_{blg}$  entre 2.1 i 3.5) l'error de localització horitzontal dels quals (rodones de color gris fosc semitransparents a la figura 3.3) se solapa parcialment amb la projecció del pla de falla i, per tant, hi ha alguna possibilitat de relacionar-los també amb aquesta falla. D'altra banda, un fet que crida l'atenció és la presència d'una desena de terratrèmols macrosísmics d'intensitats entre baixes i moderades ( $I_{MSK}$  entre IV i VI) localitzats al llarg de la costa. Aquesta distribució al llarg de la costa i de forma paral·lela a la falla de Barcelona fa pensar que aquests epicentres macrosísmics podrien correspondre als efectes sentits o produïts a terra per diferents terratrèmols amb origen en aquesta falla. En conclusió, es pot dir que la falla de Barcelona és una falla que actualment es caracteritza per una activitat sísmica moderada amb terratrèmols entre petits i moderats. Tot i així no es pot descartar que aquesta falla pugui produir grans terratrèmols, ja que si hipotèticament es trenqués en tota la seva longitud es podria arribar a una magnitud ( $M_w$ ) màxima de 7.6 (falla nº 8 a les taules 3.1 i 3.2).

Seguint el procés aquí descrit s'han trobat 38 falles (de les 241 considerades com neotectòniques) que podrien ser responsables del 27.5% (204 dels 743 terratrèmols) de l'activitat sísmica enregistrada al catàleg de terratrèmols de l'IGN per la zona nord-occidental del solc de València (taules 3.1 i 3.2 i annex 1) i, per tant, es pot considerar que presenten indicis per considerar-les actives (figura 3.4). La taula 3.2 mostra les principals característiques d'interès sísmic d'aquestes falles. Com es pot veure a la figura 3.4, la majoria de falles estan localitzades a la zona sud-oriental dels Pirineus, les Cadenes Costaneres Catalanes i la terminació sud-oriental de la serralada Ibèrica. Aquesta distribució de les falles potencialment actives ja era d'esperar a causa de la heterogènia distribució dels terratrèmols al llarg de tota la zona (comentat al capítol 2, figura 2.12).



## 3.3. Fonts dels grans terratrèmols històrics

### 3.3.1. El mètode de Gasperini

En les zones de deformació lenta les dades de sismicitat històrica enregistrada als catàlegs sísmics constitueixen una de les bases per determinar quines falles han generat grans terratrèmols. Amb aquesta intenció s'ha seguit el mètode proposat per Gasperini et al. (1999; mètode de Gasperini a partir d'aquest moment). Aquest mètode possibilita la localització de l'àrea de ruptura generada per un gran terratrèmol (font sismogènica) o la porció d'escorça on hi ha més probabilitats de trobar-la a partir de la distribució geogràfica dels punts d'intensitat de les localitats on aquest terratrèmol ha causat danys quantificables o ha estat sentit. La font sismogènica pot estar representada per un rectangle o per un cercle. El rectangle representa la projecció en superfície de la part de l'escorça trencada durant el terratrèmol i dona la localització, la mida i la direcció de la falla. D'altra banda, el cercle representa la zona on es podria localitzar la font del terratrèmol i el seu diàmetre representa la longitud de la falla responsable d'aquest. Aquesta darrera solució s'obté quan no es pot calcular l'azimut de la font degut a que el nombre de dades no és suficient. La posterior comparació entre la font sismogènica obtinguda i la geologia podria posar de manifest l'existència d'una relació espacial entre la font i alguna de les falles de la zona. En aquest cas, és molt probable que aquesta falla sigui la responsable del terratrèmol històric.

Per a l'obtenció de la font sismogènica el mètode de Gasperini segueix 5 passos (figura 3.5):

**Pas 1:** càlcul de la posició de l'epicentre macrosísmic assumint que aquest se situa al baricentre de la regió on el terratrèmol va produir els danys més importants. Per a aquest càlcul s'utilitza l'algorisme desenvolupat per Gasperini i Ferrari (1995 i 1997) on:

- a) Les dades se subdivideixen en graus d'intensitat, tenint en compte que les dades entre graus s'assignen al grau inferior. Per exemple, les dades amb valor VII-VIII s'assignen al grau VII.
- b) No es tenen en compte les localitats on es va observar la màxima intensitat ( $I_{max}$ ).
- c) Quan  $I_{max}$  cau entre graus sencers, les localitats amb el grau sencer inferior se seleccionen per calcular la posició de l'epicentre macrosísmic. Per exemple, si la intensitat màxima observada és IX-X les localitats amb intensitat IX són les que s'utilitzen per aquest càlcul.
- d) Quan el nombre de localitats seleccionades seguint els criteris anteriors és menor a 3 s'inclouen les localitats amb graus d'intensitat inferior a  $I_{max}$ , fins a un límit de  $I_{max}$  menys un grau. Per exemple, si la  $I_{max}$  és IX s'agafaran punts fins a intensitat VIII.

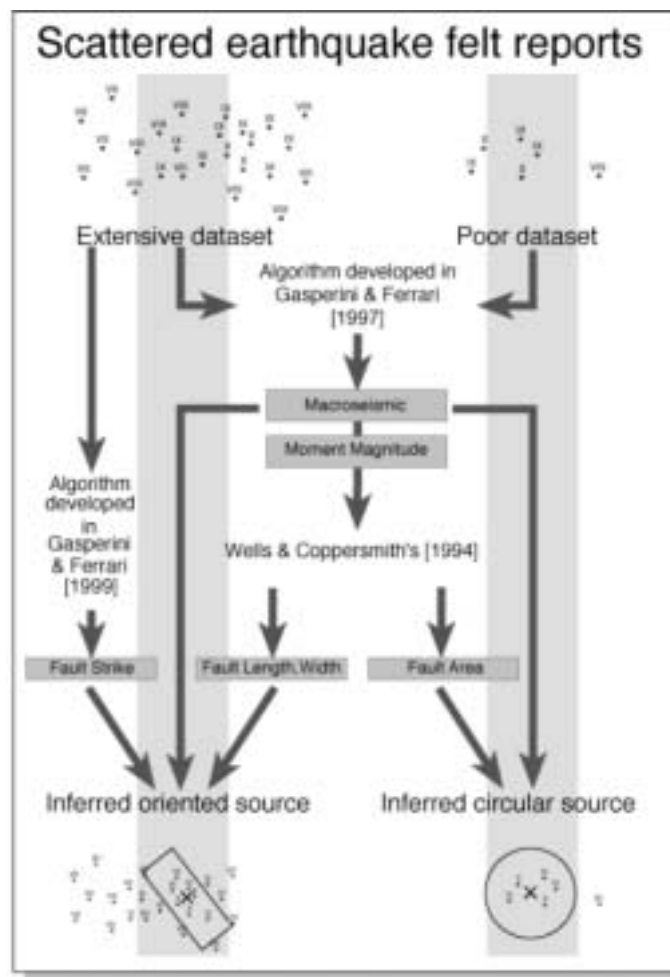


Figura 3.5. Diagrama de flux que mostra els diferents passos seguits pel mètode de Gasperini per obtenir la font sismogènica a partir de la distribució geogràfica dels punts d'intensitat atribuïts a un terratrèmol històric (Gasperini et al., 1999).

Flow diagram showing the various steps followed by the Gasperini method to obtain the seismogenic source from the geographic distribution of the intensity points attributed to an historical earthquake (Gasperini et al., 1999).

e) Les coordenades epicentrals es calculen com una mitjana ponderada del 25%, mitjana de tots els valors inclosos en l'interval entre els interquartils primer i tercer, de les coordenades de totes les localitats seleccionades.

**Pas 2:** càlcul del moment sísmic ( $M_0$ ) i de la magnitud del moment ( $M_w$ ) a partir de la distribució de les intensitats sentides fent servir l'algoritme desenvolupat per Gasperini i Ferrari (1995 i 1997) que consta de 5 passos:

a) Càlcul de la posició de l'epicentre macrosísmic (realitzat en el pas 1).

b) Assumpció que la intensitat epicentral ( $I_0$ ) és igual a la  $I_{max}$  si com a mínim dues localitats tenen aquesta intensitat, sinó s'assigna a  $I_0$  el segon valor d'intensitat observat, amb un límit inferior de  $I_{max}$  menys un grau.

c) Obtenció de la distància entre l'epicentre macrosísmic i cada un dels punts d'on es té informació d'intensitat. D'aquí s'obté la distància mitjana RI per a cada grau d'intensitat (s'usa la mediana com a estimador de la tendència central).

d) Obtenció de la magnitud associada als diferents nivells d'intensitat a través d'una llei de regressió bi-variant, que relaciona l'àrea (AI) d'un cercle de radi RI amb la magnitud. Aquest càlcul no es realitza pel grau d'intensitat màxima, ni per als graus representats per menys de quatre localitats.

e) La magnitud del moment equivalent es calcula com una mitjana ponderada dels valors estimats usant els RI obtinguts pels diferents nivells d'intensitat. La ponderació de cada estimació s'obté a partir de la inversa de l'error quadràtic.

**Pas 3:** càlcul de les dimensions, longitud i amplada en projecció horitzontal, de la font sismogènica a partir del  $M_0$  obtingut en el pas 2 i assumint la hipòtesi que el terratrèmol és representatiu de la màxima font potencial. Per aquest dimensionament de la font s'utilitzen les fórmules empíriques proposades per Wells i Coppersmith (1994), calculant la longitud (RLD) i l'amplada (RW) de la ruptura a partir de la magnitud del moment ( $M_w$ ) per a qualsevol tipus de falla:

$$\text{Log}_{10}(\text{RLD}) = 0.59 (\pm 0.02) * M_w - 2.44 (\pm 0.11) \quad \text{equació 3.1}$$

$$\text{Log}_{10}(\text{RW}) = 0.32 (\pm 0.02) * M_w - 1.01 (\pm 0.10) \quad \text{equació 3.2}$$

**Pas 4:** càlcul de l'orientació de la font (azimut) utilitzant l'algoritme desenvolupat per Gasperini et al. (1999). En aquest cas, la direcció de la falla s'obté a partir de la mitjana circular dels azimuts que formen els vectors que uneixen l'epicentre macrosísmic amb els diferents punts d'intensitat. S'assumeix que contra més lluny de l'epicentre es troba el punt d'una determinada intensitat, més gran és la probabilitat que l'azimut del seu vector s'aproximi a la direcció de la falla. El llindar inferior per al càlcul correspon a aquella intensitat situada un grau per sota de la  $I_{\text{max}}$  més la seva incertesa. Per exemple, si  $I_{\text{max}}$  és X el llindar inferior correspondria al grau VIII-IX.

**Pas 5:** finalment es representa la font sismogènica com un rectangle centrat a l'epicentre macrosísmic, el qual representa la projecció en superfície de la falla o, si més no, d'una porció de l'escorça on és més probable que es trobi la falla que ha produït aquest terratrèmol. Com ja s'ha comentat, quan no es pot calcular un azimut per la font a causa del baix nombre de dades aquesta queda representada per un cercle on el seu diàmetre correspondria a la longitud de la falla.

Segons els mateixos autors aquest mètode dona resultats força fiables quan les fonts sismogèniques obtingudes tenen una longitud mínima d'entre 5 i 10 km, la qual cosa equivaldria, segons les relacions empíriques de Wells i Coppersmith (1994), a terratrèmols amb magnituds d'entre 5.3 i 5.8. A partir de la realització d'una regressió lineal entre les intensitats i les magnituds dels terratrèmols presents al catàleg de terratrèmols del IGN (2001), que serà analitzada amb més detall al capítol 4, s'ha obtingut que els terratrèmols històrics que podrien estar per sobre d'aquesta magnitud mínima són aquells que presenten una intensitat superior a VIII. Al marge nord-occidental del solc de València hi ha 8 terratrèmols amb una intensitat igual o superior a VIII (taula 3.3 i figura 2.11), de cinc dels quals es disposa d'informació sobre la distribució dels punts d'intensitat:



Població	Dia	Mes	Any	Long (°)	Lat(°)	Intensitat (MSK)	Font
Ripoll (GI)	23	1	1152	2.2	42.2	VIII	
Tabernes (V)	18	12	1396	-0.25	39.17	IX	López Marinas (1982)
Amer (GI)		3	1427	2.58	42.0	VIII-IX	Olivera et al. (1999)
Olot (GI)	15	5	1427	2.5	42.2	IX	Olivera et al. (1999)
Queralbs (GI)	2	2	1428	2.2	42.4	IX-X	Banda i Correig (1984)
Cardedeu (B)	24	5	1448	2.34	41.64	VIII	
Xàtiva (V)		11	1519	-0.47	38.98	VIII	
Énguera (V)	23	3	1748	-0.65	39.0	IX	Bisbal (1984); Albini (2000)

**Taula 3.3.** Terratrèmols històrics amb intensitat (MSK) igual o superior a VIII. S'indiquen les fonts de la distribució dels punts d'intensitat.

*Historical earthquakes with intensity (MSK) equal or higher than VIII. The sources of the intensity data points distribution are indicated.*

Tabernes (1396): informació procedent de López Marinas (1982).

Amer (1427) i Olot (1427): informació procedent de Olivera et al (1999).

Queralbs (1428): informació procedent de Banda i Correig (1984).

Énguera-Montesa (1748): informació procedent d'Albini (2000) i Bisbal (1984).

A continuació s'analitzen aquests cinc terratrèmols per tal d'obtenir la corresponent font sísmogènica mitjançant el mètode de Gasperini i, si és possible, associar la font obtinguda a alguna de les falles que figuren als mapes geològics publicats. Per a l'obtenció de les fonts sísmiques s'ha utilitzat el programa informàtic Boxer realitzat per Gasperini i que es pot obtenir a la següent direcció d'internet: <http://ibogfs.df.unibo.it/user2/paolo/www/boxer/boxer.html> (consultat el setembre del 2005).

### 3.3.2. El terratrèmol de Tabernes del 1396

El dia 18 de desembre de l'any 1396 a la zona de la Vall d'Alcira, entre les poblacions d'Alcira, Tabernes i Cullera, es varen produir tres terratrèmols dels quals el tercer ( $I_{MSK}=IX$ ) fou el més fort (Fontserè i Iglésies, 1971; López Marinas, 1982). Per aquest terratrèmol es tenen dades d'intensi-

Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)
Tabernes	IX	-0.311	39.065
Sueca	IX	-0.315	39.198
Riola	IX	-0.335	39.189
Cullera	IX	-0.258	39.16
Alcira	IX	-0.443	39.148
Barxeta	VIII	-0.416	39.023
Xàtiva	VIII	-0.523	38.994
Gandia	VIII	-0.182	38.962
Vilallonga	VIII	-0.208	38.88
Castell de Gallinera	VIII	-0.17	38.838
Lliria	VII	-0.593	39.622
València	VI	-0.348	39.447

**Taula 3.4.** Punts d'intensitat corresponents al terratrèmol de Tabernes del dia 18 de desembre del 1396. Dades obtingudes de López Marinas (1982).

*Intensity points corresponding to the Tabernes earthquakes on December the 18th 1396. Data obtained from López Marinas (1982).*

Long epicentre (°)	Lat epicentre (°)	I <sub>max</sub> (MSK)	I <sub>0</sub> (MSK)	M <sub>w</sub>	Longitud font (km)	Amplada font (km)	Azimut (°)
-0.3203	39.1657	IX	IX	6.69	32.1	13.5	171.7 ± 47.1
Posició dels quatre vèrtexs de la font							
Vèrtex 1		Vèrtex 2		Vèrtex 3		Vèrtex 4	
Long 1 (°)	Lat 1 (°)	Long 2 (°)	Lat 2 (°)	Long 3 (°)	Lat 3 (°)	Long 4 (°)	Lat 4 (°)
-0.2925	39.3145	-0.2386	39.0293	-0.3481	39.0168	-0.4021	39.3021

Taula 3.5. Principals característiques de la font sismogènica del terratrèmol de Tabernes del 1396 obtingudes seguint el mètode de Gasperini et al. (1999) (localització a la figura 3.6).

*Main characteristics of the seismogenic source for the 1396 Tabernes earthquake obtained following the method of Gasperini et al. (1999) (localition on figure 3.6).*

tat de 12 localitats (López Marinas, 1982), sent les localitats de Tabernes, Alcira, Cullera, Riola i Sueca els punts on es varen patir els danys més importants (taula 3.4 i figura 3.6). Seguint el mètode de Gasperini s'ha localitzat i dimensionat la font sismogènica corresponent a aquest terratrèmol (taula 3.5 i figura 3.6). La font es caracteritza per tenir una orientació pràcticament N-S i està localitzada al sud de la depressió de València, entre la zona de l'Albufera de València i la Valldigna. Aquesta font no s'ha pogut relacionar amb cap falla cartografiada als mapes publicats. De totes formes, tenint en compte la distribució dels danys donada per López Marinas (1982) no es pot descartar que l'origen d'aquest terratrèmol pugui ser una falla localitzada a mar o sota els sediments quaternaris localitzats a peus del front entre Tabernes i Alcira. Com es veu a la figura 3.6 les poblacions amb major intensitat associada cauen totes prop de la zona de la costa. La segona corona d'intensitats (I<sub>MSK</sub>=VIII) seria d'esperar que estigués envoltant a la zona epicentral però això no succeeix i queda oberta cap al nord-est a causa de la presència del mar. Aquests fets recolzen aquesta hipòtesi, que encara és més plausible si es té en compte que hi ha falles dins el mar que, tal i com mostren els perfils de sísmica comercial, estan afectant els sediments corresponents al Plio-Quaternari i que, per tant, podrien ser actives encara a l'actualitat (veure secció 3.6.4 cap de Cullera i cubeta de les Columbretes, on es fa referència a les falles al sud de València, dins d'aquest mateix capítol). Aquesta observació, a més, es veu reforçada pel fet que el dia 21 de setembre del 2003 es va produir un terratrèmol de magnitud (m<sub>BLg</sub>) 4.6 a la zona on es localitzen aquestes falles (les coordenades de l'epicentre segons el IGN són 0.007° est i 39.416° nord). També, com s'ha vist a l'apartat anterior, en aquesta zona es localitzen algunes falles que s'ha considerat que serien responsables de part de la sismicitat actual. Totes aquestes observacions donen més força a la consideració d'aquestes falles com actives i, per tant, no se les pot descartar com a generadores del terratrèmol de l'any 1396.

### 3.3.3. La crisi sísmica catalana dels anys 1427 i 1428

La crisi sísmica catalana constitueix un dels episodis sísmics més destructius que han tingut lloc a Catalunya en període històric (Fontserè i Iglésies, 1971; Banda i Correig, 1984; Olivera et al., 1990; Olivera et al., 1999). Aquesta sèrie està formada per un seguit de terratrèmols que es varen iniciar el mes de febrer de l'any 1427 i varen finalitzar el mes de febrer de l'any 1428. Dins d'aquesta sèrie destaquen tres events o períodes d'activitat: la sèrie del mes de març del 1427 a la zona d'Amer, el terratrèmol del dia 15 de maig del 1427 a Olot i el terratrèmol del 2 de febrer del 1428 a Queralbs.

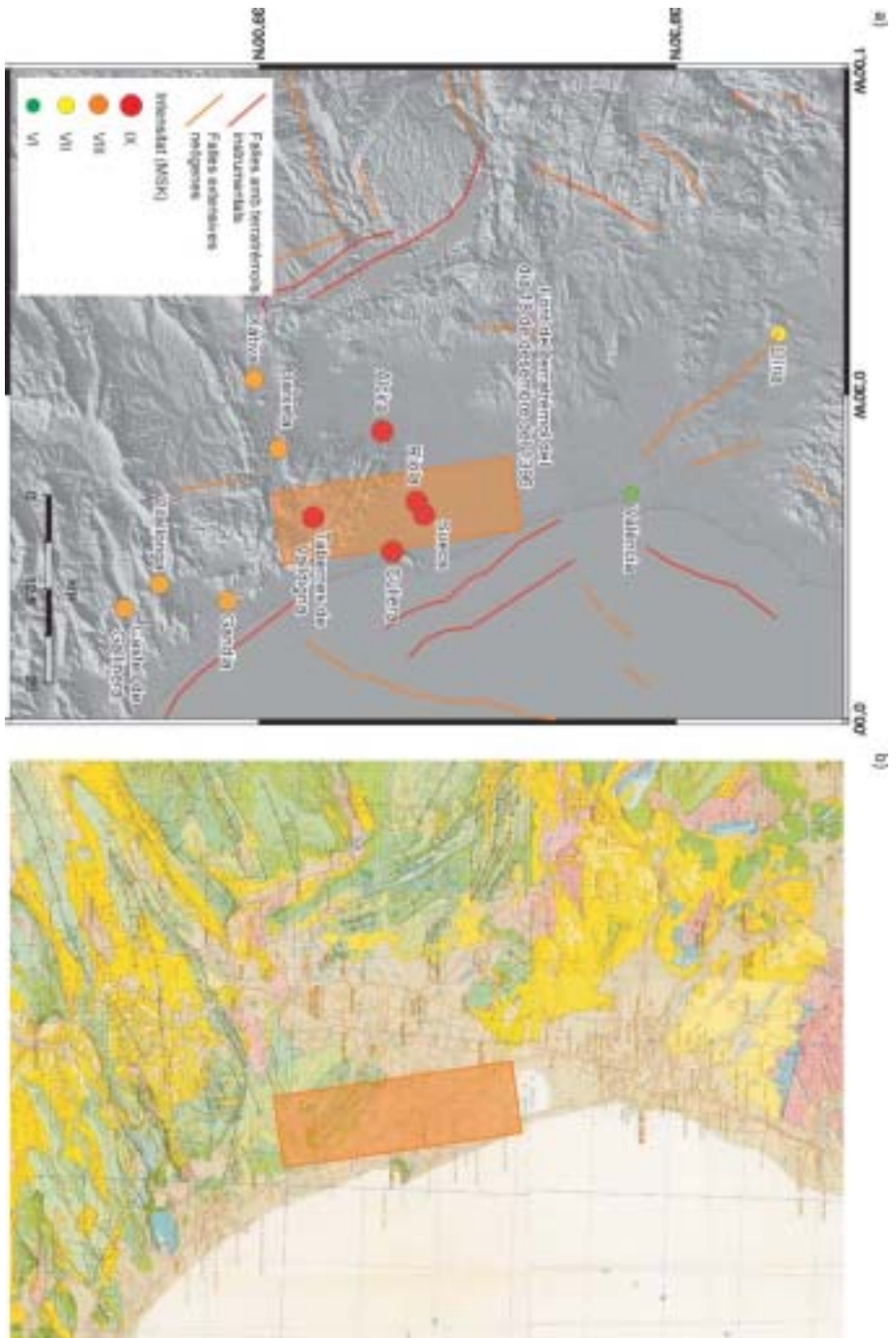


Figura 3.6.

o) Mapa de la zona sud del marge occidental del solc de València on es mostra la distribució geogràfica dels punts d'intensitat corresponents al terratrèmol de Tabernes del dia 18 de desembre del 1396, així com la localització de la font sísmogènica (rectangle taronja) obtinguda amb el mètode de Gasperini utilitzant les dades d'intensitat de López Marinas (1982). b) Mapa geològic de la zona on es localitza la font del terratrèmol de Tabernes (García-Rossell, 1972a; GME, 1972a, 1972b i 1973).

a) Map of the southern zone of the western margin of the València trough showing the geographical distribution of the intensity points corresponding to the Tabernes earthquake on December the 18th 1396, and the location of the seismic source (orange rectangle) obtained following the Gasperini method using the intensity data from López Marinas (1982). b) Geological map of the zone where the source of the Tabernes earthquake is located (García-Rossell, 1972; GME, 1972a, 1972b and 1973).

Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)
Amer	VIII-IX	2.589	42.01
Anglès	VIII	2.638	41.956
Cellera de Ter	VIII	2.626	41.974
Osor	VIII	2.554	41.947
Planes d'Hòstoles	VIII	2.541	42.055
St. Martí de Llémèna	VIII	2.65	42.038
Castells d'Hostoles	VII-VIII	2.529	42.073
Mieres	VII-VIII	2.637	42.119
St. Esteve de Llémèna	VII-VIII	2.613	42.064
St. Feliu de Pallerols	VII-VIII	2.516	42.073
Besalú	VII	2.701	42.201

Taula 3.6. Punts d'intensitat corresponents al terratrèmol d'Amer, sèrie de març del 1427. Dades obtingudes d'Olivera et al. (1999).

*Intensity points corresponding to the Amer earthquake, March 1427 serie. Data obtained from Olivera et al. (1999).*

La sèrie de març del 1427 localitzada a la zona d'Amer està constituïda per un seguit de terratrèmols que varen tenir lloc entre el 13 i el 19 de març, sent el més fort d'ells el del dia 19 de març (Olivera et al., 1999). A aquest terratrèmol se li havia assignat una intensitat (MSK) de VIII-IX (Fontserè i Iglésies, 1971), però Olivera et al. (1999) pensen que aquest valor correspondria a la suma dels desperfectes produïts pels diversos terratrèmols d'aquesta sèrie, als que assignen intensitats (EMS-92) d'entre 7 i 8. D'aquesta sèrie es té informació d'intensitat d'onze localitats, sent Amer la població que va patir els danys més importants (taula 3.6 i figura 3.7). Amb l'aplicació del mètode de Gasperini s'ha localitzat i dimensionat una font sismogènica amb les característiques que apareixen a la taula 3.7. La font se situa a la zona de la vall del riu Brugent amb l'epicentre proper a la població d'Amer i amb una direcció NNW-SSE (figura 3.7). Donada la superposició de la font sismogènica obtinguda per aquest terratrèmol amb la projecció en superfície del segment més meridional de la falla d'Amer (figura 3.7), es pot afirmar que el segment meridional de la falla d'Amer hauria estat el responsable dels terratrèmols de la sèrie de març. Aquesta afirmació es veu corroborada per les conclusions a què arriben altres autors a partir d'estudis geomorfològics i geofísics realitzat a la zona on es fa esment de la possible activitat recent d'aquesta falla i ja se la relaciona amb la sèrie de març aquí analitzada (Goula et al., 1992; Ferrer et al., 1999; Fleta et al., 2000 i 2001).

Long epicentre (°)	Lat epicentre (°)	I <sub>max</sub> (MSK)	I <sub>0</sub> (MSK)	M <sub>w</sub>	Longitud font (km)	Amplada font (km)	Azimut (°)
2.6018	41.9945	VIII-IX	VIII	5.82	9.9	7.1	159 ±42.9
Posició dels quatre vèrtexs de la font							
Vèrtex 1		Vèrtex 2		Vèrtex 3		Vèrtex 4	
Long 1 (°)	Lat 1 (°)	Long 2 (°)	Lat 2 (°)	Long 3 (°)	Lat 3 (°)	Long 4 (°)	Lat 4 (°)
2.6088	42.0442	2.6517	41.961	2.5947	41.9448	2.5518	42.028

Taula 3.7. Principals característiques de la font sismogènica del terratrèmol d'Amer del 1427 obtingudes seguint el mètode de Gasperini et al. (1999) (localització a la figura 3.7).

*Main characteristics of the seismogenic source for the 1427 Amer earthquake obtained following the method of Gasperini et al. (1999) (location on figure 3.7).*

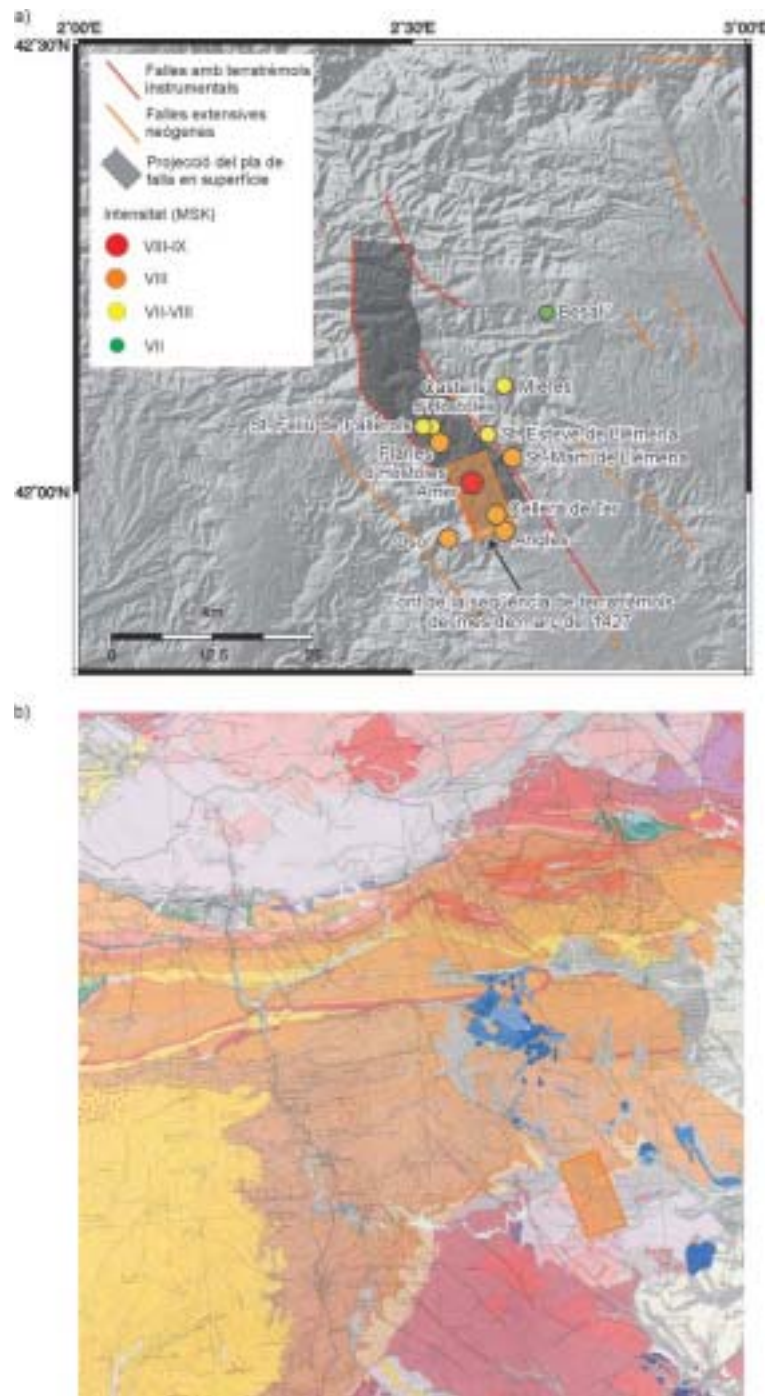


Figura 3.7. a) Mapa del nord de la Selva i la Garrotxa on es mostra la distribució geogràfica dels punts d'intensitat corresponents a la seqüència de terratrèmols del mes de març del 1427 a les rodalies d'Amer, així com la localització de la font sismogènica (rectangle taronja) obtinguda amb el mètode de Gasperini utilitzant les dades d'intensitat d'Olivera et al. (1999). b) Mapa geològic de la zona on es localitza la font del terratrèmol d'Amer (Losantos et al., 1989).

a) Map of the northern Selva and Garrotxa showing the geographical distribution of the intensity points corresponding to the earthquake of the March sequence of 1427 in the vicinity of Amer, and the location of the seismicogenic source (orange rectangle) obtained following the Gasperini method using the intensity data from Olivera et al. (1999). The darkened rectangle corresponds to the surface projection of the Amer fault. b) Geological map of the zone where the source of the Amer earthquake is located (Losantos et al., 1989).

Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)
Olot	VIII-IX	2.489	42.184
Castellfollit	VII-VIII	2.556	42.22
Ridaura	VII-VIII	2.394	42.19
St. Privat d'en Bas	VII-VIII	2.419	42.154
Mallol	VII-VIII	2.431	42.145
Sta. Pau	VII-VIII	2.564	42.136
Joanetes	VII-VIII	2.431	42.118
Hostalets d'en Bas	VII-VIII	2.444	42.1
St. Esteve d'en Bas	VII-VIII	2.456	42.118

Taula 3.8. Punts d'intensitat corresponents al terratrèmol d'Olot del dia 15 de maig del 1427. Dades obtingudes d'Olivera et al. (1999).

*Intensity points corresponding to the Olot earthquake on May the 15th 1427. Data obtained from Olivera et al. (1999).*

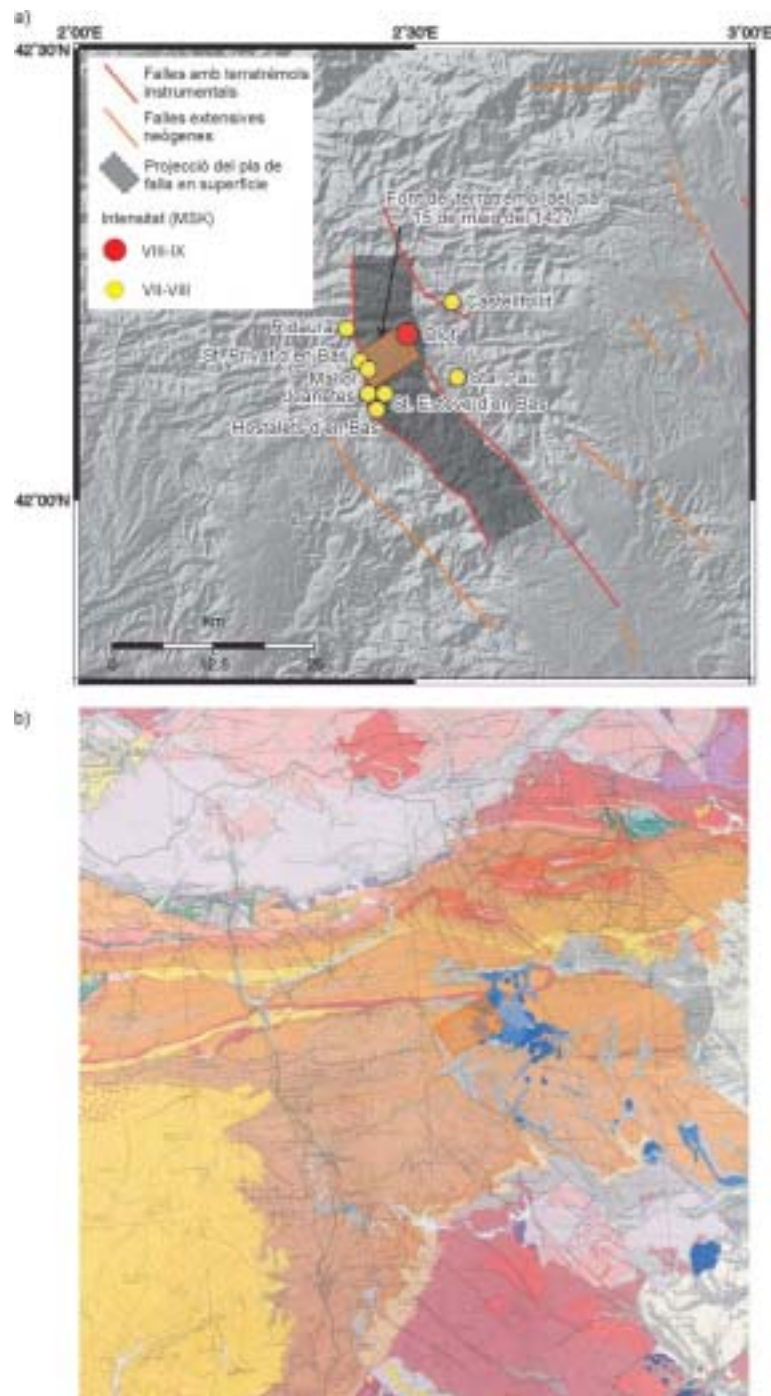
El segon event de la crisi sísmica catalana està localitzat a la zona d'Olot, al nord de la zona on s'havia produït el terratrèmol d'Amer, i va tenir lloc el dia 15 de maig de l'any 1427. A aquest terratrèmol se li ha assignat una intensitat (EMS-92) de 8-9 (Olivera et al., 1999). En total es disposa de 9 punts d'intensitat (taula 3.8 i figura 3.8) localitzats al voltant de la ciutat d'Olot, població que va patir els danys més importants. La font sismogènica obtinguda mitjançant el mètode de Gasperini (taula 3.9) està localitzada a la vall del riu Fluvià, al sud-oest d'Olot, i té una direcció aproximadament NE-SW (figura 3.8). Tot i que la direcció principal de la font i la del segment septentrional de la falla d'Amer no coincideixen, la totalitat de la projecció de la font cau dins de la projecció de la falla d'Amer en superfície (taula 3.9). Aquest fet, i tenint en compte que el segment meridional de la falla seria el responsable de la sèrie de març del mateix any a la zona d'Amer, permet afirmar que el terratrèmol d'Olot hauria estat causat pel segment septentrional d'aquesta falla. Aquesta afirmació també es veu reforçada per les conclusions a què han arribat els diversos treballs, ja esmentats anteriorment, a partir de l'estudi geomorfològic i geofísic de la falla d'Amer, i que també han associat aquest terratrèmol a aquesta falla (Goula et al., 1992; Ferrer et al., 1999; Fleta et al., 2000 i 2001).

El tercer i últim gran terratrèmol de la crisi sísmica catalana va tenir lloc el dia 2 de febrer de l'any 1428. L'epicentre d'aquest event estaria localitzat al Ripollès, pròxim a la zona de Queralbs (Banda i Correig, 1984). Aquest va ser el terratrèmol més gran de la crisi, i el més gran ocorregut a la zona estudiada, amb una intensitat (MSK) de IX-X a les localitats de Queralbs, Puigcerdà i Camprodon (Banda i Correig, 1984). El fet que fos un gran terratrèmol ve corroborat per l'amplia

Long epicentre (°)	Lat epicentre (°)	I <sub>max</sub> (MSK)	I <sub>0</sub> (MSK)	M <sub>w</sub>	Longitud font (km)	Amplada font (km)	Azimut (°)
2.4487	42.1547	VIII-IX	VII-VIII	5.52	6.6	5.7	54.6 ± 49.6
Posició dels quatre vèrtexs de la font							
Vèrtex 1		Vèrtex 2		Vèrtex 3		Vèrtex 4	
Long 1 (°)	Lat 1 (°)	Long 2 (°)	Lat 2 (°)	Long 3 (°)	Lat 3 (°)	Long 4 (°)	Lat 4 (°)
2.402	42.1524	2.4671	42.1867	2.4955	42.1571	2.4304	42.1228

Taula 3.9. Principals característiques de la font sismogènica del terratrèmol d'Olot del 1427 obtingudes seguint el mètode de Gasperini et al. (1999) (localització a la figura 3.8).

*Main characteristics of the seismogenic source for the 1427 Olot earthquake obtained following the method of Gasperini et al. (1999) (location on figure 3.8).*



**Figura 3.8.** a) Mapa del nord de la Selva i la Garrotxa on es mostra la distribució geogràfica dels punts d'intensitat corresponents al terratrèmol d'Olot del dia 15 de maig del 1427, així com la localització de la font sismogènica (rectangle taronja) obtinguda amb el mètode de Gasperini utilitzant les dades d'intensitat d'Olivera et al. (1999). b) Mapa geològic de la zona on es localitza la font del terratrèmol d'Olot (Losantos et al., 1989).

a) Map of the northern Selva and Garrotxa showing the geographical distribution of the intensity points corresponding to the Olot earthquake on May 15th 1427, and the location of the seismogenic source (orange rectangle) obtained following the Gasperini method using the intensity data of Olivera et al. (1999). The darkened rectangle corresponds to the surface projection of the Amer fault. b) Geological map of the zone where the source of the Olot earthquake is located (Losantos et al., 1989).

Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)	Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)
Queralbs	IX-X	2.162	42.35	Pruit	VII-VIII	2.457	42.044
Puigcerdà	IX-X	1.927	42.434	Prigoriol (Puig-Oriol). Sta. E.	VII-VIII	2.073	42.071
Camprodon	IX-X	2.366	42.313	Fontclara	VII-VIII	2.883	42.55
St. Joan de les Abadesses	VIII-IX	2.287	42.234	(Vilanova de) Sau	VII-VIII	2.388	41.95
Prats de Molló	VIII-IX	2.479	42.407	(St. Julià de) Vilatorrada	VII-VIII	2.326	41.924
Castellfollit	VIII-IX	2.556	42.22	Olette	VII	2.267	42.55
Aries (-sur-Tech)	VIII-IX	2.636	42.458	Girona	VII	2.825	41.984
Ripoll	VIII	2.192	42.203	Castelló d'Empúries	VII	3.077	42.262
Ral. La	VIII	2.372	42.281	Barcelona	VII	2.178	41.386
Olot	VIII	2.489	42.184	Vic	VI-VII	2.257	41.93
Núria	VIII	2.156	42.399	Muntanyola	VI-VII	2.179	41.88
Montagut	VIII	2.598	42.232	Manlleu	VI-VII	2.286	42.003
Canigó	VIII	2.4	42.533	Clara	VI-VII	2.45	42.585
Besalú	VIII	2.701	42.201	Argensola	VI-VII	1.444	41.6
Banyoles	VIII	2.771	42.123	Amer	VI-VII	2.603	42.012
(Vall de) Bianya	VIII	2.44	42.224	Perpinyà	VI	2.9	42.7
(St. Vicenç de) Camós	VIII	2.776	42.082	Figueres	VI	2.961	42.27
(St. Esteve d'en) Bas	VIII	2.46	42.12	Cervera	VI	1.272	41.667
Vidrà	VII-VIII	2.31	42.124	Ceret	VI	2.751	42.488
Vallfogona	VII-VIII	2.304	42.198	Albi	VI	2.15	43.933
Tona	VII-VIII	2.228	41.852	Tortosa	V-VI	0.523	40.816
Sta. Pau	VII-VIII	2.573	42.146	Lleida	V	0.628	41.619

Taula 3.10. Punts d'intensitat corresponents al terratrèmol de Queralbs del dia 2 de febrer del 1428. Dades obtingudes de Banda i Correig (1984).

*Intensity points corresponding to the Queralbs earthquake on February the 2nd 1428. Data obtained from Banda and Correig (1984).*

extensió geogràfica on va produir desperfectes o va ser sentit (a Barcelona va caure el rosetó de la església de Santa Maria del Mar, veure el paràgraf que descriu el fet a l'inici del capítol 1). En conseqüència es disposa d'una gran quantitat de punts d'intensitat, fins a 44 (taula 3.10 i figura 3.9), localitzats principalment, de nord a sud, entre els Pirineus i la part septentrional de les Cadenes Costaneres Catalanes i, d'oest a est, entre la ciutat de Puigcerdà i la conca de l'Empordà. A partir de la distribució de tots aquests punts i seguint el mètode de Gasperini s'ha calculat una font sismogènica (taula 3.11) localitzada a la zona de capçalera del riu Freser, centrada aproximadament sobre la població de Queralbs i amb una direcció NW-SE (figures 3.9 i 3.10, rectangle taronja). A la zona on aquesta font es localitza hi ha diferents estructures que podrien ser responsables d'aquest terratrèmol, per exemple la falla de la Tet (Briais et al., 1990), l'encavalcament de Vallfogona (Philip et al, 1992) o, fins i tot, la falla d'Amer en el seu segment més septentrional (figura 3.10), tal i com s'explicarà a continuació. Observant el mapa de la distribució dels punts d'intensitat (figura 3.9) hi ha dos fets que criden l'atenció: 1) que la corona d'intensitat màxima ( $I_{MSK}=IX-X$ ) estaria allargada aproximadament en direcció est-oest, 2) que les corones que correspondrien a les diferents intensitats no es tanquen cap a l'oest a causa de la manca de dades que hi ha en aquesta direcció, i 3) que sent Puigcerdà una de les localitats a les que se'ls ha assignat un valor de màxima d'intensitat, al seu voltant i cap a l'oest no hi hagi més informació sobre altres localitats on aquest terratrèmol també hagués produït danys o, com a mínim, hagués estat sentit. Puigcerdà és una població construïda sobre d'uns dipòsits poc consolidats de terrassa glacio-fluvial (Gourinard, 1971; Calvet, 1997), aproximadament localitzada al centre de la vall de la Cerdanya. Aquesta vall és una de les conques originades durant el Neogen a causa d'un moviment extensional amb certa component direccional de la falla de la Tet i reblerta per sediments neogens, des del Vallesà al Turolà, amb predomini de sediments detrítics fins (Roca, 2004). Tots



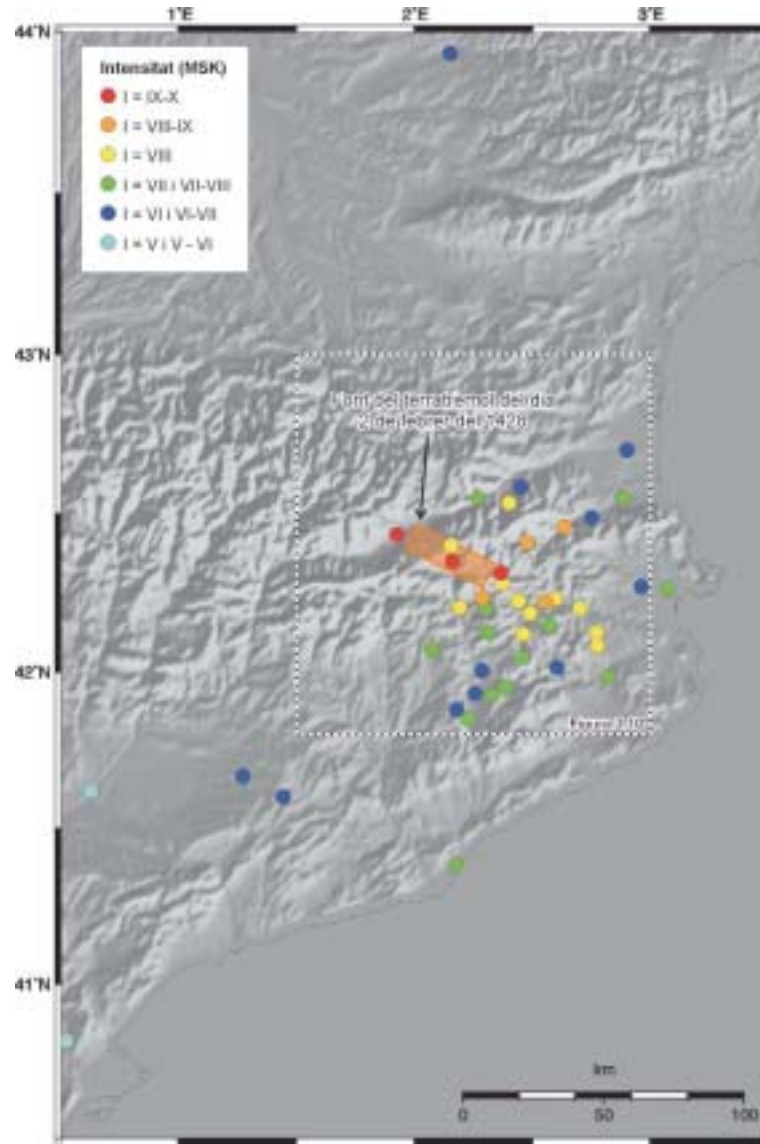


Figura 3.9. Mapa de la zona nord del marge occidental del solc de València on es mostra la distribució geogràfica dels punts d'intensitat corresponents al terratrèmol de Queralbs del dia 2 de febrer del 1428, així com la localització de la font sismogènica (rectangle taronja) obtinguda amb el mètode de Gasperini utilitzant les dades d'intensitat de Banda i Correig (1984). El rectangle puntejat amb blanc i negre marca la localització de la figura 3.10.

Map of the northern zone of the western margin of the València trough showing the geographical distribution of the intensity points corresponding to the Queralbs earthquake on February the 2nd 1428, and the location of the seismogenic source (orange rectangle) obtained following the Gasperini method using the intensity data from Banda and Correig (1984). The white and black dotted rectangle shows the location of figure 3.10.

Long epicentre (°)	Lat epicentre (°)	I <sub>max</sub> (MSK)	I <sub>0</sub> (MSK)	M <sub>w</sub>	Longitud font (km)	Amplada font (km)	Azimut (°)
2.1517	42.3657	IX-X	IX-X	6.64	30	13	116.9 ± 19.4
Posició dels quatre vèrtexs de la font							
Vèrtex 1		Vèrtex 2		Vèrtex 3		Vèrtex 4	
Long 1 (°)	Lat 1 (°)	Long 2 (°)	Lat 2 (°)	Long 3 (°)	Lat 3 (°)	Long 4 (°)	Lat 4 (°)
2.0141	42.4636	2.3399	42.3416	2.2892	42.2677	1.9635	42.3898

Taula 3.11. Principals característiques de la font sismogènica del terratrèmol de Queralbs del 1428 obtingudes seguint el mètode de Gasperini et al. (1999) (localització a la figura 3.10).

*Main characteristics of the seismogenic source for the 1428 Queralbs earthquake obtained following the method of Gasperini et al. (1999) (location on figure 3.10).*

aquests factors referents a la localització de Puigcerdà fan pensar que gran part dels desperfectes que va sofrir la ciutat podrien haver estat relacionats amb una ampliació de l'ona sísmica a causa d'efectes de lloc. Aquest fet al mateix temps també ajudaria a explicar el perquè no hi va haver altres pobles a la vall que sofrissin desperfectes similars, si a més es té en compte que en la seva majoria estan emplaçats sobre roca o a les vores de la conca. Si s'experimenta amb les dades d'intensitat que es tenen i es rebaixa un grau la intensitat sentida a Puigcerdà (passant de IX-X a VIII-IX) la font sismogènica que s'obté seguint el mètode de Gasperini és lleugerament menor que l'anterior (una longitud de 23.0 kilòmetres per 11.3 kilòmetres d'amplada, donant una M<sub>w</sub> de 6.44) i es desplaça cap al SE, però conserva la seva orientació (rectangle groc de línia discontinua a la figura 3.10). El desplaçament que sofreix la font fa que aquesta se superposi parcialment amb el segment septentrional de la falla d'Amer. Conseqüentment, també es podria considerar aquesta falla com una de les possibles fonts responsables d'aquest terratrèmol.

En conclusió, es podria interpretar la crisi sísmica catalana com una sèrie de terratrèmols seqüencials, on els dos primers amb tota seguretat haurien estat produïts per la falla d'Amer i el tercer per la part més septentrional d'aquesta o d'alguna altra de les fonts situades més al nord, alliberant d'aquesta forma tota l'energia acumulada fins aleshores a la zona. Aquest fet queda reflectit en la sismicitat que actualment presenta la falla, on els terratrèmols són de poca magnitud i estan localitzats exclusivament a les seves terminacions nord i sud (Goula et al., 1992) (falla situada a l'est de la falla de Montagut a la figura 3.2 i figura A1.5 de l'annex 1). Per tant, actualment la falla d'Amer estaria iniciant el procés d'acumulació d'energia i no seria fins d'aquí a alguna desena de milers d'anys que podria tornar a produir un gran terratrèmol, tenint en compte les recurrències que aquests presenten en les falles localitzades en zones de deformació lenta (Villamor i Berryman, 1999). De totes formes, convé: 1) aprofundir en la possibilitat de que els danys soferts a Puigcerdà estiguin més relacionats amb efectes de lloc que directament per la seva proximitat a la font, de cara a veure si realment s'hi pot produir una ampliació de la ona sísmica; i 2) buscar més dades històriques, en particular cap a l'oest de Puigcerdà, per mirar de tancar les corones d'intensitat, fet que permetria precisar amb més fiabilitat la localització de la font. L'ICC ha iniciat treballs de cara a veure la possible ampliació de les ones sísmiques a la Cerdanya (Macau et al., 2004) i mirar de millorar les dades d'intensitat que es tenen del terratrèmol del 2 de febrer del 1428 (Olivera et al., 2004) (veure nota sobre aquest terratrèmol després de les conclusions).

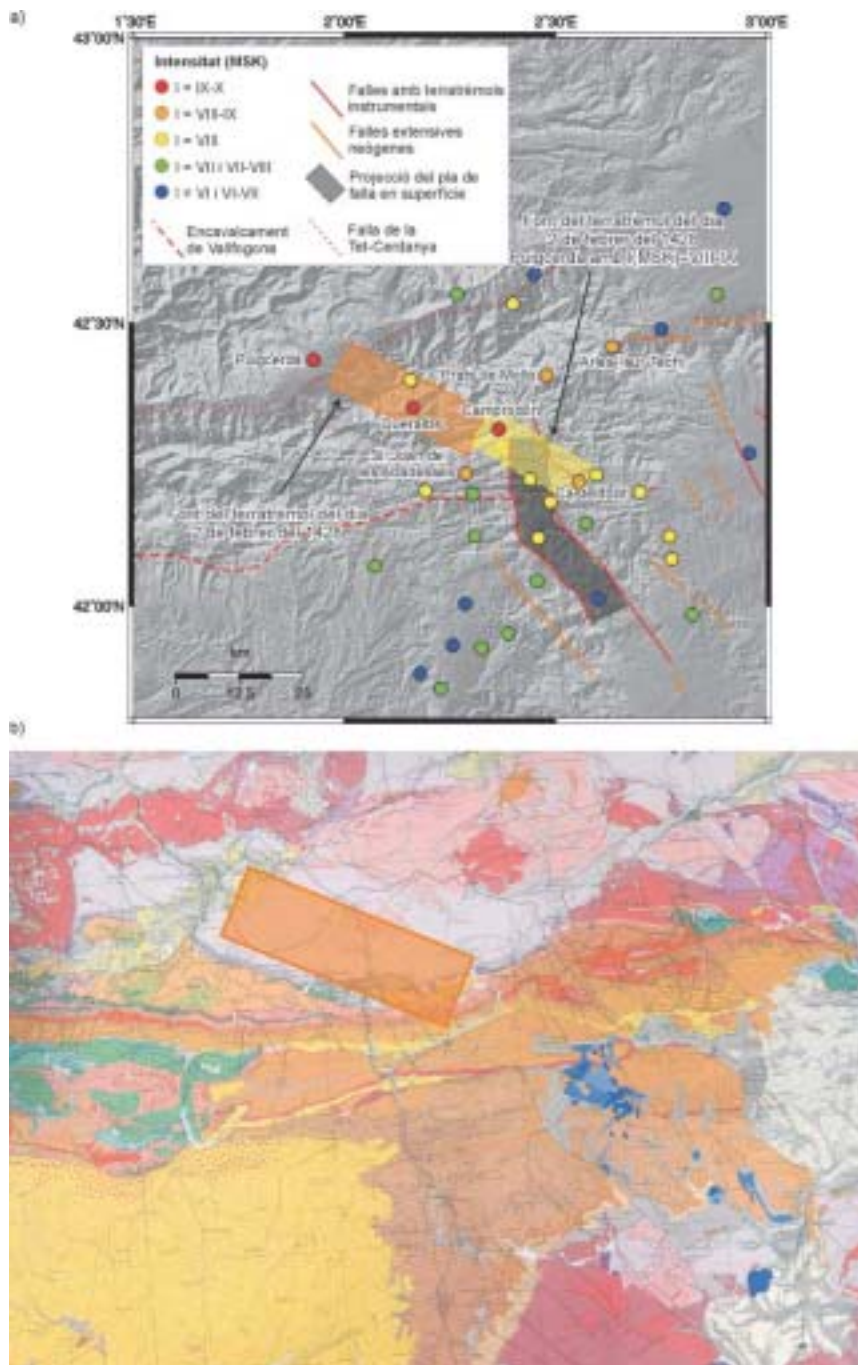


Figura 3.10. a) Mapa de localització de la font sismogènica del terratrèmol de Queralbs (rectangle taronja) obtinguda utilitzant les dades d'intensitat de Banda i Correig (1984) i la de la font obtinguda baixant un grau (de IX-X a VIII-IX) la intensitat sentida a Puigcerdà (rectangle groc amb línia discontinua). Observi's que aquesta darrera font es desplaça cap a l'est i se superposa parcialment a la terminació nord de la falla d'Amer (rectangle gris). Les poblacions indicades corresponen a aquelles amb els valors d'intensitat més alts. b) Mapa geològic de la zona on es localitza la font del terratrèmol de Queralbs (Losantos et al., 1989).

a) Map that shows the location of the seismogenic source corresponding to the Queralbs earthquake (orange rectangle) obtained using the Banda and Correig (1984) intensity data and the source obtained reducing one degree (from IX-X to VIII-IX) the intensity corresponding to Puigcerdà (yellow dashed line rectangle). Note that the source suffers a displacement to the east and partially overlaps with the northern end of the Amer fault (darkened rectangle). The cities mentioned correspond to those with the higher intensity values. b) Geological map of the zone where the source of the Queralbs earthquake is located (Losantos et al., 1989).

### 3.3.4. El terratrèmol d'Énguera-Montesa del 1748

L'últim dels grans terratrèmols històrics que ha ocorregut dins de la zona estudiada i del qual s'ha pogut obtenir la font sismogènica és el que tingué lloc el dia 23 de març del 1748 a la zona de Énguera i Montesa (Fontserè i Iglésies, 1971; Bisbal, 1984; Albini, 2000). A aquest terratrèmol se li ha assignat una intensitat (EMS98) de 9 segons Albini (2000), sent les poblacions d'Énguera, Montesa i Xàtiva les que varen patir els danys més importants, i de X (MSK) segons Bisbal (1984), sent la població d'Estubeny la més afectada. El fet de ser un dels terratrèmols més grans i el més recent dels que han tingut lloc en aquesta zona provoca que l'extensió de l'àrea afectada sigui

Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)	Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)
Montesa	IX	-0.65	38.95	Fuente la Higuera	VII	-0.883	38.8
Énguera	IX	-0.683	38.983	Ayora	VII	-1.05	39.067
Xàtiva	IX	-0.517	38.983	Bolbaite	VII	-0.667	39.067
Estubeny	VIII-IX	-0.617	39.017	Jalance	VII	-1.067	39.2
Cotes	VIII-IX	-0.567	39.067	Cortes de Pallàs	VII	-0.933	39.25
Càrcer	VIII-IX	-0.567	39.067	Bicorp	VII	-0.783	39.133
Sellent	VIII-IX	-0.583	39.033	Quesa	VII	-0.717	39.117
Alcúdia de Crespins	VIII-IX	-0.583	38.967	Millares	VII	-0.767	39.25
Bocairent	VIII-IX	-0.617	38.767	Montaberner	VII	-0.5	38.883
Canals	VIII-IX	-0.583	38.95	Llosa de Ranes	VII	-0.517	39.017
Rotglà i Corbera	VIII-IX	-0.567	39	Manuel	VII	-0.5	39.05
Castelló de Rugat	VIII-IX	-0.367	38.883	Tosalnou	VII	-0.467	39.05
Aiacor	VIII-IX	-0.567	38.967	Berfull	VII	-0.45	39.05
Anna	VIII	-0.643	39.022	Enova	VII	-0.483	39.05
Vallada	VIII	-0.683	38.9	Rafelguaraf	VII	-0.45	39.05
Alcàntara de Xúquer	VIII	-0.55	39.067	Sant Joan de l'Énova	VII	-0.483	39.067
Benegida	VIII	-0.55	39.067	Guadasséquies	VII	-0.467	38.917
Navarrés	VIII	-0.683	39.1	Beniganim	VII	-0.433	38.95
Ontinyent	VIII	-0.617	38.817	Senyera	VII	-0.5	39.067
Olleria	VIII	-0.55	38.917	Alberic	VII	-0.517	39.117
Novele	VIII	-0.533	38.983	Carcaixent	VII	-0.45	39.133
Annauir	VIII	-0.567	38.967	Algesí	VII	-0.433	39.183
Torrella	VIII	-0.567	38.983	Alcira	VII	-0.433	39.15
Llanera de Ranes	VIII	-0.567	39	Sta. Maria / Valldigna	VII	-0.317	39.05
Cerdà	VIII	-0.567	38.983	Simat / Valldigna	VII	-0.317	39.033
Albaida	VIII	-0.517	38.85	Castellonet / Conquesta	VII	-0.267	38.917
Torre Cerdà	VIII	-0.567	38.983	Atzeneta d'Albaida	VII	-0.5	38.833
Genovès	VIII	-0.467	38.983	Torre de Lloris	VII	-0.483	39.033
Pobla del Duc	VIII	-0.417	38.9	Benifairó / Valldigna	VII	-0.3	39.05
Sumacàrcel	VII-VIII	-0.633	39.1	Cuatretonda	VII	-0.4	38.95
Xella	VII-VIII	-0.65	39.05	Rótova	VII	-0.25	38.933
Moixent	VII-VIII	-0.75	38.867	Alfauir	VI-VII	-0.25	38.933
Agullent	VII-VIII	-0.533	38.817	Rugat	VI-VII	-0.35	38.883
Torreta (Canals)	VII-VIII	-0.583	38.933	Lloc nou de Fenollet	VI	-0.467	39.017
Ràfol de Salem	VII-VIII	-0.4	38.867	Puebla Larga	VI	-0.467	39.083
Sempere	VII-VIII	-0.467	38.917	Aljorj	VI	-0.517	38.85
La Granja de la Costera	VII-VIII	-0.55	39	Barxeta	VI	-0.417	39.017
Sorió	VII-VIII	-0.517	39	València	V	-0.367	39.483
Vallès	VII-VIII	-0.55	38.983	Alacant	V	-0.482	38.346
Tabernes de Valldigna	VII-VIII	-0.267	39.067	Cartagena	V	-0.983	37.6
Aieló de Malferit	VII-VIII	-0.583	38.883	Oriola	V	-0.945	38.087
Benissuera	VII-VIII	-0.467	38.917	Ador	V	-0.217	38.917
Carrícola	VII-VIII	-0.467	38.833	Palma de Gandia	V	-0.217	38.933

Taula 3.12. Punts d'intensitat corresponents al terratrèmol d'Énguera-Montesa del dia 23 de març del 1748. Dades obtingudes d'Albini (2000).

*Intensity points corresponding to the Énguera-Montesa earthquake on March the 23rd 1748. Data obtained from Albini (2000).*

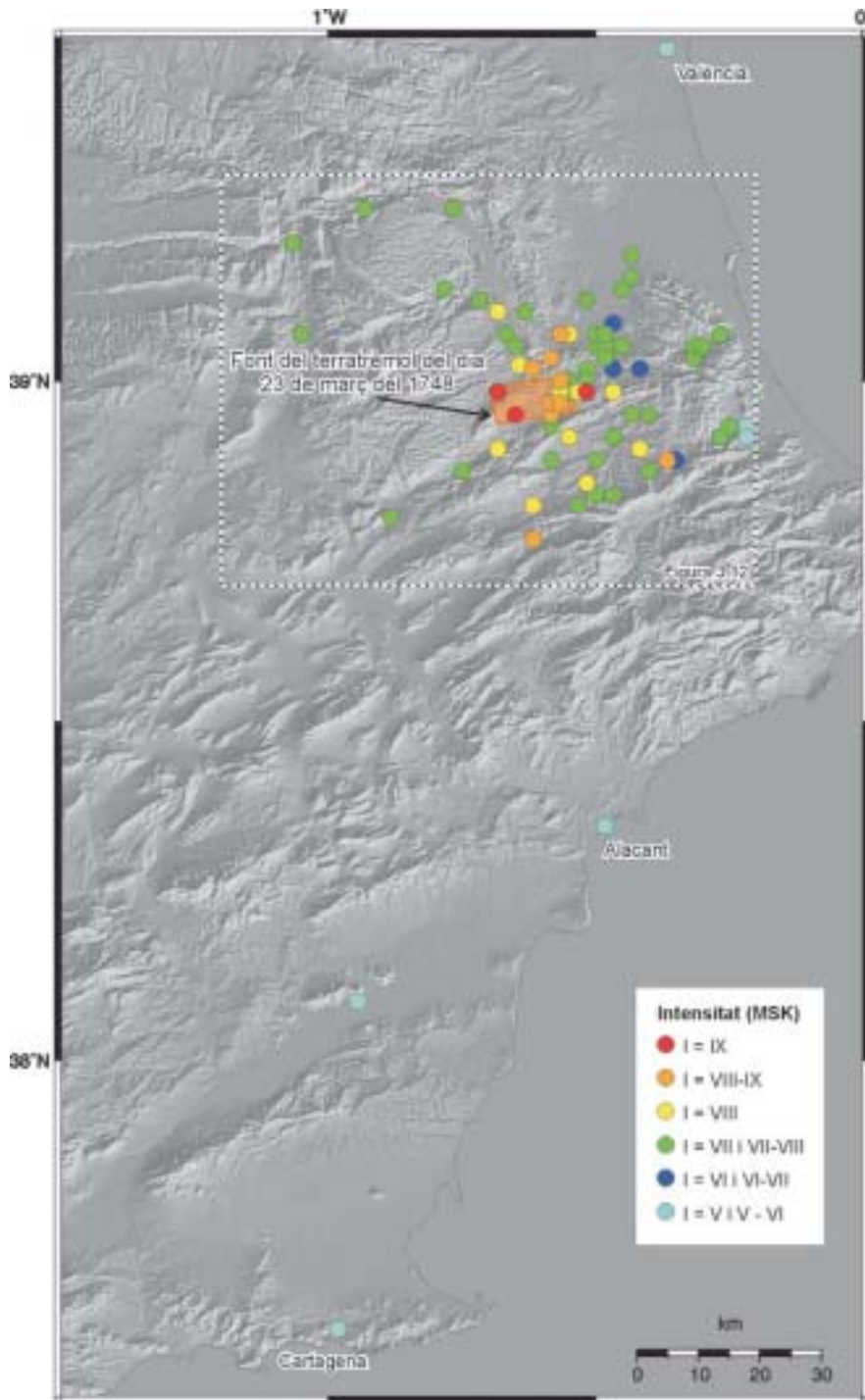


Figura 3.11. Mapa de la zona sud del marge occidental del solc de València i nord-est de les Bètiques on es mostra la distribució geogràfica dels punts d'intensitat corresponents al terratrèmol d'Énguera-Montesa del dia 23 de març del 1748, així com la localització de la font sismogènica (rectangle taronja) obtinguda amb el mètode de Gasperini utilitzant les dades d'intensitat d'Albini (2000). El rectangle amb línia discontinua blanca mostra la localització de la figura 3.12.

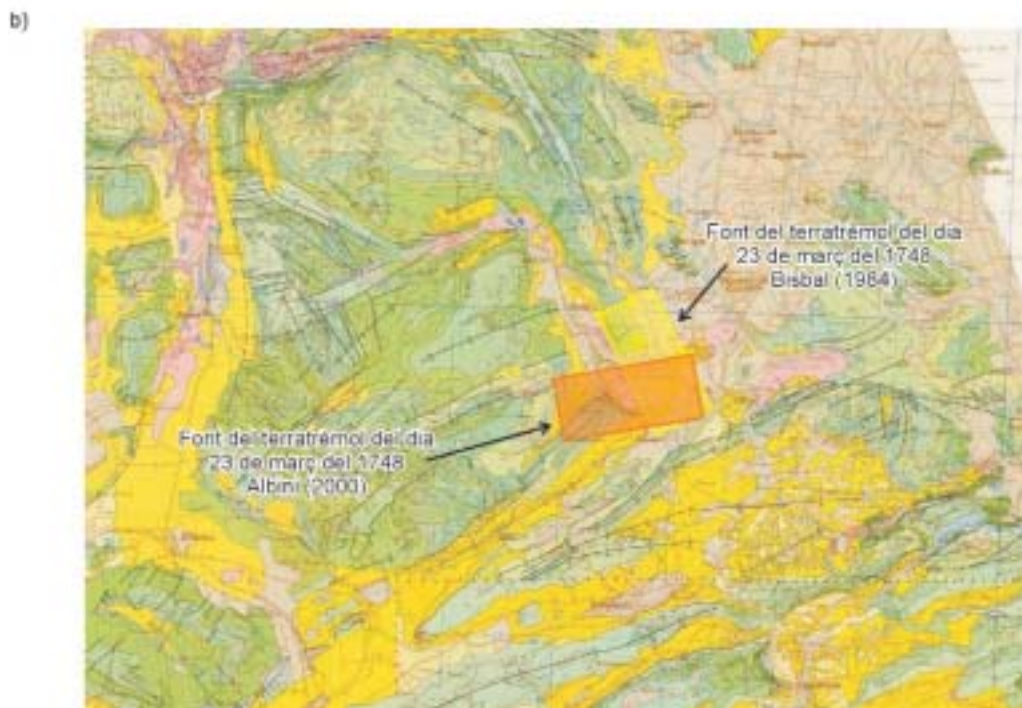
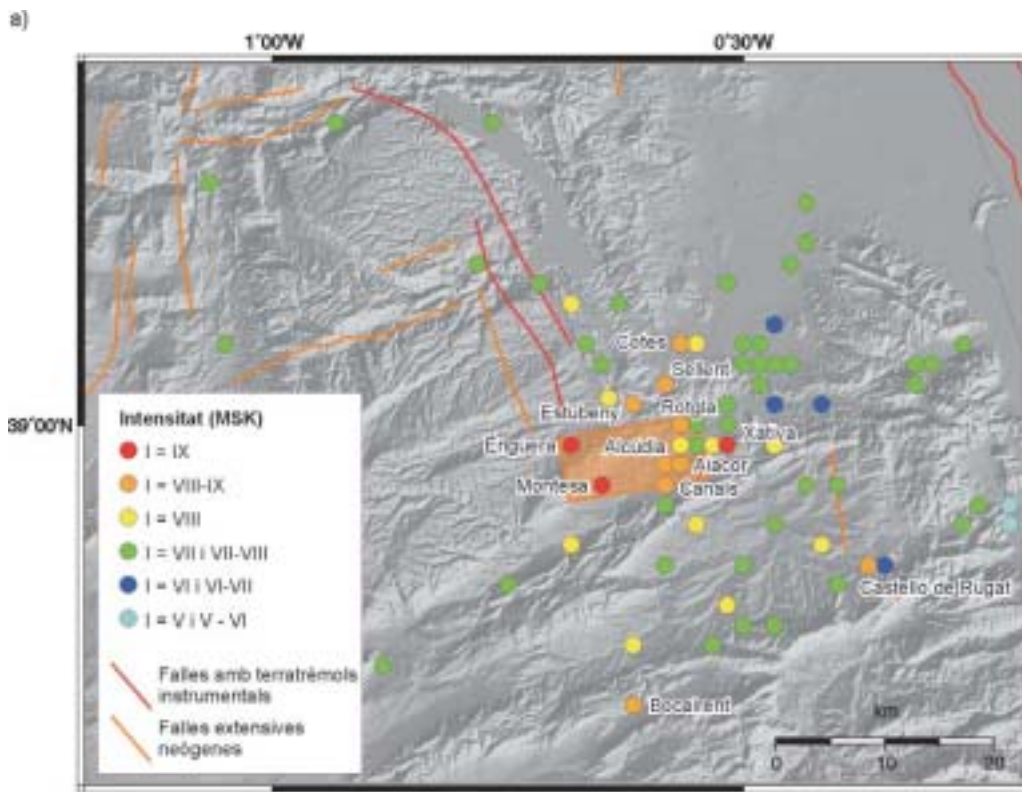
Map of the southern zone of the western margin of the València trough and northeastern Bètiques showing the geographical distribution of the intensity points corresponding to the Enguera-Montesa earthquake on March 23rd 1748, and the location of the seismogenic source (orange rectangle) obtained through the Gasperini method using the intensity data from Albini (2000). The rectangle with dashed white line shows the location of figure 3.12.

Long epicentre (°)	Lat epicentre (°)	I <sub>max</sub> (MSK)	I <sub>0</sub> (MSK)	Mw	Longitud font (km)	Amplada font (km)	Azimut (°)
-0.6167	38.972	IX	IX	5.98	12.3	8	80.2 ± 24.3
Posició dels quatre vèrtexs de la font							
Vèrtex 1		Vèrtex 2		Vèrtex 3		Vèrtex 4	
Long 1 (°)	Lat 1 (°)	Long 2 (°)	Lat 2 (°)	Long 3 (°)	Lat 3 (°)	Long 4 (°)	Lat 4 (°)
-0.6925	38.9878	-0.552	39.0066	-0.5408	38.9562	-0.6814	38.9374

Taula 3.13. Principals característiques de la font sísmica del terratrèmol d'Énguera-Montesa del 1748 obtingudes seguint el mètode de Gasperini et al. (1999) a partir de les dades d'Albini (2000) (localització a la figura 3.12).

*Main characteristics of the seismogenic source for the 1748 Énguera-Montesa earthquake obtained following the method of Gasperini et al. (1999) using the data from Albini (2000) (location on figure 3.12).*

molt gran i hi hagi una gran quantitat de informació sobre els danys que va produir i les localitats on va ser sentit: més de 80 punts d'intensitat (taules 3.12 i 3.14). A partir de la distribució dels punts d'intensitat donats per Albini (2000) (taula 3.12) i seguint el mètode de Gasperini s'ha obtingut la font sismogènica corresponent a aquest terratrèmol (taula 3.13 i figures 3.11 i 3.12). Aquesta font es localitza a la vall del riu Canyoles, té una direcció aproximadament E-W i l'epicentre es troba aproximadament al centre del triangle que formen Montesa, Énguera i Xàtiva. Tot i que prop de la zona on es localitza la font hi ha algunes falles extensives neògenes, aquest font no es pot relacionar inequívocament amb cap d'elles a causa de la disposició perpendicular entre la font i les falles. Utilitzant els punts d'intensitat donats per Bisbal (1984) (taula 3.14) el mètode de Gasperini ens dona com a resultat una font sismogènica amb unes dimensions iguals que les obtingudes amb els punts d'Albini (2000) però en aquest cas la font es desplaça lleument cap a l'est i mostrant un canvi de direcció que passa a ser NNW-SSE, seguint la direcció del Canal de Navarrés (taula 3.15 i figura 3.13). La direcció d'aquesta segona font és paral·lela a la direcció de les falles extensives neògenes presents a la zona (rectangle groc a la figures 3.12b i 3.13) i, fins i tot, se solapa parcialment amb la terminació de la falla localitzada al sud-est de Xella. En aquest cas es podria considerar aquesta falla com una possible responsable del terratrèmol. Tot i les discrepàncies en la direcció que presenten les dues fonts obtingudes la seva localització és molt similar i el que sembla clar és que alguna de les falles situades al nord-oest de les fonts podrien ser responsables del terratrèmol, fet que queda corroborat si es té en compte que a dues d'aquestes falles se'ls han associats terratrèmols instrumentals i, per tant, se les considera responsables de part de la sismicitat actual localitzada a la zona (figura 3.13 i figures A1.30 i A1.31 de l'annex 1).



**Figura 3.12.** (Pàg. anterior) a) Mapa de detall de la zona on es va produir el terratrèmol d'Énguera-Montesa del 1748 i on es localitza la font sismogènica (rectangle taronja) obtinguda a partir del mètode de Gasperini amb les dades d'intensitat d'Albini (2000). Com es pot veure no hi ha cap falla extensiva neògena amb que s'hagi pogut relacionar la font sismogènica corresponent a aquest terratrèmol. Les poblacions indicades corresponen a aquelles amb els valors d'intensitat més alts. b) Mapa geològic de la zona on es localitza la font del terratrèmol d'Énguera-Montesa (Garcia-Rossell, 1972; IGME, 1973). El rectangle de color taronja correspon a la font obtinguda a partir de les dades d'Albini (2000), mentre que el de color groc correspon a l'obtinguda a partir de les dades de Bisbal (1984).

(Prev. pag.) a) Detailed map of the zone where the 1748 Énguera-Montesa earthquake was produced and where the seismogenic source (orange rectangle) obtained following the Gasperini method using the intensity data from Albini (2000) is located. There is not any Neogene extensional fault which the seismogenic source of the earthquake could be related to. The cities mentioned correspond to those with the higher intensity values. b) Geological map of the zone where the source of the Énguera-Montesa earthquake is located (Garcia-Rossell, 1972; IGME, 1973). The orange rectangle corresponds to the source obtained using the data from Albini (2000) whereas the yellow one corresponds to the source obtained using the data from Bisbal (1984).

Població	Intensitat (MSK)	Long (°)	Lat (°)	Població	Intensitat calculada (MSK)	Long (°)	Lat (°)
Estubeny	X	-0.617	39.017	Annauir	IX	-0.567	38.967
Alcàntara deXúquer	IX	-0.55	39.067	Aiacor	IX	-0.567	38.967
Alcúdia de Crespins	IX	-0.583	38.967	Berfull	IX	-0.45	39.05
Anna	IX	-0.643	39.022	Canals	IX	-0.583	38.95
Benegida	IX	-0.55	39.067	Corbera	IX	-0.567	39
Càncer	IX	-0.567	39.067	Énova	IX	-0.483	39.05
Xella	IX	-0.65	39.05	Llanera de Ranes	IX	-0.567	39
Cotes	IX	-0.567	39.067	Rotglà	IX	-0.567	39
Guadasséquies	IX	-0.467	38.917	Sumacàrcel	IX	-0.633	39.1
Moixent	IX	-0.75	38.867	Torre Cerdà	IX	-0.567	38.983
Montesa	IX	-0.65	38.95	Torrella	IX	-0.567	38.983
Navarrés	IX	-0.683	39.1	Vallès	IX	-0.55	38.983
Olleria	IX	-0.55	38.917	Beniganim	VIII	-0.433	38.95
Ontinyent	IX	-0.617	38.817	Cuatretonda	VIII	-0.4	38.95
Sellent	IX	-0.583	39.033	Faldeta	VIII	-0.5	39.05
Vallada	IX	-0.683	38.9	La Granja de la Costera	VIII	-0.55	39
Aieló de Malferit	VIII	-0.583	38.883	Llosa de Ranes	VIII	-0.517	39.017
Benissuera	VIII	-0.467	38.917	Manuel	VIII	-0.5	39.05
Bocairent	VIII	-0.617	38.767	Rafelguaraf	VIII	-0.45	39.05
Genovès	VIII	-0.467	38.983	Rafol de Salem	VIII	-0.4	38.867
Xàtiva	VIII	-0.517	38.983	Senyera	VIII	-0.5	39.067
Montaberner	VIII	-0.5	38.883	Sorió	VIII	-0.517	39
Novele	VIII	-0.533	38.983	Villanueva de C.	VIII	No localitzat	
Rugat	VIII	-0.35	38.883	Abad	VII-VIII	No localitzat	
Sempere	VIII	-0.467	38.917	Pobla del Duc	VII-VIII	-0.417	38.9
Tabernes de Valldigna	VIII	-0.267	39.067	Alberic	VII	-0.517	39.117
Alcira	VII	-0.433	39.15	Alfauir	VII	-0.25	38.933
Benifairó de Valldigna	VII	-0.3	39.05	Aljorí	VII	-0.25	38.93
Carcaixent	VII	-0.45	39.133	Atzeneta d'Albaida	VII	-0.5	38.833
Simat de Valldigna	VII	-0.317	39.033	Barxeta	VII	-0.417	39.017
Ador	VI	-0.217	38.917	Bufali	VII	-0.515	38.87
Palma de Gandia	VI	-0.217	38.933	Carrícola	VII	-0.467	38.833
València	V	-0.367	39.483	Castelló de Rugat	VII	-0.367	38.883
Albaïda		-0.517	38.85	Lloc nou de Fenollet	VII	-0.467	39.017
Castellonet de la Conquesta		-0.267	38.917	Puebla Larga	VII	-0.467	39.083
Cerdà		-0.567	38.983	Rótova	VII	-0.25	38.933
Sant Joan de l'Énova		-0.483	39.067	Tosalnou		-0.467	39.05
Torre de Lloris		-0.483	39.033	Sans		No localitzat	
Torrent de Fenollet		-0.567	39	Torreta		No localitzat	

**Taula 3.14.** Punts d'intensitat corresponents al terratrèmol d'Énguera-Montesa del dia 23 de març del 1748. Dades obtingudes de Bisbal (1984).

Intensity points corresponding to the Énguera-Montesa earthquake on March the 23rd 1748. Data obtained from Bisbal (1984).



Long epicentre (°)	Lat epicentre (°)	I <sub>max</sub> (MSK)	I <sub>O</sub> (MSK)	Mw	Longitud font (km)	Amplada font (km)	Azimut (°)
-0.589	39.002	X	IX	5.98	12.3	8	153.9 ±40.0
Posició dels quatre vèrtexs de la font							
Vèrtex 1		Vèrtex 2		Vèrtex 3		Vèrtex 4	
Long 1 (°)	Lat 1 (°)	Long 2 (°)	Lat 2 (°)	Long 3 (°)	Lat 3 (°)	Long 4 (°)	Lat 4 (°)
-0.5908	39.0627	-0.5284	38.9637	-0.5872	38.9413	-0.6496	39.0403

Taula 3.15. Principals característiques de la font sismogènica del terratrèmol d'Énguera-Montesa del 1748 obtingudes seguint el mètode de Gasperini et al. (1999) a partir de les dades de Bisbal (1984) (localització a la figura 3.13).

Main characteristics of the seismogenic source for the 1748 Énguera-Montesa earthquake obtained following the method of Gasperini et al. (1999) using the data from Bisbal (1984) (localition on figure 3.13).

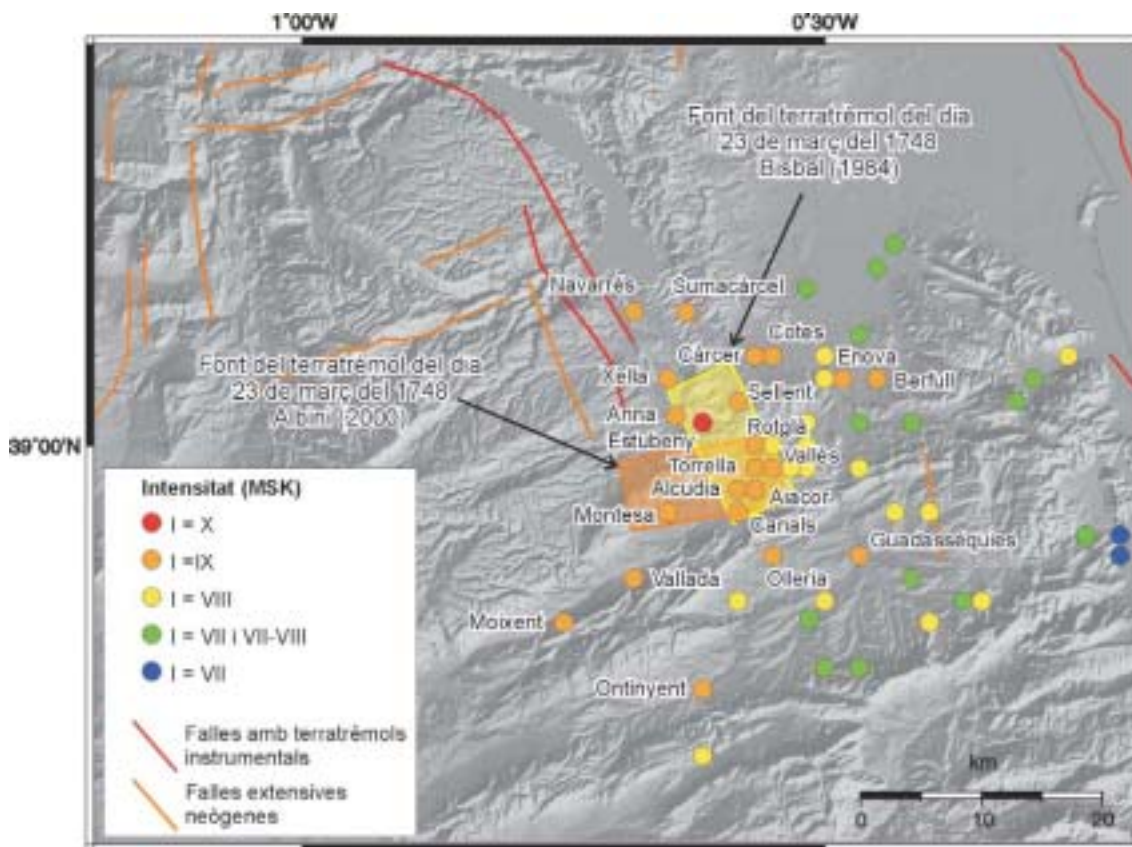


Figura 3.13. Mapa de detall de la zona on es va produir el terratrèmol d'Énguera-Montesa del 1748 i on es localitza la font sismogènica (rectangle groc) obtinguda a partir del mètode de Gasperini amb les dades d'intensitat de Bisbal (1984). Les poblacions indicades corresponen a aquelles amb els valors d'intensitat més alts. El rectangle de color groc correspon a la font obtinguda a partir de les dades de Bisbal (1984), mentre que la de color taronja correspon a la obtinguda a partir de les dades d'Albini (2000).

Detailed map of the zone where the 1748 Énguera-Montesa earthquake was produced and where the seismogenic source (yellow rectangle) obtained through the Gasperini method using the intensity data from Bisbal (1984) is located. There is not any Neogene extensional fault which the seismogenic source of the earthquake could be related to. The cities mentioned correspond to those with the higher intensity values. The yellow rectangle corresponds to the source obtained using the data from Bisbal (1984) whereas the orange one corresponds to the source obtained using the data from Albini (2000).

### 3.4. Paleosismologia

La paleosismologia és l'estudi dels terratrèmols antics o prehistòrics (paleoterratrèmols) a partir del registre geològic. Es basa en què un terratrèmol de  $M > 6$  pot produir una deformació permanent en superfície que pot abastar una àrea de diversos  $\text{km}^2$ . Aquesta deformació provoca un desequilibri, causat sobretot per la generació de diferències relatives en l'elevació, que dona com a resultat la implantació de nous processos d'erosió i sedimentació i, per tant, dona lloc a noves estructures o dipòsits que constitueixen el registre geològic d'un paleoterratrèmol (taula 3.16). En conseqüència, la paleosismologia s'ocupa d'estudiar el registre geològic a la recerca d'estructures i dipòsits que indiquin el potencial sísmic d'una falla. La informació que es pot obtenir permet, també, que els catàlegs de terratrèmols es puguin estendre cap al passat (Schwartz, 1988; McCalpin, 1996; Pantosti, 1997; Yeats et al., 1997). Aquests catàlegs recopilen els sismes històrics i els instrumentals i abasten entre pocs centenars (p.e. Estats Units o Nova Zelanda) i algun miler d'anys (p.e. Europa o Xina). La paleosismologia també pot ajudar a associar grans terratrèmols històrics amb les falles que els varen produir a partir de la relació directa entre la data en què es va produir aquest terratrèmol i l'edat dels dipòsits o estructures lligats amb l'últim terratrèmol reconeixibles en una falla propera a la zona afectada.

Als següents apartats es descriuen les dades que es poden obtenir a partir dels estudis paleosismològics, es mostren els resultats obtinguts de l'estudi paleosismològic d'una nova rasa oberta a la falla del Camp i es comparen les noves dades amb les dades obtingudes en estudis anteriors. La part corresponent als dos últims punts correspon, en part, a la traducció de l'article de Perea et al. (2003).

#### 3.4.1. Dades paleosismològiques

Com s'ha dit en el punt anterior, la paleosismologia ajuda a millorar el coneixement i la comprensió del tipus de sismicitat d'una zona. Aquesta millora es tradueix directament en informació que es pot incorporar als estudis de perillositat sísmica de cara a obtenir els resultats el més fiables i realistes possibles. En aquest sentit, un geòleg que treballi en el camp de la geologia de terratrèmols i la paleosismologia sempre s'ha de preguntar (Schwartz, 1988; McCalpin, 1996; Pantosti, 1997; Yeats et al., 1997):

1. On es localitzen les falles actives?
2. Les falles actives són sismogèniques?
3. Quina és la taxa de lliscament d'aquestes falles?
4. Quin és el desplaçament que es produeix en cada gran terratrèmol?
5. Quina és la recurrència dels grans terratrèmols?

<b>Nivell 1: Gènesi</b>	<b>Primària</b> (produïdes per deformació tectònica)		
<b>Nivell 2: Localització</b>	A la falla	Fora de la falla	
<b>Nivell 3: Moment</b>	1 -Escarpament de falla	2 -Contribucions post-sísmica a les característiques anteriors	3 -Superfícies basculades
Expressió geomòrfica	-Fissures -Plecs -"Moletracks" -Crestes de pressió	-Piemont	-Línies de costa aixecades -Línies de costa sumergides
Expressió estratigràfica	5 -Estrats fallats -Estrats plegats	6 -Tascons col·luvials -Rebliment de fissures -Discordances (horitzó event de trencament)	7 -Dipòsits de tsunami 8 -Discordances erosives i dipòsits induïts per aixecament, subsidència o basculament
Abundància de característiques similars sense origen sísmic	Poques	Poques	Algunes Comuns
<b>Nivell 1: Gènesi</b>	<b>Secundària</b> (produïdes pel sacsejament sísmic)		
<b>Nivell 2: Localització</b>	A la falla	Fora de la falla	
<b>Nivell 3: Moment</b>	Resposta instantània (cosísmica)	Resposta retardada (post-sísmica)	Resposta instantània (cosísmica)
Expressió geomòrfica	9 -Volcans de sorra -Moviments de massa -Desordenació d'arbres	10 -Moviments de massa remuntants	11 -Volcans de sorra -Moviments de massa -Fissures -Subsidència per compactació de sediments
Expressió estratigràfica	13 -Dics clàstics	14 -Sediments lacustres o d'estuari dipositats ràpidament	15 -Dics clàstics -Craters reblerts -Deformació de sediments incoherents -Turbidites
Abundància de característiques similars sense origen sísmic	Algunes	Molt comuns	Algunes Molt comuns

Taula 3.16. Classificació jeràrquica dels elements paleosísmics (McCalpin, 1996, traduït al català).

Hierarchical classification of paleoseismic features (McCalpin, 1996, translated to Catalan).

6. Quan es va produir l'últim gran terratrèmol?
7. I, quina és la magnitud màxima que pot assolir aquest gran terratrèmol?

Per reconèixer les falles actives s'ha de buscar tota la informació geològica sobre la zona estudiada i veure quines són les falles responsables dels grans terratrèmols localitzats a la zona o, si més no, veure quines són aquelles falles que per les característiques que presenten (geomorfologia, presència d'escarpaments, indicis geofísics,...) podrien haver generat grans terratrèmols en el passat i, per tant, ser sismogèniques. Conseqüentment, es busquen les falles on el desplaçament que s'hi produeix és a través de sismes i no per creep. Possiblement el reconeixement de les falles actives i sismogèniques sigui relativament fàcil en zones de vora de placa on la deformació és molt gran, però en zones de deformació lenta, com el marge nord-occidental del solc de València, arribar a veure quines són les falles actives és complicat. D'altra banda, també es planteja el problema de la segmentació, veure si una falla activa es trenca tota sencera durant un gran terratrèmol o està constituïda per diferents segments que es trenquen independentment els uns dels altres i, per tant, donen terratrèmols de menor magnitud. En resum, s'han de localitzar les falles actives, veure si són sismogèniques, establir de la forma més precisa possible la seva geometria o la dels segments que la puguin formar i caracteritzar la cronologia dels seus lliscaments.

La taxa de lliscament d'una falla es defineix com el desplaçament tectònic net que aquesta ha tingut durant un període de temps mesurable. Per obtenir-la es necessita tenir una superfície desplaçada per una falla i conèixer la seva edat i el desplaçament que aquesta a sofert a causa de l'activitat de la falla. En aquest cas el que s'obté és una taxa mitjana que, per tant, no permet el reconeixement de fluctuacions de curt període. S'assumeix que les mesures de la taxa de deformació en superfície són representatives del lliscament a profunditats sismogèniques, tot i que possiblement és major en fondària. D'una banda, es pot considerar que la taxa de lliscament mesurada en un punt és representativa per a tota la falla o, de l'altra, es pot calcular en diversos punts al llarg de la falla i veure quines variacions s'hi produeixen. Les taxes calculades per temps recents s'han de poder extrapolar a un futur immediat de cara a poder utilitzar-les en estudis de perillositat sísmica.

El desplaçament que es produeix en una falla durant un gran terratrèmol és proporcional al desplaçament observable en superfície. Es considera que aquest desplaçament és principalment cosísmic, que es produeix durant el terratrèmol (tot i que també hi pot haver una part de deformació permanent postsísmica i intersísmica), i s'obté a partir de la mesura de la distància entre horitzons estratigràfics equivalents que han estat desplaçats per l'ocurrència d'un sol terratrèmol (p.e. el gruix dels tascons col·luvials). Aquest desplaçament reflecteix l'energia alliberada pel terratrèmol i es pot utilitzar per estimar la magnitud dels paleoterratrèmols. De totes formes s'ha de tenir present en quina part de la falla s'ha realitzat la mesura, ja que aquest desplaçament no és el mateix al llarg de tota la falla, i, per tant, s'ha de buscar la zona on aquest hagi estat màxim per obtenir la magnitud real del paleoterratrèmol.

En paleosismologia es parla d'interval de recurrència quan es fa referència al temps transcorregut entre dos terratrèmols successius. Aquest interval es pot calcular de dues formes, a partir de la datació d'estructures lligades a terratrèmols o a partir del càlcul de la recurrència mitjana utilitzant la taxa de lliscament. La primera forma de càlcul comporta que s'hagin de reconèixer estructures i dipòsits associats a terratrèmols individuals (p.e. tascons col·luvials o líquüefaccions) i que aquests o els nivells immediatament superiors es puguin datar. La segona forma de càlcul ens dona una mitjana de l'interval de recurrència que es pot obtenir a partir de: a) el coneixement de la taxa de lliscament i el desplaçament per esdeveniment; o b) la relació entre el moment sísmic

mic ( $M_0$ ) i la taxa d'acumulació de l'energia de deformació a la falla, que està relacionada amb la taxa de lliscament.

El temps transcorregut des de l'últim terratrèmol és el temps que ha passat des de l'últim gran terratrèmol que ha produït una falla. En el cas de paleoterratrèmols s'obté a partir de la datació de les estructures i dipòsits que hi estan relacionats. Comparant-lo amb l'interval de recurrència i assumint un cicle sísmic regular ens donarà una idea del temps que encara ha de transcórrer fins que la falla analitzada produeixi el proper gran terratrèmol.

La magnitud màxima que pot assolir un terratrèmol produït per una falla rarament es coneix de forma directa, és a dir, a partir d'enregistraments instrumentals d'algun terratrèmol produït per aquesta mateixa falla, a causa del curt període que abasten els catàlegs instrumentals. En conseqüència, la majoria de les vegades la màxima magnitud d'un terratrèmol associat a una falla s'haurà d'estimar de forma indirecta. Normalment per a l'estimació de la magnitud s'utilitzen relacions empíriques que s'han obtingut a partir de la comparació de les magnituds de terratrèmols actuals amb la deformació que hi està relacionada, ja sigui la longitud de la ruptura en superfície, el màxim desplaçament observat o l'àrea de trencament, entre d'altres (Wells i Coppersmith, 1994; Anderson et al., 1996; Stirling et al., 2002). D'altra banda també s'estan fent esforços per arribar a estimar la magnitud dels paleoterratrèmols a partir d'evidències secundàries relacionades amb efectes secundaris dels terratrèmols tals com les líquiefaccions (Idriss, 1990; Ambraseys, 1991; Papadopoulos i Lefkopulos, 1993; Galli, 2000) o els moviments de massa (Keefer, 1984; Wilson i Keefer, 1985; Adams, 1990; Crozier, 1992).

En resum, a partir dels estudis paleosismològics es pot saber si una falla és sismogènica i obtenir les seves característiques sísmiques, és a dir, la magnitud del màxim terratrèmol, el desplaçament màxim que aquest produeix, la taxa de lliscament de la falla, la recurrència entre els grans terratrèmols i quan de temps ha transcorregut des de l'últim esdeveniment.

### 3.4.2. La falla del Camp: Anàlisi de la rasa 8

Aquest apartat presenta els resultats obtinguts mitjançant l'estudi paleosismològic d'una nova rasa (la número 8) oberta a la falla del Camp durant la realització del curs Europeos<sup>1</sup>. Aquesta falla es localitza en el flanc sud-oriental de les Cadenes Costaneres Catalanes (figura 3.14). Està composta per dos segments (el segment nord i el sud), que presenten una disposició en *echelon* i constitueix el límit nord-occidental de la conca del Camp. S'ha estimat que el rebliment detrític d'aquesta conca prop de Reus té una potència d'entre 1400 i 2000 m i abasta des del Miocè, Aquitània o Burdigalià, fins al present (Nuñez et al., 1980; Medialdea et al., 1986). La successió sedimentària (Anadón et al., 1983) s'inicia amb una unitat de bretxes i conglomerats discordants sobre el substrat pre-Miocè. Per sobre se situa un complex marí i de transició que s'inicia amb una unitat escullosa, seguida d'una unitat de lutites i lutites carbonàtiques amb una edat estimada de Burdigalià superior -Languià, tot seguit hi ha una unitat conglomeràtica que lateralment passa a limolites calcàries, gresos i lumaquel·les, i finalitza amb una unitat de conglomerats i gresos mal classificats i biostromes d'ostreïds. Per sobre del complex marí hi ha un complex continental que abasta des del Vallesià-Turolià fins al present i es caracteritza per un predomini de fàcies lutitiques amb intercalacions de nivells de gresos i conglomerats d'extensió lateral limitada

<sup>1</sup>El curs Europeos va ser un curs de paleosismologia per a joves investigadors subvencionat per la Unió Europea (HPCF-CT-2000-00077) que amb seu a Cambrils (Tarragona) es va realitzar a la falla del Camp del 2 al 11 de febrer del 2001.

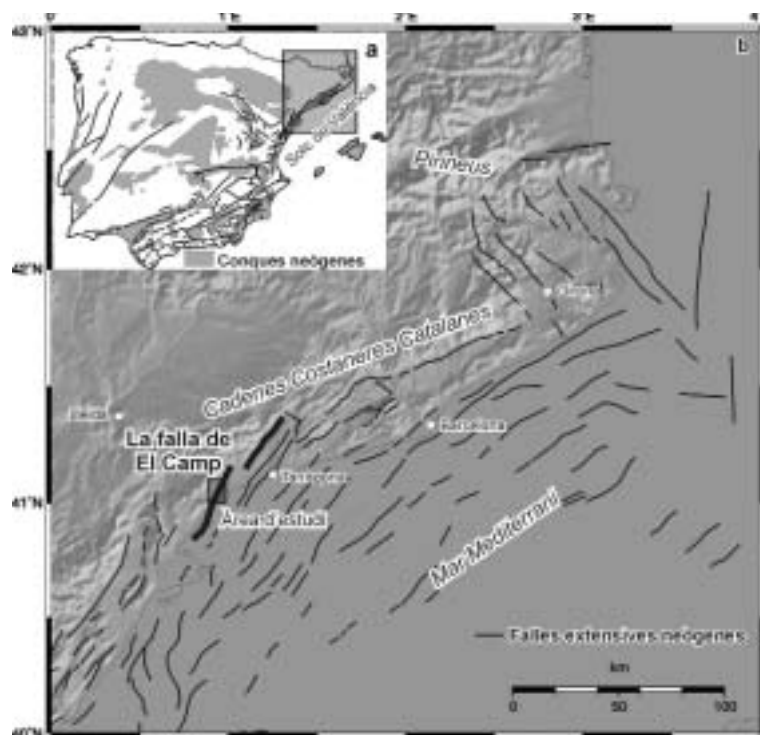


Figura 3.14. Mapes de localització. a) Localització de les Cadenes Costaneres Catalanes dins de la Península Ibèrica. El mapa mostra les conques neògenes i les falles amb activitat durant el Neogen. b) Localització de la falla de El Camp dins de les Cadenes Costaneres Catalanes.

Location maps. a) Location of the Catalan Coastal Ranges within the Iberian Peninsula. The map shows the Neogene basins and the faults with Neogene activity. b) Location of the El Camp fault within the Catalan Coastal Ranges.

que cap a sastre va passant a nivells més conglomeràtics que corresponen als sistemes de ventalls al·luvials quaternaris.

La falla del Camp no ha mostrat una activitat sísmica significativa ni històricament ni a l'actualitat. D'altra banda, estudis paleosismològics detallats realitzats recentment pel Grup de Paleosismologia i Tectònica Activa de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona, basats en estudis de geomorfologia regional i de detall i l'anàlisi de rases, han demostrat que la falla del Camp en el seu segment sud és una falla activa i sismogènica (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al, 2001). Aquest segment té aproximadament uns 24 km de longitud, 10 dels quals transcorren per la plataforma marina.

A continuació: 1) es descriuran els elements geomorfològics i topogràfics de la part sismogènica de la falla del Camp; 2) es descriurà la rasa 8, les unitats sedimentàries i les estructures que hi afloren; i 3) s'analitzaran les relacions entre les estructures i les unitats sedimentàries de cara a la determinació dels paleoterratrèmols.

### 3.4.2.1. Estudi geomorfològic i topogràfic

L'estudi geològic i geomorfològic de la zona meridional de la conca del Camp (figura 3.15) revela la presència de fins a quatre generacions (G1, G2, G3 i G4, de més antiga a més moderna)

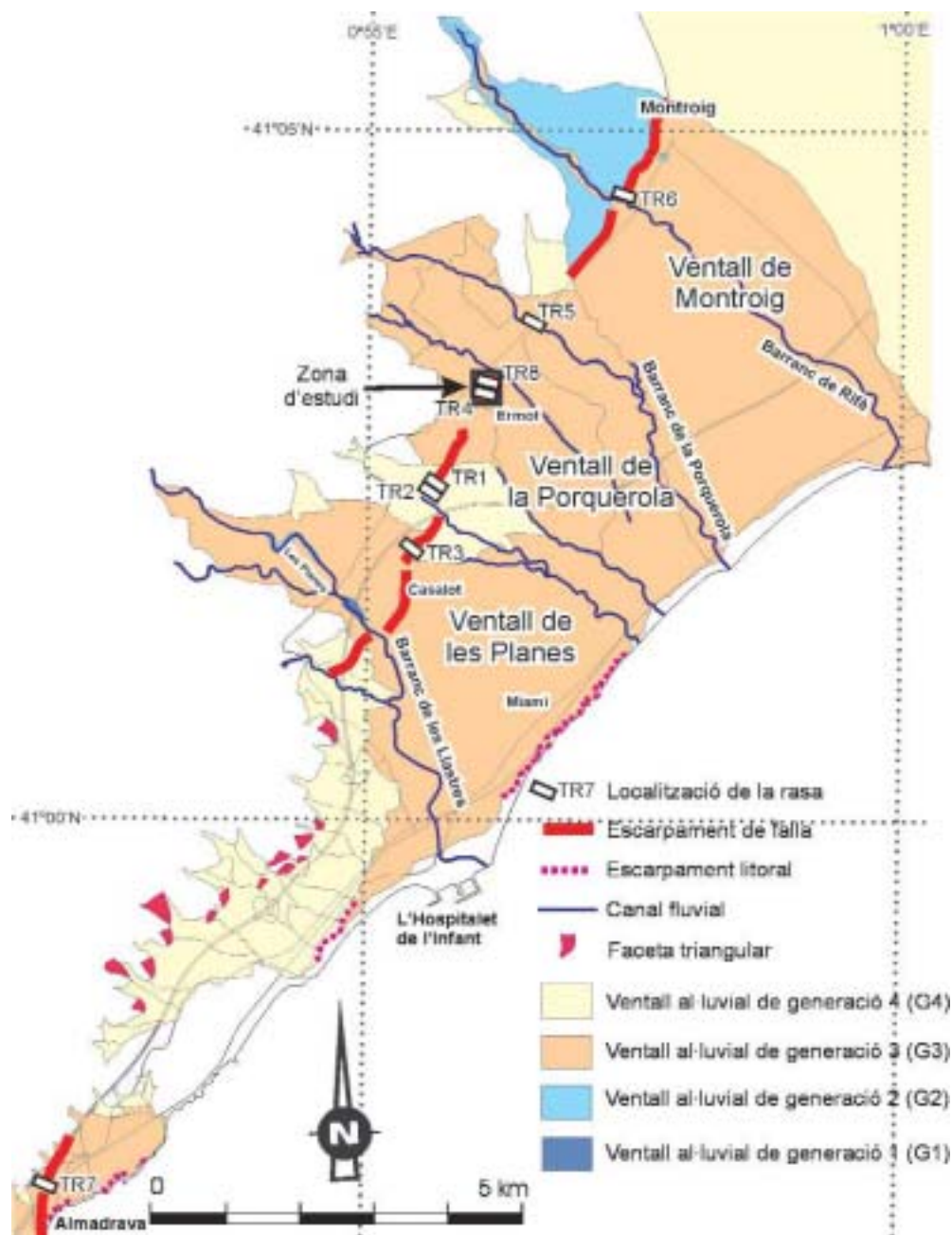


Figura 3.15. Mapa geomorfològic de l'extrem sud occidental de la conca del Camp (modificat de Masana et al., 2001b). El quadre indica la localització de la zona d'estudi. El mapa mostra la distribució de les diferents generacions de ventalls al·luvials i de les zones on l'escarpament de falla els afecta.

Geomorphological map of the southwestern El Camp basin (modified from Masana et al., 2001b). The square shows the location of the study zone. The map shows the distribution of the different alluvial fan generations as well as the zones where the fault scarp intersects the different alluvial fans.

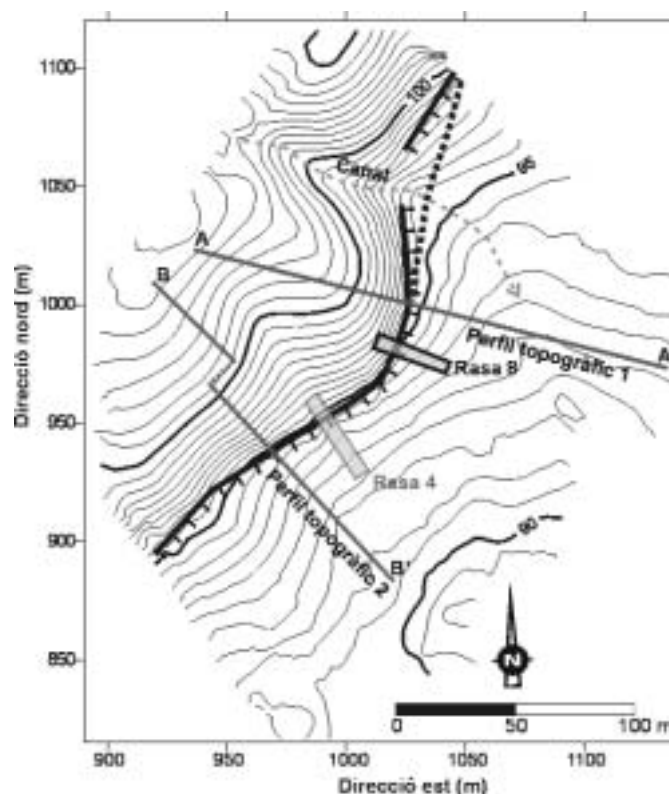


Figura 3.16. Mapa microtopogràfic de la zona on es localitza la rasa. El mapa mostra la localització de les rases 8 i 4 i dels perfils topogràfics llargs 1 i 2. La línia negra amb pintes mostra la traça del peu de l'escarpament i la negra puntejada la posició suposada de la falla. L'interval entre corbes de nivell és de 0.5 m.

*Microtopographic map of the trench site. The map shows the location of trenches 8 and 4 and the long profiles 1 and 2. The black hash line locates the base of the escarpment and the black dotted line the supposed location of the fault. The contour line interval is 0.5 m.*

de ventalls al·luvials recents (Villamarín et al., 1999; Santanach et al., 2001). Els ventalls que pertanyen a les generacions G2 i G3 s'estenen des del front muntanyós fins a la costa, mentre que els corresponents a la generació G4 estan localitzats o bé al peu del front muntanyós o bé a les zones més planes entre els ventalls de generacions més antigues. D'acord amb diferents mètodes de datació utilitzats en sòls carbonatats i nivells terrigenes fins (U/Th, termoluminescència, estudis de paleomagnetisme i correlació entre ventalls de diferents generacions i les variacions del nivell del mar), s'han estimat unes edats mínimes de 300000 i 125000 anys per la superfície dels ventalls de generacions G2 i G3 respectivament (Villamarín et al., 1999; Santanach et al., 2001), sent la generació G4 més moderna de 125000 anys. Els ventalls més antics pertanyents a la generació G1 no s'han considerat a l'estudi ja que no intersecten amb la falla allà on aquesta aflora en superfície.

El mapa geomorfològic (figura 3.15) mostra un escarpament de falla discontinu que afecta la superfície dels ventalls al·luvials pertanyents a les generacions G2, G3 i G4. L'escarpament afecta els ventalls de generació G4 entre els ventalls de la Porquerola i les Planes i, també, al sud-est d'aquest últim. Aquesta observació indica que aquest segment de la falla ha estat actiu durant els últims 125000 anys. En canvi al nord-est de la porquerola la superfície dels ventalls G3 no està afectada, dins d'aquests la falla està fossilitzada per nivells que han estat datats en  $139317 \pm 10589$  anys BP (termoluminescència).



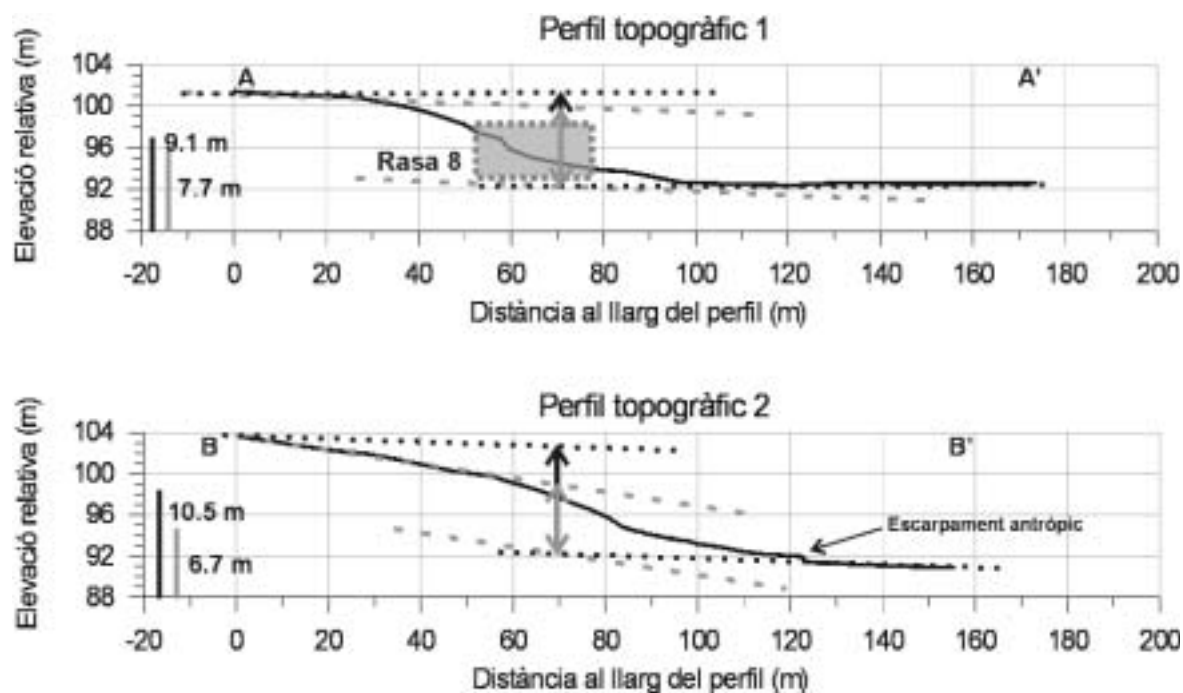


Figura 3.17. Perfils topogràfics 1 i 2. Es donen els desplaçaments verticals màxim (línia contínua negra vertical) i mínim (línia contínua grisa vertical) per a cada perfil, tenint en compte que el pendent original de la superfície del ventall al·luvial pot correspondre al de la superfície localitzada al bloc enfonsat (línia puntejada negra) o al de la superfície localitzada al bloc aixecat (línia discontinua grisa). La posició de la rasa 8 s'ha projectat al perfil 1. La localització d'ambdós perfils es mostra a la figura 3.16. L'escala vertical està exagerada.

*Topographic profiles 1 and 2. A maximum (continuous vertical black line) and a minimum (continuous vertical gray line) vertical offsets are plotted for each profile, taking into account that the original fan slope surface could correspond to the surface on the downthrown block (black dotted line) or to the surface on the upthrown block (gray dashed line). The position of trench 8 is projected on profile 1. The location of the two profiles is shown in figure 3.16. The vertical scale is exaggerated.*

La zona escollida per excavar la nova rasa (a partir d'ara rasa 8, ja que ha estat la vuitena rasa oberta a la falla del Camp) fou el ventall de la Porquerola on ja s'havia obert la rasa 4 (TR8 i TR4, respectivament, a la figura 3.15). Aquesta és una zona on la falla afecta la superfície d'un ventall de generació G3 i l'escarpament amb ella relacionat mostra una morfologia ben preservada on al peu s'hi ha dipositat una unitat poc cimentada de llims i argiles. Aquest ventall està altament cimentat i, per tant, és difícil d'erosionar, fet que produeix un contrast amb els materials poc o gens consolidats que es troben al peu de l'escarpament.

Utilitzant una estació total (Leica 1700), es va realitzar un mapa microtopogràfic de la zona triada (figura 3.16) i dos perfils topogràfics prou llargs per avaluar la taxa de lliscament de la falla (figura 3.17). Aquesta informació juntament amb la geomorfologia va ser útil de cara a triar el lloc més favorable per obrir la rasa. Es va obrir la rasa on l'escarpament canvia la seva direcció probablement com a conseqüència de l'incisió d'un petit canal situat una cinquantena de metres al nord de la rasa (figura 3.16). Aquesta localització de la rasa podria permetre obtenir al bloc oriental una successió sedimentària més completa en comparació amb la rasa 4. D'aquesta forma les probabilitats de trobar evidències d'esdeveniments més recent serien més altes.

Els dos perfils topogràfics realitzats (figura 3.17) són prou llargs per evitar els efectes dels sediments locals al peu de l'escarpament i poder agafar de nou el pendent real del ventall, fet que

permet avaluar de forma preliminar la taxa de lliscament de la falla a la zona. Als perfils es pot mesurar un desplaçament d'entre 6.7 i 10.5 m de la superfície del ventall G3 (de 125000 anys). Això dona una taxa de lliscament vertical màxima d'entre 0.05 i 0.08 mm/any. Tot i que aquestes taxes són consistents amb les obtingudes en estudis anteriors, les quals varien entre 0.02 i 0.08 mm/any (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al, 2001), el desplaçament obtingut per la superfície del ventall de 125000 anys a la mateixa zona havia estat de 6.5 m, resultat més similar al valor més petit obtingut en els perfils aquí presentats. Per tant, sembla que la taxa de lliscament menor (0.05 mm/any) seria la més realista. També s'ha de tenir en compte que part de l'escarpament podria ser heretat, ja s'hauria format durant la sedimentació de G3 i la superfície de 125000 anys s'hi adaptaria. Per tant, la taxa de lliscament encara podria ser menor. Assumint que la falla fos normal pura i tingués un cabussament de 60° la taxa de lliscament net estaria entre 0.06 i 0.09 mm/any, considerant-se el valor mínim com a més realista per les raons comentades anteriorment.



**Figura 3.18.** Fotografia de la rasa 8 presa des del sud-est. Les persones que surten a la fotografia es troben al bloc aixecat de la falla.

*Photograph of trench 8 taken from the south-east. People in the photograph are on the upthrown block of the fault.*

### 3.4.2.2. Anàlisi de la rasa 8

La rasa 8 té una orientació WNW-ESE, una longitud aproximada de 23 m i una profunditat màxima de 4 m (figura 3.18). Els perfils geològics de la rasa (figura 3.19) mostren una successió de capes sedimentàries, bàsicament conglomerats i grava amb diferents graus d'encrostant carbonàtic. A la zona de la falla els sediments estan altament alterats a causa de la circulació de fluids al llarg de la falla, de les fractures i de les cavitats, i la distinció entre les diferents capes sedimentàries hi és difícil (figura 3.20).

Al bloc occidental les unitats B, C, D i F són aproximadament horitzontals i sub-paral·leles entre elles. Tant sols la unitat F, que és la més propera al sostre del ventall al·luvial de generació G3, es pot seguir a través de la zona de falla. Al bloc oriental, trobem set unitats (G, H, J, K, L, L1 i M) per sobre de la unitat F a la zona pròxima a l'escarpament, tot i que F torna a aparèixer de

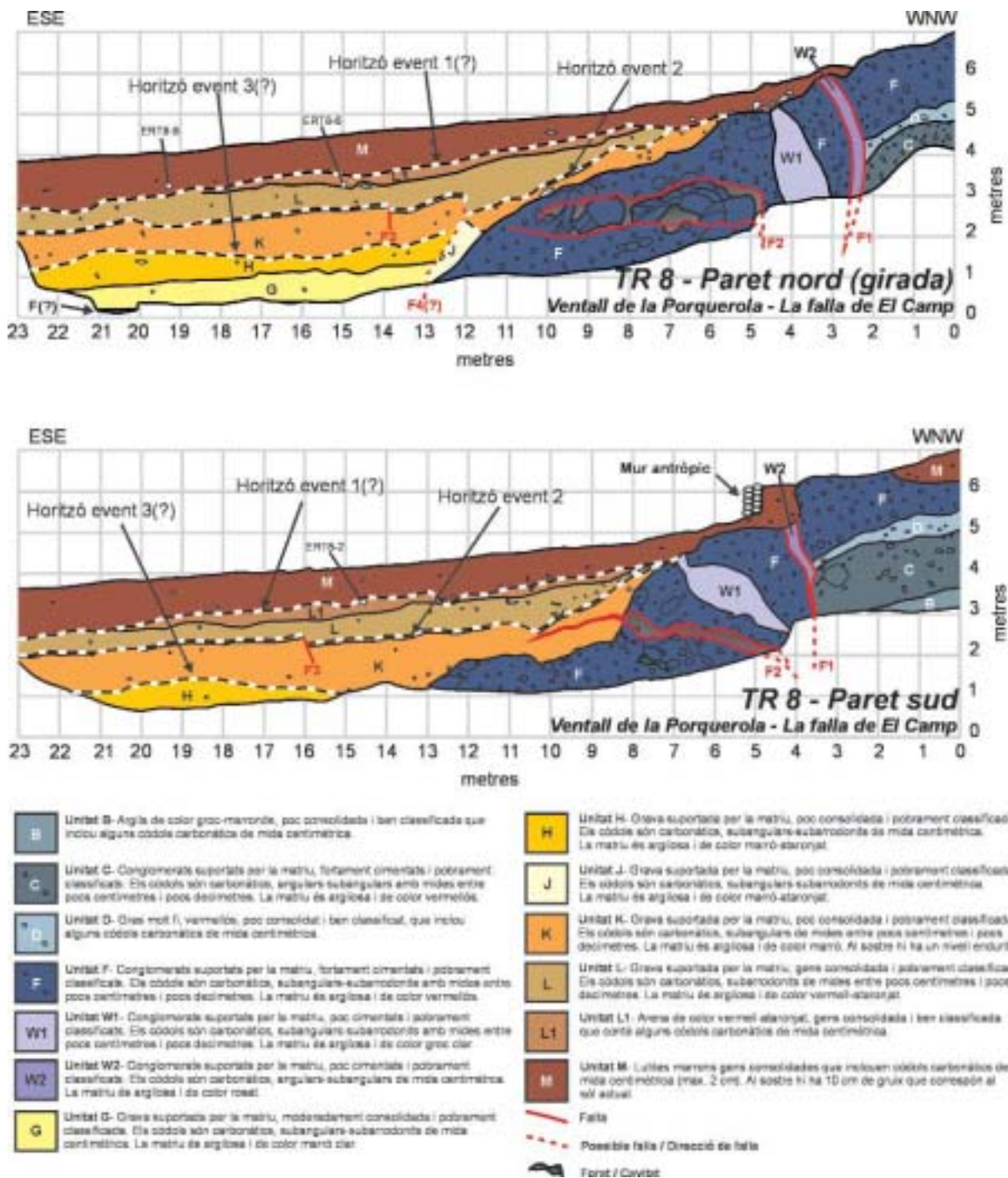


Figura 3.19. Perfils geològics de les dues parets de la rasa 8.  
Geologic logs of the trench 8 walls.

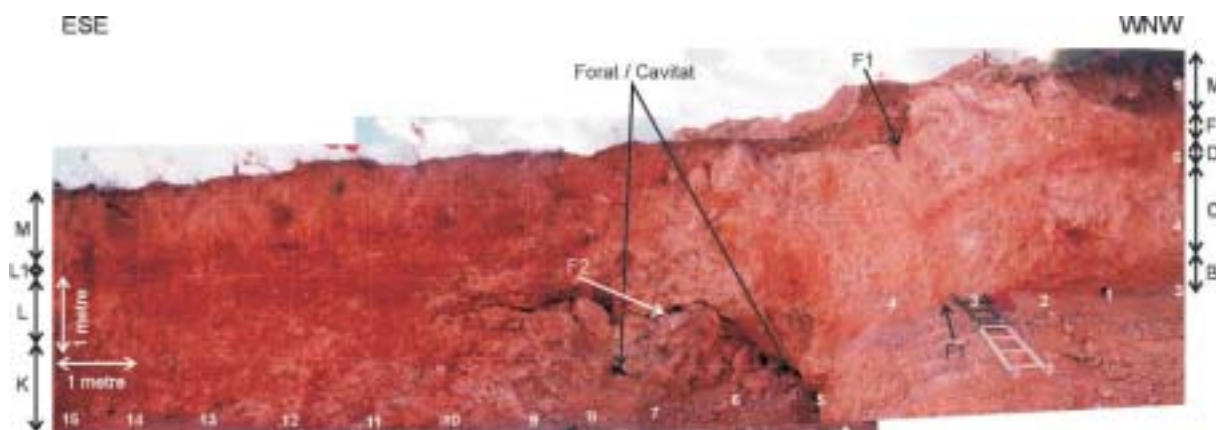


Figura 3.20. Mosaic fotogràfic que mostra la zona de falla de la paret sud de la rasa 8. La fotografia mostra la complexitat de la zona de falla i el grau d'alteració de les unitats properes a la falla. Les lletres als marges identifiquen les diferents unitats distingides a la rasa 8 (veure la descripció a la figura 3.19).

*Photographic assembly showing the fault zone on the south wall of trench 8. The photograph shows the complexity of the fault zone as well as the weathering degree of the units located close to the fault. The lateral letters identify the different units distinguished in trench 8.*

nou en superfície a una distància d'entre 40 i 50 m al ESE de l'escarpament (metre 20-21 de la paret nord, figura 3.19). Per tant, les unitats G, H, J, K, L, L1 i M estan reblint una depressió local produïda per l'activitat de la falla. La geometria de les unitats sedimentàries situades al bloc oriental és més complexa que la de les situades al bloc occidental. Les unitats de la H a la M cobreixen part de l'escarpament erosionat produït pel fallament i plegament de la unitat F. Les relacions geomètriques entre aquestes unitats s'utilitzaran per interpretar els diferents paleoterratrèmols.

La zona de falla està formada per una falla (F1) i una fractura (F2). La falla F1 es localitza seguint la unitat W2 i enfonsa el bloc oriental respecte a l'occidental. El pla de falla té una disposició subvertical i cabussa fortament cap al WNW (figura 3.19). Seguint F1, la base de la unitat F ha sofert un desplaçament mínim de 1.4 m, donat que al bloc oriental no hi aflora la base. A l'est de F1, la fractura F2 presenta un cabussament subhoritzontal i afecta principalment a la unitat F. F2 és una fractura oberta amb blocs al seu interior. Aquesta s'hauria produït per l'enfonsament del bloc oriental de F1, del qual, la part situada per sobre de F2 hauria quedat ancorada al bloc occidental de F1 sense enfonsar-se, obrint-se d'aquesta manera la fractura F2 (Santanach et al., 2002). El posterior col·lapse del sostre de la fractura explicaria el rebliment per blocs. A les parets de la rasa també es pot observar la presència de dues falles menors, F3 (localitzada al metre 14 de la paret nord i al 16 de la paret sud) i F4 (localitzada només al metre 13 de la paret nord), sent més clara la primera. F3 és una petita falla antitètica que desplaça el nivell endurit que hi ha a sobre de la unitat K amb un salt màxim de 20 cm. D'altra banda, F4, només observada a la paret nord de la rasa, desplaça uns 60 cm el sostre de la unitat K, tot i que aquest desplaçament és difícil de precisar a les unitats inferiors. La unitat J mostra una barreja de materials i còdols amb una orientació vertical de forma preferent, que podria ser el resultat de una reorientació causada pel moviment de F4.

Amb l'objectiu d'acotar l'edat de les diferents unitats, per posteriorment poder acotar el moment en què es varen produir els paleoterratrèmols, es varen recollir un total de vuit mostres amb matèria orgànica per realitzar datacions de radiocarboni. De les vuit mostres recollides en

Nom de la mostra	$\delta^{13}\text{C}$	Fracció moderna	$\pm$	$\Delta^{14}\text{C}$	$\pm$	Edat $^{14}\text{C}$	$\pm$	Edat calibrada BP (*)	$\pm$
ERT8-2 .05mgC	-25	0,2483	0,0076	-751,7	7,6	11190	250	13153	657
ERT8-6 shell	0	0,0142	0,0005	-985,7	0,5	34130	280		
ERT8-8	-25	1,2301	0,0078	230,1	7,8				

(\*) Stuiver and Reimer (1993).

Taula 3.17. Datacions per radiocarboni de les mostres corresponents a la rasa 8 (figura 3.19). Els valors de  $\delta^{13}\text{C}$  són els assumits d'acord amb Stuiver i Polach (1977) quan es donen sense decimals. L'edat està donada en anys de radiocarboni utilitzant la vida mitjana Libby de 5568 anys i seguint les convencions de Stuiver i Polach (1977). Les concentracions de radiocarboni es donen com fraccions Modernes,  $\Delta^{14}\text{C}$ , i edat convencional de radiocarboni. La preparació dels patrons de les mostres s'han obtingut, basats en mesures de  $^{14}\text{C}$  en mostres de carbó lliure per la ERT8-2 i ERT8-8, i de  $^{14}\text{C}$  en calcita per la ERT8-6. Els patrons es varen escalar en relació a la mida de les mostres. Comentaris: el material carbonàtic datat es va tractar amb el procediment àcid-àlcali-àcid. L'elevada incertesa per la mostra ERT8-2 és deguda a la petita mida de la mostra.

*Datings of the samples corresponding to trench 8 (figure 3.19).  $\delta^{13}\text{C}$  values are the assumed values according to Stuiver and Polach (1977) when given without decimal places. The quoted age is in radiocarbon years using the Libby half life of 5568 years and following the conventions of Stuiver and Polach (1977). Radiocarbon concentration is given as fraction Modern,  $\Delta^{14}\text{C}$ , and conventional radiocarbon age. Sample preparation backgrounds have been subtracted, based on measurements of samples of  $^{14}\text{C}$ -free coal for ERT8-2 and ERT8-8, and of  $^{14}\text{C}$ -free calcite for ERT8-6. Backgrounds were scaled relative to sample size. Comments: The material dated was acid-alkali-acid treated charcoal. The large uncertainty for ERT8-2 is due to the small sample size.*

diferents nivells tan sols tres d'elles contenien suficient matèria orgànica com per datar-les i només dues (ERT8-2 i ERT8-6) varen donar edats fiables (taula 3.17). Les mostres ERT8-2 (carbó) i ERT8-6 (una closca de gasteròpode) es varen obtenir a la unitat L1, la primera prop del seu sostre i la segona prop del limit entre L1 i L (figura 3.19). Aquestes dades indiquen que la unitat L1 es va dipositar entre  $34130 \pm 280$  i  $13153 \pm 657$  anys BP. L'altra edat disponible és la del sostre del ventall de generació G3, que com a mínim és de 125000 anys (Villamarín et al., 1999). Per tant, el sostre de la unitat F no és més modern de 125000 anys i totes les unitats dipositades al bloc occidental tenen la mateixa edat o són més antigues (amb l'excepció de la unitat M que és la unitat més recent de totes les observables a la rasa).

### 3.4.2.3. Determinació dels paleoterratrèmols

Aquesta rasa mostra evidències clares de com a mínim un esdeveniment de deformació associat a una fractura que assolí la superfície. A més, també hi ha evidències de dos esdeveniments de deformació més. Tenint en compte que en estudis previs realitzats a la falla s'han identificat els esdeveniments de deformació com paleoterratrèmols demostrant així la seva activitat sísmica (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al, 2001), a la rasa 8 s'haurien trobat evidències de tres possibles paleoterratrèmols (figura 3.19): a) esdeveniment 1 a la base de M (incert); b) esdeveniment 2 a la base de L (clar); i c) esdeveniment 3 a la base de la unitat K (incert). A continuació es mostraran les evidències dels tres esdeveniments començant pel més clar i acabant pel més incert. No ha estat possible obtenir el desplaçament per esdeveniment en cap dels tres casos.

El desplaçament al llarg de F3 (i F4?), que arriba fins al sostre de la unitat K, i el basculament que mostra aquesta mateixa unitat per sobre de la unitat F al bloc oriental respecte les unitats que la recobreixen suggereixen un horitzó esdeveniment (esdeveniment 2) a la base de la unitat L. La unitat L seria el dipòsit posterior a l'esdeveniment.

L'evidència per l'esdeveniment 1, tot i que amb incertesa, ve donada per un sinclinal molt laxa que dibuixa la unitat L1. Aquest sinclinal s'observa truncat a ambdues terminacions de la unitat L1 fent que aquesta unitat sigui discordant amb M. També es pot observar que la localització de l'extrem nord-occidental de la unitat M difereix del que sembla que tenien L i L1, ja que el de M es troba a més alçada a l'escarpament que el de les altres dues unitats. Aquests fets es podrien explicar pel canvi en el pendent/escarpament a causa d'un desplaçament al llarg de la falla (un terratrèmol?) i el conseqüent enfonsament del bloc oriental i lleu plegament de la unitat L1.

L'esdeveniment 3, el més incert de tots, es localitzaria a la base de la unitat K basat en que la unitat J, una unitat deformada, està coberta per K que mostra una menor deformació. Aquesta zona coincideix amb la falla F4 i només s'observa a la paret nord de la rasa, fet que provoca que aquest sigui l'esdeveniment més incert de tots.

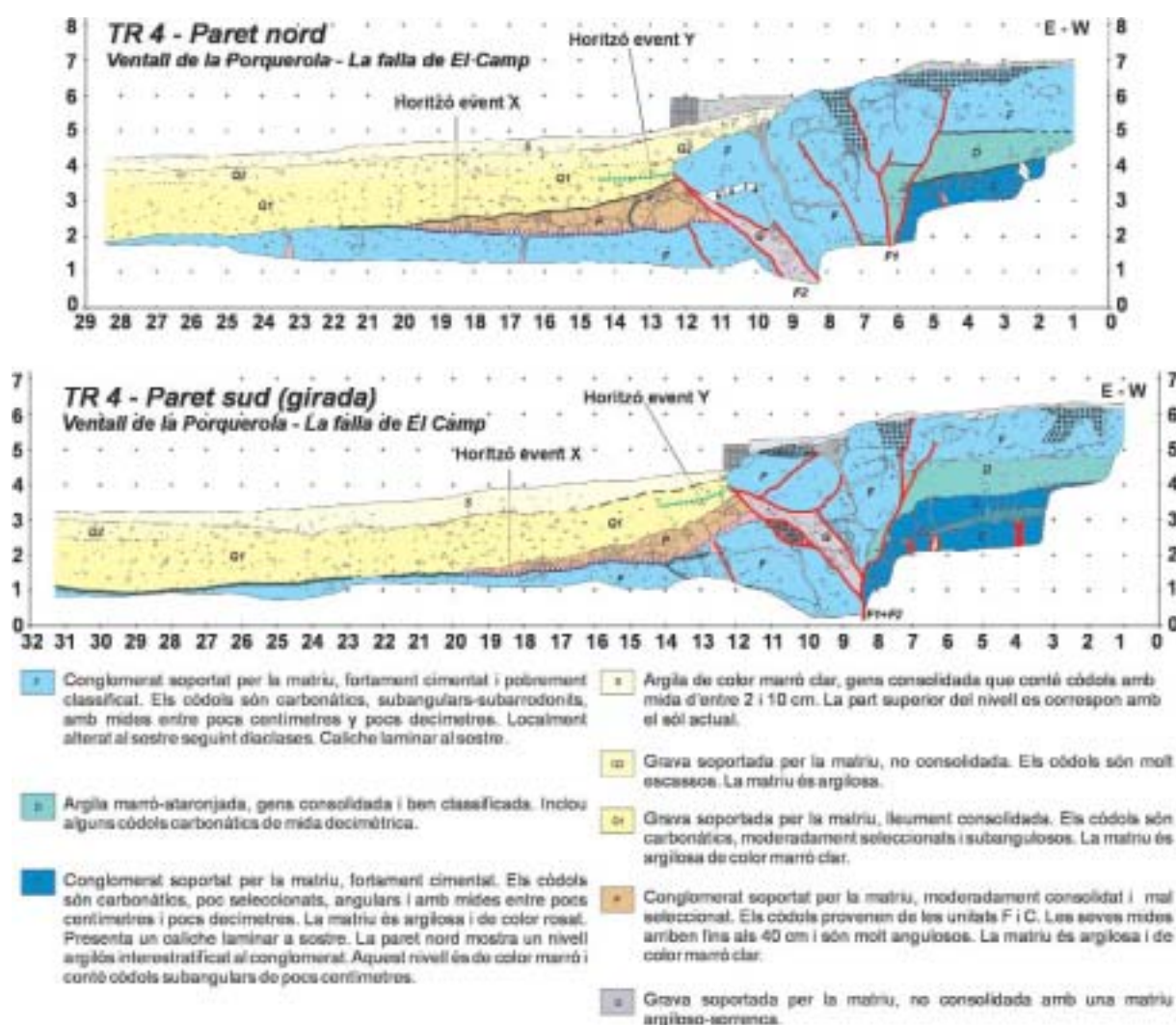


Figura 3.21. Perfils geològics de les parets de la rasa 4 (modificats de Masana et al., 2001b).

*Logs of trench 4 walls (modified from Masana et al., 2001b).*

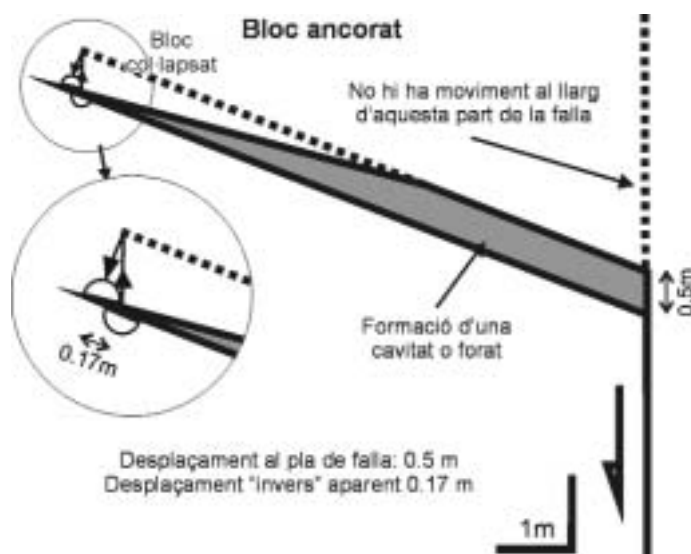


Figura 3.22. Esquema que mostra com al bloc superior d'una falla normal molt vertical es pot donar una geometria inversa (veure el text). Els semicercles identifiquen punts homòlegs i les fletxes mostren el moviment dels blocs.

*Sketch showing how an inverse geometry can be produced in the hangingwall of a vertical normal fault. Semicircles identify homologue points and arrows indicate the movement of the block.*

A causa de la poca quantitat de datacions, no ha estat possible determinar amb precisió l'interval de temps entre cada un dels tres paleoterratrèmols. De totes formes, amb les dades que es disposen, es pot dir que els tres esdeveniments són posteriors a 125000 anys. Els esdeveniments més antics, el 2 i el 3, tenen una edat superior a  $34130 \pm 280$  anys BP, mentre que el més modern, l'esdeveniment 1, té una edat inferior a  $13153 \pm 657$  anys BP.

### 3.4.3. La falla del Camp: Síntesi paleosismològica

El Grup de Paleosismologia i Tectònica Activa de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona ha realitzat un detallat estudi paleosismològic del segment sud de la falla del Camp, amb l'anàlisi de set rases en diferents localitats al llarg de la falla i la realització d'estudis geomorfològics, tant regionals com de detall (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al, 2001). Tota aquesta anàlisi ha permès establir que aquest segment de la falla és sismogènic i es caracteritza per: a) una taxa de lliscament que varia entre 0.02 i 0.08 mm/any, prenent el valor més baix com a més realista, ja que part de l'escarpament seria heretat, ja estaria format durant la formació del sòl carbonàtic que defineix el sostre de G3; b) terratrèmols que trenquen en superfície amb una magnitud màxima ( $M_w$ ) de 6.7; c) un interval de recurrència mitjà pels grans terratrèmols de 30000 anys; i d) un temps transcorregut des de l'últim terratrèmol de vora 3000 anys. A més, també s'han pogut descriure fins a tres esdeveniments sísmics produïts per aquest segment en els últims 125000 anys: esdeveniments X, Y i Z (terminologia donada pels autors citats). L'esdeveniment X es localitzaria entre 125000 i 50000 anys BP i ha estat clarament descrit a dues zones (zona de les rases 1 i 2 i zona de la rasa 4, veure la figura 3.15 per situació). L'esdeveniment Y està datat entre 50000 i 35000 anys BP i ha estat només descrit a la zona de la rasa 4 (figura 3.15). Finalment, l'esdeveniment Z està localitzat entre els 25000 i 3000 anys BP, sent aquesta última edat la més ben estimada, i ha estat descrit a dues zones (a la zona de les rases 1

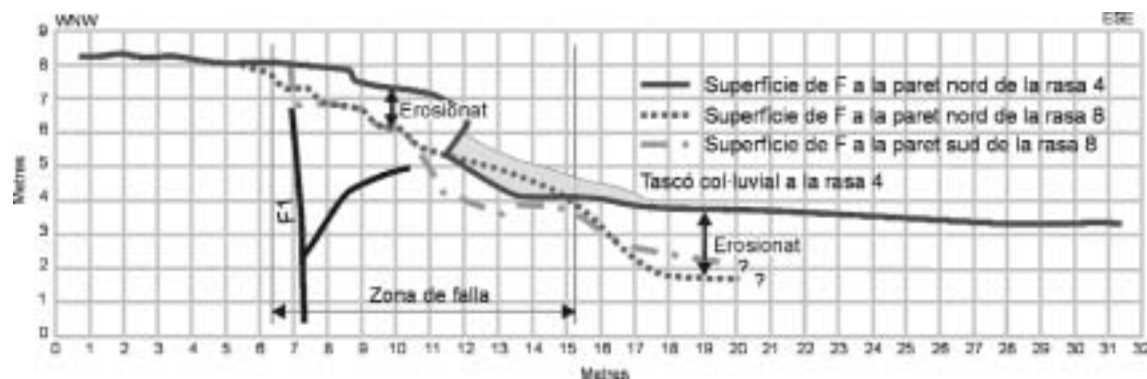


Figura 3.23. Esquema que mostra les diferències d'alçada entre el sostre de la unitat F a la paret nord de la rasa 4 i a les parets nord i sud de la rasa 8. Les diferents superfícies de F s'han emplaçat d'acord amb la seva posició respecte a F1 (línia negra gruixuda) i tenint en compte que l'alçada de la unitat F al bloc aixecat a ambdues rases és similar tal i com es pot observar al mapa microtopogràfic (figura 3.16).

*The sketch shows the differences in height between the top of unit F on the northern wall of trench 4 and on the southern and northern walls of trench 8. The different F surfaces are placed according to the F1 location (thick black line) and taking into account that the height of unit F on the upthrown block in both trenches is similar as can be seen in the microtopographic map (figure 3.16).*

i 2 -amb clares evidències- i a la zona de la rasa 3, veure la figura 3.15 per situació). A continuació es compararà la informació obtinguda a la rasa 8, la nova rasa, amb la informació que ja es tenia sobre la falla per mirar de relacionar els diferents esdeveniments entre si.

La comparació entre les rases 8 (figura 3.19) i 4 (figura 3.21) mostra que F1 i F2 a les dues rases tenen un cabussament i una localització respecte a l'escarpament de falla comparables i, per tant, es poden interpretar com equivalents. Vist que a la rasa 4 F2 i F1 entronquen en profunditat es pot assumir que a la rasa 8 F2 es verticalitza a una certa profunditat i acaba entroncant amb F1. A la rasa 4 també es pot observar la presència d'una cavitat reblerta al llarg de F2 però, a més, també s'observa una disposició de falla inversa. La formació de falles secundàries inverses o fractures amb geometria inversa localitzades al voltant de la terminació de les falles normals d'alt angle ( $>60^\circ$ ) és una característica observada tant en models experimentals (Withjack et al., 1990) com a la natura (González i Carrizo, 2003). Aquestes falles o fractures amb disposició inversa serien les discontinuïtats a partir de les quals s'obririen les cavitats observades. L'explicació per la generació de la cavitat seria la mateixa que la donada per a la formació de la cavitat a la rasa 8, durant l'enfonsament del bloc oriental de F1 la part d'aquest bloc situada per sobre de F2 hauria quedat ancorada al bloc occidental de F1 i no s'hauria enfonsat provocant d'aquesta forma l'obertura de la fractura F2. El posterior col·lapse i rotació de la part del bloc oriental ancorat a l'occidental acabaria donant un desplaçament aparent de falla inversa, tal i com es pot observar a la rasa 4 (figura 3.22) (Santanach et al., 2002).

L'espai creat pel moviment de la falla i reblert pels sediments poc cimentats hauria de ser similar a les rases 4 i 8 a causa de la seva proximitat, resultant en un gruix sedimentari similar. Contràriament, el gruix sedimentari a la rasa 8 és més gran que el de la rasa 4. A més, el sostre de la unitat F al bloc oriental està aproximadament 2 m més enfonsat a la rasa 8 que a la 4 (figura 3.23). Aquesta diferència en l'espai ocupat pels sediments recents es pot atribuir a una erosió més important a les rodalies de la rasa 8, possiblement causada per la presència del petit canal al nord de la rasa (figura 3.16). Aquest grau d'erosió més important també explicaria el fet que a la rasa 8 no s'observi el tascó col·luvial que es va descriure a la rasa 4.



Com s'ha comentat anteriorment, a la falla del Camp s'hi han descrit fins a tres paleoterratrèmols en els últims 125000 anys (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al, 2001). A la rasa 8 també s'hi han trobat evidències per a tres esdeveniments, tot i que amb una certa incertesa per als esdeveniments 1 i 3: els esdeveniments més antics (esdeveniments 2 i 3) es varen produir en un interval de temps entre els 125000 i els  $34130 \pm 280$  anys BP, mentre que l'esdeveniment més recent (esdeveniment 1) tindria una edat inferior als  $13153 \pm 657$  anys BP. D'aquesta forma, els esdeveniments 3 i 2 es podrien correlacionar amb els esdeveniments X i Y, respectivament, i l'esdeveniment 1 es podria correspondre amb el Z. D'aquesta forma la rasa 8 mostraria evidències de l'últim esdeveniment (esdeveniment Z), que no havia estat enregistrat a la rasa 4. El fet que a la rasa 8 l'esdeveniment 2 (esdeveniment Y a la rasa 4) sigui clar donaria suport a la presència d'aquest esdeveniment a la rasa 4 on és dubtós.

Tot i que no ha estat possible obtenir desplaçaments individuals per als esdeveniments X, Y i Z a la rasa 8, aquests sí que s'han pogut obtenir a d'altres rases (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al, 2001): a) per l'esdeveniment X el desplaçament variaria entre 1.4 i 2.0 m, tot i que aquests autors suggereixen que aquest desplaçament podria correspondre a l'acumulació de dos esdeveniments; b) 0.4 m de desplaçament per l'esdeveniment Y; i c) un desplaçament comprès entre 0.7 i 1.0 m per l'esdeveniment Z. Aquest rang de desplaçaments correspondrien a un terratrèmol amb una magnitud màxima ( $M_w$ ) que variaria entre 6.4 i 6.7 i, consegüentment, produiria una ruptura en superfície de entre 13 i 24 km (utilitzant les relacions empíriques de Wells i Coppersmith, 1994), la qual cosa concorda amb la longitud de la falla del Camp. En resum, la falla del Camp és una falla activa responsable de com a mínim tres grans terratrèmols ( $M_w$  de 6.7) durant els últims 125000 anys, amb un interval de recurrència de 30000 anys i on l'últim es va produir fa uns 3000 anys.

### 3.4.4. Reflexions

Com s'ha pogut veure al llarg d'aquest apartat i dels anteriors la paleosismologia és una eina molt útil per entendre el funcionament de les falles sísmogèniques i obtenir els paràmetres sísmics que les caracteritzen amb l'objectiu de poder millorar les anàlisis de perillositat sísmica. Tot i això, com ha quedat constatat amb l'anàlisi de la rasa 8, la incertesa que hi ha a les dades de vegades és molt gran, ja sigui per la incertesa en la determinació dels diferents paleoterratrèmols, com pel que fa a la seva datació. És a causa d'aquesta incertesa que la caracterització sísmica d'una falla a partir del seu estudi paleosismològic no pot estar tan sols recolzada per les dades provinents d'una sola rasa. Com s'ha vist, només amb la informació obtinguda de la rasa 8 no es pot definir el comportament sísmic de la falla del Camp durant els últims 125000 anys, ja que es podria dir el nombre d'esdeveniments que s'hi han produït, dos d'ells de forma incerta, però no es podria donar uns rangs d'edats ben definits per a cada un d'ells, ni tampoc una data per l'ocurrència de l'últim, totes elles dades necessàries per als estudis de perillositat sísmica si s'hi volen incorporar les falles com a fonts sísmogèniques individuals. A més, com s'ha vist a la comparació que s'ha realitzat entre els rases 8 i 4, obertes a la mateixa zona, el nombre de paleoterratrèmols ben enregistrats no és el mateix tot i estar molt pròximes entre si. En resum, amb la paleosismologia es pot obtenir una informació molt valuosa, però al mateix temps per obtenir una informació fiable sobre les característiques sísmiques d'una falla cal la informació procedent d'un cert nombre de rases.

### 3.5. Anàlisi geomorfològica dels fronts de muntanya

Un dels principals problemes a les zones caracteritzades per taxes de deformació lentes és la detecció de les falles amb activitat recent. Una de les eines que pot ajudar en aquesta detecció i, fins i tot, pot donar una idea del grau d'activitat d'aquestes falles és l'estudi geomorfològic dels fronts de muntanya a elles associats. Ja des dels anys 70, es va veure que els fronts de muntanya controlats per falles actives mostraven unes característiques geomorfològiques i morfomètriques similars (Hamblin, 1976; Bull i McFadden, 1977; Wallace, 1978). Aquestes similituds són el resultat de la interacció entre els processos tectònics que construeixen el front i els processos superficials responsables de fer minvar el relleu.

L'objectiu general d'aquest apartat és obtenir i avaluar les característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya del marge nord occidental del solc de València. S'ha procedit a l'anàlisi de fronts de muntanya associats amb falles extensives neògenes i, també, de fronts que no estan associats amb falles. Aquest fet permetrà veure quines són les diferències des del punt de vista geomorfològic entre ambdós tipus de fronts. A més, l'anàlisi dels resultats obtinguts per als fronts associats a falles permetrà també distingir entre fronts associats a falles actives i fronts associats a falles no actives. Les característiques obtingudes per a aquests tres tipus de fronts poden ajudar a distingir-los en altres zones tectònicament similars i, per tant, servir per localitzar les falles actives.

Seguidament es farà una explicació de les característiques geomorfològiques i morfomètriques que solen mostrar els fronts de muntanya controlats per falles normals actives, distingint entre les característiques relacionades amb el propi front de muntanya i les característiques de les conques de drenatge que s'hi desenvolupen. A continuació s'analitzaran geomorfològicament i morfomètricament diferents fronts de muntanya localitzats al marge nord-occidental del solc de València amb la finalitat d'obtenir les diferents característiques geomorfològiques que mostren. Finalment es farà una comparació dels resultats obtinguts de cara a veure quines són les característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya associats a falles actives, dels associats a falles no actives i dels no associats a falles.

#### 3.5.1. Característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya relacionats amb falles normals

L'evolució topogràfica dels fronts de muntanya depèn bàsicament de la relació entre la taxa d'aixecament del front, la d'erosió i la de deposició (Ellis et al., 1999). En zones on les falles es caracteritzen per unes taxes de lliscament altes es pot observar una preservació de les estructures i morfologies lligades a la seva activitat tals com escarpaments de falla, desviació i/o ruptura del pendent dels drenatges que travessen la falla o zones endorreiques produïdes pel bloqueig de drenatges, entre d'altres. En canvi, en zones caracteritzades per unes taxes lentes de deformació tectònica, la relació entre tectònica i erosió/sedimentació pot fer que moltes de les caracterís-

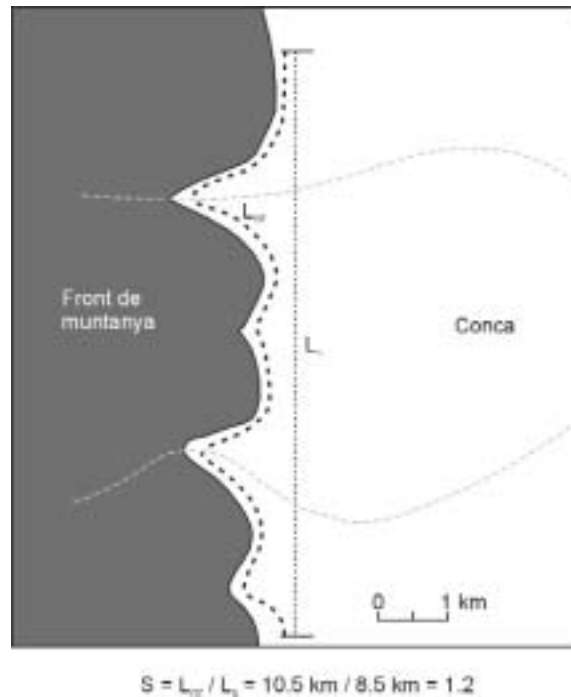


Figura 3.24. Diagrama idealitzat que mostra com es calcula l'índex de sinuositat (S) dels fronts de muntanya (Keller i Pinter, 1996).

*Idealized diagram showing how mountain front sinuosity index (S) is calculated (Keller and Pinter, 1996).*

tiques típiques de les falles amb taxes de lliscament altes hagin desaparegut. Conseqüentment, s'han d'anar a buscar aquelles característiques geomorfològiques indicadores d'activitat tectònica que es preservin durant alguns milions d'anys. Aquestes característiques estan principalment associades a la morfologia dels fronts de muntanya i de les conques i drenatges que s'hi desenvolupen.

Des del punt de vista geomorfològic, quan es consideren llargs períodes de temps les zones extensives solen estar caracteritzades per fronts muntanyosos lligats a l'activitat de les falles normals. Aquests fronts solen presentar una disposició paral·lela entre ells, on la majoria de vegades la localització del front de muntanya marca la posició de la falla i sol separar la zona on principalment es produeix erosió (zona que s'està aixecant) de la zona on es produeix la sedimentació (zona que s'està enfonsant). A continuació es fa una anàlisi de les característiques geomorfològiques i morfomètriques dels fronts de muntanya associats a falles normals actives, diferenciant entre les característiques associades pròpiament als fronts i les associades a les conques de drenatge que s'hi desenvolupen.

### 3.5.1.1. Característiques dels fronts de muntanya

Els fronts de muntanya associats a falles normals actives solen ser fronts rectilinis i estar travessats perpendicularment per una sèrie de drenatges que mantenen una separació força regular entre si. La interacció entre els drenatges i els fronts es tradueix en una sèrie de morfologies que es poden quantificar. Aquesta quantificació posa de manifest que les diferents característiques que mostren els fronts actius solen presentar uns valors comparables fet que ha permès establir rangs de valors característics per aquest tipus de fronts (Bull i McFadden, 1977; Wallace, 1978;

Briaies et al., 1990). Per tant, comparant els valors obtinguts en una zona amb els valors considerats característics dels fronts actius es pot veure si el front estudiat pot ser considerat actiu. A continuació s'expliquen diferents índexs i característiques dels fronts de muntanya associats a falles actives.

### **Sinuositat d'un front de muntanya**

Els fronts relacionats amb falles normals solen ser rectilinis, poc sinuosos. El fet que siguin rectilinis és el producte de la relació entre l'aixecament del front, l'erosió, la deposició i l'elevat cabussament que solen mostrar les falles normals. En un front actiu el moviment vertical és el factor dominant i provoca que els drenatges s'encaixin al bloc elevat i els sediments es dipositin al bloc enfonsat, amb un límit entre les dues zones molt rectilini i marcat. Per contra, en fronts amb menor o sense activitat, els rius mostren un menor grau d'encaixament i una important expansió lateral de la seva conca, fet que afavoreix que la zona d'acumulació de sediments penetri en el bloc elevat. Tot això fa que els fronts inactius o molt poc actius tinguin un aspecte més irregular, fent que el límit entre els dos blocs sigui poc rectilini. En conseqüència, el grau de sinuositat d'un front es pot utilitzar com indicador de la seva activitat (Bull i McFadden, 1977).

La sinuositat d'un front es quantifica mitjançant l'índex de sinuositat (S), índex que relaciona la longitud total de la línia que separa el front de muntanya dels sediments acumulats al seu peu ( $L_{mf}$ ) i la longitud total del front en línia recta ( $L_s$ ) (figura 3.24):

$$S = L_{mf} / L_s \text{ (Bull i McFadden, 1977)} \quad \text{equació 3.3}$$

D'aquesta forma un valor de l'índex proper a 1 significarà que el front és rectilini i que, per tant, la falla que el controla podria ser activa. Bull i McFadden (1977) van calcular l'índex de sinuositat d'una sèrie de fronts localitzats a nord i sud de la falla de Garlock (*Basin and Range*, Estats Units) i varen definir per aquella zona tres rangs de valors per diferents graus d'activitat. Sinuositats entre 1.0 i 1.6 correspondrien a fronts actius, entre 1.4 i 3.0 a fronts poc actius i entre 1.8 i >5.0 a fronts inactius. Silva et al. (2003) van calcular la sinuositat d'una sèrie de fronts al SE de la Península Ibèrica i van obtenir valors entre 1.17 i 1.53 pels fronts actius, entre 1.8 i 2.3 pels fronts poc actius i entre 2.8 i 3.5 pels fronts inactius.

A part del grau d'activitat tectònica del front, hi ha tres factors més que condicionen els resultats: a) l'escala de treball (mapes, fotografies aèries,...); b) la precisió en la situació del límit entre el peudemont i el front; i c) la definició de segments dins un mateix front (Wells et al., 1988; Keller i Pinter, 1996; Burbank i Anderson, 2001). L'escala del mapa utilitzat per a fer els càlculs és important ja que afecta el grau de suavització de la línia que separa el front dels sediments. Així, per exemple un mapa d'escala petita (p.e. 1:250.000) donarà uns valors de sinuositat més baixos que un mapa d'escala gran (p.e. 1:10.000), per tant, alhora de comparar índexs entre zones aquests haurien d'haver estat calculats utilitzant mapes amb la mateixa escala o similars. En aquest estudi els mapes utilitzats per al càlcul de la sinuositat han estat d'escala 1:25000 i 1:50000. La precisió en la localització del límit entre el peudemont i el front pot afectar els resultats finals, tot i que aquest factor es pot minimitzar amb la utilització de fotografies aèries i mapes topogràfics i geològics de gran escala. Per últim cal determinar amb precisió els segments en que es divideix un front. Els criteris més utilitzats per localitzar la posició de les terminacions dels segments són: canvis de litologia importants, canvis en l'orientació del front o graons a les falles limitants, valls fluvials que tallen el front i que són de grans dimensions en comparació amb les que hi ha al front, o canvis significatius en les característiques geomorfològiques del front. Tant mateix hi ha

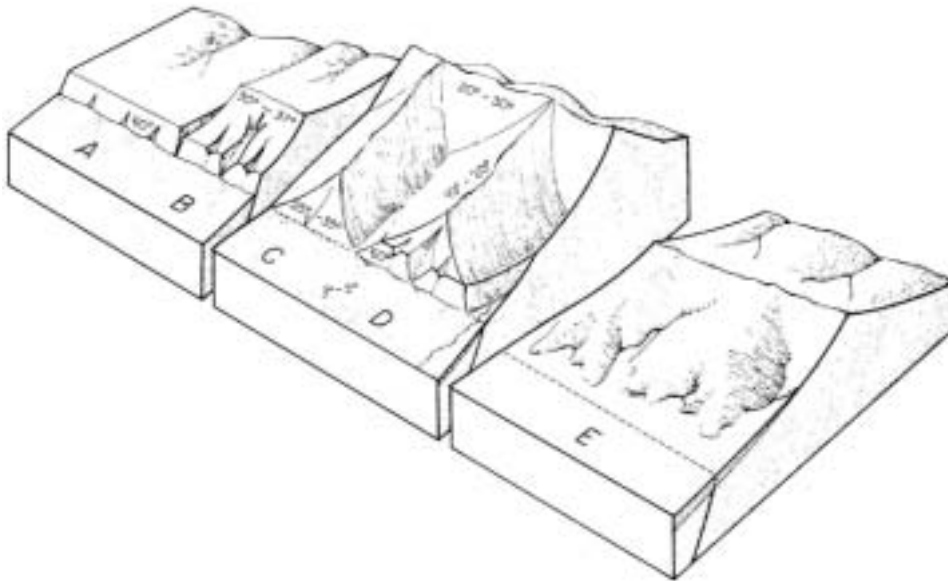


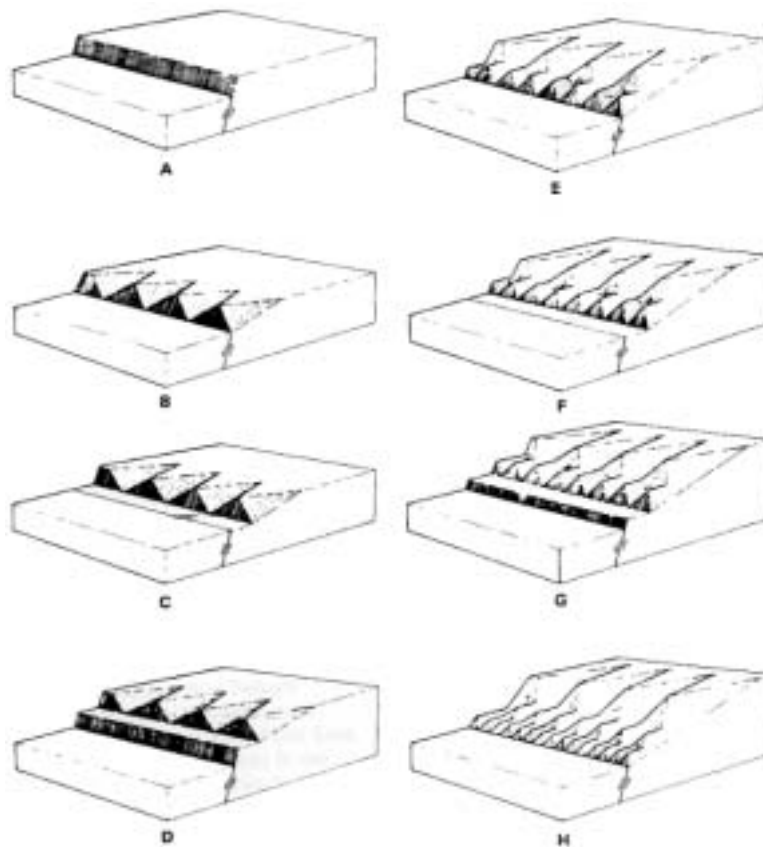
Figura 3.25. Bloc diagrama que mostra l'evolució al llarg del temps dels fronts de muntanya associats a falles, on A correspon a un front de formació recent i E a un front sense activitat (Wallace, 1978).

*Block diagram showing the evolution with the time of a mountain front associated to a fault, where A corresponds to a front of recent formation and E to a front without activity (Wallace, 1978).*

altres factors extrínsecs al propi càlcul que controlen en part la sinuositat dels fronts: la distància entre drenatges, l'amplada del front, el clima i la litologia (Mayer, 1986; Wells et al., 1988; Masana, 1995). Així contra més petita és la distància entre drenatges més alta pot ser la sinuositat, ja que hi ha més canals erosionant el front. També s'ha observat que els fronts de muntanya estrets no poden desenvolupar sinuositat tant ràpidament com els fronts més amples i, per tant, poden presentar valors baixos de sinuositat tot i ser poc actius (Mayer, 1986). Tant les diferències climàtiques com litològiques que pugin existir entre zones a comparar s'han de tenir també en compte; per exemple, climes més humits o litologies més erosionables poden provocar una ràpida degradació d'un front i, consegüentment, valors més alts de sinuositat tot i estar relacionat amb una falla activa.

### **Facetes triangulars**

Les facetes triangulars són una altra de les característiques observables en fronts de muntanya controlats per falles actives. Les facetes són superfícies relativament planes de forma triangular o trapezoïdal localitzades al front muntanyós. Corresponen a les restes degradades de la part exhumada del pla de falla del bloc inferior (Hamblin, 1976; Wallace, 1978). La seva forma triangular és el resultat de la incisió produïda a l'escarpament per dos drenatges consecutius (figura 3.25). Si es considera que l'evolució d'un front de muntanya està controlada per cicles d'activitat i inactivitat d'una falla, en els moments d'activitat es produirà un rejuveniment del front i la formació de facetes, mentre que en moments d'inactivitat les facetes es degradaran i retrocediran donant com a resultat la formació de pediments (figura 3.26). Els pediments s'han definit com replans erosius causats pel retrocés dels fronts muntanyosos (Wallace, 1978), tot i que segons Ellis et al. (1999) també podrien ser superfícies deposicionals on es produeix una agradació de sediments. L'alternança de diversos d'aquests cicles d'activitat-inactivitat i la consegüent degradació



**Figura 3.26.** Diagrama que mostra l'evolució de les facetes triangulars produïdes per l'alternança de períodes d'aixecament amb períodes d'inactivitat (Hamblin, 1976). A, escarpament de falla recent, sense degradar. B, incisió fluvial en l'escarpament i desenvolupament de la primera generació de facetes triangulars. C, període d'inactivitat que produeix el retrocés i la pèrdua de pendent del front i la formació d'un pediment al seu peu. D, reactivació de la falla produint la formació d'un nou escarpament. E, incisió de la xarxa de drenatge en el nou escarpament i creació d'una nova generació de facetes triangulars. F, nou període d'inactivitat que provoca la formació d'un nou pediment al peu del front. G, nou episodi d'aixecament del front. H, formació d'una tercera generació de facetes triangulars.

*Diagram showing evolution of triangular facets produced by alternating periods of uplift and periods of inactivity (Hamblin, 1976). A, recent fault scarp, without incision. B, drainage incision across the scarp and development of the first generation of triangular facets. C, inactivity period producing the retreat of the mountain front and the formation of a pediment at its foot. D, Reactivation of the fault producing the formation of a new scarp. E, drainage incision across the new fault scarp and formation of a new generation of triangular facets. F, new inactivity period producing the formation of a new pediment at the foot of the mountain front. G, new uplifting period. H, formation of the third generation of triangular facets.*

i rejuveniment del front provoca que les facetes antigues (més altes) tinguin pendents inferiors i desnivells topogràfics (diferència entre la base del front i l'àpex de la faceta) superiors a les facetes més modernes (localitzades al peu del front) (figura 3.27). Wallace (1978) va realitzar un estudi del pendent que mostraven diferents generacions de facetes triangulars al *Basin and Range* (Estats Units) i va veure que per als fronts actius d'aquella zona les més modernes mostraven pendents entre  $25^\circ$  i  $35^\circ$  (figura 3.27). Recentment, Densmore et al. (1998) han plantejat que els processos d'alteració i transport no són suficients com per poder evacuar tot el material que representa que s'hauria de treure d'un front de muntanya per passar de pendents propers al del pla de falla (aprox.  $60^\circ$ ) als pendents del front (aprox  $30^\circ$ ). En aquest sentit Densmore et al. (1998) i Ellis et al. (1999) proposen que les facetes es generarien a partir de moviments de massa pro-

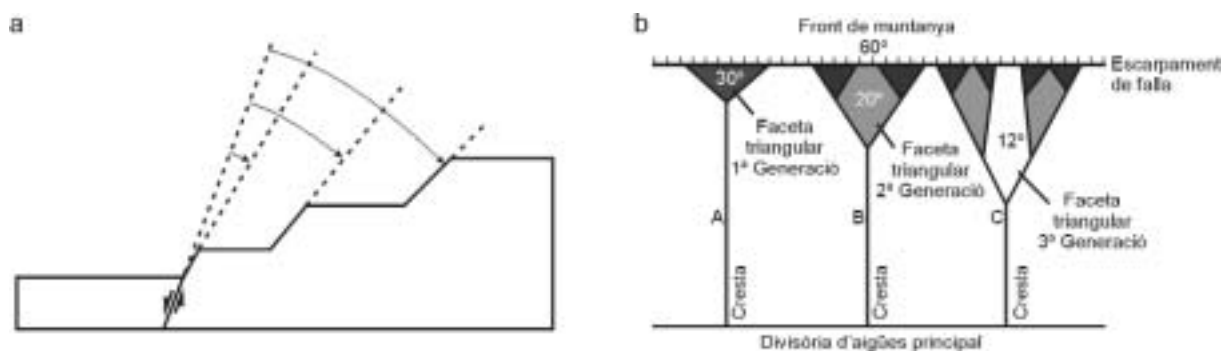


Figura 3.27. Variacions del pendent de les diferents generacions de facetes triangulars. a) Progressiva pèrdua de pendent de les facetes triangulars a mida que aquests són més antigues i es troben més allunyades del front actiu, vist en secció (Hamblin, 1976). b) Diagrama que mostra la variació del pendent, en graus, de les diferents generacions de facetes triangulars amb el temps a la zona del Basin and Range province (Estats Units), on A correspon a les facetes més modernes i C a la més antiga, vist en planta (modificat de Wallace, 1978).

*Slope variations of the different triangular facets generations. a) Progressive decrease of the slope angle of the triangular facets when they become older and are located farther from the active front, section view (Hamblin, 1976). b) Diagram showing the slope variation, in degrees, of the different triangular facets generations with time in the Basin and Range province (USA), where A corresponds to the most recent facets and C to the oldest ones, map view (modified from Wallace, 1978).*

duïts com a resposta a la caiguda del nivell de base a conseqüència de l'activitat de la falla. En aquest cas el pendent uniforme de les facetes no vindria donat pel pendent del pla de falla sinó per l'alta eficàcia dels moviments de massa i per l'existència d'un angle estable de repòs al substrat rocós. Aquest angle controlaria, per tant, el pendent de la faceta, el qual es pot arribar a mantenir pròxim als  $30^\circ$  durant períodes d'algun milió d'anys (Wallace, 1977 i 1978; Ellis et al, 1999; Burbank i Anderson, 2001).

La mida i la distribució de les facetes triangulars al llarg d'un front de muntanya, està controlada per la xarxa de drenatge i per la resistència de la roca (Wallace, 1978; Ellis et al., 1999; Burbank i Anderson, 2001). Distàncies curtes entre drenatges donaran facetes amb una base estreta, mentre que distàncies grans donaran com a resultat facetes amb una base més ampla. En conseqüència, tots els processos que afectin i fagin canviar les característiques del drenatge també afectaran la forma, la mida i l'evolució de les facetes.

### **Perfil topogràfic i taxa de lliscament**

Una altra de les característiques dels fronts de muntanya actius és la forma del seu perfil topogràfic transversal, des de la divisòria d'aigües fins a la conca al llarg de les crestes (figura 3.28). La forma dels perfils es pot utilitzar com a indicador de la relació entre l'aixecament i l'erosió que experimenta un front. En fronts muntanyosos actius on la taxa d'aixecament sigui superior o igual a la taxa d'erosió els perfils topogràfics tendiran a mostrar una morfologia convexa cap amunt, mentre que en fronts inactius, on l'erosió serà superior, el perfils mostraran una morfologia còncava (Briais et al., 1990). Els perfils topogràfics es realitzen agafant les cotes de les crestes perpendiculars al front i projectant-les paral·lelament a la direcció del front sobre el pla del perfil (figura 3.28a).

A partir dels perfils topogràfics es pot obtenir, també, el salt mínim vertical de la falla (S a la figura 3.28b). Aquest salt serà el resultat de sumar el desnivell topogràfic del front ( $S_f$ ) i la potèn-

cia del rebliment sedimentari de la conca generada pel moviment al llarg de la falla ( $S_c$ ) (Briaies et al., 1990; Masana, 1995). Per tant, el salt mínim vertical es podrà obtenir sempre que es conegui la potència dels sediments que rebleixen la conca. Coneixent el salt vertical i l'edat dels sediments que es troben a la base de la conca subsident ( $E_s$ ) es pot estimar la taxa mínima de lliscament vertical de la falla ( $T_1$ ) des de la seva formació (Masana, 1995) mitjançant les següents relacions:

$$S = S_f + S_c \quad \text{equació 3.4}$$

$$T_1 = S / E_s \quad \text{equació 3.5}$$

Si es vol realitzar una comparació entre perfils i taxes de lliscament obtinguts en zones distants s'han de tenir en compte les variacions del clima i de la litologia entre ambdues zones (Masana, 1995). En zones amb un clima humit i una litologia fàcilment erosionable s'obtingran taxes de lliscament mínimes més baixes que en zones àrides amb litologies més resistents. Això es degut a que una major pluviometria i una menor resistència a l'erosió provoquen una degradació i una pèrdua d'alçada topogràfica més ràpida del front i, com a conseqüència, s'obté un salt mínim vertical de la falla ( $S$ ) més petit. Si l'edat dels sediments més antics que rebleixen la conca ( $E_s$ ) és la mateixa a dues zones s'obté una taxa mínima de lliscament vertical ( $T_1$ ) més petita allà on hi hagi una major pluviometria i les roques siguin més fàcilment erosionables.

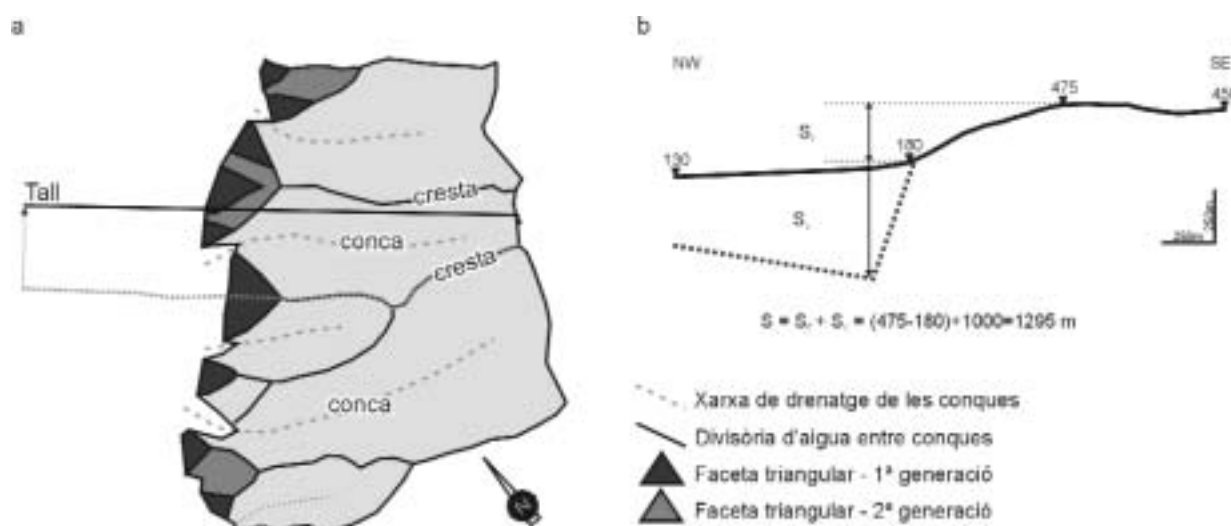


Figura 3.28. Confecció dels perfils topogràfics perpendiculars al front de muntanya. a) Selecció de la cresta per on passarà el tall topogràfic (línia de punts grisos) i projecció de les cotes ortogonalment sobre un pla perpendicular al front de muntanya (línia negra). b) Perfil topogràfic perpendicular al front que mostra convexitat cap a la conca, fet que suggereix que el front és actiu. A partir de la diferència topogràfica entre l'alçada màxima del front al llarg del perfil i l'alçada topogràfica a la que es troba la conca al seu peu ( $S_f$ ) i coneixent la potència del rebliment sedimentari de la conca ( $S_c$ ), es pot obtenir el salt mínim de la falla ( $S$ ).

*Construction of the topographic cross-sections perpendicular to a mountain front. a) Selection of the mountain crest where the topographic cross-section will go (gray dotted line) and orthogonal projection of the elevations on a plane perpendicular to the mountain front (black line). b) Topographic cross-section perpendicular to the mountain front showing convexity to the basin that suggests that the range is active. Knowing the topographic elevation difference between the maximum height of the mountain front along the profile and the topographical elevation of the basin at its foot ( $S_f$ ), and the sedimentary thickness infill of the basin ( $S_c$ ), the minimum offset of the fault could be obtained ( $S$ ).*



### 3.5.1.2. Característiques de les conques de drenatge associades a fronts de muntanya actius

Les conques de drenatge situades en fronts de muntanya presenten una sèrie de característiques morfològiques comunes quan aquests fronts estan controlats per falles actives. A continuació es descriuran les diferents característiques que presenten les conques associades a fronts lligats a falles actives i s'explicaran els diferents índexs que s'hi poden calcular.

#### Forma i disposició de les conques de drenatge

Arreu del món s'ha observat que el drenatge en els fronts muntanyosos actius es disposa de forma perpendicular a la direcció dels fronts, seguint la direcció del màxim pendent (Bull i McFadden, 1977; Wallace, 1978; Leeder i Jackson, 1993; Hovius, 1996; Talling et al., 1997). La morfologia i disposició de les conques de drenatge està, doncs, controlada bàsicament per l'orientació i l'activitat de la falla. Als fronts de muntanya actius, a la zona entre el front actiu i la divisòria d'aigües, els pendents solen ser forts però curts, fent que les conques també tinguin pendents forts, siguin curtes i rectilínies i es disposin perpendiculars a la falla. Se solen disposar paral·lelament les unes respecte a les altres, estenent-se des de la divisòria d'aigües principal fins al front. En general mostren una distribució regular i tenen mides i formes similars al llarg de tot el front. Se les descriu com conques amb forma de copa (*wineglass basins* a Wallace, 1978), ja que són con-

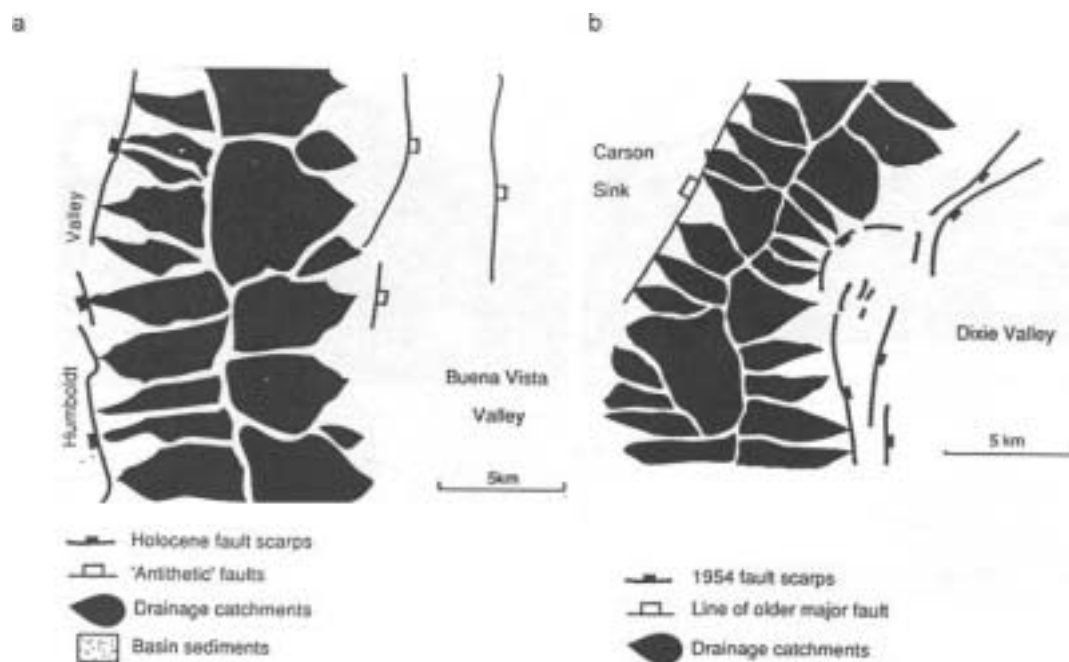


Figura 3.29. Esquema de les conques de drenatge associades a fronts actius on aquestes mostren una disposició perpendicular al front de muntanya i forma de copa (modificada de Leeder i Jackson, 1993). Exemples de conques localitzades a la zona central del Humboldt Range (a) i al marge sud del Stillwater Range (b), ambdós al Basin and Range (Estats Units).

*Scheme that shows the perpendicular disposition of the drainage basins to the active mountain front and their wine glass shape (modified from Leeder and Jackson, 1993). Examples of drainage basins located at the central Humboldt Range (a) and at the southern margin of the Stillwater Range (b), both on the Basin and Range province (United States).*

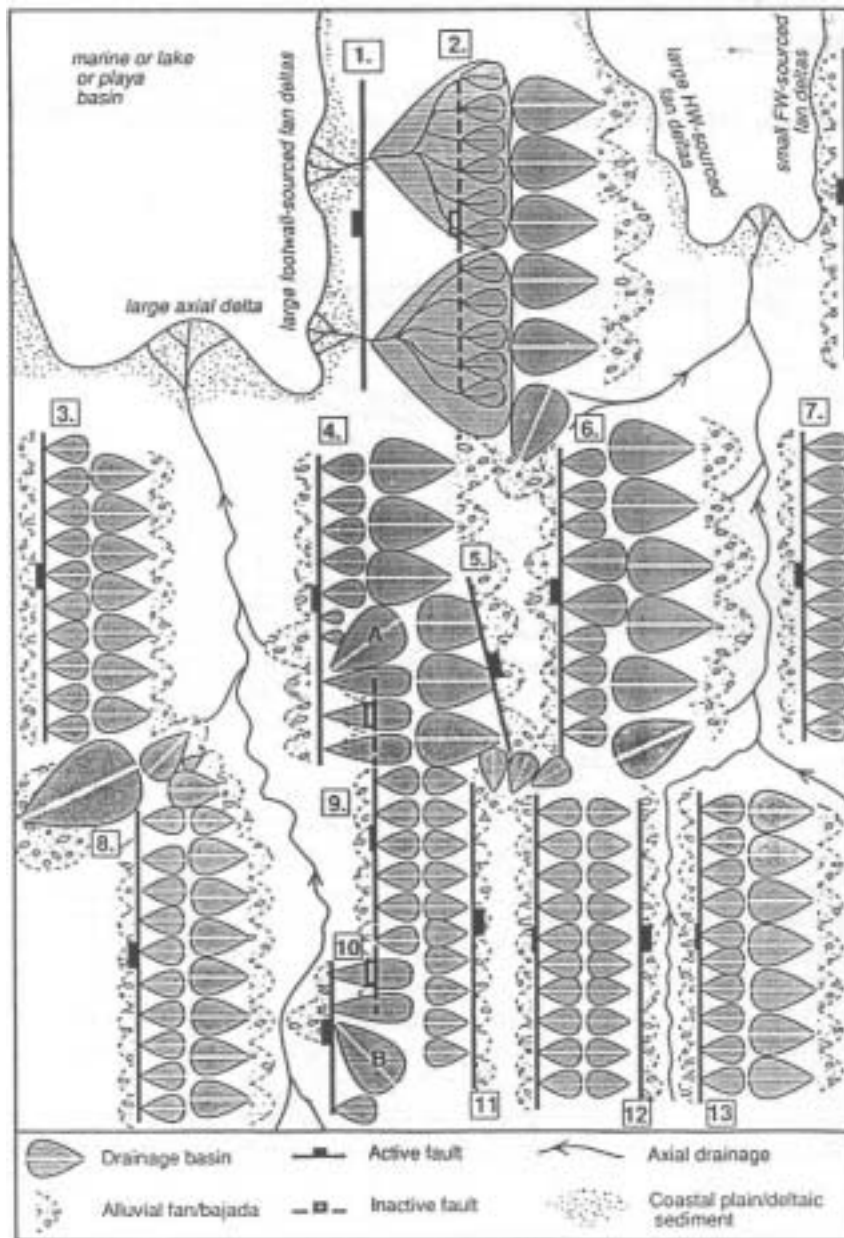


Fig. 20 Illustrations to summarize some of the interactions between faulting, drainage and sedimentation in the extensional terrains of the Basin and Range and Greece. The uplifts between faults 3 & 4, 6 & 7, 8 & 9 and east of fault 13 show smaller footwall and larger hanging-wall catchments and fans, with a very large catchment and fan developed in the offset zone between the terminations of faults 3 & 8. Basement geology may influence relative catchment size in a footwall block, illustrated schematically by the position of the two larger catchments in the most erodible central portion of the footwall to fault 6. Faults 11 and 12 are 'antithetic' to the regional dominance of W-dipping faults and have caused symmetrical horst-like ranges to develop. Faults 4 & 10 are growing southwards and northwards, respectively, at the expense of fault 9. Uplift in the new footwalls to the growing faults is causing erosion, re-sedimentation of old fan deposits and westward elongation of drainage basins. Note the position of former larger catchments (marked A and B) at the now inactive ends of fault 9. Fault activity has ceased on fault 2 as activity has stepped westwards, with fault 1 uplifting and eroding the former deposits associated with the hangingwall to fault 2; note the large drainage basins developed in these erodible deposits in the footwall to fault 1. Fault 5 is an 'antithetic' fault that is cutting across catchments draining the backthrust surface of fault 4, causing fan sediment to overlap across the former erosive areas and the production of a buried pediment in its hangingwall (see the example in the section of Fig. 8A). Axial drainage is shown flowing generally northwards from narrower and higher basins into wider and lower basins (the contributions to this drainage from most footwall and hangingwall catchments are omitted for clarity). Closed basins with unbreached basement ridges are illustrated to the west of fault 6 and to the east of fault 11.

Figura 3.30. Resum de les geometries que poden presentar les conques de drenatge en sistemes extensionals (modificat de Leeder i Jackson, 1993).

Summary of geometries that drainage basins may show in extensional systems (modified from Leeder and Jackson, 1993).

ques allargades amb una amplada petita i regular al llarg del drenatge, que es fan estretes a la zona on el drenatge travessa la falla, normalment entre dues facetes triangulars (figures 3.29 i 3.30). En canvi, als fronts amb poca o gens activitat tectònica els pendents són més suaus i llargs, fent que les conques tendeixin a ser més amples i arrodonides, afavorint el desenvolupament d'un drenatge de caràcter més dendrític i mostrar una major irregularitat en la seva disposició i mides. La morfologia de les conques també pot donar informació sobre la posició del rellevament entre falles o del seu acabament i, per tant, pot ajudar a definir els segments de falla en un mateix front. Normalment a les zones de rellevament entre falles es produeixen rampes topogràfiques

suaus on es poden desenvolupar drenatges oblics als fronts veïns, amb conques més grans que les que es desenvolupen perpendicularment als fronts veïns (figura 3.30). D'aquesta forma buscant conques més grans i obliqües al front es podrien localitzar els extrems dels diferents segments. Tot i així, la litologia i l'estructura són dos factors que també controlen la mida i la forma de les conques, per tant, canvis litològics i d'estructura en un mateix front poden donar conques amb formes i dimensions diferents (Leeder i Jackson, 1993; Ferrer et al., 1999).

En sistemes extensius s'ha observat que la distribució de la posició de la falla normal a la que està associada el front de muntanya, el relleu màxim local i la divisòria d'aigües principal mostra uns patrons característics. Vergés et al. (1996) van analitzar els fronts de les Cadenes Costaneres Catalanes i els fronts de les Serres Transversals. En el primer cas van veure que el relleu local màxim se situava relativament allunyat del front relacionat amb la falla i que la capçalera dels rius l'havia sobrepassat. Per contra, en el segon cas van observar que el relleu màxim se situava relativament proper a la localització de la falla i que la divisòria d'aigües principal se situava entre la falla i aquest. D'aquestes diferències entre ambdós fronts els autors conclouen que la topografia de la zona de les Serralades Transversals podria ser molt recent fent que el sistema de drenatge estigués en una fase inicial de desenvolupament, degradant només el front corresponent al pla de falla

### Índex d'espaiat

Com ja s'ha comentat, les conques desenvolupades en fronts tectònicament actius són conques allargades i estretes amb unes dimensions força regulars al llarg de tot el front. Una forma de quantificar aquesta morfologia i distribució de les conques és l'índex d'espaiat ( $I_e$ ) (Wallace, 1978). Aquest índex relaciona la distància entre dos drenatges consecutius ( $S_1$ ) amb l'amplada del front entre la falla i la divisòria d'aigües ( $W_1$ ) (figura 3.31):

$$I_e = S_1 / W_1 \text{ (Wallace, 1978)} \quad \text{equació 3.6}$$

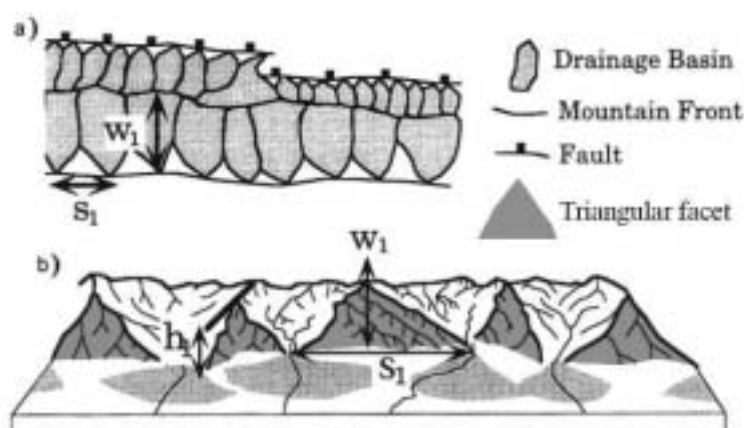


Figura 3.31. a) Mapa esquemàtic de la disposició de les conques de drenatge al llarg del bloc inferior d'una falla normal. b) Vista en perspectiva d'un front de muntanya (Talling et al., 1997). A ambdues figures es mostra com s'obté l'amplada del front ( $W_1$ ) i la distància entre dos drenatges consecutius ( $S_1$ ) per al càlcul de l'índex d'espaiat.

a) Schematic map of the drainage basins on the footwall block of a normal fault. b) Perspective view of a mountain front (Talling et al., 1997). In both figures it is shown how the mountain width ( $W_1$ ) and the distance between two consecutive drainages ( $S_1$ ) are obtained to calculate the spacing index.

D'aquesta forma, els valors baixos de l'índex indicaran que les conques de drenatge són més llargues que amples, mentre que els valors alts indicaran que les conques són més amples que llargues. Per tant, les conques relacionades amb fronts de muntanya actius haurien de presentar valors baixos de l'índex d'espaiat. Wallace (1978) va calcular aquest índex per a una sèrie de fronts del *Basin and Range* (Estats Units) i va obtenir valors d'entre 0.25 i 0.55 per a fronts actius i valors iguals o superiors a 0.87 per a fronts no actius. Posteriorment, Talling et al. (1997) varen calcular l'índex d'espaiat per a una sèrie de fronts de muntanya a diferents zones dels Estats Units i al Nepal però utilitzant la inversa de l'equació de Wallace (1978), és a dir:

$$I_e = W_1 / S_1 \text{ (Talling et al., 1997)} \quad \text{equació 3.7}$$

Aquests autors varen obtenir un valor mitjà de l'índex de 2.5 per a fronts relacionats amb falles actives, que és equivalent a 0.44 utilitzant la fórmula tal i com la proposa Wallace (1978). Per tant, es pot considerar que els fronts podrien ser actius quan els valors de l'índex d'espaiat es trobin entre 0.25 i 0.55. Tot i així, s'ha de tenir en compte que la morfologia de les conques també està controlada pel clima, la litologia i l'estructura, cosa que pot fer que en fronts amb un mateix grau d'activitat l'índex d'espaiat sigui diferent. Per exemple, Ferrer et al. (1999) van calcular l'índex d'espaiat pels segments nord i sud de la falla d'Amer i van obtenir que els valors al segment nord eren més alts (mitjana de 0.43) que al segment sud (mitjana de 0.26). Aquesta diferència en l'índex podria estar relacionada amb una taxa d'activitat tectònica diferent, però els mateixos autors van veure que aquestes diferències eren degudes a les diferents estructures que el substrat presenta a ambdós segments. Mentre que al segment sud els estrats sedimentaris són tabulars i pràcticament horitzontals, a la zona del segment nord hi ha plecs i encavalcaments amb direcció E-W. Aquests autors van observar que la disposició i les dimensions de les conques estan relacionades amb la localització d'aquestes estructures i que, per tant, són aquestes estructures les que controlen la forma i les dimensions de les conques allí desenvolupades.

## Índexs d'encaixament

A causa del continu enfonsament del nivell de base provocat per l'activitat de la falla, els drenatges tenen tendència a incidir-se en el front de muntanya per mirar de tornar a adquirir el seu perfil d'equilibri fent que les conques presentin forma de "V" sense plana d'inundació. En el moment que l'activitat tectònica del front cessa i el drenatge adquireix el seu perfil d'equilibri, es comença a incidir lateralment a la vall tendint a eixamplar-la i a crear planes d'inundació. La incidència dels drenatges dins del front de muntanya es pot calcular a partir de dos índexs diferents, la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca ( $V_f$ ) i l'índex d'incisió ( $I_i$ ). Aquest dos índexs són altament dependents del tipus de litologia que hi ha al front i del clima. En un front amb litologies fàcilment erosionables i en una zona humida, el drenatge adquirirà molt més ràpidament el seu perfil d'equilibri i, per tant, s'obtindrà un índex que indicarà que el front presenta poca o gens d'activitat tectònica, tot i que pogués estar associat amb una falla activa.

La relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca ( $V_f$ ) és un índex que mostra el diferent grau d'encaixament d'un drenatge (figura 3.32) (Bull i McFadden, 1977). Els valors baixos d'aquest índex indiquen que els drenatges s'estan incidint al front i que les conques tenen forma de "V", mentre que els valors alts suggereixen el predomini de processos de degradació, amb un increment de l'amplada de la vall i/o pèrdua d'alçada de les crestes, a causa de l'estabilització del nivell de base. Conseqüentment, en el primer cas el front podria estar associat a una falla activa, mentre que en el segon cas el front o no estaria associat a cap falla o aquesta no seria

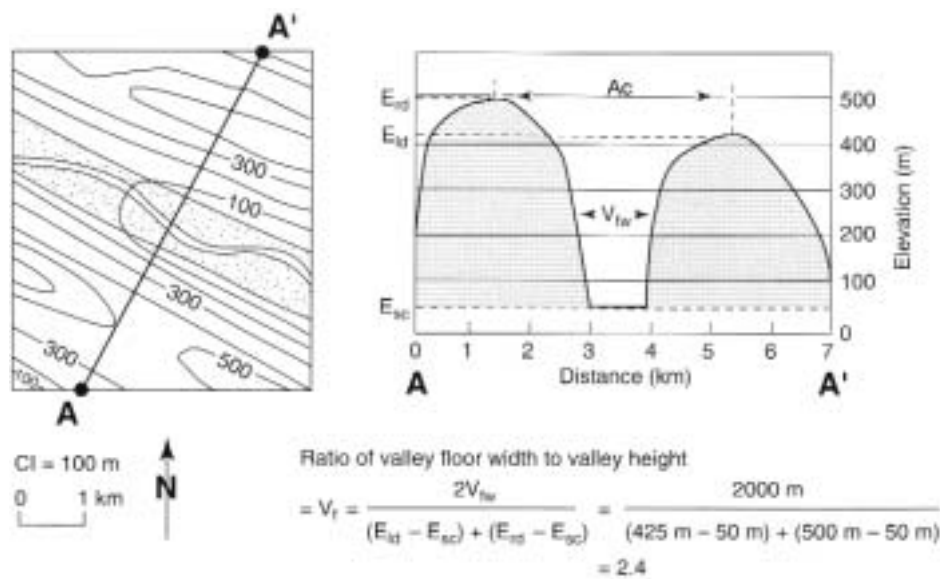


Figura 3.32. Esquema que mostra com s'obtenen els paràmetres necessaris per calcular la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la vall (Keller i Pinter, 1996). Vfw: amplada del fons de la vall; Erd: alçada topogràfica de la cresta dreta de la vall; Eld: alçada topogràfica de la cresta esquerra de la vall; Esc: alçada topogràfica del fons de la vall.

Sketch showing how the parameters needed to calculate the relation between the valley width and valley height are obtained (Keller and Pinter, 1996). Vfw: valley floor width; Erd: topographic elevation of the right divide; Eld: topographic elevation of the left divide; Esc: topographic elevation of the valley floor.

activa. Bull i McFadden (1977) varen obtenir, al nord i sud de la falla de Galrock (Califòrnia; Estats Units), valors entre 0.05 i 3.6 per a fronts actius i poc actius respectivament, mentre que Rockwell et al. (1985) varen obtenir, a la zona de Ventura (Califòrnia; Estats Units), valors inferiors a 1.0 amb una mitjana de 0.63 per fronts actius i valors d'entre 1.8 i 1.9 per als fronts menys actius. Silva et al. (2003) varen calcular aquesta relació per a una sèrie de fronts localitzats al SE de la Península Ibèrica i varen obtenir valors d'entre 0.2 i 0.6 per a fronts actius, entre 0.3 i 0.8 per a fronts poc actius i entre 0.8 i 1.2 per a fronts inactius.

La incisió que es produeix en un front també es pot quantificar a partir de l'índex d'incisió ( $I_i$ ). Aquest índex relaciona l'amplada de la conca ( $A_c$ ) amb la seva profunditat ( $P_c$ ) de la següent forma (Masana, 1995):

$$I_i = A_c / P_c \tag{equació 3.8}$$

on

$$P_c = [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} + E_{sc})] / 2 \tag{equació 3.9}$$

on  $E_{ld}$  i  $E_{rd}$  són l'alçada de la cresta dreta i esquerra, respectivament, i  $E_{sc}$  és l'alçada del fons de vall. Els valors alts d'aquest índex indiquen que l'eixamplament lateral de la conca és més important que la incisió vertical. Per tant, valors baixos de l'índex indicaran una major importància de la incisió que, igual que per la relació anterior, podria estar relacionada amb l'activitat de la falla.

Els valors d'aquests índexs varien al llarg d'una mateixa conca i, per tant, si es volen comparar els valors obtinguts en diferents conques les mesures s'han de realitzar properes al front i sempre a la mateixa distància d'aquest (p.e. 1 km aigües amunt o a una distància 0.1 vegades la longitud de la conca de drenatge). Al present treball aquests índexs es calcularan a 0.2 vegades la longitud del front. S'ha triat aquest valor perquè alguns dels fronts estudiats no sobrepassen per gaire el quilòmetre d'amplada, fet que impossibilita fer el càlcul agafant aquesta distància com a fixa per a tots ells.

### 3.5.1.3. Consideracions

La majoria de les característiques que presenten els fronts de muntanya associats a falles actives mostren ser força dependents del clima, de la litologia i de l'estructura. Per tant, la utilització de tan sols una d'aquestes característiques per mostrar l'activitat de la falla que controla cada front no és suficient. El més recomanable és utilitzar-ne quantes més millor. A més, en els casos en què sigui possible també convé comparar els resultats obtinguts en un front amb els resultats obtinguts en altres fronts que presentin condicions climàtiques i geològiques similars, i, en el millor dels casos, comparar-ho amb fronts propers geogràficament on s'hagi pogut demostrar la seva activitat recent. Un altre fet que s'ha de tenir en compte en zones de deformació lenta és que la taxa de lliscament de les falles actives pot ser inferior a la taxa d'erosió, fet que moltes vegades les característiques geomorfològiques i morfomètriques dels fronts puguin ser molt poc marcadades. Per exemple, es pot donar el cas en que els perfils topogràfics perpendiculars al front tinguin una forma amb certa convexitat cap a la conca, o que els valors de la relació entre l'amplada i l'alçada de la conca siguin alts indicant un predomini de l'expansió lateral per sobre de la incisió vertical.

En aquest estudi no s'han considerat els ventalls al·luvials com a indicadors d'activitat tectònica recent perquè les metodologies utilitzades per obtenir informació dels ventalls s'apliquen en períodes de temps que postdaten l'últim gran episodi d'agradació. A moltes àrees això pot restringir la utilització d'aquestes metodologies a períodes corresponents al final de la última glaciació o a períodes post-glacials (< 20 ka). Aquest fet requereix que les taxes de lliscament de la falla que provoquen el basculament dels ventalls siguin relativament ràpides per tal de produir un efecte apreciable en tan curt període de temps (Burbank i Anderson, 2001). Com ja s'ha comentat el marge nord-occidental del solc de València és una zona de deformació lenta caracteritzada per falles amb taxes de lliscament molt baixes i amb recurrències molt altes (entre 0.02 i 0.08 mm/any amb recurrències d'uns 30000 anys per la falla del Camp), fet que fa que des de la última glaciació algunes d'aquestes falles hagin experimentat només un cicle sísmic i, per tant, aquesta deformació no sigui apreciable a la morfologia dels ventalls al·luvials. Un altre factor que ha portat a no utilitzar els ventalls al·luvials com a indicadors d'activitat tectònica ha estat el fet que en la majoria de casos les conques són estretes i amb ventalls provinents dels diferents fronts que les limiten. Això provoca que moltes vegades aquests ventalls provinents d'un front tinguin la zona d'agradació limitada pels ventalls que provenen del front contrari i, per tant, el seu desenvolupament i forma també estiguin condicionats per aquest fet i no només per la tectònica.

### 3.5.2. El solc de València: Anàlisi geomorfològica dels fronts de muntanya

Per procedir a l'anàlisi geomorfològica i morfomètrica del marge nord-occidental del solc de València s'ha dividit la zona en diferents regions tenint en compte les diferents característiques estructurals que mostren (figura 3.33):

1. Les Serres Transversals: zona caracteritzada per la presència de falles normals amb direcció NW-SE responsables de la formació d'un seguit de serres i conques elongades en la mateixa direcció.
2. Les Cadenes Costaneres Catalanes: zona caracteritzada per grans falles normals amb direcció NE-SW, en *echelon* i associades a una sèrie de serres i fronts de muntanya amb grans i potents conques sedimentàries als seus peus.
3. Les Conques del Maestrat: zona caracteritzada per falles normals amb direcció NE-SW, de menor dimensions que les de les Cadenes Costaneres Catalanes, que compartimenten tota la zona del Maestrat (Castelló) en una sèrie de petites conques i serres paral·leles a la direcció de la costa.

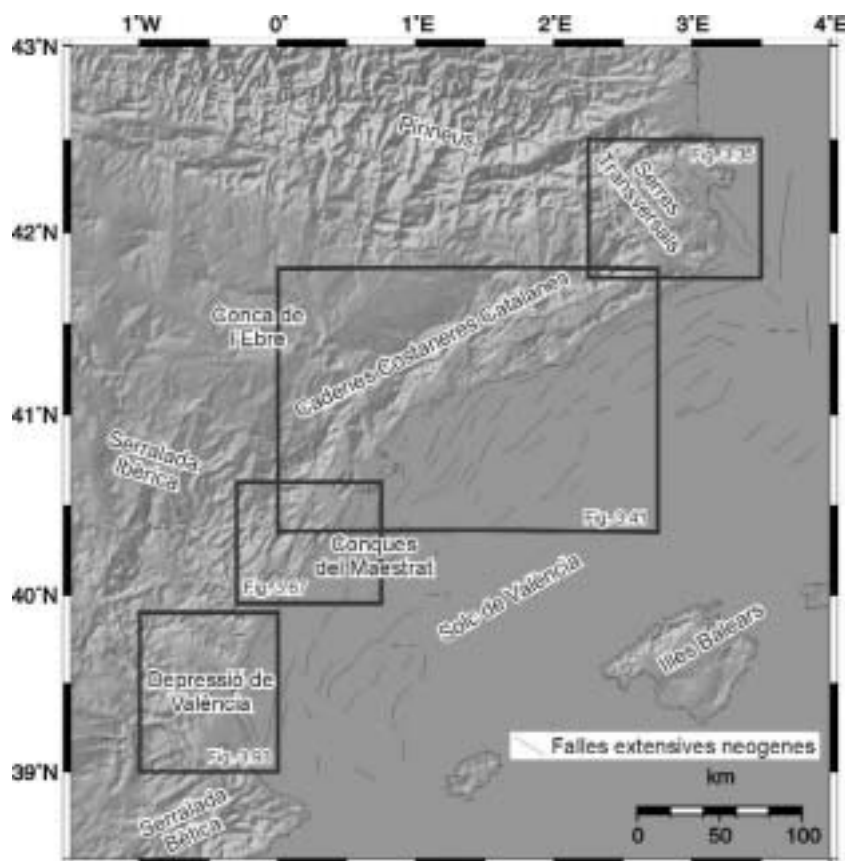


Figura 3.33. Model del terreny ombrejat de la zona del solc de València on es localitzen les zones on s'ha realitzat l'anàlisi geomorfològica dels fronts de muntanya. Els requadres negres localitzen geogràficament les figures 3.35, 3.41, 3.67 i 3.93 dins del solc.

*Shaded DEM of the València trough giving the locations of the zones where the geomorphological analysis of the mountain front have been done. The black squares geographically locate the figures 3.35, 3.41, 3.67 and 3.93.*

4. La depressió de València: zona corresponent a una gran conca sedimentària limitada per fronts de muntanya al nord, sud i oest, sense serres al seu interior, i amb continuació dins del mar Mediterrani.

Les característiques geomorfològiques i morfomètriques dels diferents fronts de muntanya que han estat objecte d'estudi s'han obtingut, per una banda, a partir de la recopilació bibliogràfica d'estudis realitzats anteriorment en alguns fronts de la zona i, per l'altra banda, a partir de l'anàlisi geomorfològica realitzada dins d'aquest treball.

La informació sobre fronts de muntanya recopilada de la bibliografia prové dels estudis de Masana (1995), Ferrer et al. (1999) i Silva et al. (2003). Masana (1995) va realitzar un estudi geomorfològic i morfomètric dels fronts de muntanya de les Cadenes Costaneres Catalanes i va concloure que els fronts del Montseny, del Camp, del Pla de Burgar i del Baix Ebre mostraven signes d'activitat recent. Aquests quatre fronts han estat tinguts en compte en el present treball de cara a obtenir les característiques geomorfològiques que presenten els fronts de muntanya associats a falles actives. El treball de Ferrer et al. (1999) se centra exclusivament en el front de muntanya associat a la falla d'Amer, front localitzat a les Serres Transversals, i responsable dels terratrèmols de l'any 1427 ocorreguts a la zona de la Selva i de la Garrotxa, fet que demostra que aquesta és una falla sismogènica (veure l'apartat 3.3). Finalment, Silva et al. (2003) realitzen un estudi dels fronts de muntanya generats per una falla localitzats a la zona SE de la Península Ibèrica on relacionen la sinuositat dels fronts i la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca de cara a estimar els rangs de les taxes d'aixecament dels diferents classes de fronts de muntanya. Dins d'aquest estudi hi inclouen els fronts localitzats entre Alcira i Tabernes i entre Puçol i Villar del Arzobispo, localitzats al limit sud i nord de la depressió de València, respectivament, i els classifiquen com a fronts inactius, fronts amb una taxa d'aixecament tectònic <0.05 mm/any. Es vol fer constar que el concepte de front inactiu que fan servir aquests autors no es correspon a l'utilitzat en aquesta tesi, ja que a la zona d'estudi, com s'ha vist per la falla del Camp, les falles poden tenir taxes de lliscament baixes, al voltant de 0.05 mm/any, però produir grans terratrèmols.

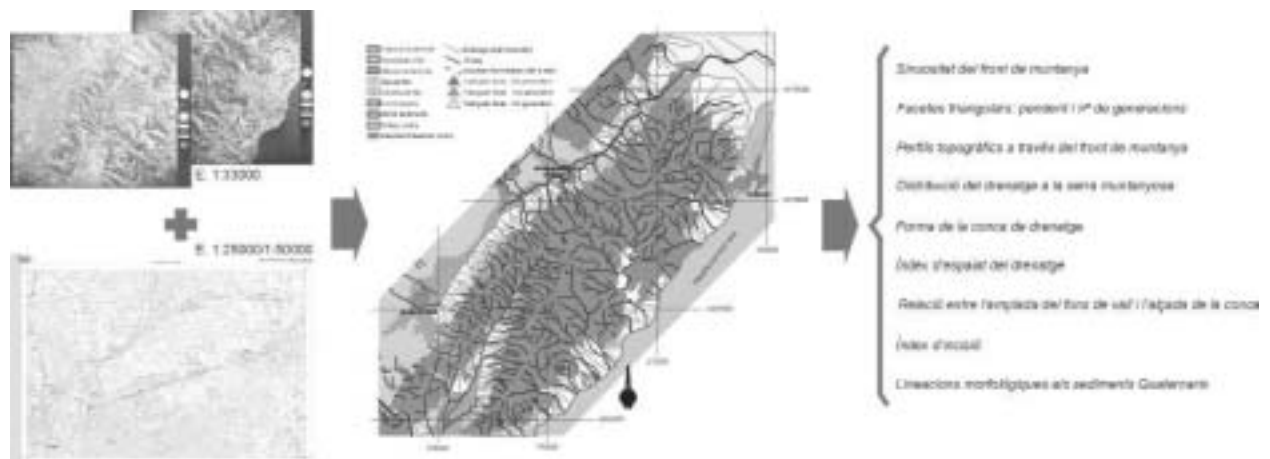


Figura 3.34. Esquema que mostra la metodologia de treball utilitzada per l'anàlisi geomorfològica dels fronts de muntanya. La informació obtinguda de la fotointerpretació es trasllada a mapes topogràfics i així s'elaboren els mapes geomorfològics dels quals s'obtenen les característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya.

*Scheme showing the methodology used in the geomorphological analysis of the mountain fronts. The data obtained from the photo-interpretation is transferred to topographical maps to produce the geomorphological maps that are used to obtain the geomorphological characteristics of the mountain fronts.*



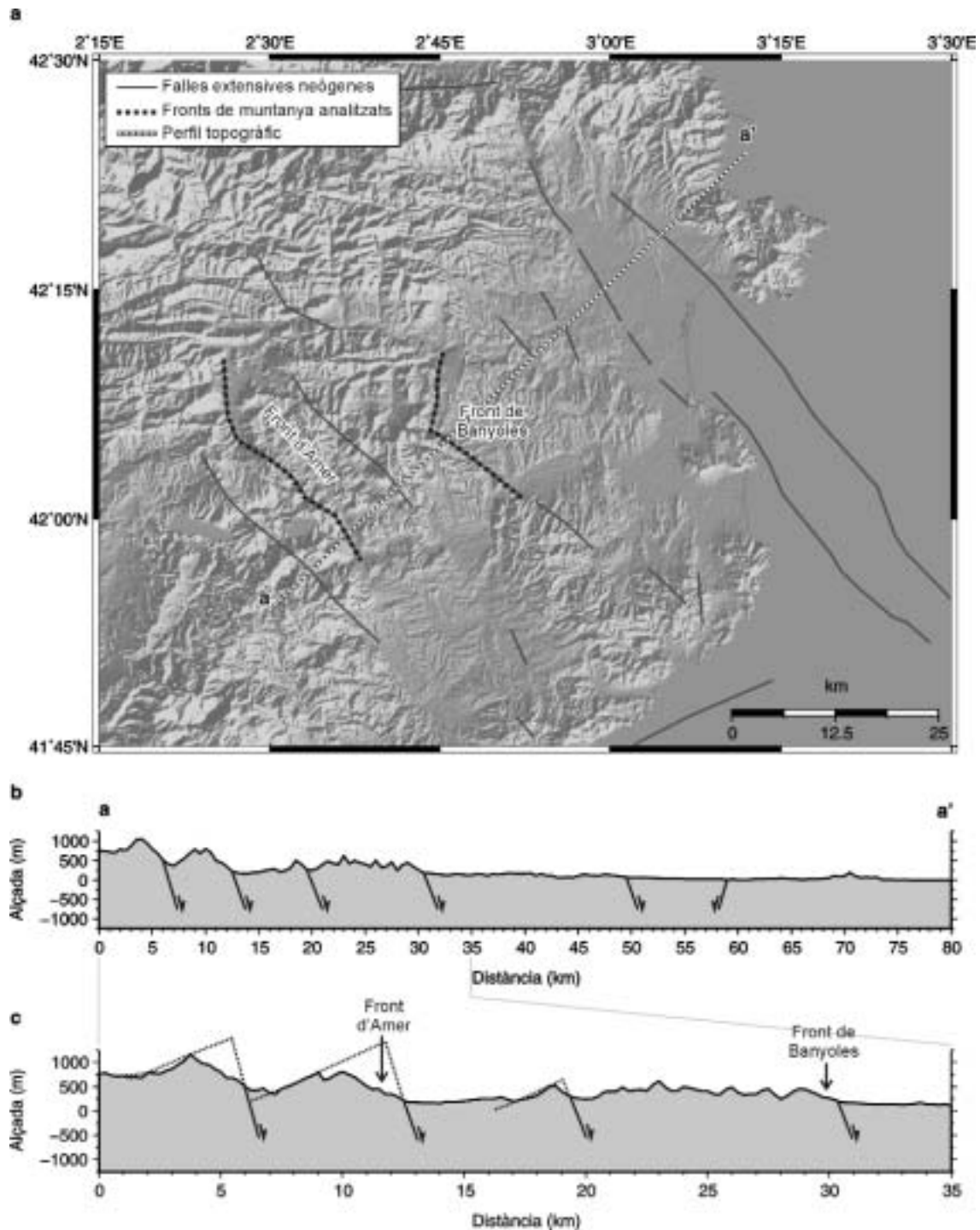


Figura 3.35. a) Model digital del terreny ombrejat de la zona de les serres Transversals i la conca de l'Empordà. S'indica la situació dels fronts estudiats (Amer i Banyoles) i la posició del perfil topogràfic a-a'. A la figura 3.33 es mostra la localització geogràfica d'aquesta zona. Perfil topogràfic a-a' (b) i ampliació del mateix perfil (c) on es mostra la posició de les falles extensives neògenes i dels fronts estudiats.

a) Shaded DEM of the serres Transversals and Empordà basin zone. The situation of the studied mountain fronts (Amer and Banyoles) and the position of the topographic profile a-a' is indicated. Figure 3.33 shows the geographical location of this zone. Topographic profile a-a' (b) and amplification of a part of that profile (c) showing the position of the extensional Neogene faults and the studied mountain fronts.

La metodologia seguida al llarg d'aquest estudi de cara a obtenir les característiques geomorfològiques i morfomètriques dels fronts de muntanya associats a falles actives ha constatat de diferents passos (figura 3.34). En primer lloc s'ha realitzat una fotointerpretació de diferents fronts de muntanya localitzats dins de la zona d'estudi. S'han utilitzat les fotografies aèries d'escala aproximada 1:33000 corresponents al vol nacional de l'any 1957. Es va triar aquest vol antic ja que es buscava la menor antropització possible de la zona. Després tota la informació procedent de la fotointerpretació s'ha passat a mapes topogràfics d'escala 1:25000 i 1:50000. A partir d'aquests mapes s'han descrit les diferents característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya i s'han calculat els diferents índexs morfomètrics. També s'ha realitzat treball de camp per contrastar les característiques dels fronts observades a les fotografies aèries. Aquest treball ha posat de manifest que en la majoria dels casos l'observació d'alineacions morfològiques (possibles escarpaments) a les fotografies aèries eren difícils d'identificar al camp a causa de la intensa activitat antròpica (principalment aterrossament dels camps paral·lelament als fronts amb finalitats agrícoles).

En els següents subapartats es descriuran els diferents fronts de muntanya dels que s'ha obtingut informació geomorfològica i morfomètrica, ja sigui a partir de la recopilació bibliogràfica o de la tasca realitzada dins d'aquest estudi, agrupant-los dins de les diferents regions en què s'ha dividit el marge nord-occidental del solc de València.

### **3.5.2.1. Els fronts de muntanya de les Serres Transversals**

Les Serres Transversals són un conjunt de serres amb direcció NW-SE localitzades al NE de la zona d'estudi (figura 3.35). Aquestes serres són el producte de l'enfonsament de la zona produït a partir de l'activitat neògena d'un seguit de falles normals, tal i com s'ha comentat al capítol 2. A partir de talls topogràfics (figura 3.35) es pot observar una certa asimetria dels fronts relacionats amb les falles, on el flanc que coincideix amb la falla és més curt i presenta més pendent que el flanc oposat. Aquest fet indicaria un cert basculament dels diferents blocs que formen la zona.

Dins d'aquesta zona s'han analitzat tres fronts de muntanya, el front de la falla d'Amer i els fronts nord i sud de la conca de Banyoles relacionats amb la falla de Camós-Celrà (figura 3.35).

#### ***El front de la falla d'Amer***

La falla d'Amer, tal i com s'ha explicat a l'apartat 3.3 d'aquest mateix capítol, és una falla sis-mogènica, ja que s'ha pogut demostrar que és la responsable dels terratrèmols de l'any 1427 (els de la sèrie de març i el del 15 de maig). El front de muntanya associat a aquesta falla està format per materials detrítics de l'Eocè (Cusià-Bartonià) corresponents al rebliment de la conca de l'Ebre. Aquests materials detrítics són principalment conglomerats, gresos i margues, amb intercalacions de nivells argilosos i alguns de carbonàtics, que a la zona del front tenen una direcció de cabussament entre WNW i N. Les conques localitzades al peu del front estan reblertes per sediments detrítics d'edat quaternària (Ferrer et al., 1999; Fleta et al., 2001).

El front de muntanya associat a la falla d'Amer va ser objecte d'un estudi geomorfològic (Ferrer et al., 1999) que mostra que aquesta falla presenta una traça cartogràfica anastomòtica on s'hi distingeixen dos segments (figura 3.36). El segment nord té uns 15 km de longitud, és el límit occidental de la Plana d'en Bas, drenada pel riu Fluvià, i té una direcció NNW-SSE. El segment

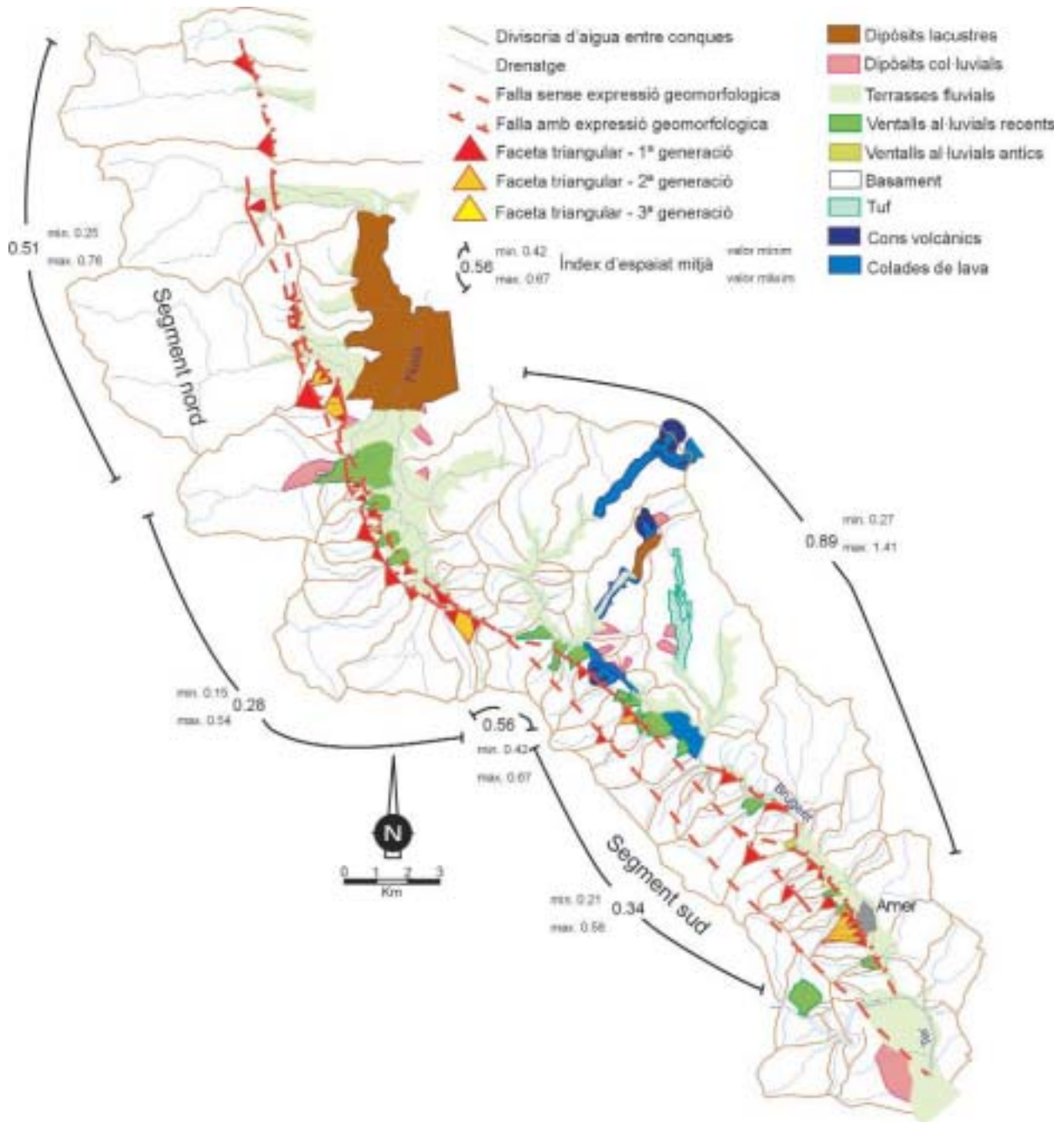


Figura 3.36. Mapa geomorfològic del front de muntanya d'Amer (modificat de Ferrer et al., 1996).  
 Geomorphologic map of the Amer mountain front (modified from Ferrer et al., 1996).

sud té uns 17 km de longitud, és el limit occidental de la vall del riu Brugent i té una direcció NW-SE. En total, la falla fa més de 30 km de longitud, cabussa 60° cap a l'est i ha experimentat un salt vertical d'entre 1000 i 1400 m (Saula et al., 1996). Les valls dels rius Fluvià i Brugent, situades al peu del front, presenten característiques totalment diferents. Mentre a la vall del riu Brugent hi predominen els processos erosius amb la formació de terrasses i ventalls al·luvials aterrats, a la vall del riu Fluvià trobem una gran plana (la Plana d'en Bas) d'origen lacustre. Aquesta és una plana que es va originar a causa de l'obstrucció del riu Fluvià per part d'una colada volcànica provinent del volcà Croscat fa uns 17000 anys (Guérin et al., 1986), fet que va donar lloc a la formació d'un llac, el rebliment del qual va acabar donant la plana actual (Ferrer et al., 1999; Fleta et al., 2001). S'ha estimat una taxa de sedimentació a la plana de 0.8 mm/any pels últims 7000 anys (Fleta et al., 2001).

Ferrer et al. (1999) a partir de l'estudi de les facetes triangulars i la seva disposició van dividir cada un dels segments de la falla en dues branques (figura 3.37): les branques A i B al segment septentrional i les branques C i D al meridional. Les facetes més modernes presents a la branca A tenen una diferència d'alçada i de pendent (entre 23° i 31°) superiors a les de B (pendents entre 17° i 27°, amb la majoria entre 22° i 26°). Aquest resultat fan pensar a aquests autors que A seria la branca que hauria experimentat una activitat més recent dins del segment nord. D'altra banda, al segment sud, D mostra un pendent de les facetes (entre 19° i 26° amb la majoria entre 22° i 25°) més gran que C (entre 18° i 20°). També s'han constatat l'existència de fins a dues generacions de facetes més antigues al llarg de tot el front que presenten pendents entre 14° i 20° i diferències de cota superiors a les facetes més modernes. Per comparació amb el front de la Cerdanya, Ferrer et al. (1999) proposen una edat plio-quadernària per al desenvolupament de les facetes més modernes de la falla d'Amer.

Les conques de drenatge del segment sud presenten forma de copa (figura 3.36) i mostren una coincidència entre la divisòria d'aigües i l'alçada màxima dels relleus. Els valors de l'índex d'espaiat al front associat amb la falla varien entre 0.15 i 0.76, mentre que pel front oposat varien entre 0.27 i 1.41. Crida l'atenció les grans dimensions de les conques situades al segment nord del front d'Amer, on l'índex d'espaiat també és més gran que a la resta del front (entre 0.25 i 0.76 amb una mitjana de 0.51). En aquest cas la forma i la grandària de les conques no estan controlades per l'activitat de la falla sinó per la presència de plecs i encavalcaments amb direcció E-W en el substrat (Ferrer et al., 1999; Fleta et al., 2001).

Topogràficament s'observa que l'alçada màxima local coincideix o està molt propera a la divisòria d'aigües principal del front i que aquesta en cap cas està tallada pels drenatges que es desenvolupen a la zona corresponent al pla de falla, fet que podria donar a entendre que la topografia de la zona és molt recent amb un sistema de drenatge poc desenvolupat (Vergés et al., 1996).

Alguns ventalls al·luvials quadernaris dipositats sobre la falla presenten escarpaments morfològics alineats amb la traça del front. A causa de l'alteració antròpica no queda clar si són o no d'origen tectònic (Ferrer et al., 1999; Fleta et al., 2001).

Com s'ha comentat anteriorment la falla d'Amer és una falla sismogènica i responsable de part de la sismicitat actual ocorreguda a la zona on es localitza. Les característiques geomorfològiques i morfomètriques també indiquen que la falla d'Amer és activa. Aquestes característiques es poden utilitzar en la comparativa entre els altres fronts de la zona per veure quins d'ells podrien estar relacionats amb falles actives.

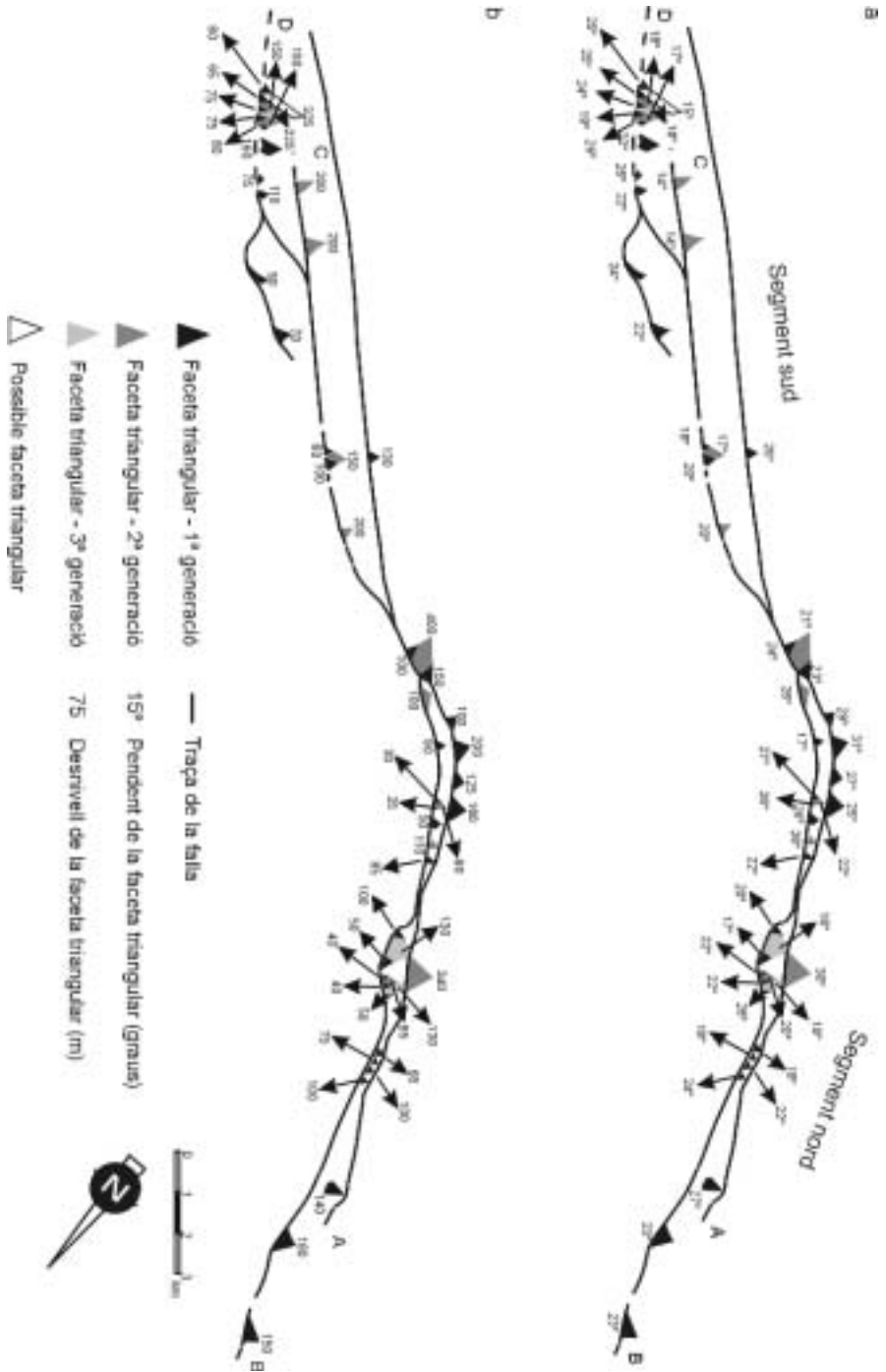


Figura 3.37. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front d'Amer on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'apex de les facetes (b) (modificat de Ferrer et al., 1996).

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Amer mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated (modified from Ferrer et al., 1996).

### El front de Banyoles

El front de muntanya que limita la conca de Banyoles és el front més oriental de les serres Transversals (figura 3.35). Aquest front està associat a la falla extensiva de Camós-Celrà d'edat neògena (Saula et al., 1996) i s'ha dividit en dos segments, el nord i el sud, a partir del canvi que s'observa en la seva orientació (figura 3.38). El front de Banyoles estan bàsicament formats per materials detrítics de l'Eocè (Cuisià-Lutecià) on predominen els conglomerats, els gresos i les margues, amb alguns nivells carbonatats. El front nord de Banyoles té poc més de 8 km de lon-

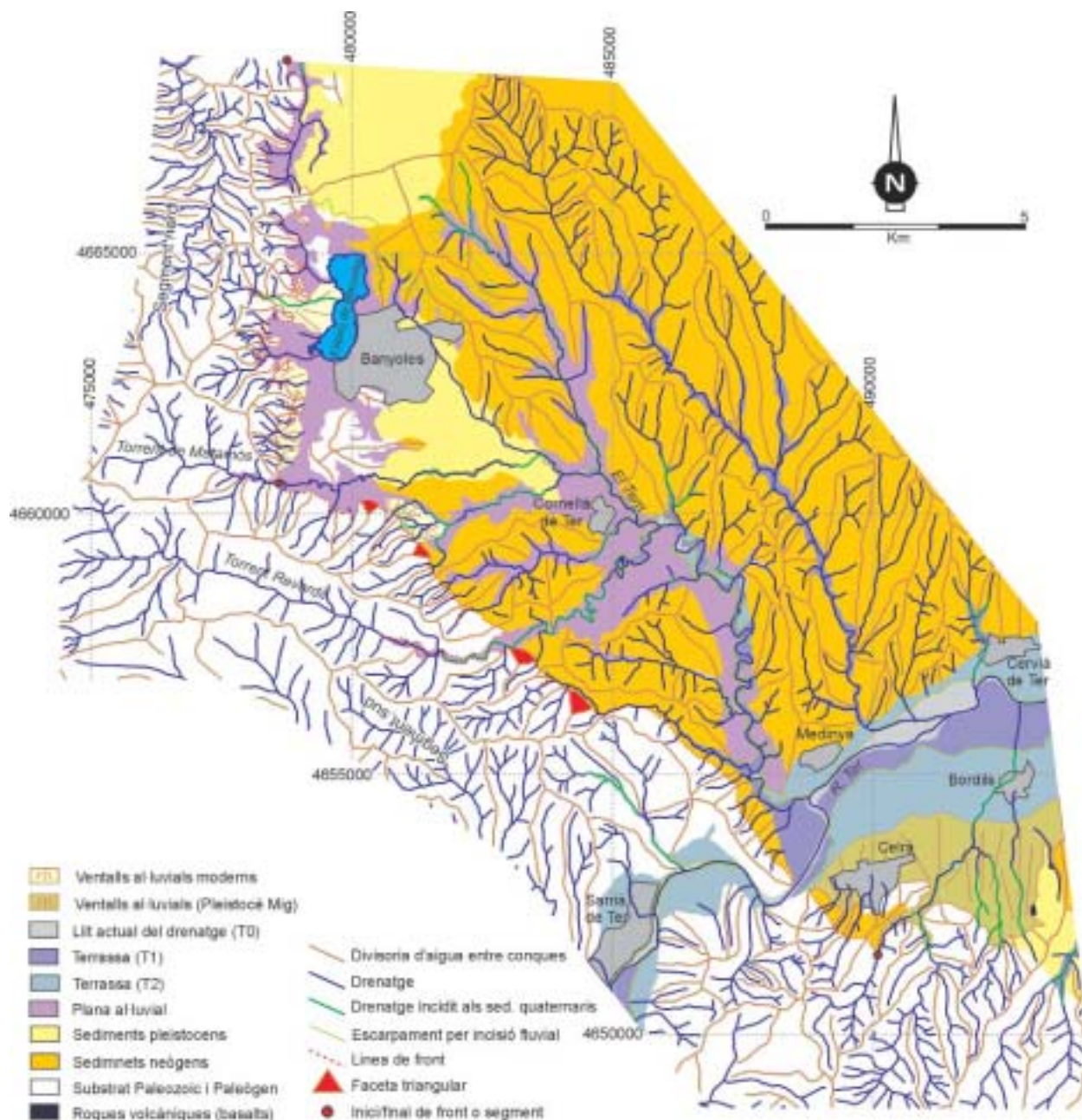


Figura 3.38. Mapa geomorfològic del front de Banyoles.

Geomorphologic map of the Banyoles mountain front.

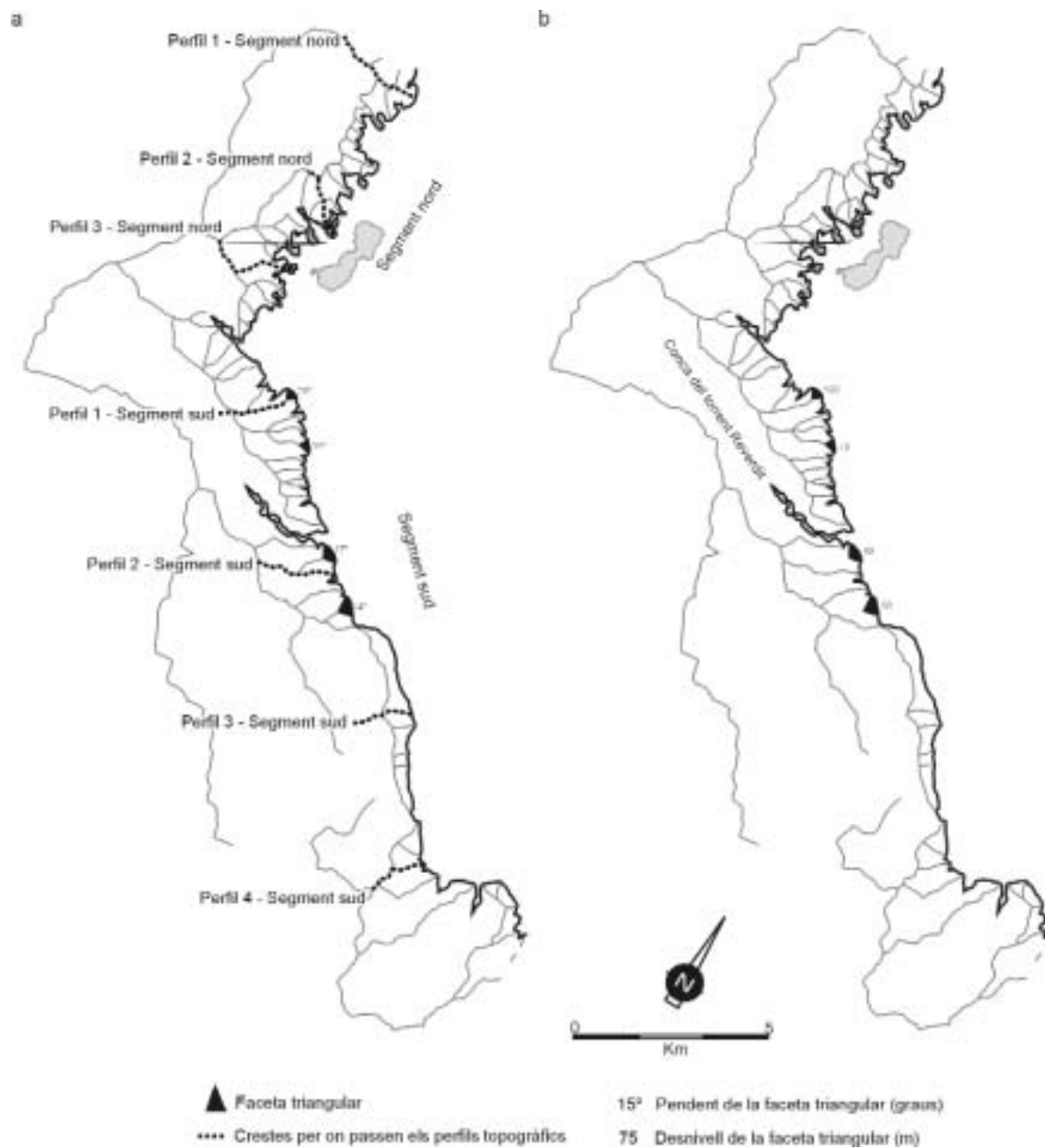


Figura 3.39. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front de Banyoles on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). Les línies negres puntejades indiquen les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.40.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Banyoles mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.40 have been done.

gitud i una direcció aproximadament N-S. Aquest front limita a l'est amb la zona de la conca on es localitza l'estany de Banyoles i al sud amb el torrent de Matamós. El front sud té uns 14 km i mostra una direcció NW-SE. Aquest segment és travessat pel riu Ter a la seva terminació meridional.

La comparació geomorfològica i morfomètrica entre ambdós fronts mostra que hi ha una sèrie de diferències entre ells. El front nord és força sinuós, mentre que el front sud és bastant més rectilini (figures 3.38 i 3.39). Aquesta diferència queda clarament plasmada per l'índex de sinuositat que és de 2.76 pel front nord i de 1.75 pel sud. Una altra diferència entre els dos fronts és la presència de facetes triangulars, al front nord no n'hi ha i al front sud si, tot i que només se'n han distingit quatre i estan bastant degradades. Aquestes facetes presenten pendents entre 14° i 20° graus i diferències de cota entre 70 i 100 m. Els perfils topogràfics realitzats a través dels fronts (figura 3.40) mostren que els relleus més importants se situen al segment nord i que ambdós fronts tenen una morfologia còncava el llarg de tot el seu recorregut, tot i que al perfil 1SS s'observa un graó a la zona on travessa el front coincidint amb una de les facetes observades.

Analitzant les característiques de les conques de drenatge associades als dos fronts també es poden veure algunes diferències entre ells. En general ambdós mostren que la majoria de conques estan disposades perpendicularment al front, tot i que, al front nord n'hi ha algunes amb una disposició oblíqua (figura 3.39). Les diferències més importants entre els fronts es poden observar en la distribució de les conques i la seva regularitat. Al front nord es veu que les conques són molt irregulars, n'hi ha de petites i de grans, on de vegades el lateral d'una de gran coincideix amb la zona de capçalera d'una petita. Les conques més grans mostren una forma força arrodonida a la capçalera mentre que a la zona inferior solen ser més estretes per la presència de les conques més petites. També es pot veure que les conques entre si no són massa paral·leles. Al front sud el que s'observa és que les conques mostren una distribució més regular, són força paral·leles entre si, allargades i estretes, tot i que algunes d'elles comencen a mostrar cert arrodoniment a la zona de capçalera. Aquestes últimes solen ser el límit de la capçalera d'una sèrie de conques més petites, fent que aquestes no arribin fins la divisòria d'aigües principal. La presència de grans conques (conca del torrent Reverdit) i el riu Ter condicionen també el desenvolupament de les conques al front. Com es pot veure (figura 3.38) la conca del torrent Reverdit condiciona la longitud màxima de les conques que se situen al front, fent que aquestes siguin més petites que les conques que hi ha al sud d'aquest torrent. La presència del riu Ter i les conques que hi van a parar també afecta les conques desenvolupades al front, fent que les conques a nord i sud del riu perdin la regularitat que s'observava a la resta del front. El càlcul de l'índex d'espaiat s'ha realitzat només a les conques que compartien un marge lateral o part d'ell i que la capçalera arribava a la mateixa divisòria d'aigües. Com que el front nord és força més irregular que el sud aquest càlcul només s'ha realitzat per a algunes conques, mentre que al sud s'ha pogut fer per a la majoria. El valor mitjà de l'índex per al front nord és de 0.51 (rang de 0.34 a 0.75) i de 0.53 per al front sud (rang de 0.28 a 1.02). De totes formes al segment sud s'hi poden diferenciar dues zones on l'índex varia sensiblement, la zona nord entre el torrent de Matamós i la faceta més meridional i la zona entre aquesta i la terminació del segment, al sud de Celrà (figura 3.38). La primera zona mostra un valor mitjà de l'índex de 0.47 (0.28 a 0.74) mentre que a la segona és de 0.64 (0.34 a 1.02). Aquesta segona zona és la més propera al riu Ter. Com ja s'ha comentat, aquest riu sembla condicionar fortament el desenvolupament de les conques a aquesta zona, aquest factor podria ser el responsable d'aquesta diferència entre els dos sectors, fent que a les conques del sector sud hi predomini l'expansió lateral. La relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona valors entre 0.49 i 1.31 pel front nord (mitjana de 0.99) i entre 1.02 i 1.71 pel sud (mitjana de 1.29), mentre que per l'índex d'incisió s'han obtingut valors entre 7.4 i 13 pel nord



(mitjana de 9.48) i entre 5.7 i 9.3 pel sud (mitjana de 7.5). A ambdós fronts els valors obtinguts pels índex relacionats amb l'encaixament del drenatge mostren que als fronts sembla ser més important l'expansió lateral de les conques que no l'encaixament vertical del drenatge.

Durant l'anàlisi de la sismicitat localitzada a la zona no s'ha observat cap relació entre aquesta i la falla a la que està associat el front sud de Banyoles.

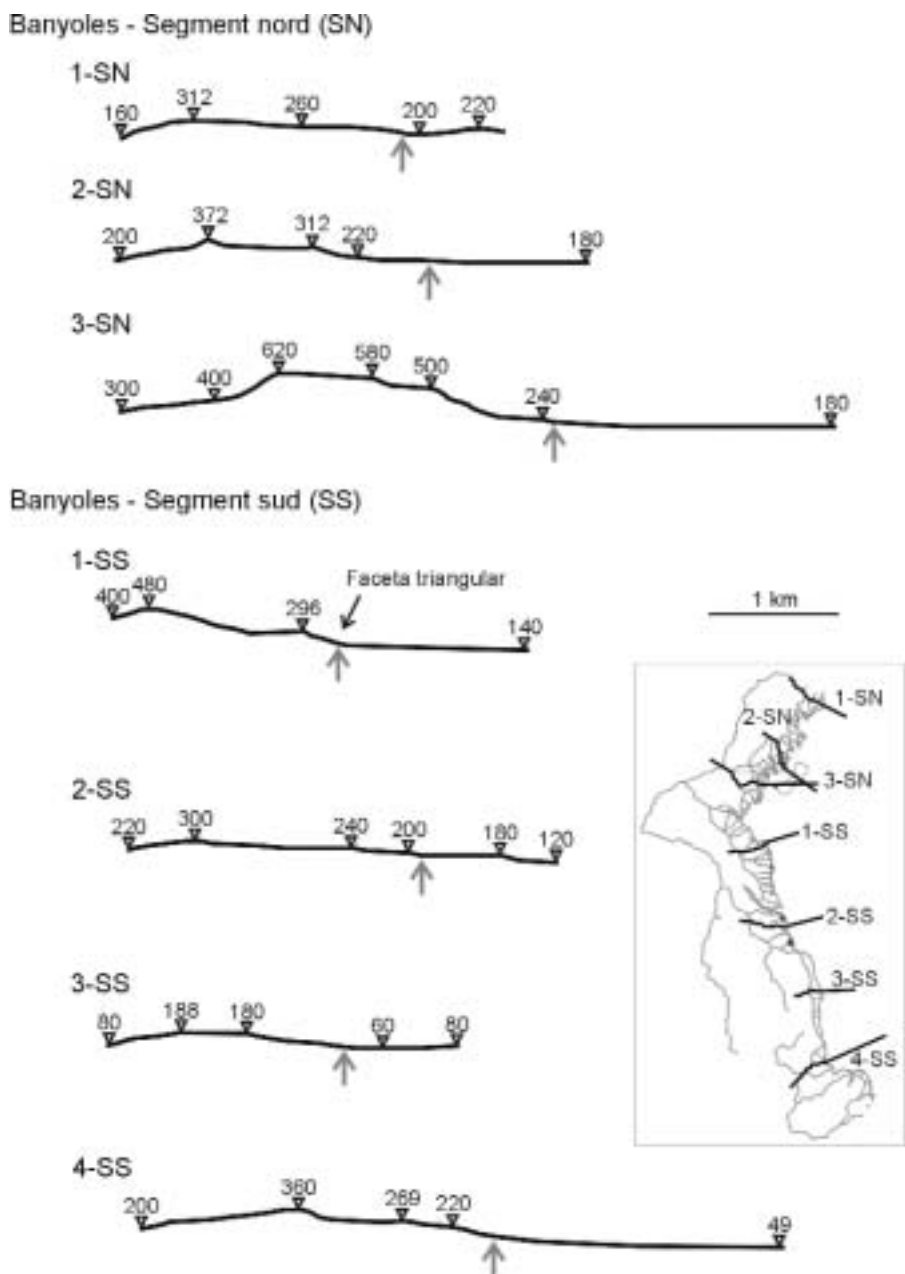


Figura 3.40. Perfils topogràfics que travessen els segments nord i sud del front de Banyoles. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris/neògens i el front.

*Topographic cross-sections across the northern and southern segments of the Banyoles mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary/neogene sediments and the mountain front.*

## Conclusió

Els fronts analitzats a les serres Transversals mostren certes diferències morfològiques entre si, tot i estar relacionats amb falles extensives neògenes. El front d'Amer mostra clars indicis d'activitat recent, com per exemple diverses generacions de facetes triangulars, conques amb forma de copa perpendiculars al front o predomini de la incisió del drenatge per sobre de l'expansió lateral de les conques. En canvi, els segments relacionats amb el front de Banyoles mostren que, en general, hi predominen els processos d'expansió lateral de les conques i degradació del front, fet que indica una nul·la o escassa activitat de la falla relacionada amb aquest front, la falla de Camós-Celrà i que, per tant, es consideraria inactiva.

### 3.5.2.2. Els fronts de muntanya de les Cadenes Costaneres Catalanes

Les Cadenes Costaneres Catalanes són un conjunt de serres amb direcció NE-SW, subparal·leles a la línia de la costa i localitzades a l'àrea central de la zona d'estudi (figura 3.41). Aquestes serres són el producte de l'enfonsament de la zona central del solc de València a causa del període d'extensió que tingué lloc durant el Neogen (veure el capítol 2). Són serres que estan limitades per grans falles normals que es disposen en *echelon*. Al peu dels fronts de muntanya relacionats amb les serres hi ha un seguit de conques sedimentaries neògenes (del Vallès-Penedès, de Barcelona, del Camp i del Baix Ebre) que han registrat el període extensiu. Als perfils topogràfics que travessen les serralades més petites (serres Blanques i serra del Montsià a la figura 3.41d) es pot observar una certa asimetria, fet que el front relacionat amb la falla sigui més estret i tingui més pendent que el front posterior que és més ample i té menys pendent. Aquest fet indicaria la posició de la falla principal i el sentit del basculament del bloc inferior de la falla.

Dins d'aquesta zona s'han analitzat vuit fronts de muntanya (figura 3.41), els que limiten la conca del Vallès, el segment del Montseny del front del Vallès pel NW i el front del Montnegre pel SE, el del pla de Barcelona, el del Camp, el del Pla de Burgar, el del Baix Ebre, el de Canet Lo Roig i el del Montsià.

#### **Els fronts de la conca del Vallès**

La conca del Vallès, que passa a ser la del Penedès cap al sud, té una direcció aproximada NE-SW i una amplada màxima d'uns 20 km (figura 3.42). Presenta un rebliment sedimentari que arriba als 3000 m de potència a la zona de Martorell, tot i que en zones pròximes al front del Montseny només es tenen potències properes als 800 m (Granollers; Anadón et al., 1983). Aquest rebliment sedimentari està basculat cap al front de muntanya associat amb la falla del Vallès-Penedès i els materials més antics són del Burdigalià (Miocè inferior). Aquesta conca està limitada al nord-oest pel front del Vallès i al sud-est pel del Montnegre. Mentre que el front del Vallès està associat a una de les grans falles extensives neògenes, la falla del Vallès-Penedès, el del Montnegre està associat a falles antitètiques d'aquesta gran falla (graben del Vallès-Penedès, figura 2.6b).

El front del Vallès va ser estudiat per Masana (1995) que observà que només la part del segment del Montseny (figura 3.43), entre les poblacions de la Garriga i Breda, presentava indicis d'activitat recent. Aquest segment té una longitud aproximada de 25 km i s'hi han diferenciat el

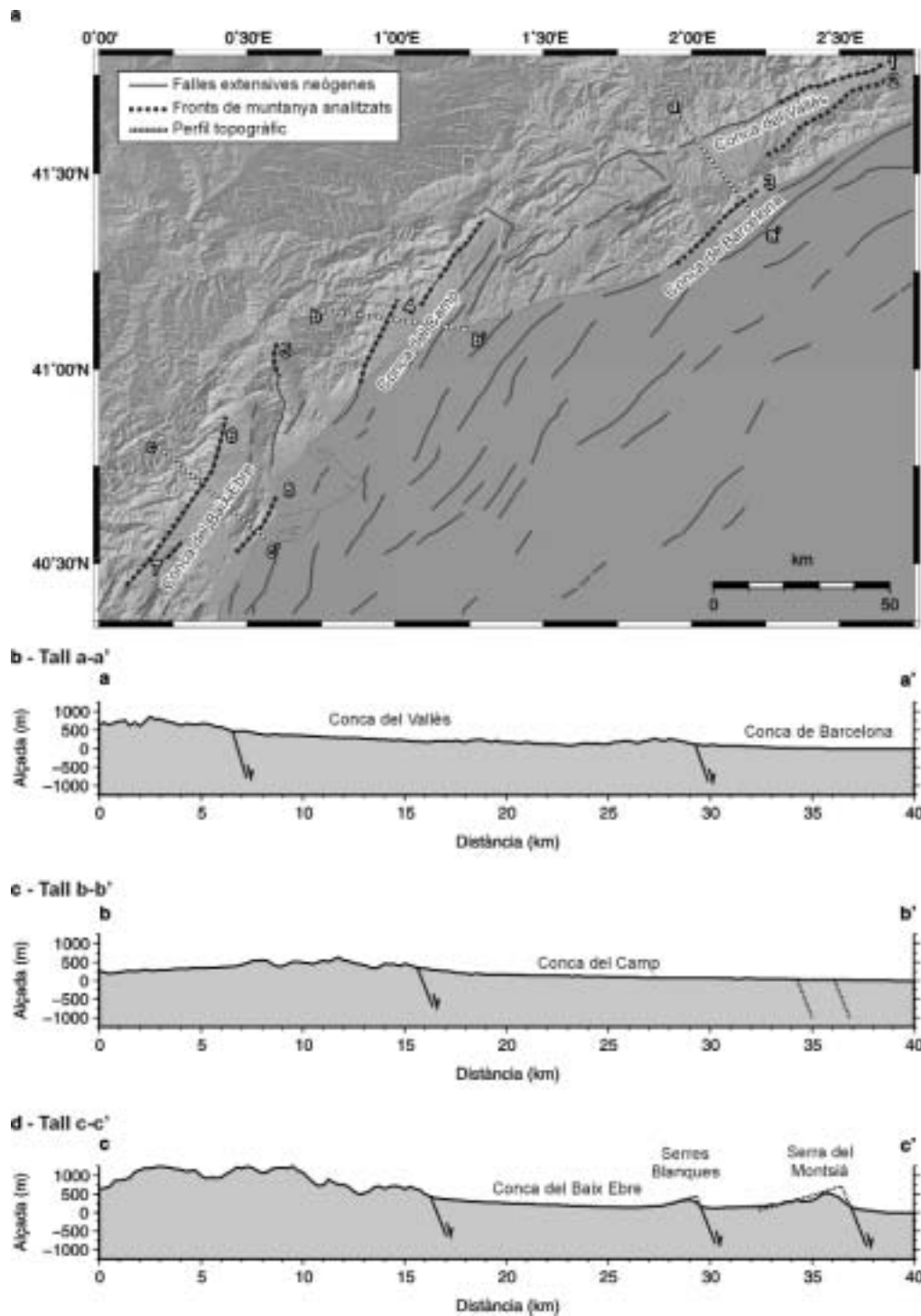


Figura 3.41. a) Model digital del terreny ombrejat de la zona de les Cadenes Costaneres Catalanes. S'indica la situació dels fronts estudiats (1 Montseny, 2 Montnegre, 3 pla de Barcelona, 4 el Camp, 5 el pla de Burgar, 6 el Baix Ebre, 7 Canet Lo Roig, i 8 Montsià) i la posició dels perfils topogràfics a-a', b-b' i c-c'. A la figura 3.33 es mostra la localització geogràfica d'aquesta zona. Els perfils topogràfics a-a' (b), b-b' (c) i c-c' (d) mostren la posició de les falles extensives neògenes.

a) Shaded DEM of the Catalan Coastal Ranges with the location of the studied mountain fronts (1 Montseny, 2 Montnegre, 3 pla de Barcelona, 4 el Camp, 5 el pla de Burgar, 6 el Baix Ebre, 7 Canet Lo Roig, and 8 Montsià) and the topographic profiles a-a', b-b' i c-c'. Figure 3.33 shows the geographical location of this zone. The topographic profiles a-a' (b), b-b' (c) and c-c' (d) show the location of the extensional Neogene faults.

segment sud i el nord, a partir de l'alineació i la correlació entre les facetes triangulars (Masana, 1995). El segment sud té uns 12 km de longitud, una orientació constant NE-SW i hi afloren principalment roques sedimentaries paleozoiques, pissarres, gresos i argiles del Cambro-Ordovicià, pissarres negres i grises del Silurià, calcàries griotte i pissarres llimoses del Devonian i calcàries, pissarres silíciques i lidites del Carbonífer. Per la seva part, el segment nord té una longitud de 13 km, presenta una orientació irregular, tot i que en general és NE-SW, on afloren roques sedimentàries del Cambro-Ordovicià (pissarres, gresos i argiles) i granodiorites. Els materials paleozoics estan afectats per plecs amb direcció NW-SE i vergents cap al sud. El desnivell topogràfic màxim que s'observa a la zona és de 1340 m (Turó de l'Home). La part estudiada del Montnegre es localitza entre les poblacions de Mollet del Vallès i Hostalric (figura 3.44) i té una longitud total de prop de 50 km. Aquest front discorre quasi totalment per granitoids i només a la part més frontal prop de Mollet del Vallès i cap al sud de Tordera afloren roques metamòrfiques, principalment pissarres i esquists del cambro-ordovicià. Cap dels dos fronts presenta ventalls al·luvials recents adossats al seu peu i, en general, la sedimentació quaternària hi és poc extensa, representada normalment per glacis o terrasses fluvials força degradats, i sempre localitzada al llarg de rius i torrents que s'han incidit en els sediments neògens.

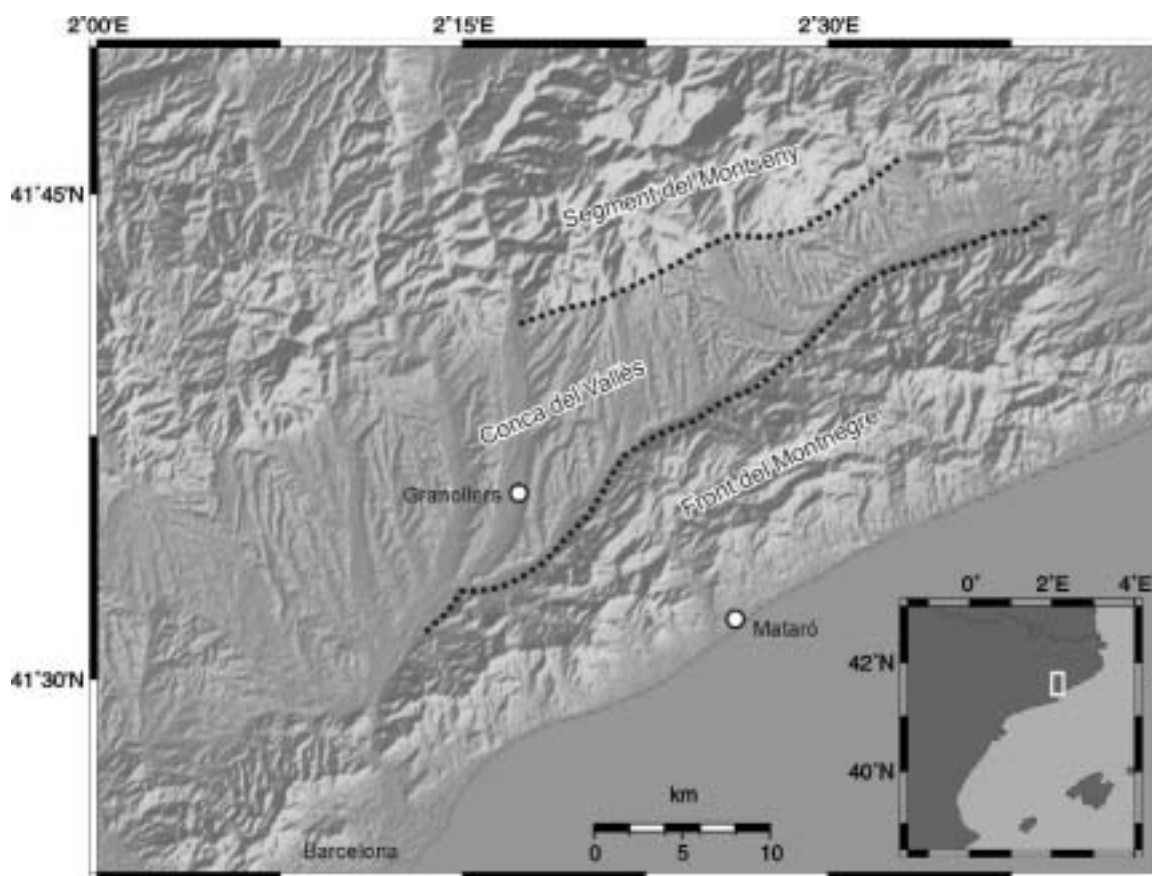


Figura 3.42. Model digital del terreny ombrejat de la conca del Vallès. La línia negra puntejada mostra els fronts estudiats, el segment del Montseny, al nord, i el front del Montnegre, al sud.

*Shadowed DEM of the Vallès basin. The black dotted lines locate the analyzed mountain fronts, the Montseny segment, to the north, and the Montnegre mountain front, to the south.*

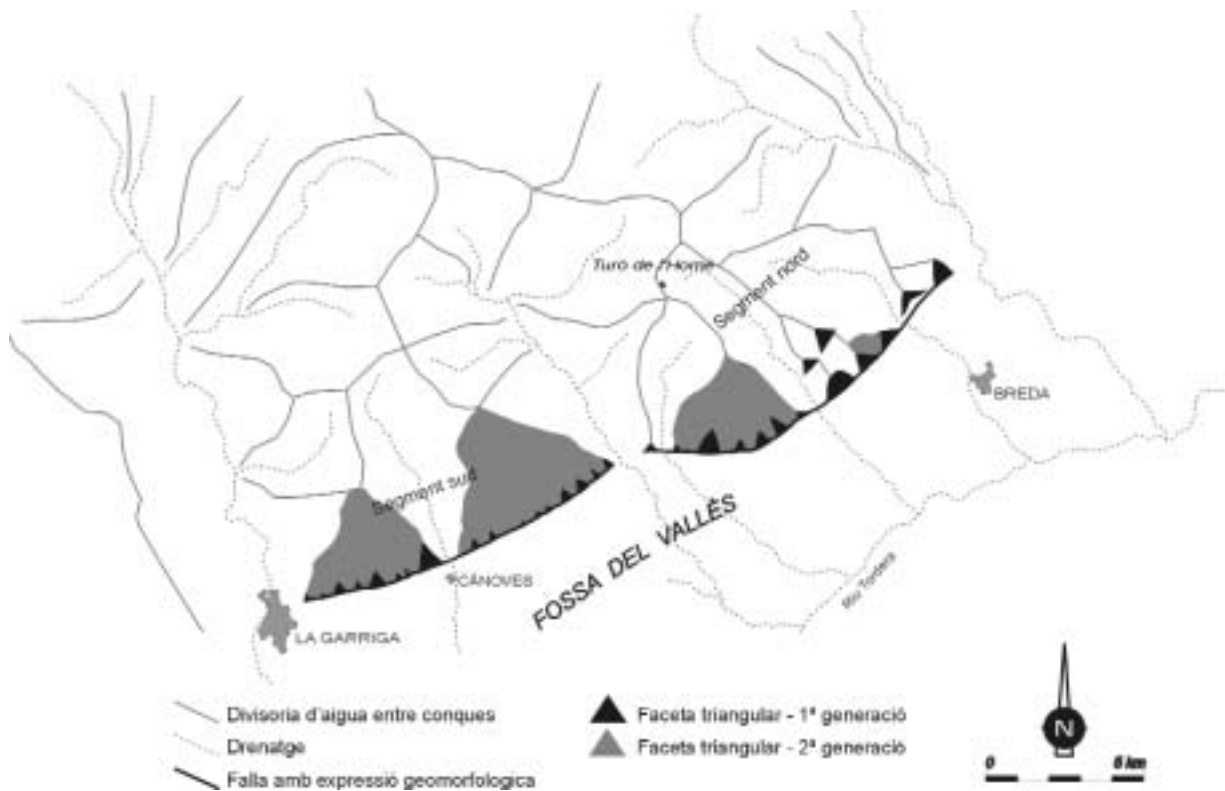


Figura 3.43. Mapa geomorfològic del front del Montseny (Masana, 1995).

*Geomorphologic map of the Montseny mountain front (Masana, 1995).*

L'anàlisi de les característiques geomorfològiques del front del Montseny realitzada per Masana (1995) mostra que presenta una baixa sinuositat, amb un valor de 1.45 de l'índex de sinuositat. S'hi ha observat la presència de diferents generacions de facetes triangulars (Masana, 1995). Al segment sud hi ha quatre generacions de facetes (figura 3.45), on les més modernes tenen pendents entre  $12^\circ$  i  $23^\circ$  i desnivells acumulats entre 80 i 220m. El segment nord només presenta de forma clara una generació de facetes, però s'hi poden arribar a intuir fins a dues generacions més. Les facetes més clares i recents tenen pendents entre  $16^\circ$  i  $28^\circ$  i un desnivell acumulat entre 60 i 224 m. Els perfils topogràfics realitzats mostren una clara morfologia convexa cap a la conca, que indicaria que no s'ha assolit l'equilibri topogràfic, possiblement a causa d'un aixecament recent (Masana, 1995).

El front del Montnegre mostra una sinuositat més marcada que el segment del Montseny (índex de sinuositat de 2.08) i només s'hi observa una generació de facetes triangulars. També s'han observat facetes entre Sant Celoni i Hostalric, a la banda nord-oest del riu Tordera en una zona pròxima a l'aflorament del substrat paleozoic en superfície, i al sud de Granollers a la banda nord del riu Mogent (figura 3.44). Les facetes del front mostren pendents entre  $7^\circ$  i  $22^\circ$  (mitjana de  $12^\circ$ ) i desnivells topogràfics entre 20 i 170 m (figura 3.46). Per la seva banda les facetes que es troben al nord del Tordera i del Mogent mostren pendents entre  $5^\circ$  i  $13^\circ$  (mitjana de  $9^\circ$ ) i desnivells topogràfics entre 15 i 60 m. Observant la distribució de les facetes al llarg del front del Montnegre (figures 3.44 i 3.46) es pot observar que aquestes es disposen principalment en 3 zones, de nord a sud: a) entre Hostalric i Sant Celoni; b) entre Llinars del Vallès i Cardedeu; i c) de Mollet del Vallès cap al sud. El primer i el segon grup de facetes apareixen a les zones on tant

el riu Tordera, com algun dels seus afluents, i el riu Mogent s'han incidit fortament als sediments neògens. També s'observa que entre aquests dos grups de facetes aflora una zona de sediments neògens adossats al front del Montnegre, on aquests dos rius no s'han incidit encara de forma remarcable i on no s'observen facetes. Aquestes dues observacions posen de manifest que l'origen de les facetes podria estar lligat a processos d'incisió i erosió fluvials i no a la presència d'una falla. El fet de considerar la incisió fluvial com responsable d'aquestes facetes també explicaria que apareguin facetes a la banda nord tant del Tordera com del Mogent. El tercer grup de facetes es localitzen en una zona on es produeix un canvi litològic als materials del front, passant dels granitoids a unes pissarres cambro-ordovicianes. Aquest canvi litològic i la incisió i erosió fluvials podrien ser els responsables de la presència d'aquest tercer grup de facetes. En resum, els tres grups de facetes semblen estar relacionats més amb processos d'incisió i erosió fluvials que no pas amb l'activitat recent del front. Els perfils topogràfics realitzats a través del front del Montnegre mostren en general morfologies clarament concaves (figura 3.47) el que indicaria un predomini dels processos erosius sobre els processos que podrien generar relleu.

En relació a la morfologia de les conques, al front del Montseny aquestes presenten una distribució regular al llarg del front i són perpendiculars a ell (Masana, 1995). L'índex d'espaiat calculat per aquest front dona una mitjana de 0.96 i l'índex d'incisió varia entre 3 i 6, valors que suggereixen un predomini de la incisió dels drenatges al front (Masana, 1995). També es pot observar (figura 3.43) com la divisòria d'aigües principal d'algunes conques es troba localitzada per darrere del relleu màxim principal, fet que indicaria que el front és antic i que està força degradat. Pel que fa referència a les característiques de les conques localitzades al front del Montnegre es pot dir que, majoritàriament, són perpendiculars al front però mostren formes i dimensions variables, no s'observa una regularitat (figures 3.44 i 3.46). En general les conques més petites solen ser conques allargades i estretes, mentre que les més grans són força arrodonides. Aquestes dimensions tan irregulars de les conques fan que l'índex d'espaiat no es pugui calcular en conjunt. Per tant, s'ha calculat només per a les conques grans que arriben fins a la divisòria d'aigües principal i s'ha obtingut un valor de 0.85. En quant als índex d'encaixament, al front del Montnegre s'han obtingut valors força alts. Per la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la vall els valors estan compresos entre 2.41 i 13.05 amb una mitjana de 6.39. L'índex d'incisió, per la seva banda, dona uns valors entre 11.82 i 33.13 amb una mitjana de 20.46. Com es pot veure els dos índex d'encaixament mostren de forma clara que a les conques desenvolupades al front del Montnegre hi ha un predomini de l'expansió lateral per sobre de l'encaixament dels drenatges.

Al segment sud del front del Montseny, entre la població de Canoves i el riu Tordera, al peu de les facetes més recents, s'ha observat l'existència d'un petit escarpament que podria correspondre a l'últim moviment de la falla del Vallès (Masana, 1995). Aquest escarpament coincideix amb el límit entre el front muntanyós, on afloren els materials sedimentaris del Paleozoic, i la conca i, per tant, no es pot descartar que aquest escarpament s'hagi pogut produir pel contrast de resistència entre els materials del front i els de la conca.

La sismicitat actual i històrica també indiquen que el front del Montseny presenta una certa activitat. Com s'ha vist a l'apartat 3.2 la falla del Vallès, en tota la seva extensió, és una de les falles que s'ha considerat com a responsable de part de l'activitat recent (falla nº 14 a la taula 3.1 i a la figura 3.4 i figura A1.14 de l'annex 1). La conca del Vallès és la zona on es va produir el terratrèmol de Sant Celoni del dia 12 de març del 1927 al que se li ha assignat una intensitat (MSK) de VII (Fontserè, 1927; Susagna i Goula, 1999), del qual Fontboté (1954) va proposar que la falla del Vallès seria la responsable

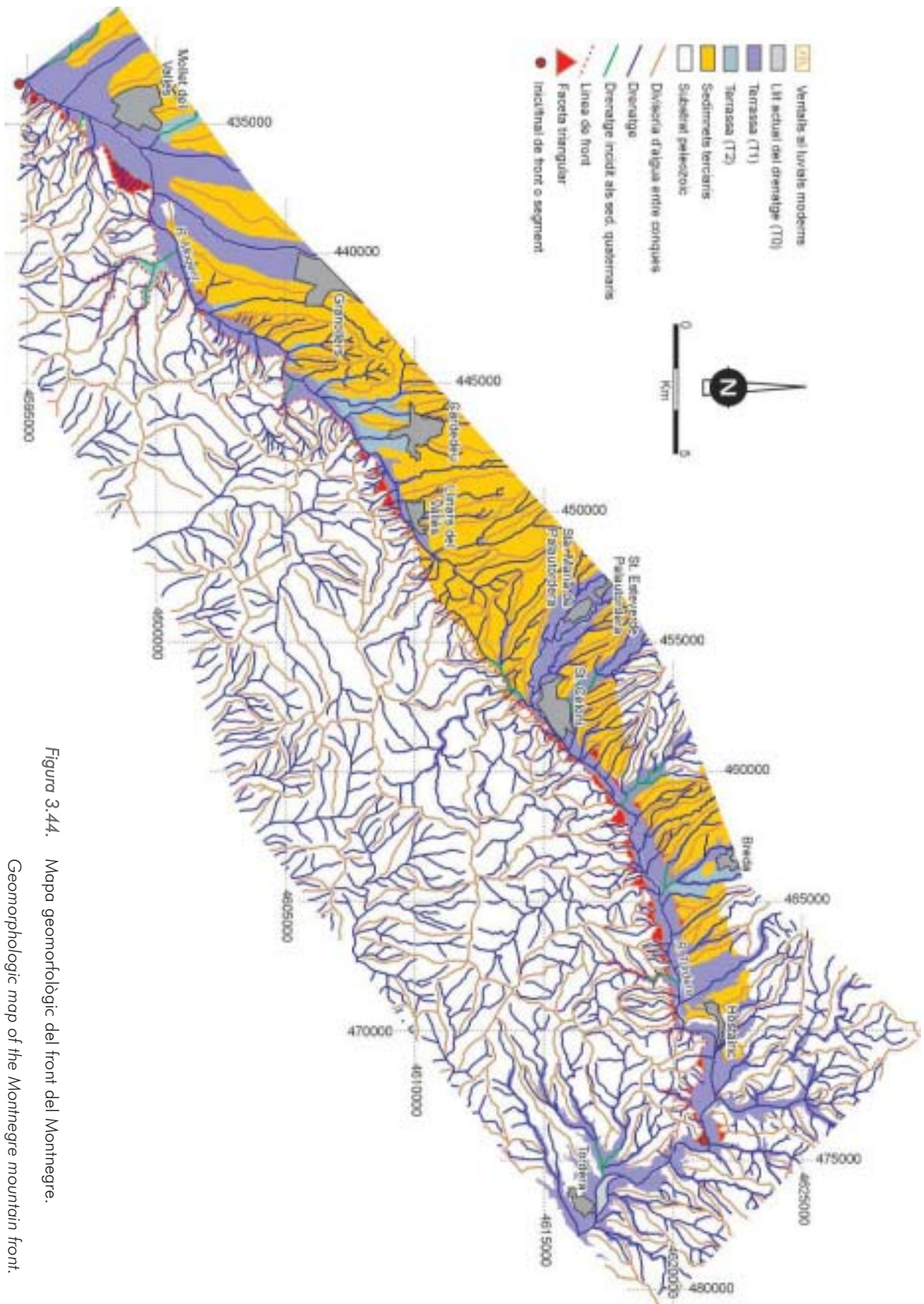


Figura 3.44. Mapa geomorfològic del front del Montnegre.

Geomorphologic map of the Montnegre mountain front.

La comparació dels resultats obtinguts indica que a la conca del Vallès el segment del Montseny mostra indicis d'activitat recent i, per tant, estaria associat amb una falla activa, mentre que el front del Montnegre, que mostra un predomini dels processos de degradació del front, estaria associat a una falla amb molt poca o nul·la activitat. Tot i així, els principals rius (el Tordera i el Mogent), que provenen de la banda del Montseny, arriben al peu del Montnegre, es disposen paral·lels a ell i s'incideixen fortament arribant a produir facetes triangulars, com s'ha comentat anteriorment. Aquest fet crida l'atenció, ja que normalment en zones on hi ha falles normals actives els principals drenatges se solen localitzar prop del front on hi ha la falla, ja que aquesta és la zona amb una major subsidència. Sala (1978) comenta que les conques del segment

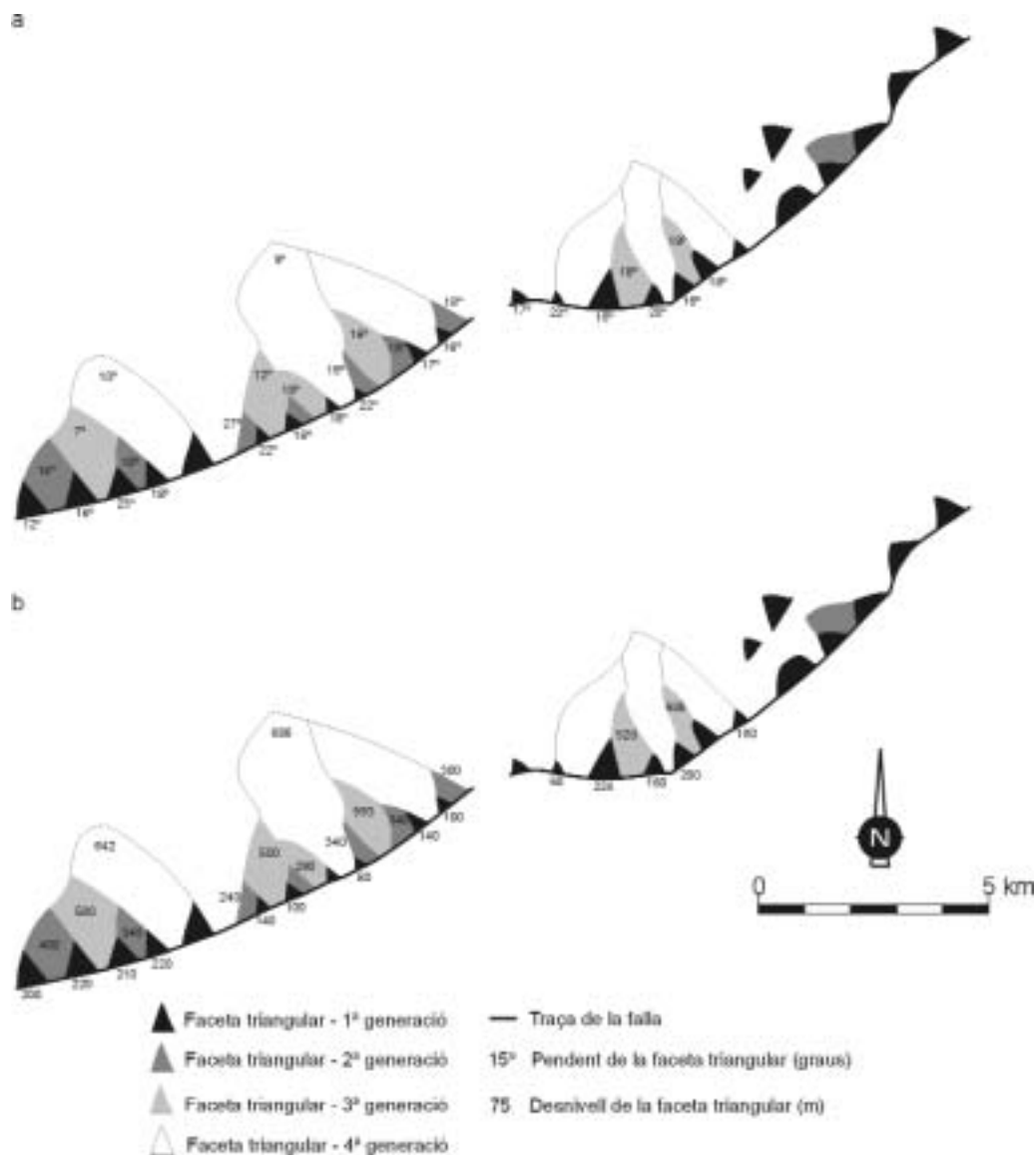


Figura 3.45. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del segment del Montseny on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b) (modificat de Masana, 1995).

*Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Montseny segment where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated (modified from Masana, 1995).*



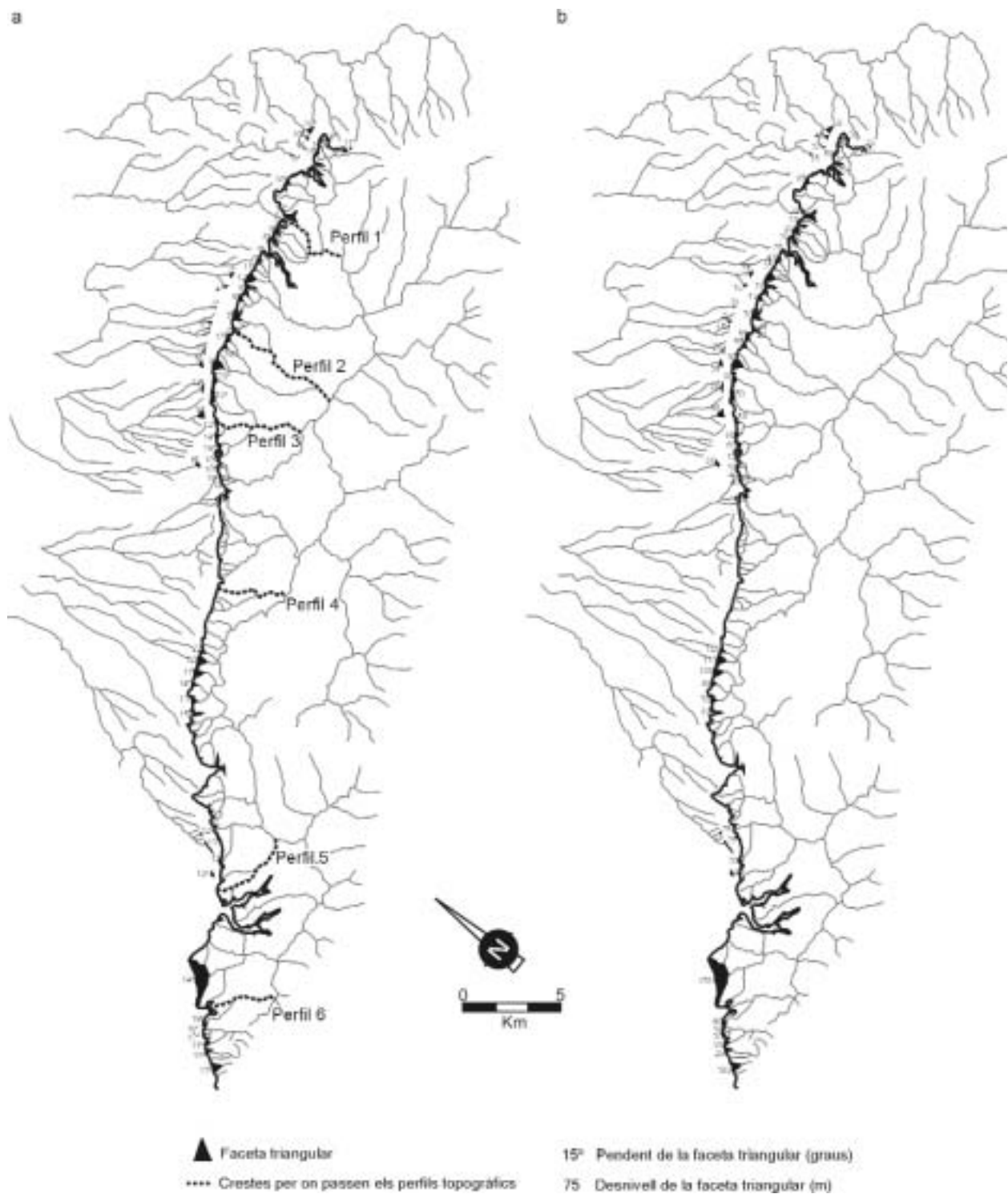


Figura 3.46. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front del Montnegre on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). Les línies negres puntejades indiquen les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.47.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Montnegre mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.47 have been done.

del Montseny són més extenses i tenen un major pendent que les conques del Montnegre, el que fa que les aportacions de sediments detrítics que provenen de la banda del Montseny siguin més abundants i s'hagin generat grans ventalls al·luvials que han desplaçat els principals rius cap a la serra del Montnegre. A més, Sala (1978) també comenta que aquests rius sempre han circulat al peu del Montnegre, fet que ha donat lloc a excavacions basals i al retrocés progressiu d'aquest front mantenint forts pendents, recolzant la hipòtesi que les facetes observades al front del Montnegre estarien relacionades amb la incisió dels rius i no amb l'aixecament del front.

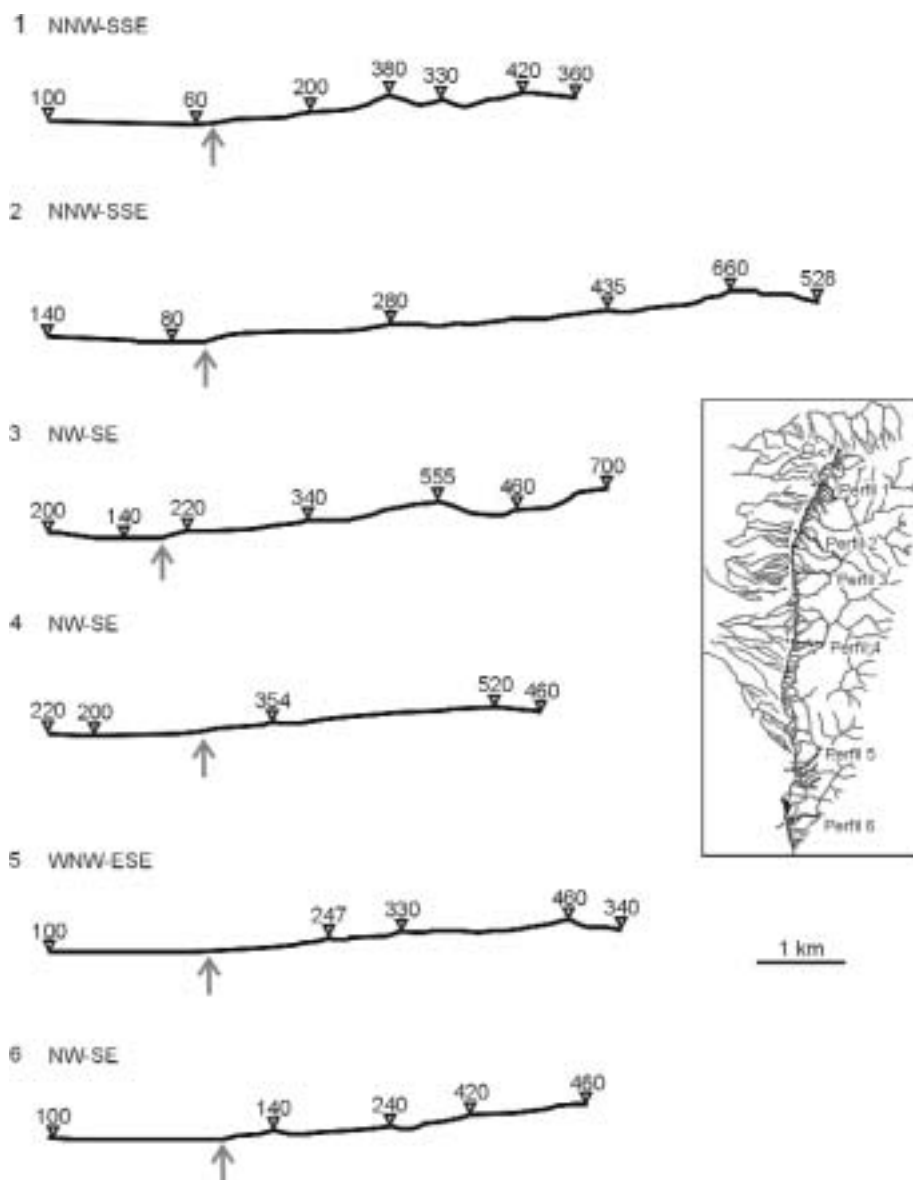


Figura 3.47. Perfils topogràfics que travessen el front del Montnegre. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front.

*Topographic cross-sections across the Montnegre mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front.*

## El front del pla de Barcelona

El front del pla de Barcelona està associat a una falla extensiva neògena i limita pel nord-oest el pla de Barcelona, el delta del Besòs i el delta del Llobregat (figura 3.48). Aquest front té una direcció NE-SW i s'estén des del nord-est del riu Besòs fins a la terminació meridional del delta del riu Llobregat, amb una longitud aproximada de 25 km. És un front format principalment per roques del Paleozoic (fil·lites, pissarres, esquists, gresos, calcàries i granodiorites), tot i que a la seva terminació sud comencen a aparèixer roques del Mesozoic (conglomerats, gresos i carbonats).

A la conca desenvolupada als peus del front, i que limita al sud-est amb el Mediterrani, s'hi han dipositat sediments del Miocè, del Pliocè i del Quaternari. Dintre del Quaternari hi destaquen principalment tres complexos sedimentaris: al nord el delta del Besòs, al sud el delta del Llobregat, ambdós holocens, i, entre ells, el pla de Barcelona (figura 3.49). Al pla de Barcelona s'hi han diferenciat dues zones, el pla alt i el pla baix (Casassas i Riba, 1992). El pla alt està separat del pla baix i de les zones deltaiques per un escarpament geomorfològic que l'envolta en la seva totalitat (figura 3.49). Els sediments corresponents al Miocè afloraven en superfície a la zona de Montjuïc (argiles i gresos) i els del Pliocè (llims i margues) al Mont Tàber i al fons d'alguns barrancs (Almera, 1891; Solé Sabarís, 1963; Vicente, 1986 i 1990; Casassas i Riba, 1992; ICC, 2000).

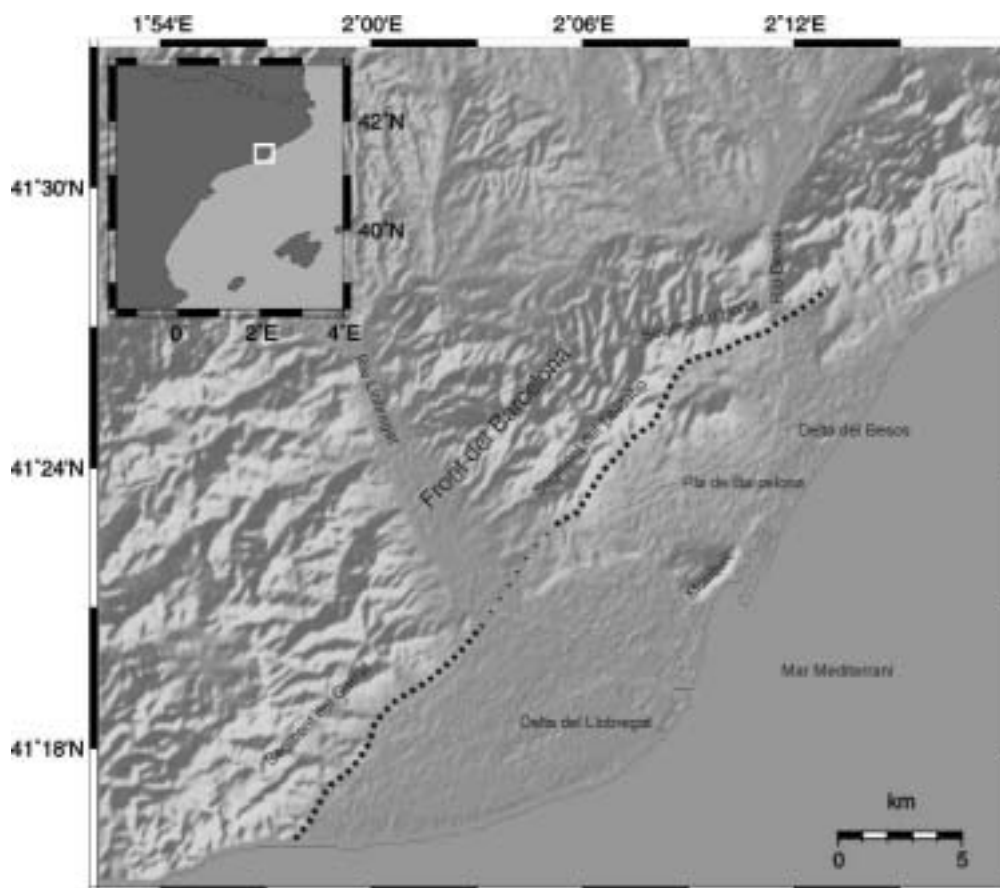


Figura 3.48. Model digital del terreny ombrejat del front i del pla de Barcelona. La línia negra puntejada mostra la localització del front de muntanya analitzat.

*Shaded DEM of the Barcelona front and plain. A black dotted line locates the analyzed mountain front.*

Aquests sediments, que a la resta del pla de Barcelona estan coberts pels sediments quaternaris, limiten al nord amb les roques del Paleozoic. Aquest límit és bastant rectilini, té una direcció NE-SW i es localitza a l'alçada de la Travessera de les Corts/Gràcia (CLABSA, 1997). Al pla alt els complexos sediments quaternaris corresponen a pseudemont i glacis del Pleistocè (Solé Sabarís, 1963; Casassas i Riba, 1992), on a nivell estratigràfic s'observa una triple repetició d'un cicle sedimentari, que es coneix com a tricicle (Ventayol et al., 1978), tot i que hi ha estudis recents que posen en dubte aquests cicles (Riba, conferència a la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona, 2005). Aquests cicles sedimentaris estan constituïts per tres nivells, argiles vermelloses a la base, llims groguencs d'origen eòlic i una crosta calcària edàfica a sostre (Solé Sabarís, 1963; Ventayol et al., 1978; Casassas i Riba, 1992). Pel que fa al pla baix els sediments que el formen són holocens i corresponen als complexos deltaics del Besòs i del Llobregat i a glacis i ventalls al·luvials que tenen la capçalera a l'escarpament que separa el pla alt del pla baix. A partir de l'estudi de la topografia del pla alt i de la consulta d'alguns dels informes realitzats per a la construcció de la línia 9 del metro de Barcelona s'ha localitzat una falla que podria afectar als sediments quaternaris. Aquesta falla coincideix amb un escarpament geomorfològic que va paral·lela al front de muntanya des de peus del turó de Sant Adrià (sediments miocens), passant pels peus del turó de Vallcarca (Paleozoic) i arribant com a mínim fins l'escarpament que limita el pla alt de Barcelona pel sud, amb una longitud de gairebé 14 km (figura 3.49). No es pot descartar que continuï sota els sediments holocens que formen el delta del Llobregat. L'estudi d'aquesta falla i, en general, de la zona del pla de Barcelona presenta cert grau de dificultat a causa de la intensa urbanització de la zona. A continuació es descriurà, en primer lloc, el front de muntanya del pla de Barcelona analitzant les seves característiques geomorfològiques i posteriorment es mostrarà l'anàlisi realitzada al pla.

Al front de muntanya s'hi poden distingir tres segments que de nord a sud són (figura 3.48): a) el d'Horta (8.5 km); b) el del Tibidabo (5.4 km); i c) el del Garraf (10.8 km). Aquests diferenciació s'ha realitzat a partir de l'anàlisi de la morfologia del front. La distinció entre els segments del Garraf i del Tibidabo s'ha realitzat a partir de l'observació que al primer segment no hi ha facetes mentre que si que n'hi ha al segon i que es troben a banda i banda del riu Llobregat que marcaria el límit entre els dos segments (figura 3.49). Com que tant el segment del Tibidabo com el d'Horta tenen facetes, la distinció s'ha fet a partir de la observació que al front s'hi produeix un canvi de direcció, que coincideix amb un graó morfològic on les conques de drenatge s'han desenvolupat amb una direcció obliqua al front. Aquestes fet es pot observar a l'alçada del turó de Vallcarca, sent aquesta la posició on se situa el límit entre aquests dos segments (figura 3.49).

L'anàlisi geomorfològic i morfomètric dels diferents segments del front de Barcelona ha posat de manifest que existeixen certes similituds entre els segments del Tibidabo i d'Horta, i que aquests són bastant diferents del segment del Garraf. En primer lloc s'han obtingut valors de l'índex de sinuositat molt similars per als dos fronts, al voltant de 2.5, mentre que l'obtingut pel front del Garraf és més gran (3.3). Tot i així, els tres són valors de sinuositat elevats, indicant que hi ha una certa degradació del front i que els sediments més recents s'estan dipositant al seu interior. L'anàlisi del front només ha permès distingir clarament una sola generació de facetes triangulars als segments on aquestes s'han observat (figura 3.50) i s'ha vist que són força similars entre ells. Les facetes del segment d'Horta presenten pendents que varien entre  $10^\circ$  i  $26^\circ$  (mitjana de  $16^\circ$ ) i desnivells topogràfics entre 25 i 75m. Al segment del Tibidabo les facetes tenen pendents entre  $10^\circ$  i  $22^\circ$  (mitjana de  $18^\circ$ ) i desnivells topogràfics entre 20 i 60 m. Els perfils topogràfics realitzats al llarg del front de Barcelona (figura 3.51) també mostren que mentre que entre els segments d'Horta i el Tibidabo hi ha certes similituds, aquests són força diferents quan es comparen amb el realitzat a través del segment del Garraf. Els perfils 1 i 2 (figura 3.51) mostren una certa ten-

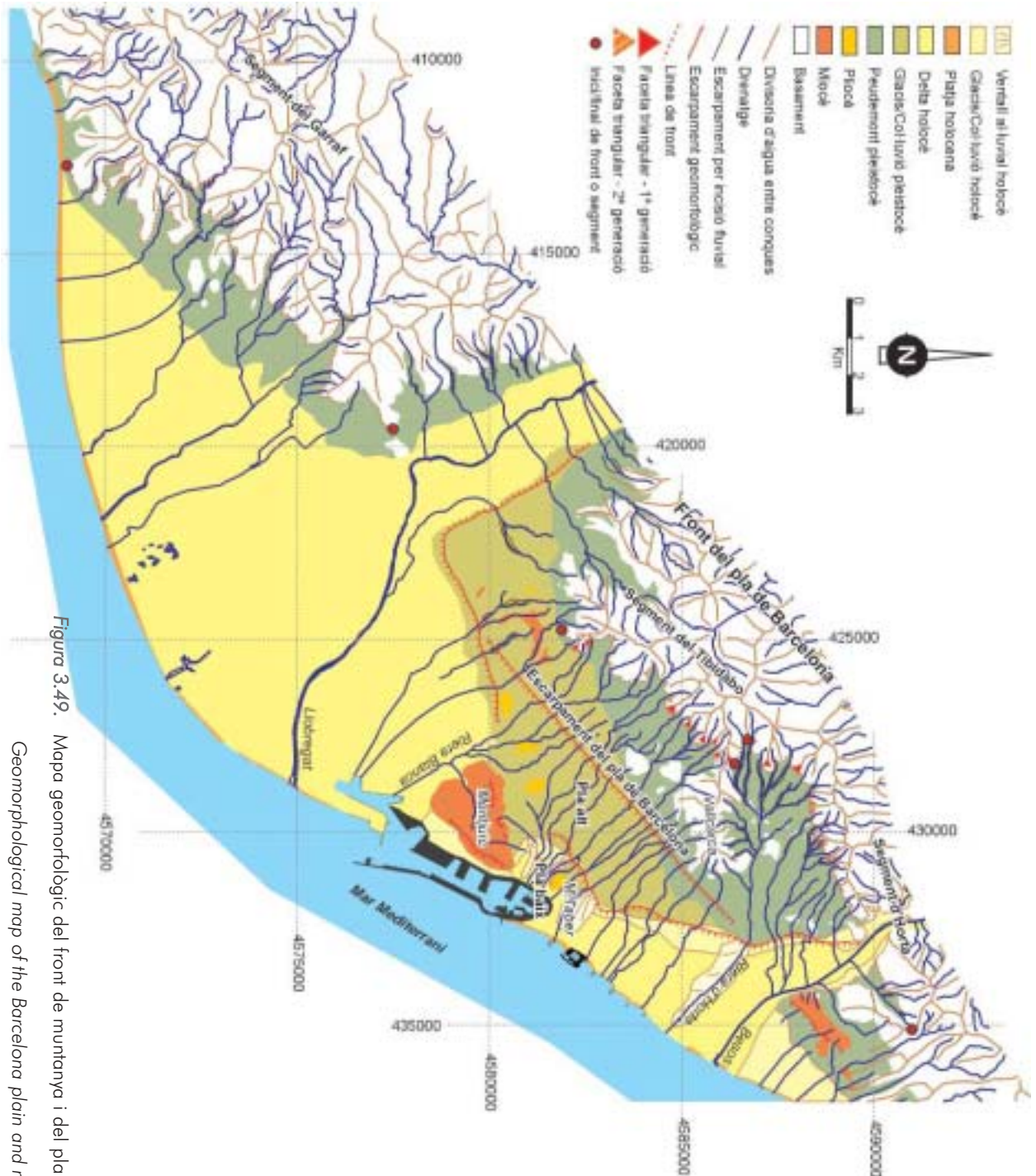


Figura 3.49. Mapa geomorfològic del front de muntanya i del pla de Barcelona.  
 Geomorphological map of the Barcelona plain and mountain front.

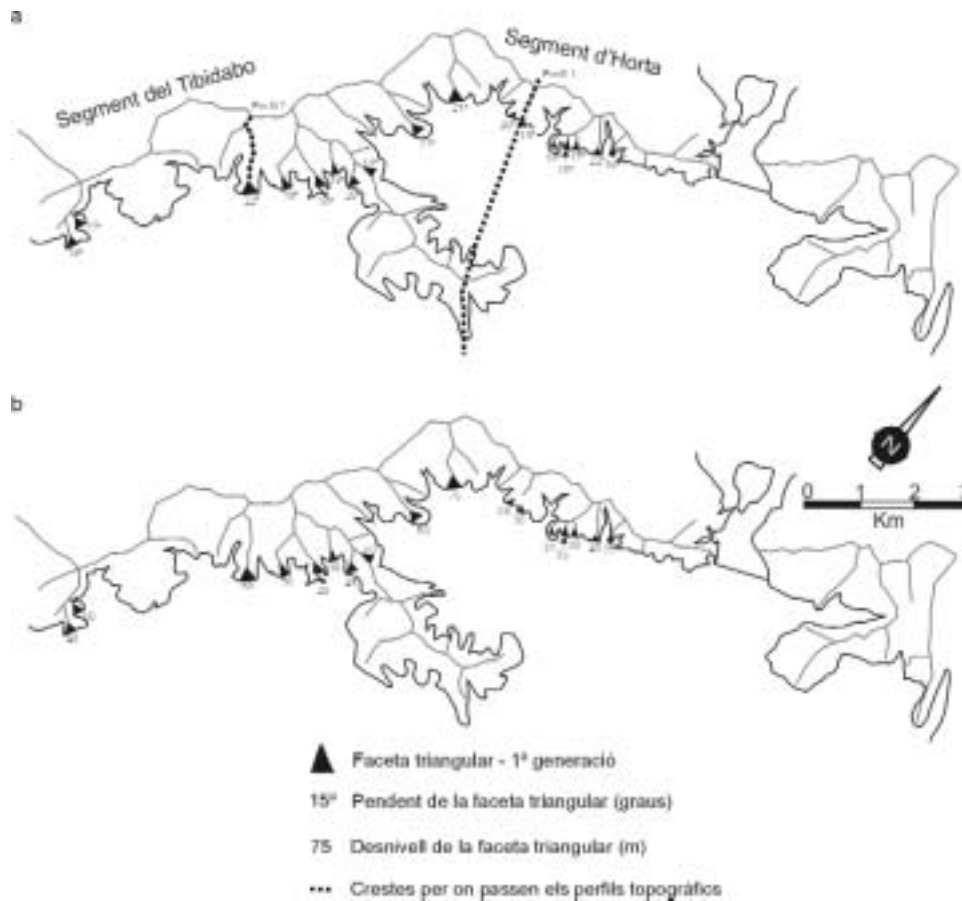


Figura 3.50. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front de Barcelona on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'apex de les facetes (b). Les línies negres puntejades indiquen les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.51.

*Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Barcelona front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.51 have been done.*

dència convexa cap a la conca, tot i que força suavitzada, mentre que el perfil 3 mostra una geometria irregular i força còncava a la seva part més frontal. Això podria indicar que mentre que al segment del Garraf hi ha un clar predomini de l'erosió, als segments del Tibidabo i d'Horta sembla que hi ha un cert equilibri entre la formació i la destrucció del relleu. Als segments del Tibidabo i d'Horta a mig vessant s'observa un trencament del pendent del front i la presència d'un replà, que podria correspondre a un pediment originat en un moment de poca activitat del front que després d'un nou període d'activitat quedaria aixecat i amb el temps hauria estat totalment erosionat pels drenatges perpendiculars al front. Aquesta pediment s'ha observat a diversos punts al llarg del front i coincideix amb la carretera de les aigües.

L'anàlisi de les conques que drenen el front de Barcelona també mostra que hi ha diferències entre el segment del Garraf i els del Tibidabo i d'Horta (figura 3.49). Aquests darrers segments estan caracteritzats per unes conques que mostren una disposició perpendicular al front, són curtes, amb tendència a ser allargades i amb forma de copa. La divisòria d'aigües principal d'aquestes conques coincideix amb la posició del relleu màxim local. En contrast, les conques localitzades al segment del Garraf són conques amb una disposició més irregular respecte al front, presenten una morfologia principalment dendrítica i són força més grans i arrodonides que les loca-

litzades als altres dos segments. L'índex d'espaiat al front de Barcelona només s'ha calculat pels segments del Tibidabo i d'Horta, ja que el segment del Garraf no presenta conques que siguin comparables entre si a causa de la seva irregularitat. Els valors que s'han obtingut per als segments del Tibidabo i d'Horta varia entre 0.47 i 1.29 (mitjana de 0.77). Aquests valors signifiquen que les conques tenen tendència a ser més amples que llargues, el que implicaria un cert predomini de l'expansió lateral. Els índexs d'encaixament s'han calculat pels tres segments. Els valors de la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca i l'índex d'incisió obtinguts són, respectivament, de 0.88 i 7 al segment d'Horta, de 0.46 i 7 al del Tibidabo i de 1.3 i 17.1 al de Garraf. Com es pot observar hi torna a haver clares diferències entre els segments que mostren facetes i el segment del Garraf. En el cas dels segments del Tibidabo i d'Horta els índexs indicarien un cert predomini de la incisió vertical del drenatge per sobre de l'expansió lateral, mentre que en el cas del front del Garraf passaria tot el contrari.

Al llarg de tota l'anàlisi geomorfològica s'ha pogut veure que hi ha clares diferències entre els segments que constitueixen el front del pla de Barcelona. De forma general, als segments del Tibidabo i d'Horta s'observa un cert equilibri entre els processos erosius i els processos que indiquen una conservació del front. En canvi, al segment del Garraf s'observa de forma clara que els processos erosius són els que dominen.

L'estudi geomorfològic del pla de Barcelona s'ha realitzat a partir de l'anàlisi de mapes topogràfics de finals del segle XIX i principis del XX (Cerdà et al., 1855; Almera, 1891; Rubio i Kindelán, 1909). Aquesta anàlisi posa de relleu una sèrie de fets. En primer lloc, al pla baix de Barcelona la disposició de les corbes de nivell mostra una sèrie de cossos amb morfologia abombada que han estat interpretats com ventalls al·luvials (Casassas i Riba, 1992). Aquests ventalls

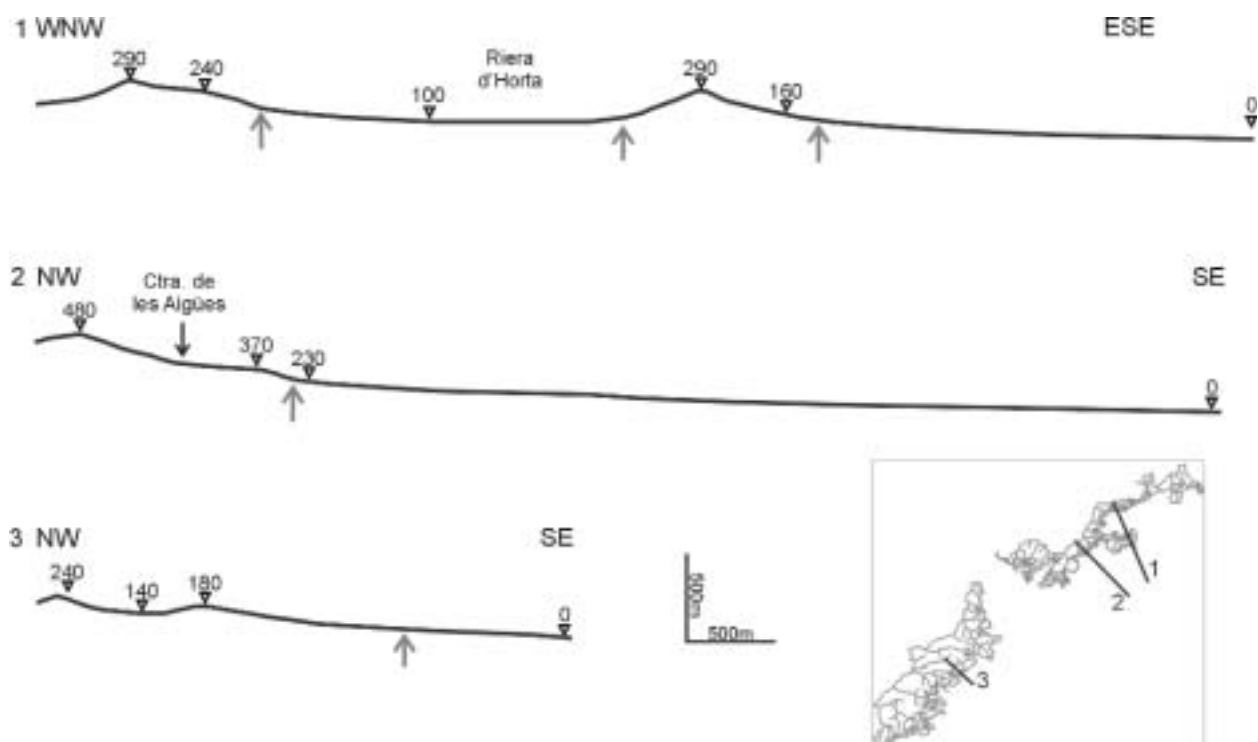
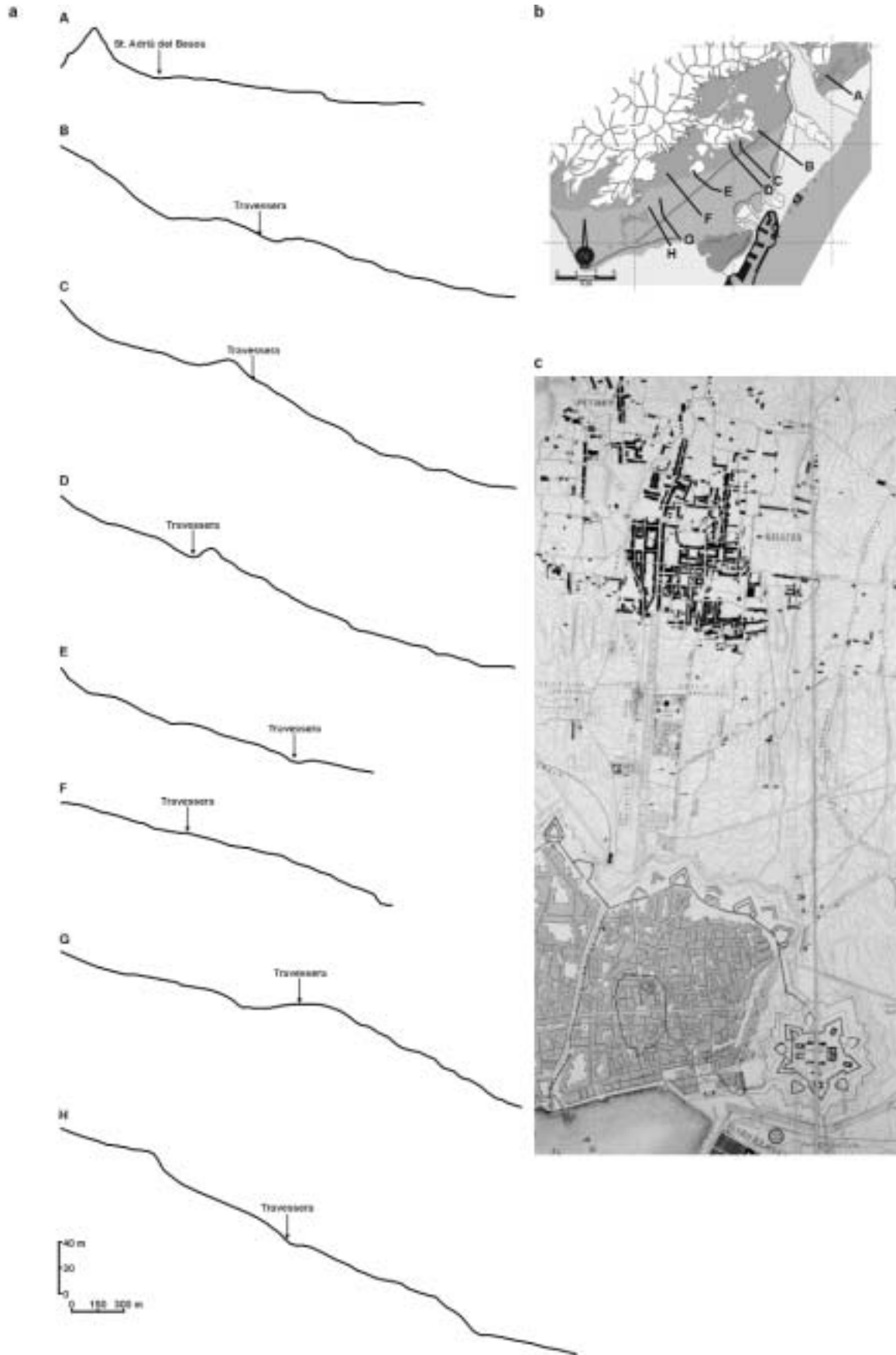


Figura 3.51. Perfils topogràfics que travessen el front de Barcelona. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front.

*Topographic cross-sections across the Barcelona mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front.*

estan adossats a un escarpament que envolta el pla alt i es localitzen aigües avall del punt on les rieres d'Horta i de les Rambles el travessen, i a la zona on actualment hi ha el parc de la Ciutadella. També en aquests mapes es pot veure com els drenatges que travessen el pla alt presenten cursos rectilinis amb una disposició perpendicular al front de muntanya de Barcelona. Al pla alt de Barcelona s'hi han distingit dos escarpaments, un que l'envolta i un altre que el travessa en direcció NE-SW de forma paral·lela al front de muntanya i coincidint amb la Travessera de les Corts/Gràcia. S'ha observat que l'escarpament que envolta el pla alt no presenta la mateixa morfologia a tot arreu, és més abrupte a la zona de Cornellà i l'Hopitalet (zona del Llobregat) que no pas a la zona de Sant Martí dels Provençals (zona del Besos), i s'arriba a perdre entre ambdues zones. Segons Solé Sabarís (1963) el seu origen és erosiu, producte de les variacions del nivell del mar durant els períodes glacials i interglacials. El segon és un escarpament de menor entitat que, de NE a SW, comença a ser visible al peu del turó de Sant Adrià del Besos, discorre al peu del turó de Vallcarca i segueix el que actualment és la Travessera de Gràcia i la de les Corts fins arribar a l'escarpament que envolta el pla alt a la zona del delta del Llobregat (figura 3.49). A partir del mapa topogràfic de Cerdà et al. (1855) s'han realitzat una sèrie de perfils topogràfics que travessen el pla alt de Barcelona i en algun cas arriben fins al pla baix (figura 3.52). La realització d'aquests perfils ha presentat una sèrie de problemes relacionats amb el fet que al mapa no s'indiquen ni l'equidistància entre les diferents corbes de nivell, ni l'alçada topogràfica a la que corresponen. Aquesta equidistància és de 1 m i es va obtenir consultat el treball de Cerdà (1855). A partir d'aquest mapa s'han realitzat una sèrie de perfils on es pot veure l'escarpament que trenca el pendent del pla alt de Barcelona i discorre des de Sant Adrià del Besos fins a la zona del Llobregat, coincidint amb la posició de la Travessera de les Corts/Gràcia. Aquest escarpament coincideix amb el límit nord-occidental dels sediments corresponents al Neogen, que com ja s'ha comentat és força rectilini i té una direcció NE-SW (CLABSA, 1997), fet que suggereix un origen tectònic d'aquest escarpament. La nova línia 9 del metro de Barcelona travessa perpendicularment la zona on es localitza aquest escarpament prop del Miniestadi/Zona Universitaria, en el trajecte paral·lel a la riera Blanca, i a la Sagrera. Els informes realitzats al llarg del trajecte que va paral·lel a la riera Blanca, mostren que hi ha una compartimentació en alts i baixos estructurals de la zona del pla de Barcelona entre el front de muntanya i Montjuïc. Concretament s'hi han observat dos alts estructurals, un a la zona del Miniestadi (figura 3.53a) i l'altre que enllaçaria amb el front nord occidental de Montjuïc. L'alt del Miniestadi coincideix amb l'escarpament de la Travessera de les Corts/Gràcia. Els sondejos i talls corresponents a l'informe consultat mostren com aquest alt està constituït per materials silúrico-devonians, coronats per un paquet de Miocè continental (Burdigalià). Estaria limitat al NW i SE per dues falles paral·leles al front de muntanya, on la falla del flanc nord-occidental presentaria un cabussament cap al NW i la del flanc sud-oriental cap al SE. També sembla que aquestes falles haurien estat actives durant el Quaternari ja que els materials quaternaris presenten variacions importants dels seus gruixos cap a les falles, que a causa de la direcció dels drenatges predominants a la zona i perpendiculars a les falles, difícilment es podrien explicar com causats per l'erosió dels torrents provinents del Tibidabo. La informació disponible per la zona de la Sagrera mostra que a la zona on es localitza l'escarpament geomorfològic que travessa el pla de Barcelona també s'hi produeix un engruiximent dels sediments corresponents al Plio-Quaternari. Aquest engruiximent dels sediments quaternaris podria estar lligat a l'activitat d'una falla durant el Quaternari (figura 3.53b), que seria la continuació de la falla que limita pel SE l'alt del Miniestadi. Segons aquesta interpretació, al bloc inferior de la falla els sediments quaternaris se situarien per sobre de les granodiorites del Paleozoic, mentre que al bloc superior se situarien per sobre dels sediments del Pliocè, que no apareixen al bloc inferior. El contacte entre les granodiorites i els sediments Pliocens es produiria per falla. Tota aquesta informació suggereix que l'escarpament paral·lel a la Travessera de les Corts/Gràcia està relacionat amb l'activitat quaternària de la falla que travessa el pla de Barcelona.





Un altre estudi que recolza la presència d'una falla al pla de Barcelona és el realitzat per Lázaro (2001) on s'analitzen les anomalies gravimètriques al pla de Barcelona de cara a trobar possibles discontinuïtats al subsòl del pla i obtenir el gruix de sediments que rebleixen les subconques. Aquest estudi revela la presència d'una falla normal a peus del turó de Vallcarca coincidint amb l'escarpament geomorfològic que travessa el pla, però divergint en direcció WSW-ENE a mida que aquesta falla es va endinsant dins del pla. La modelització de les anomalies gravimètriques que realitza Lázaro (2001) mostra que el gruix de sediments que omplen la conca del pla de Barcelona no és superior a 500 m. Amb aquesta dada, tenint en compte que l'alçada màxima del front de Barcelona és de 512 m (cim del Tibidabo) i que els sediments que es troben a la base de la conca podrien ser del Burdigalià (19Ma) o Languià (14.8 Ma) s'obté una taxa de lliscament vertical mitjana per la falla que varia entre 0.05 i 0.07 mm/any, que és coherent amb les taxes obtingudes per altres falles dins de la zona d'estudi.

A partir de l'associació de terratrèmols a falles s'ha vist que la falla o sistema de falles associada al front del pla de Barcelona (segments del Garraf, Tibidabo i Horta) és responsable de part de la sismicitat instrumental enregistrada a la zona (falla nº 15 a la taula 3.1 i figura 3.4, i figura A1.15 de l'annex 1). Aquest fet posa de manifest certa activitat sísmica d'aquest sistema de falles, tot i que pugui estar caracteritzat actualment per pocs terratrèmols i de baixa magnitud.

En resum, a la zona del pla de Barcelona s'ha vist que hi ha dues falles que mostren indicis d'activitat recent. Una seria la falla responsable de la formació del front de muntanya que limita el pla de Barcelona pel nord-oest, mentre que l'altra seria la responsable de l'escarpament geomorfològic de direcció NE-SW i paral·lela al front de muntanya observat al pla i que coincideix amb el traçat de la Travessera de les Corts/Gràcia.

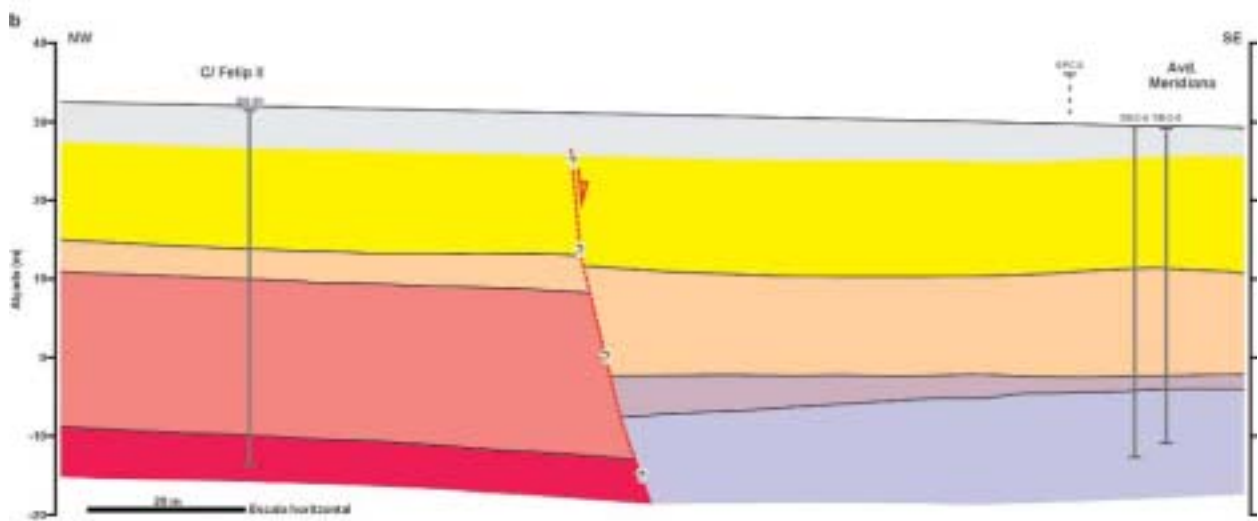
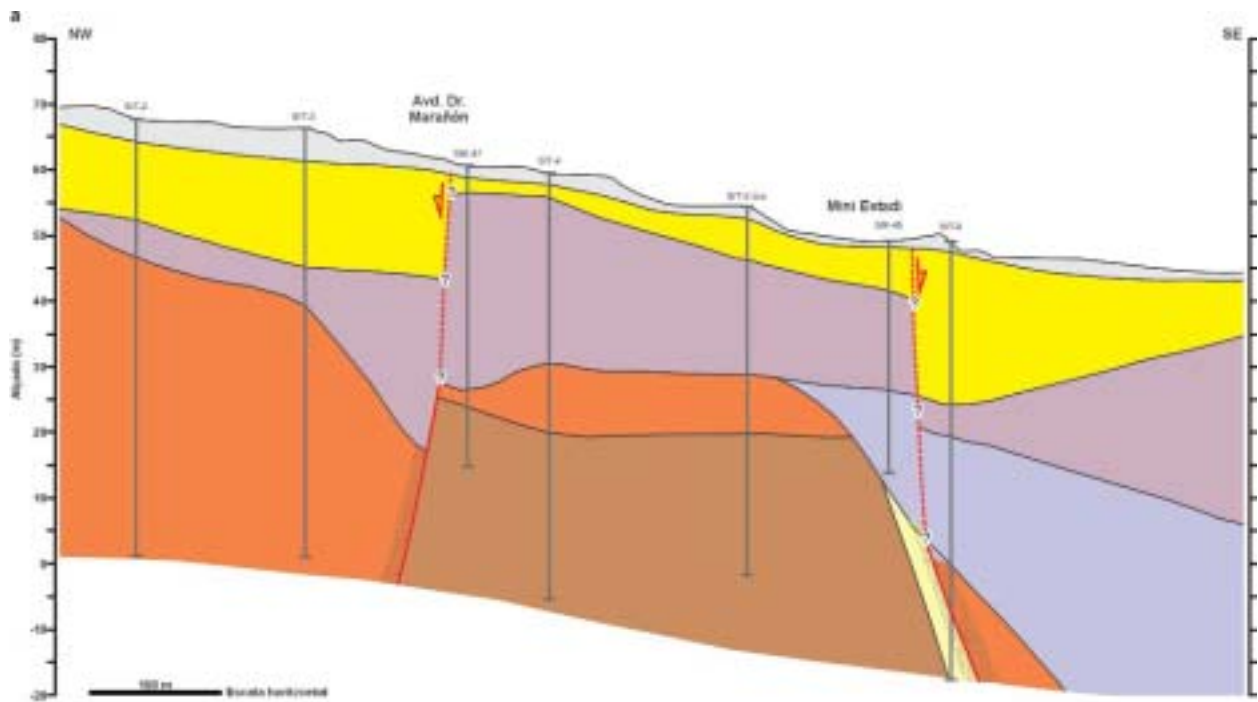
## El front del Camp

El front del Camp (figura 3.54) és el front de muntanya associat a la falla del Camp. Tal i com s'ha explicat a l'apartat 3.4, aquesta és una falla sismogènica, ja que s'ha pogut demostrar a partir d'estudis paleosismològics que ha estat responsable de grans terratrèmols durant el Pleistocè superior i l'Holocè (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al., 2001; Perea et al., 2003). L'estudi geomorfològic i morfomètric d'aquest front pot donar una idea de les característiques que pot presentar un front associat a una falla sismogènica localitzada dins de la zona d'estudi.

La falla del Camp està composta per dos segments (el segment nord i el sud), que presenten una disposició en *echelon* i constitueixen el límit nord-occidental de la conca del Camp. Té el nivell de desenganxament a uns 15 km de profunditat, cabussa uns 60° i la conca originada pel seu moviment presenta un rebliment sedimentari neògen d'entre 1400 i 2000 m (Nuñez et al., 1980; Medialdea et al., 1986; Roca, 1992; Roca i Guimerà, 1992; Sàbat et al., 1997) (per més informació veure l'apartat 3.4).

**Figura 3.52.** (Pàg. anterior) a) Perfils topogràfics a través del pla de Barcelona fets a partir del mapa topogràfic de Cerdà et al. (1855). Als perfils es marca la posició de la Travessera de les Corts/Gràcia. Com es pot observar la majoria de les vegades la Travessera es localitza prop d'un escarpament. Els talls han estat exagerats en la vertical. b) mapa on es localitzen els perfils topogràfics. c) Fotografia del mapa original de Cerdà et al. (1855).

(Prev. pag.) a) Topographic cross-sections through the Barcelona plain made using the topographic map of Cerdà et al. (1855). The position of Travessera de les Corts/Gràcia is located on the cross-sections. Notice that Travessera is usually located close to an escarpment. The vertical scale on the cross-sections is exaggerated. b) map where the topographic profiles are located. c) Photograph of the original map of Cerdà et al. (1855).



- |  |                                       |
|--|---------------------------------------|
| Resímet pàl·leoc   | Granodiorites alterats                |
| Pleistocè: argiles, lílms i gravas amb matriu argilosa (Trickic) | Granodiorites                         |
| Pleistocè: gravas i sorres amb matriu sorrosa argilosa           | Zones associades a fractures i falles |
| Pliocè: limolites, argiles i sorres verdoses                     | Falla suposada                        |
| Pliocè: argiles i limolites gris-blavesos                        | Falla                                 |
| Miocè: grans argiloses amb matriu argilosa vermella              | Sonstaje                              |
| Silur-Ordovicià: pissarres verdastrs                             |                                       |
| Silur-Ordovicià: calcàries massives                              |                                       |



Figura 3.53. (Pàg. anterior) Talls geològics, basats en els sondatges realitzats per la construcció de la línia 9 del metro de Barcelona, que travessen l'escarpament de la Travessera de les Corts/Gràcia a la zona universitària (a) i a la Sagrera (b). Es pot observar un engruiximent dels sediments quaternaris propers a la falla, que s'ha interpretat com degut a l'activitat d'aquestes durant aquest mateix període. Aquesta falla seria la responsable de l'escarpament geomorfològic descrit al pla de Barcelona.

(Prev. pag.) Geological cross-sections, based on boreholes related to the construction of the line 9 of the Barcelona underground, that crosses the Travesera de les Corts/Gràcia escarpment at Zona Universitaria (a) and Sagrera (b). The cross-sections show the thickening of the quaternary sediments close to the fault, that has been interpreted as related to the activity of this fault during the Quaternary. The fault would also be the responsible of the geomorphological escarpment described in the Barcelona plain.

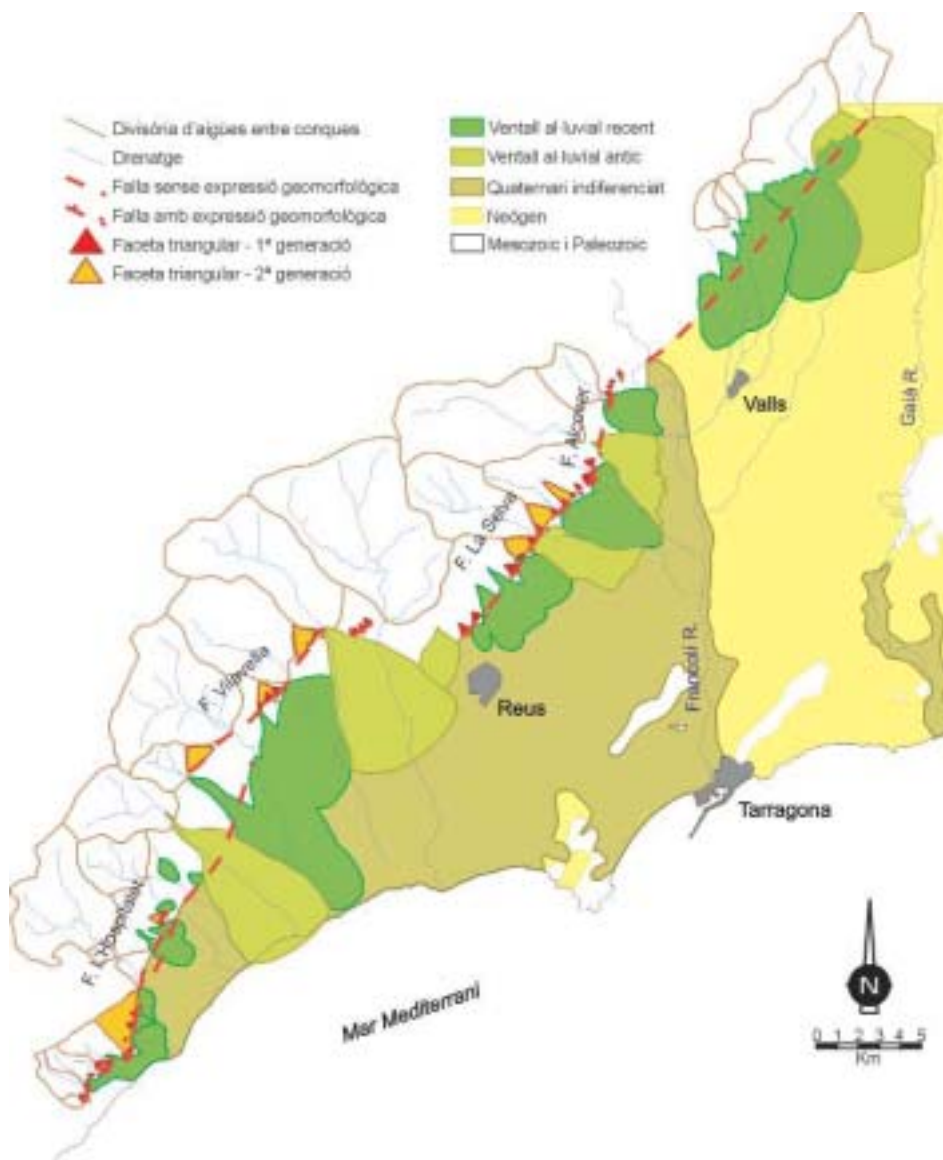
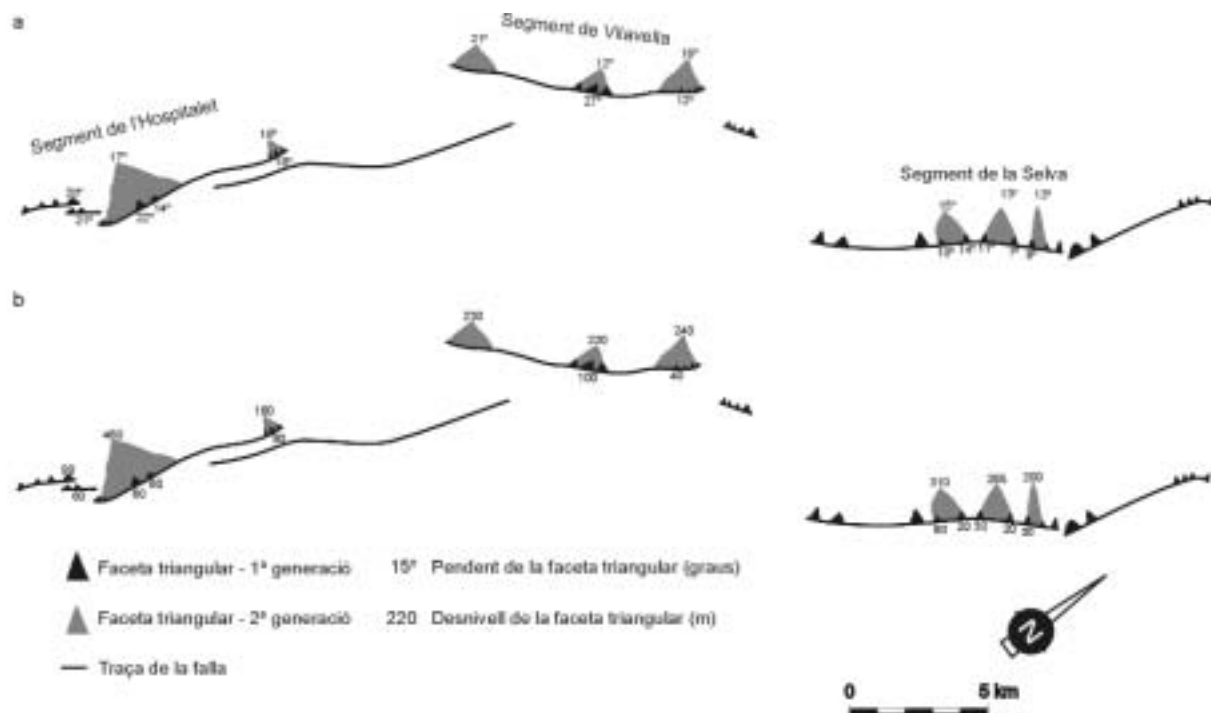


Figura 3.54. Mapa geomorfològic del front de muntanya del Camp (modificat de Masana, 1995).

Geomorphologic map of the El Camp mountain front (modified from Masana, 1995).

Masana (1995) va realitzar un estudi geomorfològic de detall d'aquest front amb la finalitat de trobar indicadors d'activitat recent. A partir d'aquest estudi la falla es va dividir en quatre segments, els de Miramar, la Selva, Vilavella i l'Hospitalet (figura 3.54), i va veure que a excepció del segment de Miramar la resta presentava indicis d'activitat recent. El segment de la Selva té una direcció NE-SW, una longitud de 10 km i hi afloren pissarres i corneanes carboníferes i, localment a la terminació nord, materials del Buntsandstein i del Muschelkalk inferior. El segment de Vilavella mostra una direcció NE-SW, té una longitud de 11 km i està format per roques paleozoiques, principalment granits i pissarres i corneanes carboníferes. El segment de l'Hospitalet té una direcció NNE-SSW i una longitud d'uns 10 km a terra, endinsant-se a més uns kilòmetres cap al mar. Transcorre entre roques del Mesozoic, a la part septentrional calcaries dolomititzades del Muschelkalk superior i a la part meridional roques carbonàtiques del Juràssic. Masana (1995) va observar diverses generacions de facetes triangulars al llarg dels tres segments (figura 3.55). Tres generacions al segment de la Selva, on les facetes més modernes presenten pendents entre 6° i 14° i desnivells topogràfics de 20 a 90 m. Dues generacions al segment de Vilavella on les facetes més modernes tenen pendents entre 12° i 22° i desnivells topogràfics entre 40 i 120 m. I fins a quatre generacions al segment de l'Hospitalet on el pendent de les facetes més modernes varia entre 17° i 21° i els desnivells topogràfics entre 60 i 80m. La sinuositat dels segments de l'Hospitalet i de la Selva són de 2.7 i 1.25 respectivament (Masana, 1995).

Les conques de drenatge localitzades al llarg dels tres segments es disposen perpendiculars al front i mostren una morfologia de copa (figura 3.54). L'índex d'espaiat obtingut per les conques varia entre 0.42 i 0.53 fet que implica que hi ha un cert predomini de la llargada de la conca en front de la seva expansió lateral. L'índex d'incisió dona valors baixos, varien entre 5 i 6, indicant



Schematic map of the disposition of the triangular facets along the El Camp mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated (modified from Masana, 1995).

certa tendència del drenatge a incidir-se verticalment (Masana, 1995).

Davant del segment de l'Hospitalet es pot observar un escarpament que afecta els ventalls al·luvials quaternaris, té una longitud de més de 10 km i un desnivell vertical màxim acumulat de 17 m a les rodalies del poble de Montroig del Camp (Masana, 1995). Aquest escarpament és degut al moviment que ha experimentat en aquest sector la falla del Camp durant el Quaternari, com s'ha pogut demostrar a partir d'estudis de paleosismologia (Masana, 1995 i 1996; Masana et al., 2000, 2001a i 2001b; Santanach et al., 2001; Perea et al., 2003).

### El front del Pla de Burgar

El Pla del Burgar és una depressió de 20 km de longitud, 6 km d'amplada i disposada en direcció N-S. Aquesta depressió ha estat reblerta principalment per sediments quaternaris els quals formen la plana al·luvial. Masana (1995), a partir de l'estudi geomorfològic de la depressió, va veure que el front que limita el Pla del Burgar per l'oest presentava indicis d'activitat recent i que, per tant, la falla responsable de la seva formació seria activa (figura 3.56). Aquest és un front que té una llargada de 13 km amb un desnivell màxim de més de 700 m i on hi afloren principalment

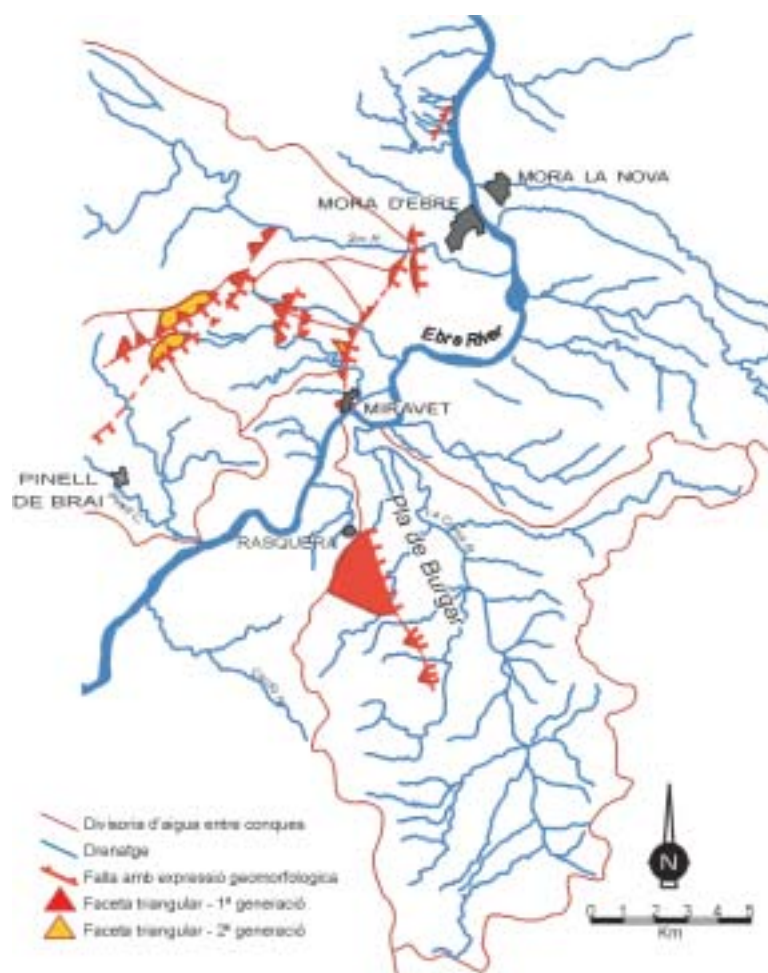


Figura 3.56. Mapa geomorfològic del front de muntanya del Pla de Burgar (Masana, 1995).

*Geomorphologic map of the Pla de Burgar mountain front (Masana, 1995).*

roques carbonàtiques del Triàsic i del Juràssic. És un front bastant rectilini, característica reflectida per un valor de l'índex de sinuositat baix (1.23). S'hi han observat fins a dues generacions de facetes triangulars, on les més modernes, al nord del riu Ebre presenten desnivells acumulats entre 20 i 90 m, mentre que al sud del riu el desnivell màxim és de 300 m (Masana, 1995). El pendent d'aquestes facetes varia entre 11° i 22°. El drenatge presenta una disposició perpendicular al front.

### El front del Baix Ebre

El front del Baix Ebre és el límit entre la serra dels Ports i la conca del Baix Ebre i està associat a la falla del Baix Ebre, una de les principals falles extensives neògenes. A grans trets aquest front té una direcció NNE-SSW i una longitud d'uns 75 km (figura 3.57). La conca del Baix Ebre és d'origen tectònic i es va originar durant el Neogen a causa de l'activitat de la falla del Baix Ebre. La potència de sediments és màxima en zones properes a la falla, tot i que només ateny uns 400 m, i aquests abasten des del Miocè i fins l'actualitat, amb extensos sistemes de ventalls al·luvials quaternaris que cobreixen la totalitat de la conca (Arasa, 1994). S'ha observat, tal i com ja havia descrit Arasa (1994), la presència de petites falles afectant sediments quaternaris corresponents a ventalls provinents del front i a terrasses del riu Ebre que mostren desplaçaments d'alguns decí-

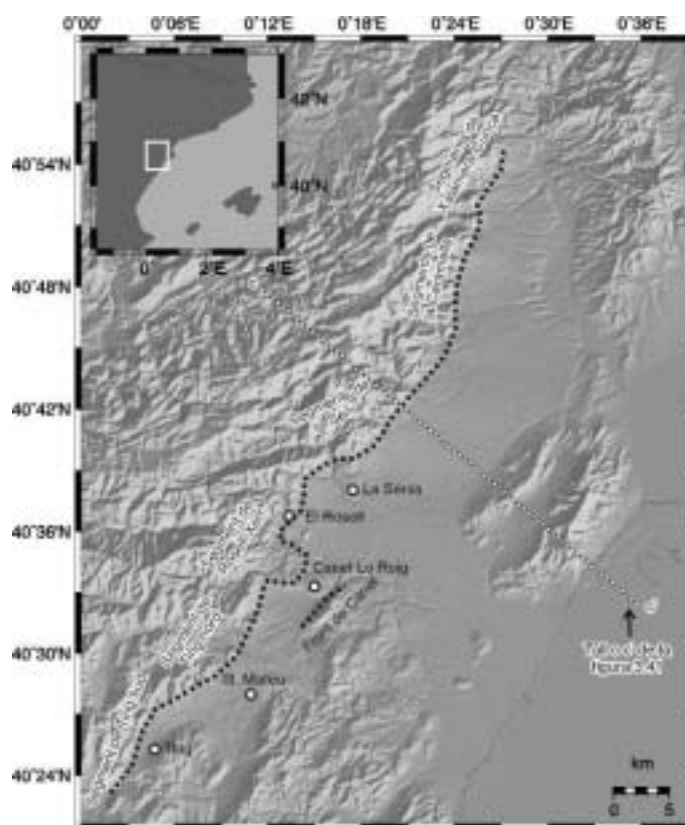


Figura 3.57. Model digital del terreny ombrejat del front de muntanya del Baix Ebre. La línia negra puntejada mostra la localització del front de muntanya analitzat. També s'indica la posició del front de Canet Lo Roig. Es marca la localització del tall topogràfic c-c' de la figura 3.41.

*Shadowed DEM of the Baix Ebre mountain front. A black dotted line locates the analyzed mountain front. The location of the Canet Lo Roig mountain front is also shown. The topographic profile c-c' of the figure 3.41 is situated.*

metres (figura 3.58). A partir del màxim desnivell topogràfic (1154 m, Montcaro) i de la màxima potència de sediments i la seva edat a la base de la conca del Baix Ebre (400 m i d'edat miocena a la base segons Arasa, 1994) s'ha pogut calcular una taxa de lliscament vertical mitjana per a tota la falla del Baix Ebre de 0.07 mm/any des de l'Aquitanià o de 0.08 mm/any des del Burdigalià (Masana, 1995).

El front del Baix Ebre s'ha dividit en set segments (figures 3.57 i 3.59) a partir de criteris geomorfològics, tals com la presència de facetes, els canvis de direcció del front i la seva sinuositat entre d'altres. Aquests segments són, de nord a sud: el de Xalamera-Cunca, el de la Caramella, el de la Sénia nord, el de la Sénia sud, el de Rosell-Xert, el de Tirig nord i el de Tirig sud. La informació geomorfològica corresponent als tres segments més septentrionals prové de l'estudi de Masana (1995). El segment de la Xalamera-Cunca està localitzat entre els dos barrancs que porten aquests noms, té una direcció NNE-SSW i una longitud total de 11 km. Al llarg d'aquest segment hi afloren roques triàsiques i, principalment roques carbonatades del Juràssic amb direcció de cabussament obliqua al front. Masana (1995) comenta que aquest segment mostra una degradació més important que els segments de la Caramella i de la Sénia nord i suggereix que podria ser a causa de la seva proximitat al riu Ebre. El segment de la Caramella està localitzat entre els barrancs de la Cunca i de Lloret, té una direcció principalment NNE-SSW i una longitud de 22 km. Aquest segment està constituït per dolomies del Juràssic cabussant principalment cap al NW



**Figura 3.58.** Fotografies de falles afectant sediments quaternaris corresponents a ventalls al·luvials i terrasses fluvials del riu Ebre. a) Falla observada en una gravera localitzada al barranc de Sant Antoni prop de la seva confluència amb el riu Ebre. b) Falla observada en un tall de la carretera entre Tortosa i Amposta a l'alçada de Vinallop.

*Photographs of faults affecting quaternary sediments of alluvial fans and river terraces of the Ebro river. a) Fault observed in a gravel quarry located in the Sant Antoni creek close to the Ebro river. b) Fault observed in the road between Tortosa and Amposta close to Vinallop.*



a)

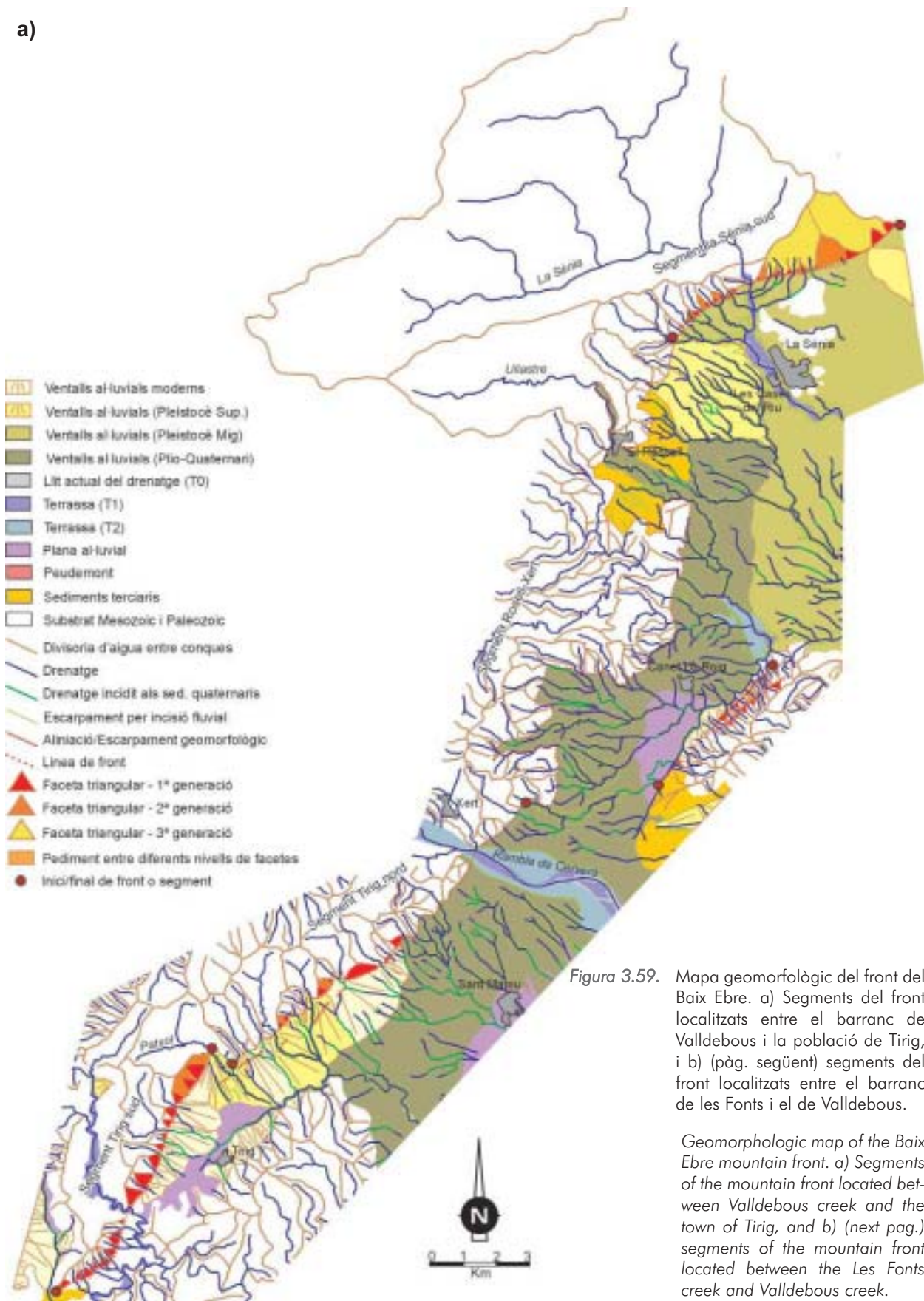
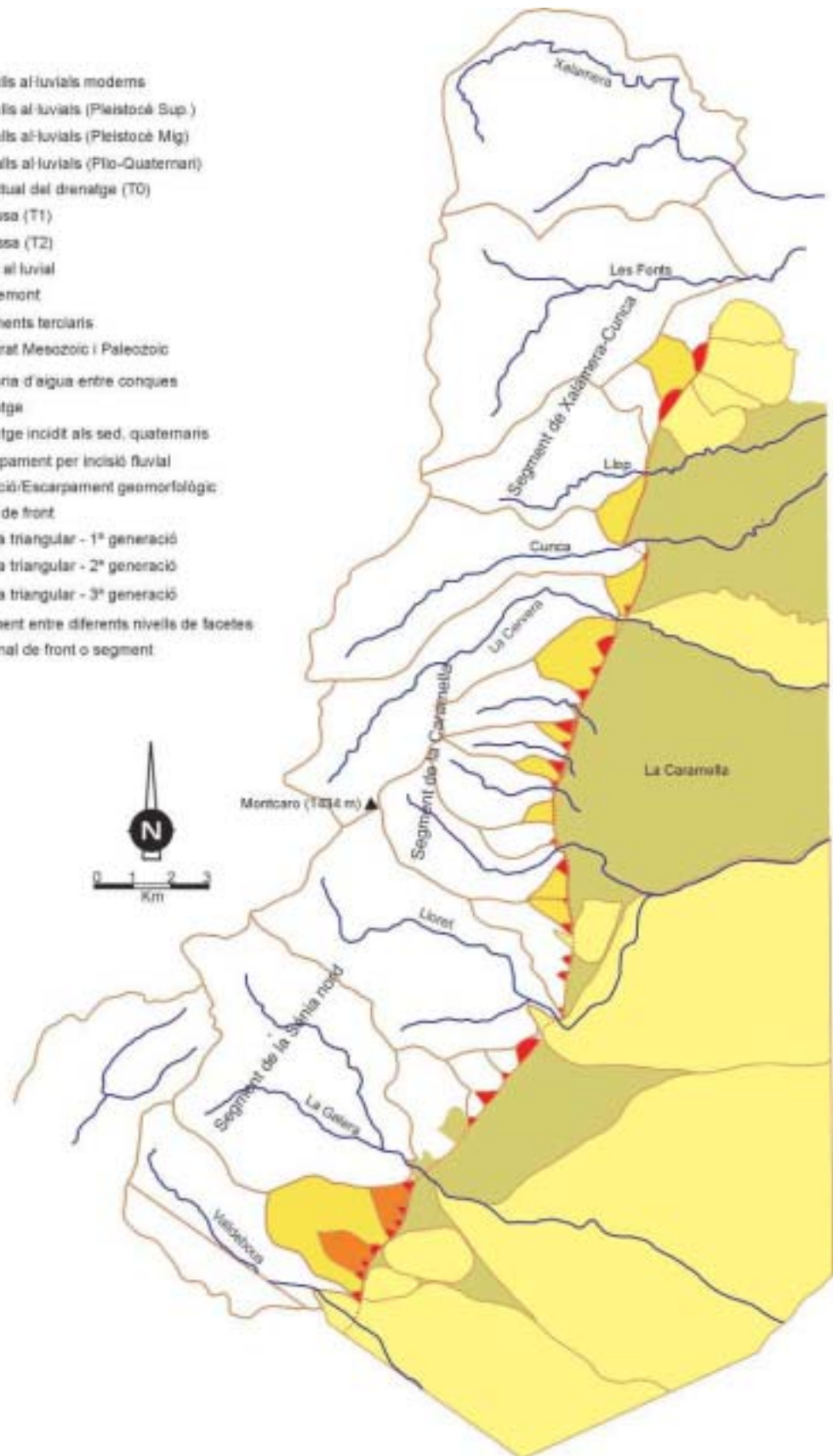


Figura 3.59. Mapa geomorfològic del front del Baix Ebre. a) Segments del front localitzats entre el barranc de Valldebous i la població de Tirig, i b) (pàg. següent) segments del front localitzats entre el barranc de les Fonts i el de Valldebous.

Geomorphologic map of the Baix Ebre mountain front. a) Segments of the mountain front located between Valldebous creek and the town of Tirig, and b) (next pag.) segments of the mountain front located between the Les Fonts creek and Valldebous creek.

b)

- Ventalls al·luvials moderns
- Ventalls al·luvials (Pleistocè Sup.)
- Ventalls al·luvials (Pleistocè Mig.)
- Ventalls al·luvials (Plio-Quaternari)
- Llit actual del drenatge (T0)
- Terrassa (T1)
- Terrassa (T2)
- Plana al·luvial
- Peudemont
- Sediments terciaris
- Substrat Mesozoic i Paleozoic
- Divisora d'aigua entre conques
- Drenatge
- Drenatge incidit als sed. quaternaris
- Escarpament per incisió fluvial
- Aliniació/Escarpament geomorfològic
- Línia de front
- Faceta triangular - 1ª generació
- Faceta triangular - 2ª generació
- Faceta triangular - 3ª generació
- Pediment entre diferents nivells de facetes
- Inici/final de front o segment



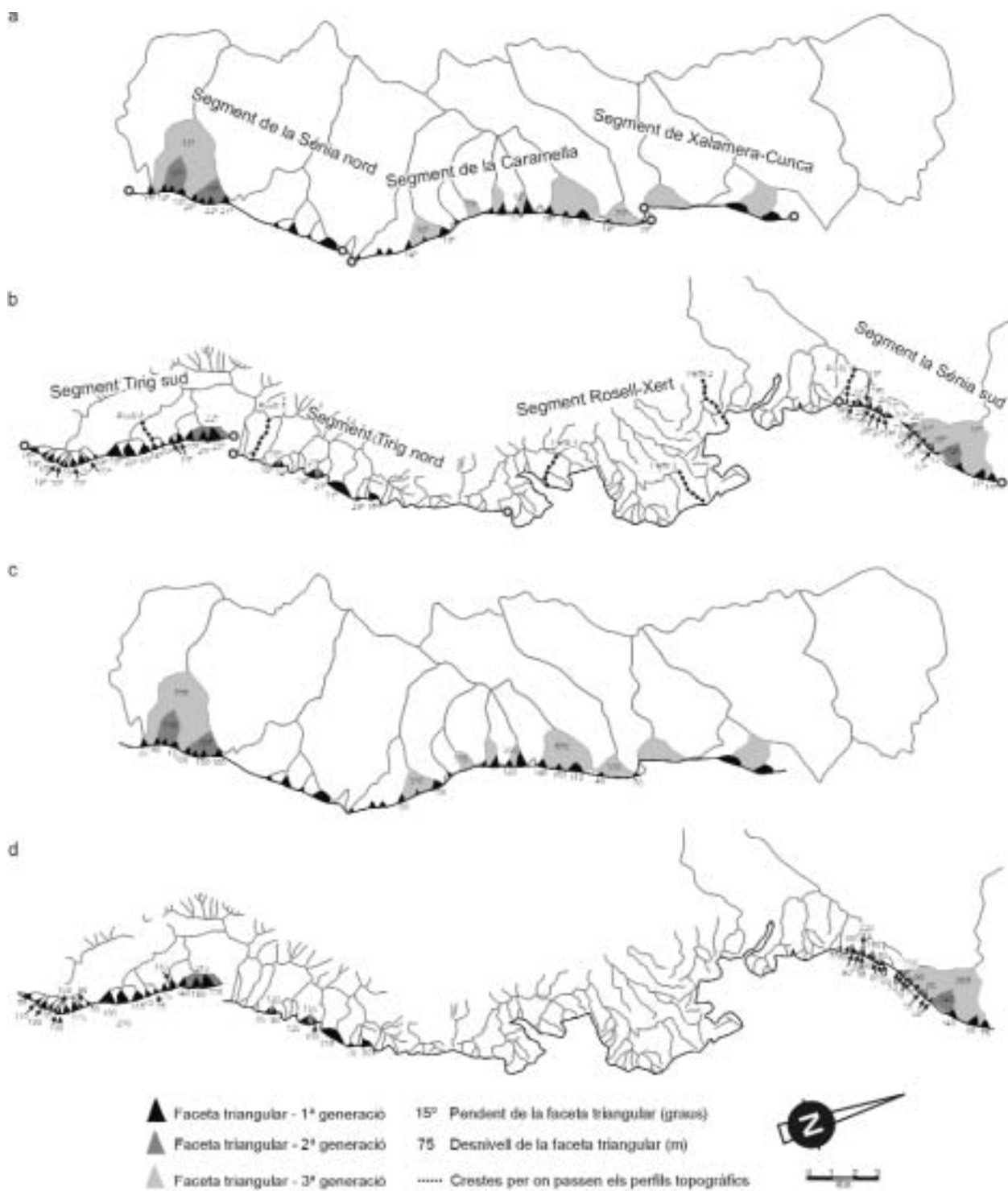


Figura 3.60. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front del Baix Ebre on s'indica el seu pendent (a i b) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (c i d). La línia negra puntejada a (b) indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.61.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Baix Ebre mountain front where their slope (a and b) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (c and d) are indicated. The black dotted lines in (b) indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.61 have been done.

i és on el front del Baix Ebre presenta el desnivell més gran (Montcaro, 1434 m). El segment de la Sénia nord es troba entre els barrancs de Lloret i de Valldebous, té una direcció NE-SW i una longitud de prop de 11 km. En aquest segment afloren roques carbonatades del Juràssic i del Cretaci que cabussen principalment cap al NW. El segment de la Sénia sud es localitza entre el barranc de Valldebous i el riu Ullastre i s'ha distingit del segment de la Sénia nord a partir d'una flexió en el front que provoca que la seva direcció passi a ser ENE-WSW. Aquest segment té una longitud de 11 km on hi afloren principalment carbonats del Juràssic que cabussen cap al NW. El segment localitzat entre les poblacions de El Rosell i Xert és un segment molt sinuós i degradat que en general mostra una direcció NNE-SSW al llarg d'uns 15 km. En aquest segment afloren principalment calcàries i dolomies del Juràssic i calcàries i margues del Cretaci amb direcció de cabussament obliqua al front. El segment de Tirig nord va des de la població de Xert fins al barranc del Patxol, té direcció NE-SW i aproximadament 11.5 km de longitud. S'ha distingit del segment anterior pel canvi de direcció però sobretot per la seva rectilitat. Està format pràcticament en la seva totalitat per calcàries i margues del Cretaci amb direcció de cabussament obliqua al front, tot i que a la seva part central hi afloren calcàries juràssiques. L'últim segment, el segment de Tirig sud es localitza entre el barranc del Patxol i la terminació meridional del front. S'ha diferenciat del segment anterior a partir d'un petit canvi en la direcció del front, que passa a ser NNE-SSW, i per la presència d'un graó morfològic al front que coincideix amb la zona on canvia la direcció. Aquest segment té una longitud de 10 km i transcorre en la seva totalitat sobre calcàries del Juràssic.

L'anàlisi geomorfològica i morfomètrica dels diferents segments del front del Baix Ebre ha posat de manifest similituds i diferències entre ells. En general s'ha vist que els diferents segments són força rectilinis amb l'excepció dels segments de la Sénia nord i de Rosell-Xert on s'han obtingut valors alts de l'índex de sinuositat (3.00 i 2.48 respectivament). A la resta de segments s'han obtingut valors de la sinuositat de 1.40 pel de Xalamera-Cunca, de 1.42 pel de la Caramella, de 1.20 pel de la Sénia sud, de 1.27 pel de Tirig nord i de 1.11 pel de Tirig sud, en aquest últim segment una part del front no s'ha considerat a causa de que discorre íntegrament pel substrat mesozoic. Dels set segments tan sols el segment de Rosell-Xert no presenta facetes triangulars (figures 3.59 i 3.60). El segment de Xalamera-Cunca mostra una sola generació, amb pendents de 17° i un desnivell topogràfic de 300 m. Al segment de la Caramella s'hi han distingit dues generacions, on la més moderna presenta pendents entre 14° i 33° i desnivells topogràfics entre 40 i 160 m. Als segments de la Sénia se n'hi han observat tres generacions. Al segment nord la generació més moderna té pendents que varien entre 13° i 27° i desnivells topogràfics entre 45 i 140 m, mentre que al sud la mateixa generació mostra pendents que estan compresos entre 10° i 28° amb desnivells topogràfics entre 20 i 95 m. Als segments de Tirig només s'hi han distingit dues generacions. Al segment nord les facetes més modernes tenen pendents que varien entre 15° i 29° i un desnivell topogràfic d'entre 65 i 135 m. La mateixa generació al segment sud mostra pendents que van de 10° a 25° amb desnivells topogràfics que varien entre 25 i 220 m.

Els perfils topogràfics realitzats al front del Baix Ebre mostren morfologies diferents. Els perfils realitzats per Masana (1995) travessant els segments de Xalamera-Cunca, de la Caramella i de la Sénia nord i sud mostren en general una clara tendència convexa cap a la conca. D'altra banda, com es pot veure a la figura 3.61 els perfils realitzats cap al sud de la Sénia mostren diferents morfologies. Els perfils realitzats a través del segment de Rosell-Xert en general mostren una tendència còncava força marcada, tot i que el perfil 4 (figura 3.61) a la zona del front té una clara morfologia convexa. Els perfils corresponents a la zona dels segments de Tirig tampoc mostren una clara morfologia convexa, tot i així crida l'atenció el fet que des del punt on es localitza el contacte entre el front i els ventalls quaternaris i la divisòria d'aigües s'observen dos graons topogràfics

(figura 3.61). El primer graó és el que es localitza prop de la divisòria d'aigües i és força marcat. El segon graó es localitza just a la zona de les facetes triangulars i és molt menys marcat. Aquest dos graons podrien correspondre a dos episodis d'activitat del front separats per una zona de pediment molt desenvolupada longitudinalment, recordant la morfologia observada al front de Barcelona (carretera de les aigües).

L'anàlisi de les conques de drenatge realitzada als diferents segments que componen el front del Baix Ebre també posa de manifest diferències entre alguns d'aquests segments (figures 3.59 i

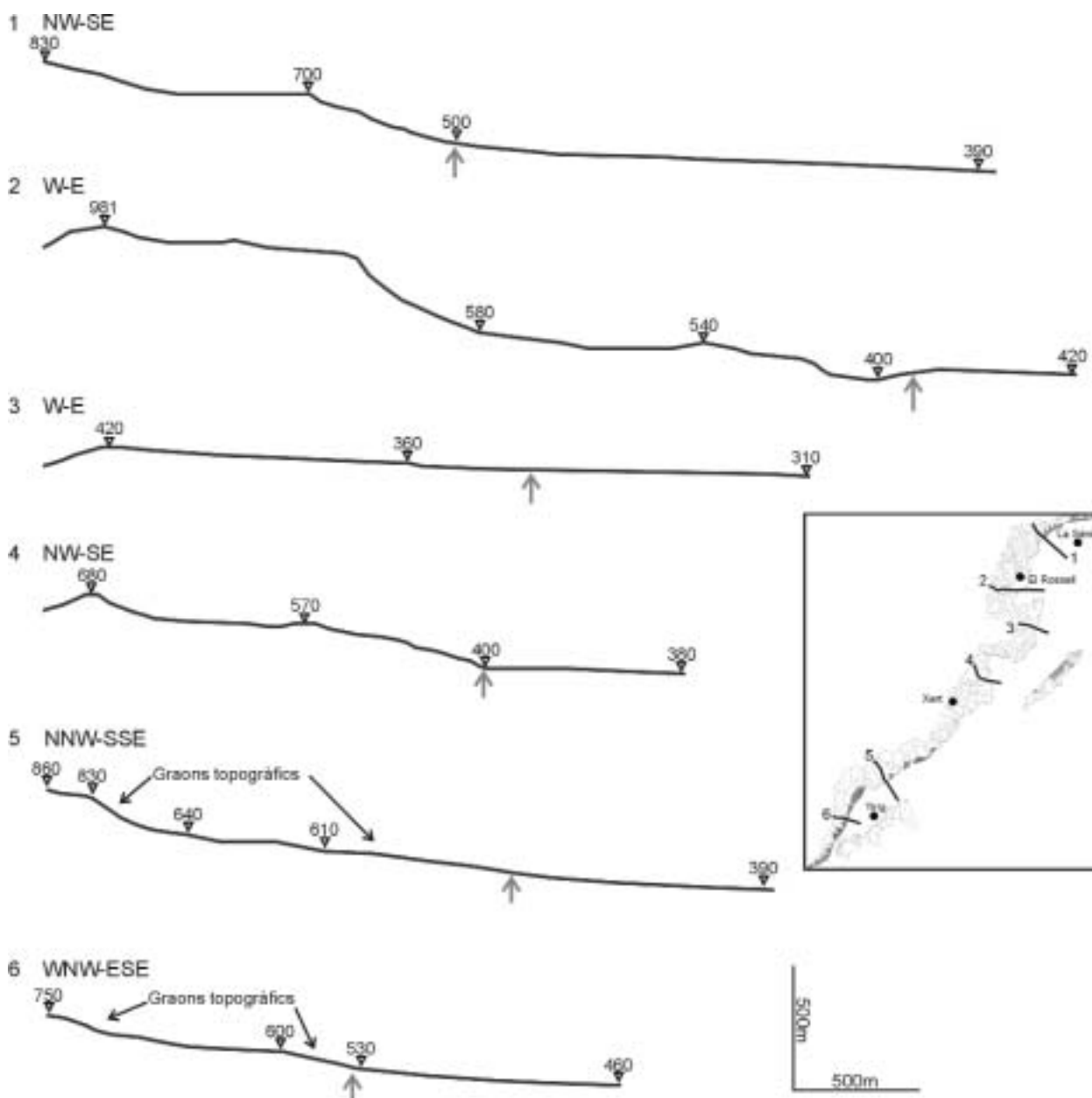


Figura 3.61. Perfils topogràfics que travessen el front del Baix Ebre. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front.

*Topographic cross-sections across the Baix Ebre mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front.*

3.60). En general les conques localitzades als segments de la Xalamera-Cunca, de la Caramella, de la Sénia (nord i sud) i de Tirig (nord i sud) presenten una disposició perpendicular al front i a la divisòria d'aigües, solen ser allargades, amb forma de copa i amb unes dimensions bastant regulars dins d'un mateix segment. Per contra, les conques localitzades al segment de El Rosell-Xert són conques grans, amb una forma força arrodonida, una disposició que varia entre perpendicular i obliqua respecte al front de muntanya i amb unes dimensions també variables; en general no s'observa un patró constant dins de les conques desenvolupades en aquest segment. El càlcul de l'índex d'espaiat dona resultats similars per a tots els segments. Pels segments localitzats al nord de la Sénia el valor de l'índex varia entre 0.48 i 0.52 (Masana, 1995). Pel segment de la Sénia sud s'obtenen valors de l'índex entre 0.46 i 0.59 (mitjana de 0.52), entre 0.09 i 0.46 (mitjana de 0.26) pel de Tirig nord i, finalment, valors entre 0.28 i 0.93 (mitjana de 0.56) pel segment de Tirig sud. Pel segment de El Rosell-Xert s'ha obtingut valors de l'índex d'espaiat que varien entre 0.20 i 1.07 (mitjana de 0.58). Tot i que la mitjana és similar als valors que s'obtenen per a la majoria dels altres segments cal recordar que aquest índex només s'ha pogut calcular en aquelles conques que mostraven una certa regularitat i eren comparables entre si, fent que no sigui un valor extrapolable a totes les conques del segment i, per tant, és poc significatiu. Als diferents segments del front del Baix Ebre la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona valors de 0.7 al de Xalamera-Cunca, 0.8 al de la Caramella, 0.6 al de la Sénia nord, de 1.39 per la Sénia sud, de 1.64 per El Rosell-Xert, de 0.95 per Tirig nord i de 0.93 per Tirig sud. Per l'índex d'incisió s'han obtingut valors de 9, 6, 7, 6, 12, 9 i 7 pels mateixos segments. En general tant l'índex d'espaiat de conques com els índex d'encaixament indiquen que les conques situades als segments que formen el front de muntanya del Baix Ebre són conques on hi ha un cert equilibri entre l'erosió del front i la preservació del relleu. De totes formes, les conques localitzades al segment de El Rosell-Xert mostren un comportament diferent a l'observat a les conques de la resta de segments. En aquest cas sembla que hi ha un clar predomini dels processos d'erosió i destrucció del relleu.

Al segment de Tirig nord, a partir de la fotointerpretació es va observar la presència d'una alineació geomorfològica. Aquesta alineació, que podria correspondre a un escarpament, va paral·lela al front i s'observa des de l'alçada latitudinal de Sant Mateu i fins a la terminació del front, travessant en el seu recorregut tant als ventalls més moderns com als ventalls del Pleistocè superior. A causa de l'activitat antròpica es fa difícil la seva localització al camp i verificació que corresponguin a un escarpament.

### **El front de Canet lo Roig**

El front de Canet Lo Roig és un petit front d'uns 6 km que es localitza just a l'est del segment de El Rosell-Xert corresponent al front del Baix Ebre i no està associat a cap falla (figures 3.57 i 3.59). Aquest front està format principalment per margues argiles i gresos del Cretaci inferior i es troba localitzat al flanc occidental d'un anticlinal amb direcció NE-SW. Al front s'hi ha identificat tant sols una generació de facetes triangulars disposades en dues rengleres, paral·leles entre si però a diferents alçades. Aquestes facetes no estan relacionades amb l'activitat d'una falla, provenen de l'erosió d'una superfície estructural lligada al flanc de l'anticlinal, per tant són xebrons o *flat irons*. L'anàlisi geomorfològica del front revela que en algunes zones entre les dues rengleres de xebrons s'observa la presència d'una superfície amb menor pendent lligada a una zona on el pendent de les capes sedimentàries és menor. L'anàlisi del pendent dels xebrons (figura 3.62) dona que per als inferiors varia entre 8° i 15° (mitjana de 12°) i per als superiors entre 15° i 27° (mitjana de 21°). Aquests pendents són concordant amb el cabussament al llarg del flanc del plec que varia entre 15° i 30°, des de la zona baixa del front cap a la zona de xarnera. Pel que fa als

desnivells s'ha observat que a la branca inferior van de 10 a 45 m, mentre que a la superior va de 45 a 75 m. El front és un front bastant rectilini tal com mostra l'índex sinuositat que és de 1.11, fet que podria estar lligada a que la serralada del que forma part és força estreta. Els talls topogràfics que travessen aquest front (figura 3.62) mostren una morfologia convexa cap a la conca i l'esglaonament del front que coincideix amb la localització dels xebrons a l'interior del front.

L'anàlisi de les conques desenvolupades en aquest front mostra que aquestes són allargades, paral·leles al front, curtes i amb forma de copa (figura 3.62). Els valors obtinguts per l'índex d'espaiat varien entre 0.24 i 0.54 (mitjana de 0.37) fet que indicaria que les conques en general tendeixen a ser més llargues que amples. En canvi, els índexs d'incisió donen valors força elevats, obtenint un valor de 5.06 per la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la divisòria d'aigües i de 15 per l'índex d'incisió, valors que donarien a entendre que a les conques localitzades al front de Canet lo Roig hi predomina l'expansió lateral per sobre de la incisió vertical dels drenatges. Els resultats obtinguts de l'índex d'espaiat i dels índexs d'incisió indica que les conques són allargades i força regulars però on hi predominen els processos d'eixamplament per sobre dels d'incisió.

El front de Canet Lo Roig no està associat a cap falla però, tot i així, alguna de les característiques geomorfològiques o índexs morfomètrics indicarien un cert aixecament d'aquest front (p.e. sinuositat baixa, índex d'espaiat baix). Aquest front seria un exemple del control que la litologia i l'estructura geològica exerceixen sobre la geomorfologia i els índexs morfomètrics, demostrant així la importància de conèixer aquests dos factors en una zona per no arribar a conclusions errònies.

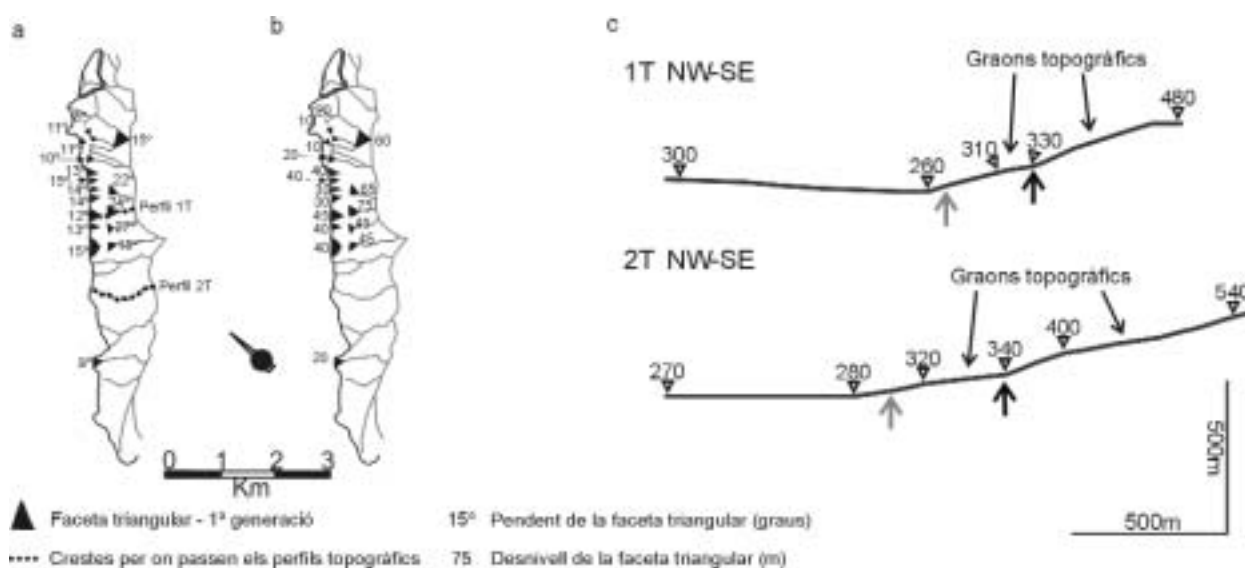


Figura 3.62. Mapa esquemàtic de la disposició dels xebrons o flat irons al front de Canet Lo Roig on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex dels xebrons (b). La línia negra puntejada a (a) indica les crestes per on passen els perfils topogràfics (c). La fletxa gris als perfils senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front. La fletxa negra als perfils senyala la posició de la base dels xebrons localitzats a l'interior del front.

Schematic map of the disposition of the flat irons along the Canet Lo Roig mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the flat irons (b) are indicated. The black dotted lines in (a) indicate the mountain crests where the topographic profiles have been done (c). The gray arrow points to the zone where the quaternary sediments and the front coincide. The black arrow points to the base of the flat irons located in the inner zone of the mountain front.

### **El front del Montsià (vessant de Sant Carles de la Ràpita)**

El front del Montsià està localitzat al sud del delta de l'Ebre i està associat a una falla extensiva neògena. Té una direcció NE-SW, amb la terminació nord situada al nord de la població de Sant Carles de la Ràpita i la terminació sud al nord de les Cases d'Alcanar (figura 3.63). La seva longitud és de poc més de 11 km i constitueix el límit occidental d'una conca sedimentària neògena que té continuïtat cap a l'interior del Mediterrani. El front muntanyós està constituït per roques del Mesozoic, principalment cretàiques (calcàries i gresos), tot i que també hi afloren roques del Juràssic (calcàries) a la zona septentrional, sempre amb una direcció de cabussament obliqua respecte al front. La conca presenta una potència màxima de sediments de fins a 160 m a la zona pròxima al front, que a la base són del Miocè superior (Arasa, 1994). Amb aquesta informació i coneixent el desnivell topogràfic que hi ha entre la conca i la zona més alta del front (340 m) s'obté una taxa de lliscament vertical que varia entre 0.05 mm/any si es considera que els sediments de la base són del Tortonià (11.2 Ma) i 0.09 mm/any si es considera que són de finals del Messinià (5.3 Ma).

L'estudi geomorfològic del front del Montsià (figura 3.64) posa de manifest que aquest no és un front molt rectilini, la majoria dels ventalls al·luvials antics tenen el seu àpex localitzat a l'interior del front, cosa que fa que l'índex de sinuositat doni un valor elevat, 1.83. El front mostra la presència de fins a tres generacions de facetes triangulars. La última generació presenta pendents entre 10° i 28° (mitjana de 17°) i un desnivell topogràfic entre 15 i 155 m (figura 3.65). Els perfils

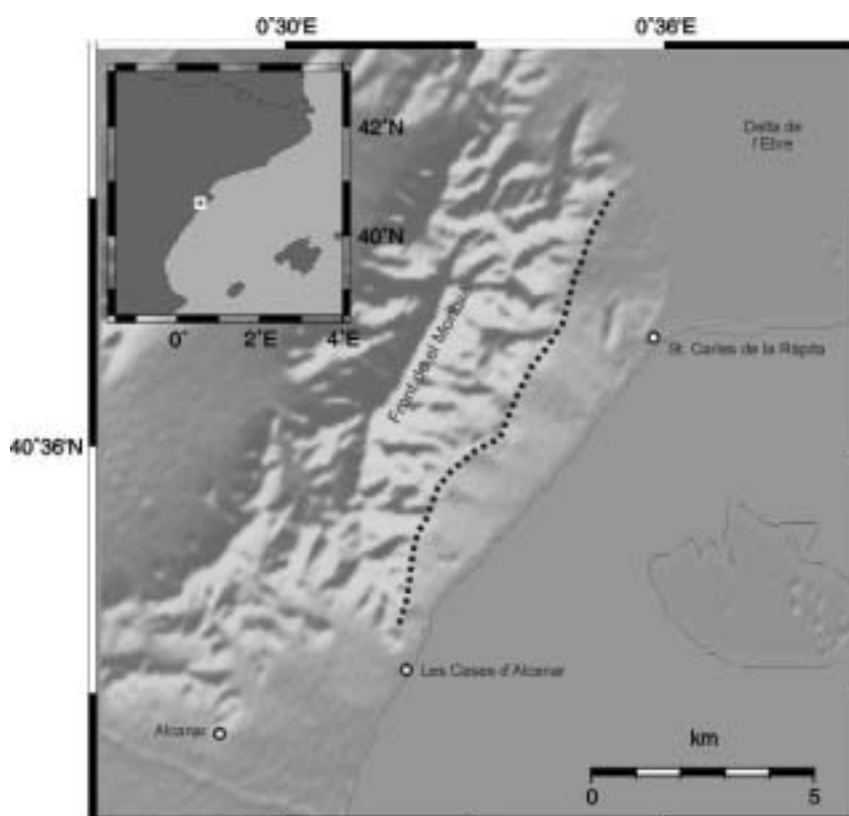


Figura 3.63. Model digital del terreny ombrejat del front del Montsià. La línia negra puntejada mostra la localització del front de muntanya analitzat.

*Shadowed DEM of the Montsià mountain front. A black dotted line locates the analyzed mountain front.*



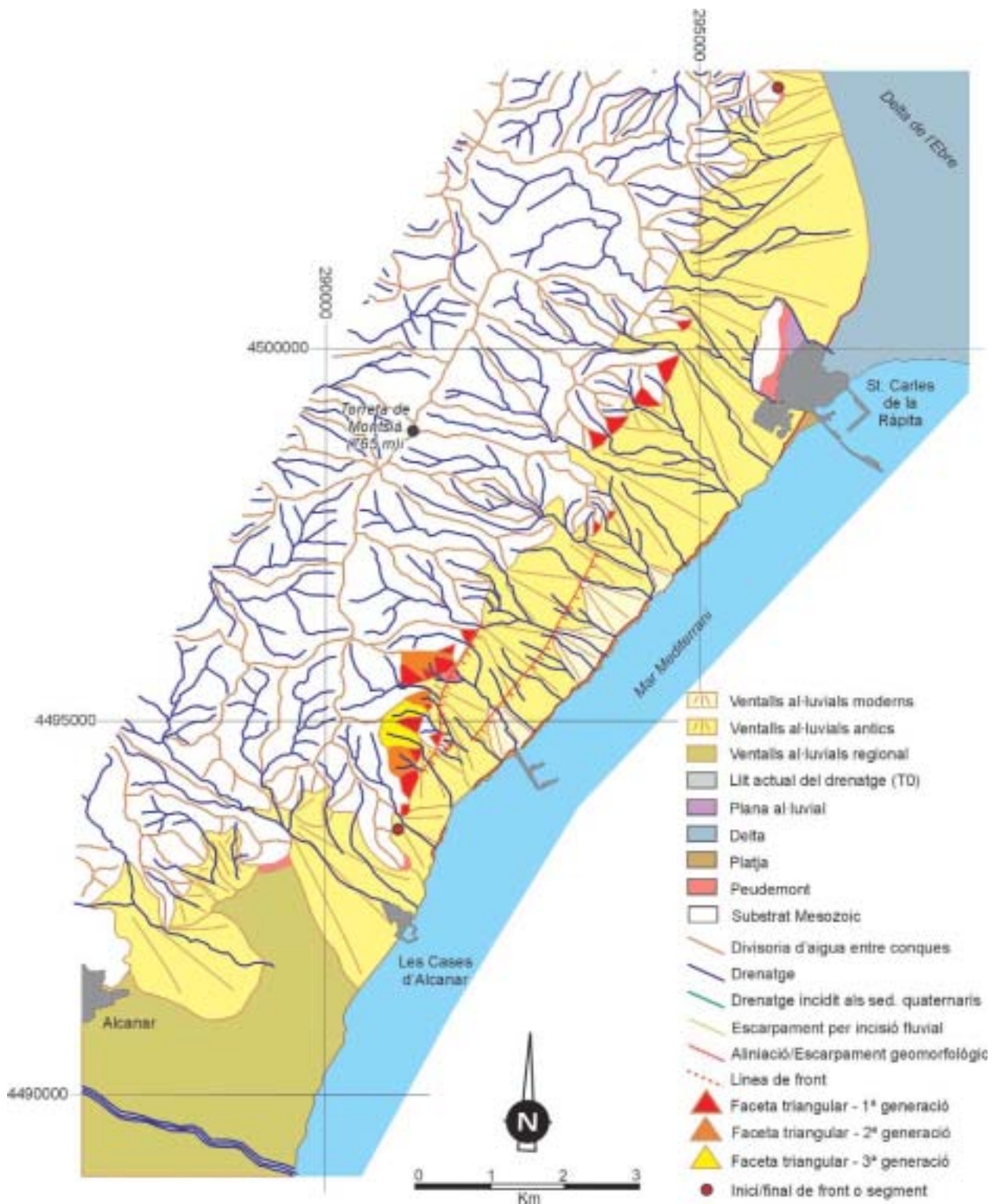


Figura 3.64. Mapa geomorfològic del front de muntanya del Montsià.

Geomorphological map of the Montsià mountain front.

topogràfics que travessen el front presenten una morfologia força còncava cap a la conca (figura 3.66). Tot i així, una anàlisi detallada dels perfils mostra una sèrie de graons, que donen un aspecte convex al front a la zona més baixa. Com es pot veure a la figura 3.66, a la zona on es produeix el pas del front a la conca sedimentària (fletxa de color gris clar) es pot identificar la presència d'un escarpament que es correspon amb unes facetes triangulars travessades pels dos perfils. Al perfil topogràfic 2 (figura 3.66) s'han senyalat el contacte entre la conca i el front (fletxa de color gris clar), on es localitzen unes facetes triangulars petites (figura 3.64), i la posició de la falla (línia discontinua negra) que hauria generat les facetes més grans localitzades a nord i sud de la zona per on passa el perfil (figura 3.65).

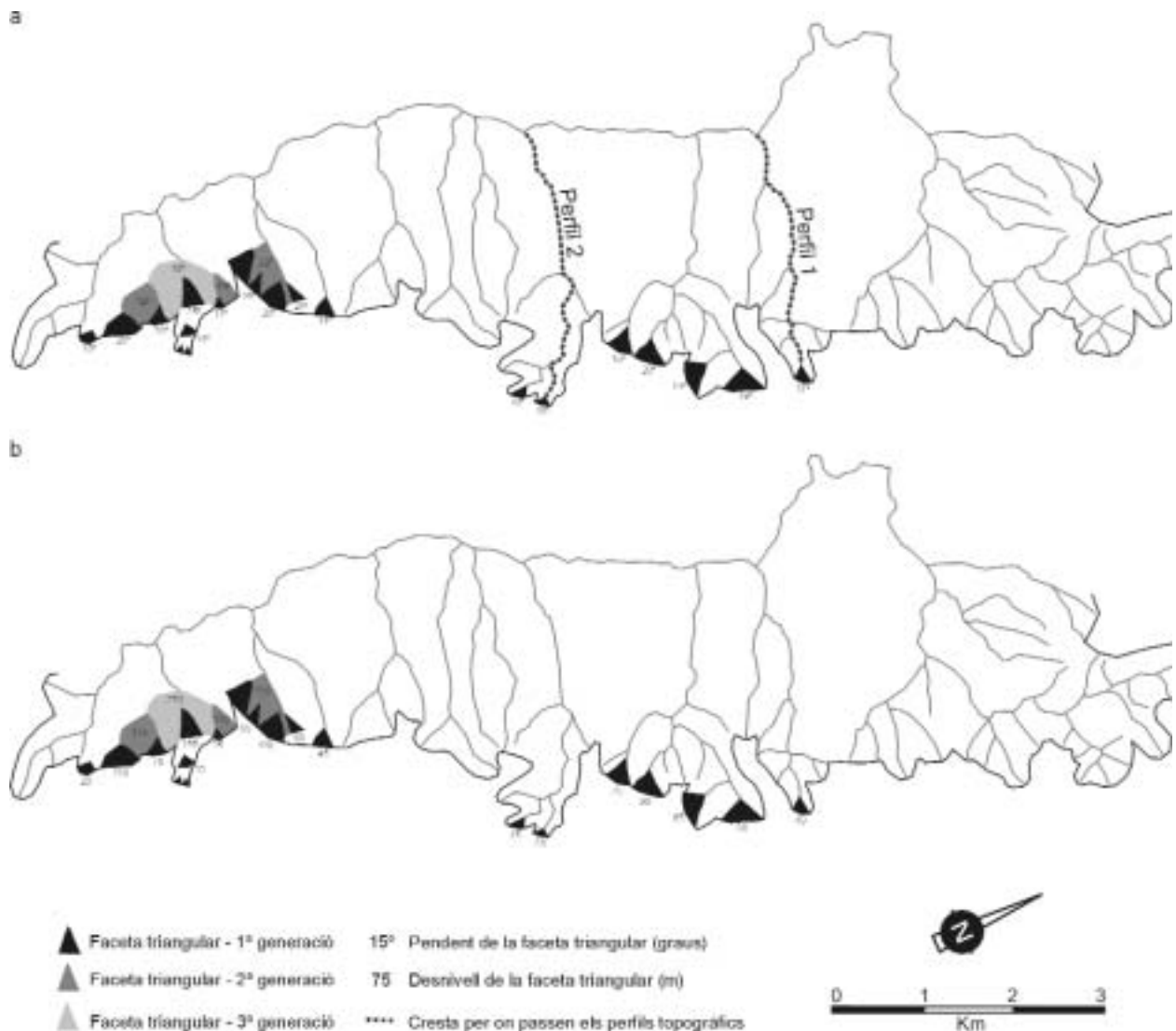


Figura 3.65. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front del Montsià on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'apex de les facetes (b). La línia negra puntejada a indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.66.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Montsià mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.66 have been done.

L'anàlisi geomorfològica de les conques de drenatge desenvolupades al front del Montsià mostra que són conques perpendiculars al front, allargades, que arriben a la divisòria d'aigües principal i que tenen forma de copa. També es pot observar que les conques localitzades al nord de les facetes més septentrionals presenten una distribució menys regular, són menys rectilínies i sobrepassen el relleu màxim local (765 m, Torreta de Montsià), fet que no s'ha observat a les altres conques i que podria indicar que el front actiu no es correspondria amb la totalitat del front del Montsià. L'índex d'espaiat de conques calculat per aquest front dona valors entre 0.04 i 0.73 (mitjana de 0.45). Tot i l'ampli rang de valors, la mitjana sembla indicar que les conques localitzades al front són conques que tenen tendència a ser més llargues que amples. El càlcul de la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona valors entre 0.5 i 1.3 (mitjana 0.9). L'índex d'incisió dona valors entre 5 i 9 (mitjana de 6.5). Els dos índexs semblen marcar que existeix un cert equilibri entre la incisió vertical i l'expansió lateral de la conca. S'ha de tenir en compte que el nivell de base dels torrents que drenen aquest front és directament el mar i que els canvis en el seu nivell a causa dels canvis climàtics deuen influir en el comportament d'erosió i sedimentació que presenten aquests torrents.

L'estudi fotogeològic del front ha posat de manifest l'existència de dues alineacions morfològiques que podrien correspondre a dos escarpaments (figura 3.64). L'alineació occidental es troba molt propera al front, coincidint amb la zona on s'han distingit el major nombre de generacions de facetes triangulars. L'alineació oriental es caracteritza per: a) ser paral·lela al front de muntanya; b) coincidir lateralment, cap al nord i sud, amb unes facetes triangulars força petites associades al front però situades en una posició avançada a ell; i c) ser el punt on es localitza l'àpex dels ventalls al·luvials més moderns. La forta activitat antròpica que hi ha a la zona (hi ha una gran pedrera i un complex cimiter) dificulta molt la seva identificació al camp.

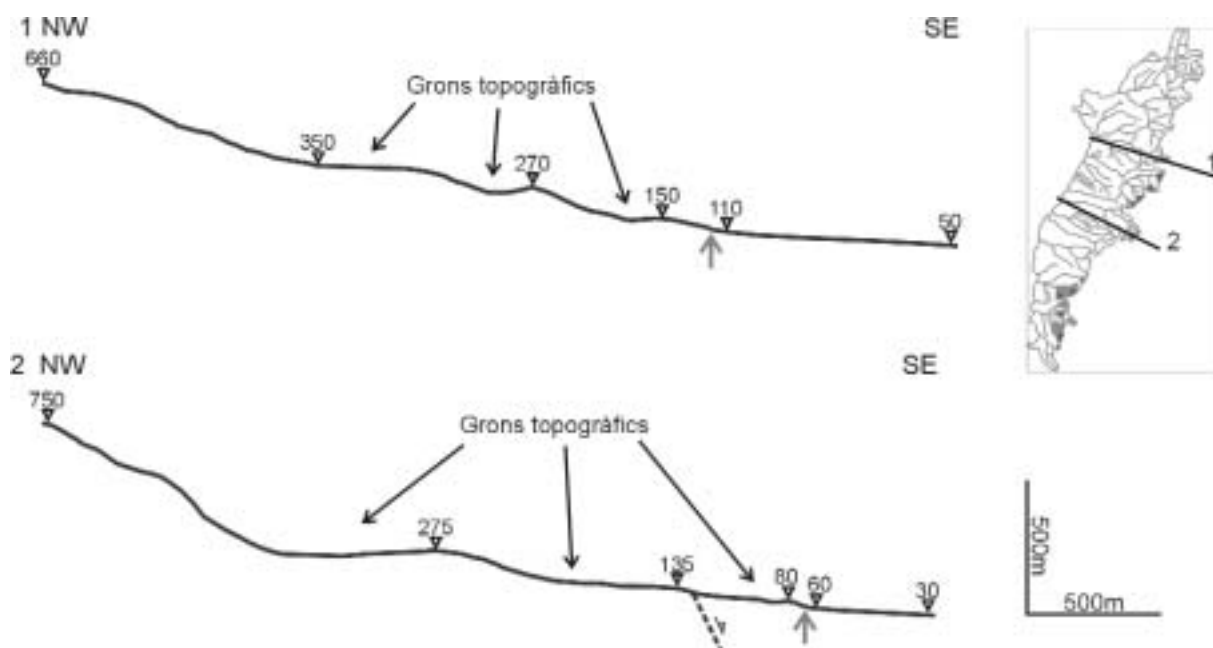


Figura 3.66. Perfils topogràfics que travessen el front del Montsià. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front. La línia discontinua negra amb fletxa de direcció de moviment marca la posició suposada de la falla.

*Topographic cross-sections across the Montsià mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front. The black dashed line with an arrow indicating the movement direction shows the supposed position of the fault.*

## Conclusió

Dels vuit fronts analitzats a les Cadenes Costaneres Catalanes n'hi ha sis que mostren indicis geomorfològics d'activitat recent i, per tant, les falles a les que estan associats presenten un grau d'activitat tectònica superior a la resta (el segment del Montseny de la falla del Vallès, les falles del pla de Barcelona, la falla del Camp, la falla del pla de Burgar, la falla del Baix Ebre i la falla del Montsià), un, el front del Montnegre, que tot i estar associat a una falla no mostra signes d'activitat recent i, finalment, el front de Canet Lo Roig que no està associat a una falla.

### 3.5.2.3. Els fronts de muntanya relacionats amb les conques del Maestrat

Les zona del Baix Maestrat (Castelló) està caracteritzada per un conjunt de conques i serres amb direcció NE-SW paral·leles a la línia de la costa, les conques i serres del Maestrat (figura 3.67). Aquestes conques i serres són el producte de l'enfonsament de la zona central del solc de València a causa del període d'extensió que tingué lloc durant el Neogen (per més informació veure el capítol 2) i estan associades a una sèrie de falles normals paral·leles entre si. Els talls topogràfics que travessen les diferents conques i fronts de muntanya (figura 3.67) mostren com la zona està caracteritzada per un seguit de conques, força més petites que les observades a les Cadenes Costaneres Catalanes, limitades per un parell de fronts de muntanya, on com a mínim un d'ells està associat a una falla extensiva neògena. La majoria de les serres mostren una asimetria fent que el front relacionat amb la falla sigui més estret i tingui més pendent que el front posterior que és més ample i té menys pendent (figura 3.67 b). Aquest fet suggereix que a la zona l'extensió ha produït un basculament dels blocs als que pertanyen aquestes serres.

Com ja s'ha vist als capítols i apartats anteriors, la zona de les conques del Maestrat és una zona que mostra una activitat sísmica molt baixa, no s'hi ha produït cap gran terratrèmol històric i hi ha molt poca sismicitat enregistrada instrumentalment (figura 2.12). En conseqüència, no hi ha cap falla que s'hagi relacionat amb la sismicitat actual, ni que s'hagi considerat responsable d'algun gran terratrèmol històric.

Dins d'aquesta zona s'han analitzat dotze fronts de muntanya (figura 3.67): els que limiten les conques de Catí, Albocàsser, la Salsadella, la Vall d'Àngel i Atzeneta i els fronts que limiten la serra d'Irta. Dels dotze fronts analitzats n'hi ha 9 que estan total o parcialment associats a falles extensives neògenes i tres que no tenen cap relació amb falles.

#### **Els fronts de la conca de Catí**

La conca de Catí és una conca amb direcció NE-SW i uns 20 km de longitud que va des del barranc de Salvasòria fins a la població de Vilar de Canes (figura 3.68). Aquesta conca al seu torn està formada per dues conques més petites. La conca nord que va des del barranc de Salvasòria fins un alt topogràfic localitzat al sud de la població de Catí i la conca sud que va des d'aquest mateix alt fins a la població de Vilar de Canes (figura 3.68). La conca de Catí està limitada per dos fronts de muntanya, el de serra Ensellé a l'oest i el de Narravaes a l'est. El front de serra Ensellé està relacionat amb una falla amb direcció NE-SW que enfonsaria el bloc oriental i donaria lloc a la conca de Catí. Aquesta serra està formada per roques del Mesozoic, juràssiques a la zona frontal (calcàries) i cretàiques a la zona del massís (calcàries i margues) cabussant cap al NW. Per contra el front de Narravaes no està associat amb cap falla i està format per calcàries i margues

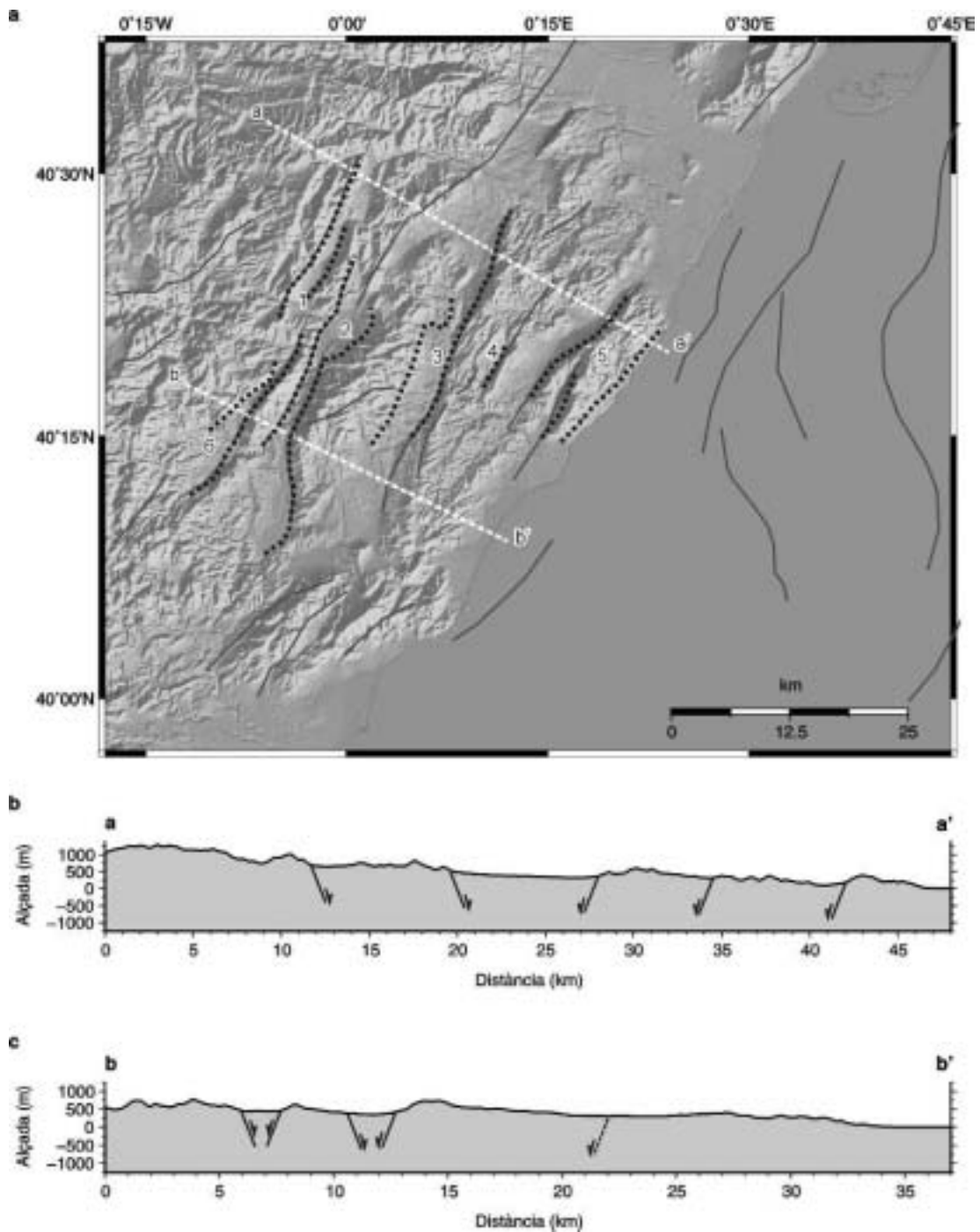


Figura 3.67. a) Model digital del terreny ombrejat de la zona de les conques del Maestrat. S'indica la situació dels fronts estudiats (1 Fronts de la conca de Catí, 2 Fronts de la conca d'Albocàsser, 3 Fronts de la conca de la Salsadella, 4 Front de la Vall d'Àngel, 5 Fronts de la serra d'Irta i 6 Fronts de la conca d'Atzeneta) i la posició dels perfils topogràfics a-a' i b-b'. A la figura 3.33 es mostra la localització geogràfica d'aquesta zona. Els perfils topogràfics a-a' (b) i b-b' (c) mostren la posició de les falles extensives neògenes.

a) Shaded DEM of the Maestrat basins with the location of the studied mountain fronts (1 Catí basin mountain fronts, 2 Albocàsser basin mountain fronts, 3 Salsadella basin mountain fronts, 4 Vall d'Àngel mountain front, 5 serra d'Irta mountain fronts and 6 Atzeneta basin mountain fronts) and the topographic profiles a-a' and b-b'. Figure 3.33 shows the geographical location of this zone. The topographic profiles a-a' (b) and b-b' (c) show the location of the extensional neogene faults.

del cretaci inferior, cabussant també cap al NW. Les dues conques sedimentaries estan recobertes per cons al·luvials quaternaris en tota la seva extensió. A la conca sud es pot observar, a més, la presència d'unes zones endorreiques localitzades a la zona on els ventalls que provenen dels dos fronts es troben (figura 3.69).

A l'estudi geomorfològic realitzat a la conca de Catí (figura 3.69) s'han analitzat el front de muntanya de la serra Ensellé i el segment sud del front de Narravaes, límit oriental de la conca sud de Catí. Al front de la serra Ensellé s'hi han distingit dos segments, a partir de les característiques geomorfològiques que mostra el front. El primer segment és el que limita per l'oest la conca nord de Catí i té una longitud d'aproximadament 6 km. El segon segment està situat al sud del primer i limita per l'oest la conca sud i té una longitud de 12.5 km. El límit entre aquests dos segments és esglaonat i coincideix amb un alt topogràfic que separa ambdues subconques. La comparació entre tots tres segments mostra que els corresponents al front de serra Ensellé són més rectilinis que el front de Narravaes (figura 3.69). Tot i així, els valors de l'índex de sinuositat són molt similars per els tres segments, 1.3 pel segment nord de serra Ensellé, 1.2 pel segment sud i 1.4 pel de Narravaes. En la valoració de la baixa sinuositat que mostra aquest últim s'ha de tenir en compte que aquest és el límit occidental d'una serra força estreta (figura 3.68). Com ja

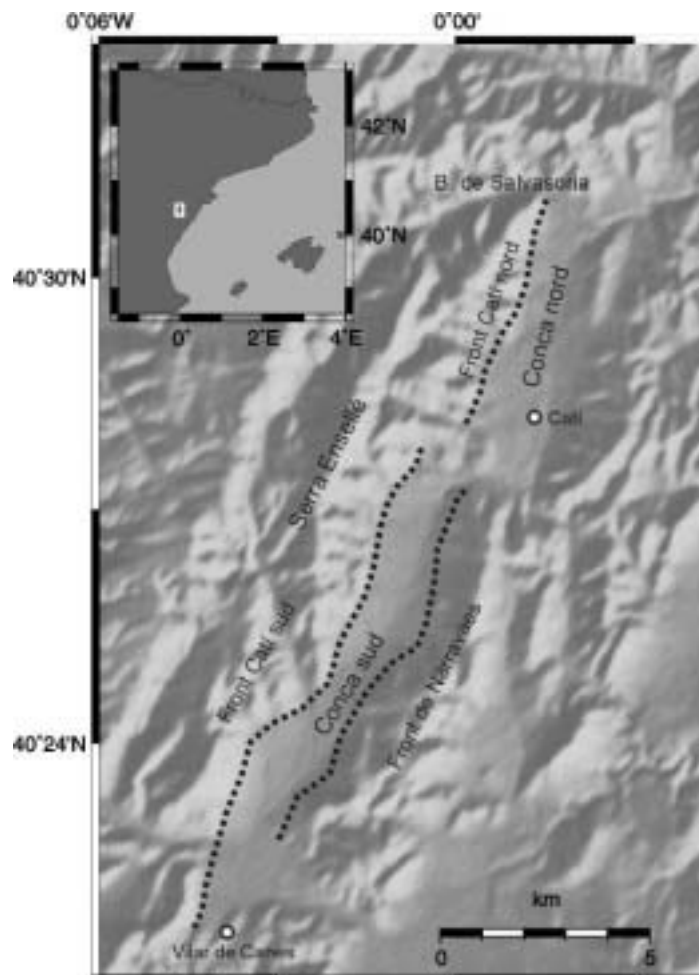
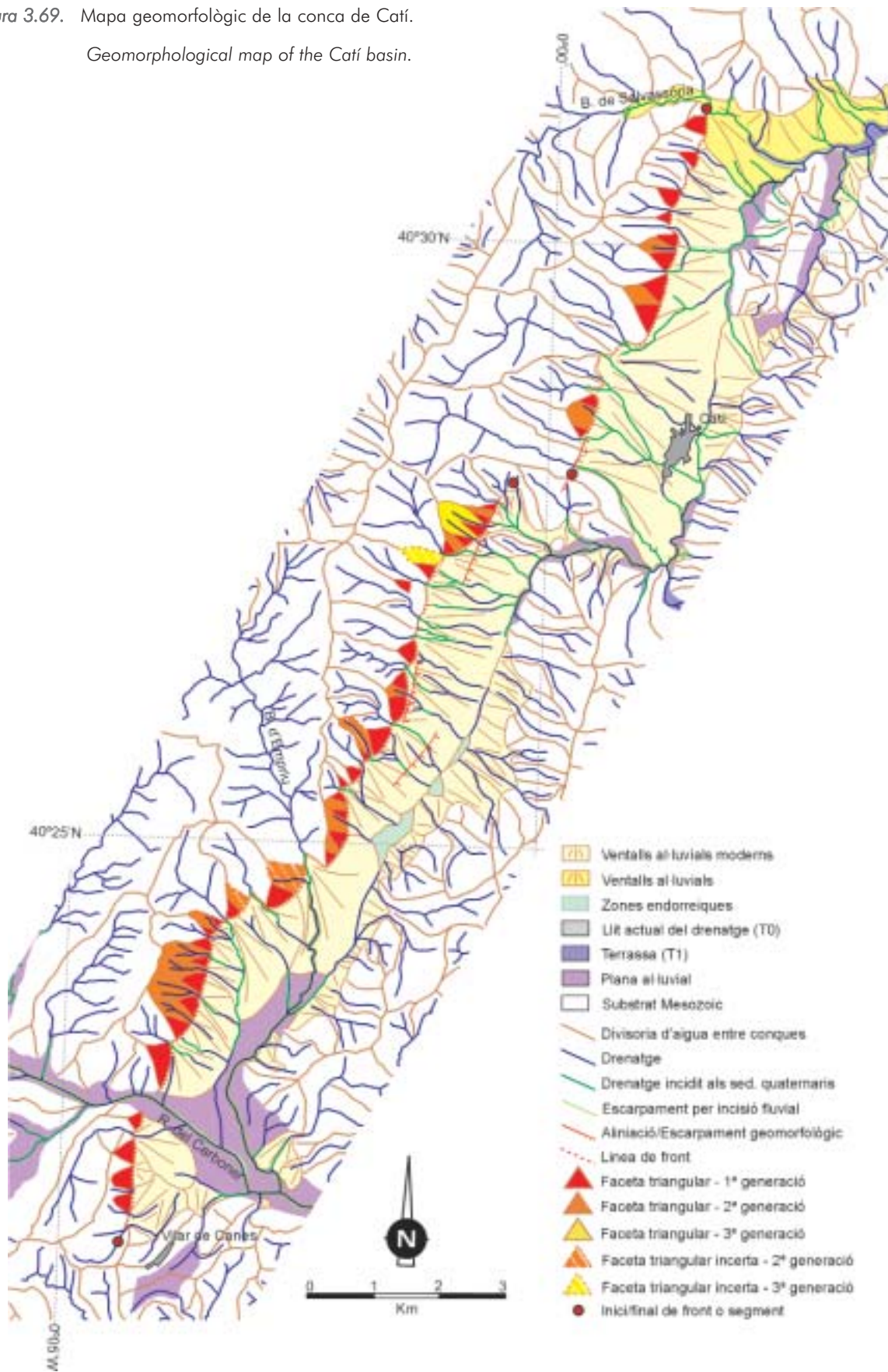


Figura 3.68. Model digital del terreny ombrejat de la conca de Catí. Les línies negres puntejades mostren la localització dels fronts de muntanya analitzats.

*Shaded DEM of the Catí basin. The black dotted lines locate the analyzed mountain fronts.*

Figura 3.69. Mapa geomorfològic de la conca de Catí.  
 Geomorphological map of the Catí basin.



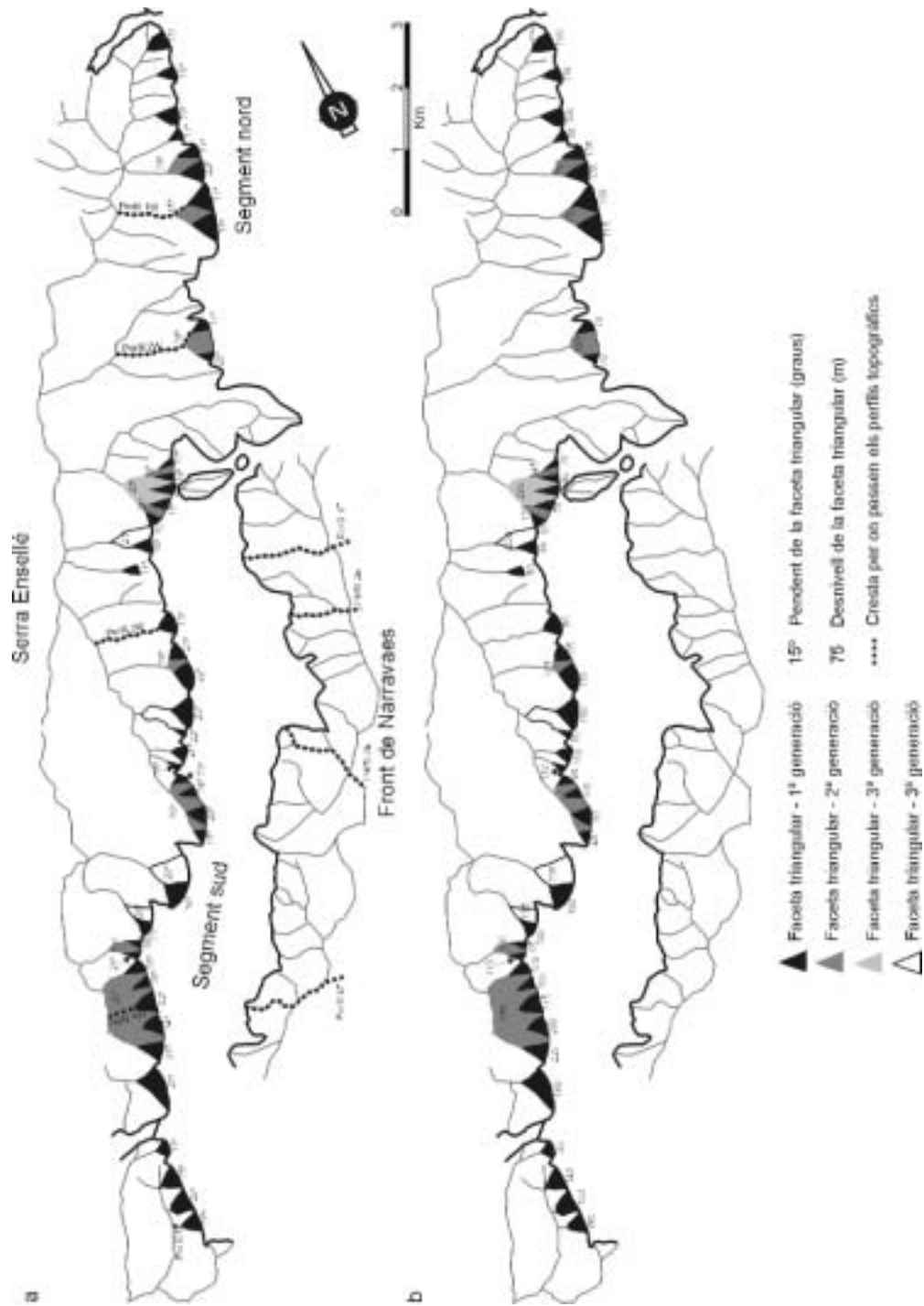
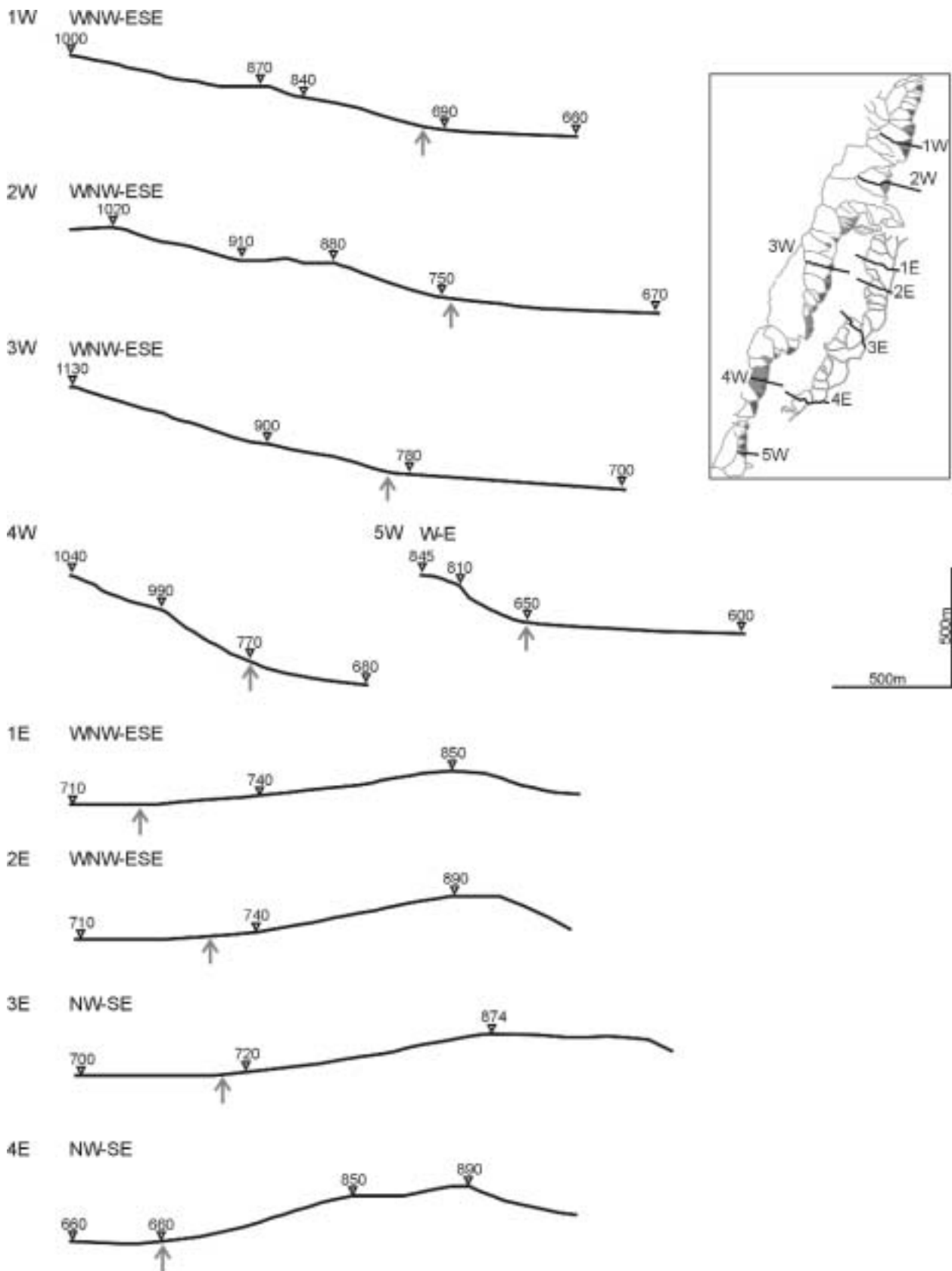


Figura 3.70. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front de Catí on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). La línia negra puntejada indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.71.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Catí mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.71 have been done.





s'ha comentat a l'apartat dedicat a l'explicació dels diferents índexs morfomètrics, la sinuositat d'un front està condicionada, entre altres factors, per l'amplada de la serra de la que forma part, de tal forma que fronts estrets solen presentar sinuositat força baixes sense estar associats a falles actives. L'estudi geomorfològic revela que només hi ha facetes triangulars als segments de la serra Ensellé, distingint-se dues generacions al segment nord i tres al sud (figura 3.69 i 3.70). Les facetes més modernes del segment nord presenten pendents que varien entre 14° i 23° (mitjana de 19°) i desnivells topogràfics entre 70 i 150 m. Pel que fa al segment sud, el pendent de les facetes més modernes està comprès entre 11° i 34° (mitjana de 22°) i el desnivell topogràfic entre 35 i 225 m. Els perfils topogràfics que travessen els segments nord i sud de serra Ensellé mostren una forma diferent als que travessen el de Narravaes (figura 3.71). En el primer cas, en general, els perfils mostren una morfologia lleument convexa cap a la conca. D'altra banda, els perfils que travessen Narravaes són còncaus cap a la conca. Aquesta diferència entre els perfils suggereix que mentre a Narravaes sembla ser que els processos erosius són més importants, a la serra Ensellé hi hauria un equilibri entre aquests processos i els de manteniment del relleu.

L'anàlisi de la morfologia i distribució de les conques revela algunes diferències entre les conques desenvolupades als segments de la serra Ensellé i a Narravaes (figures 3.69 i 3.70). Mentre que a la serra Ensellé, en la gran majoria dels casos, les conques mostren una disposició perpendicular al front, són allargades, arriben a la divisòria d'aigües principal i tenen forma de copa, a les conques de Narravaes s'observa una menor regularitat tant en la disposició com en les dimensions, en general mostren un cert arrodoniment a la zona de capçalera, el que indicaria que a aquesta zona s'està produint una expansió lateral de la conca (figura 3.70). Excepcionalment, al segment sud del front de serra Ensellé s'hi ha desenvolupat una gran conca obliqua al front, la conca del barranc d'Empriu. Aquesta conca coincideix amb un canvi de direcció del front i podria marcar el límit entre dos subsegments dins d'aquest segment sud. Els valors obtinguts per l'índex d'espaiat per les conques localitzades a ambdós fronts també mostra diferències entre les conques dels segments de serra Ensellé i les de Narravaes, on tenim valors entre 0.27 i 0.78 (mitjana de 0.51) i entre 0.19 i 1.03 (0.48) pels segments nord i sud de la primera, respectivament, i entre 0.44 i 0.96 (mitjana de 0.61) per la segona. Tot i la ampla variabilitat en el rang de resultats, les mitjanes marquen que als segments de serra Ensellé hi hauria un cert predomini de la longitud de la conca respecte a la seva amplada, mentra que a Narravaes s'observaria el contrari, un cert predomini de l'expansió lateral de la conca. Els índex d'encaixament dels drenatges mostren uns resultats que es poden interpretar de forma similar als deduïts de l'índex d'espaiat. La relació de l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona valors de 0.5 pel segment nord i de 0.65 pel segment sud de serra Enselle i de 2.18 per Narravaes i l'índex d'incisió dona un valor de 5, 6.5 i 12 respectivament. Els dos índex donen resultats similars i indiquen que a les conques desenvolupades als segments de serra Enselle els drenatges tenen tendència a encaixar-se, mentre que a les conques de Narravaes hi ha una clar predomini de l'eixamplament d'aquestes.

Durant l'anàlisi fotogeològica a la terminació sud del segment nord i a la zona nord del segment sud del front de serra Ensellé s'han detectat una sèrie d'alineacions morfològiques (figura 3.68), però la intensa activitat antròpica a la zona fa difícil l'observació d'aquestes alineacions per tal de veure si són escarpaments morfològics.

*Figura 3.71.* (Pàg. anterior) Perfils topogràfics que travessen els fronts de muntanya de la conca de Catí. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front.

*(Prev. pag.) Topographic cross-sections across the Catí mountain fronts. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front.*

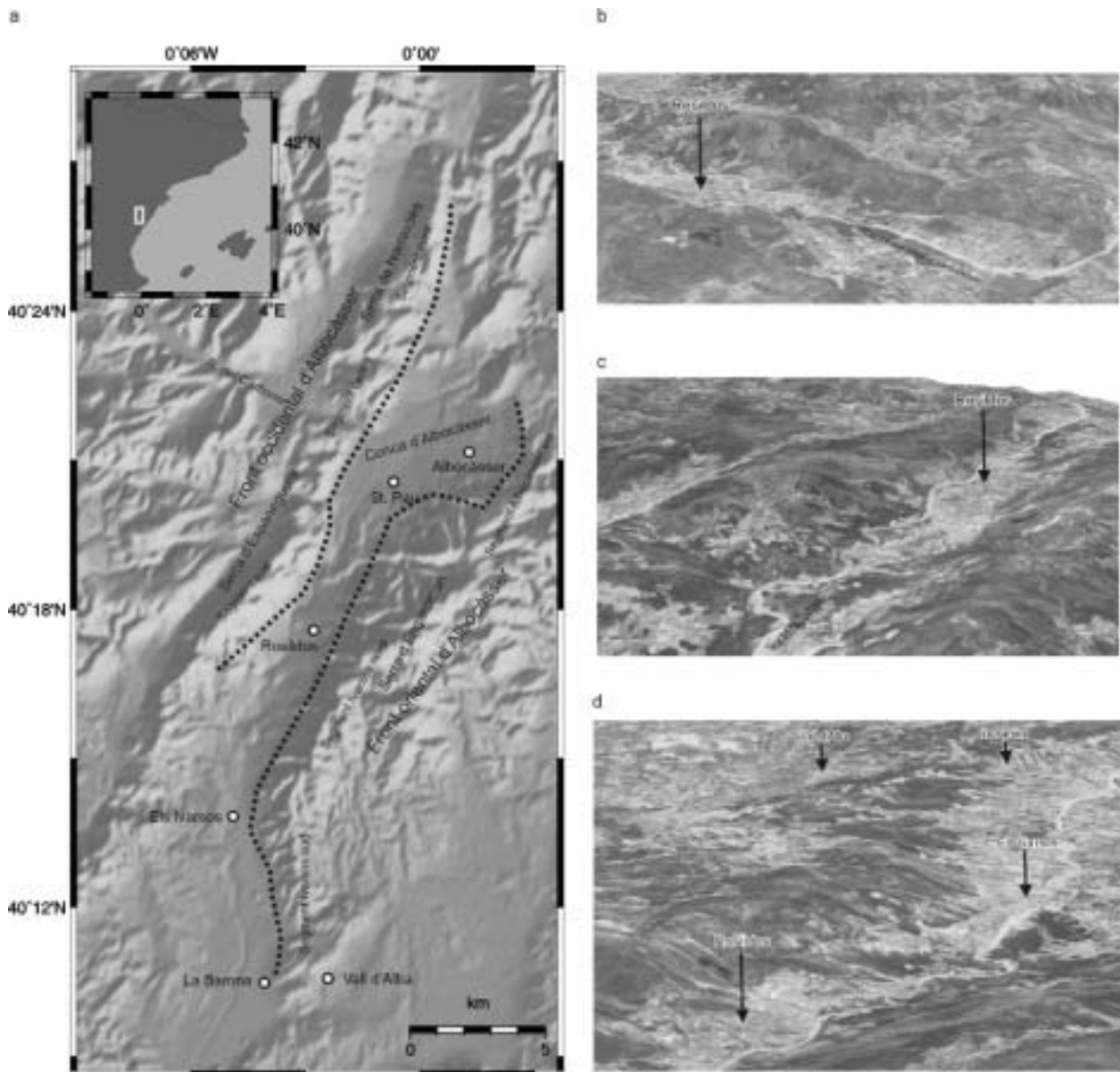


Figura 3.72. a) Model digital del terreny ombrerat de la conca d'Albocàsser. Les línies negres puntejades mostren la localització dels fronts de muntanya analitzats. Vista des del NE (b), des del SE (c) i des del SW (d) de l'aspecte que presenta la conca d'Albocàsser des de la rambla del Carboner cap al sud obtingudes a partir d'imatges de satèl·lit entapissades sobre el model digital del terreny on s'ha exagerat dues vegades la component vertical respecte a l'horitzontal.

a) Shaded DEM of the Albocàsser basin. The black dotted lines locate the analyzed mountain fronts. Images from the NE (b), from the SE (c) and from SW (d) of the Albocàsser basin from the Carboner's creek to the south obtained from a satellite image draped over the DEM where the vertical scale has been exaggerated two times respect to the horizontal scale.

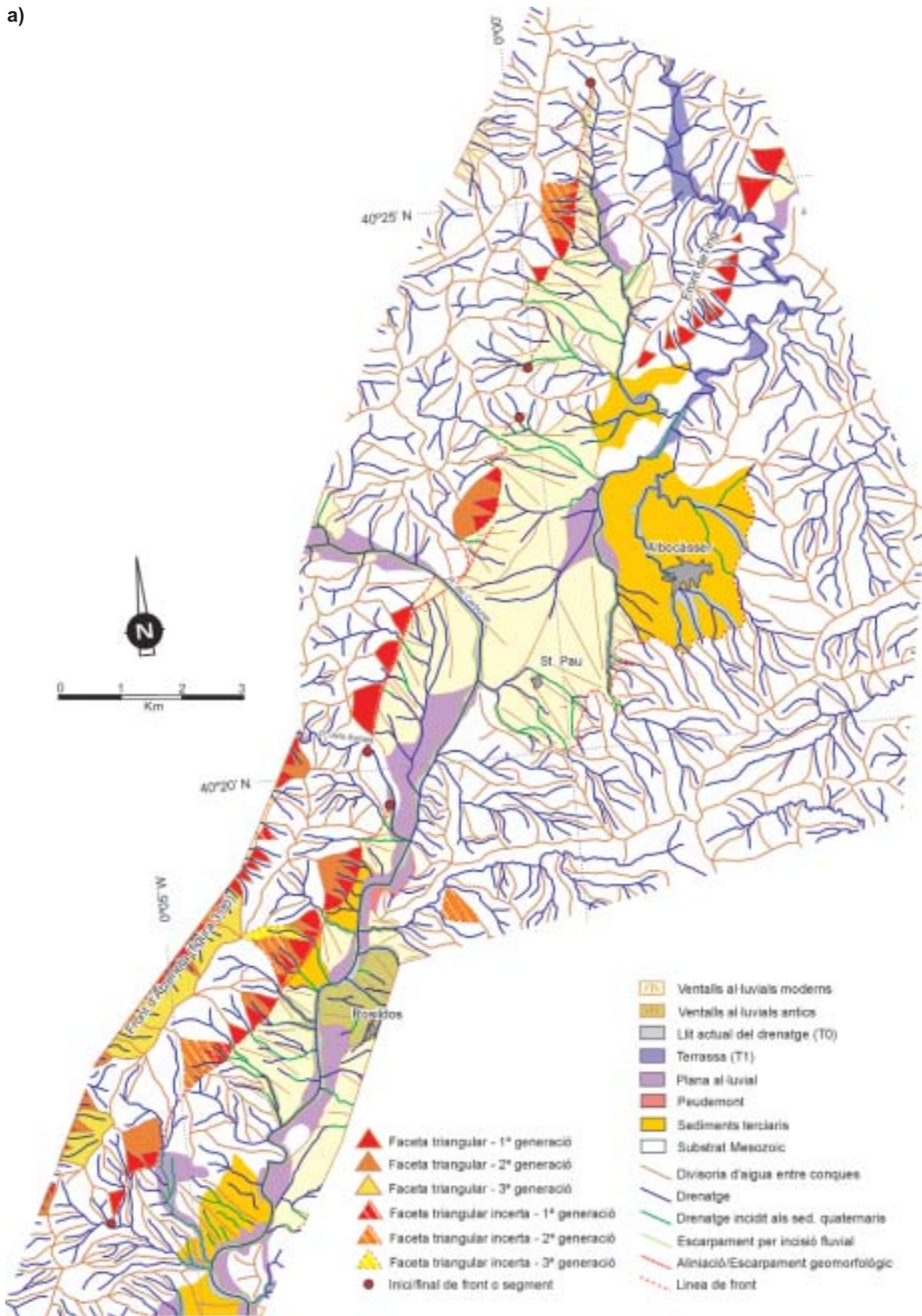
## **Els fronts de la conca d'Albocàsser**

La conca d'Albocàsser, que es localitza a l'est de la conca de Catí i al sud de la terminació meridional del front del Baix Ebre, té una direcció NE-SW i està limitada a l'oest pels fronts orientals de les serres d'Espaneguera i Narravaes i a l'est per la serra d'Engarceran (figura 3.71). La conca té una longitud de poc més de 30 km i la seva amplada màxima (4.5 km) es localitza a la zona on hi ha la població d'Albocàsser. Cap al sud, la conca es va fent estreta i queda confinada entre els fronts de les serres d'Espaneguera i d'Engarceran (figura 3.72). La conca està coberta majoritàriament per ventalls al·luvials del Quaternari, tot i que cap al sud-oest del Ivarsos i a la zona d'Albocàsser apareixen sediments del Miocè inferior i superior, respectivament (conglomerats i gresos). El front corresponent al vessant oriental de les serres d'Espaneguera i Narravaes, a partir d'aquest moment front occidental d'Albocàsser, s'ha estudiat des del nord de la població d'Albocàsser i cap al sud de la de Rosildos al llarg d'una longitud d'aproximadament 20 km. Aquest front està constituït per roques del Juràssic (calcàries i dolomies) i del Cretàcic (calcàries) amb un cabussament cap al NW o una direcció obliqua al front. El front de muntanya corresponent a la vessant occidental de la serra d'Engarceran, a partir d'ara front oriental d'Albocàsser, s'ha estudiat des del nord-est d'Albocàsser i fins a la Barona al llarg d'una longitud d'uns 30 km. Al llarg d'aquest front afloren principalment roques del Cretaci (calcàries i margues), tot i que a la zona central hi afloren roques del Juràssic (calcàries) amb direccions de cabussament obliqües al front. Dels dos fronts que limiten la conca d'Albocàsser l'occidental està associat a una falla extensiva neògena en la seva totalitat, mentre que l'oriental només ho està a la zona compresa entre les poblacions de Rosildos i la Barona. De Rosildos cap al nord aquest front no està associat amb cap falla.

L'anàlisi geomorfològica (figura 3.73) revela que als dos fronts de la conca d'Albocàsser s'hi poden diferenciar diversos segments. El front occidental de la conca s'ha dividit en tres segments (figures 3.72 i 3.73). De nord a sud, en primer lloc trobem el segment nord que va des de l'extrem nord del front i fins a un alt on afloren roques calcàries del Juràssic, just darrera de la terminació sud del front del Baix Ebre, i té una longitud total de poc menys de 5 km. A continuació, el segment central s'estén entre l'alt topogràfic de roques juràssiques i un graó morfològic on s'ha desenvolupat una conca de drenatge obliqua al front (zona on la rambla dels Estrets entra a la conca). Aquest segment té una longitud de 6 km. Finalment, el segment sud comença prop de la terminació meridional del segment central i arriba fins al sud de la població de Rosildos, on continua pel substrat mesozoic sense sediments quaternaris adossats al front. Aquest últim segment és el més llarg dels tres amb poc més de 8.5 km. Pel que fa al front oriental s'hi poden distingir dos segments que estan separats per un graó molt marcat (figures 3.72 i 3.73), al nord, el segment d'Albocàsser est i al sud el dels Ivarsos. El primer segment limita la part més ampla de la conca d'Albocàsser per l'est i té una longitud d'uns 6 km. El front dels Ivarsos limita la conca d'Albocàsser també per l'est però a la zona on aquesta és més estreta, iniciant-se al nord de la població de Rosildos i finalitzant a la de la Barona, amb una longitud d'uns 20 km. Aquest segon segment s'ha dividit en dos subsegments, els segments dels Ivarsos nord i sud (figures 3.72 i 3.73). El segment nord aniria des de l'inici del front, al nord de Rosildos, fins al nord de Els Ivarsos, amb una longitud total de 8.2 km. El sud aniria des de la zona on finalitza el front nord fins la Barona, amb una longitud de 6.8 km. La zona on s'ha situat la divisió entre els dos segments es localitza prop de els Ivarsos on s'observa un graó al front i una conca obliqua a aquest.

Els diversos segments que s'han distingit als fronts de la conca d'Albocàsser en general tenen tendència a ser rectilinis. El segment d'Albocàsser est és el que mostra una sinuositat més gran, encara que a la majoria de segments hi ha ventalls al·luvials que tenen l'àpex localitzat a l'inte-

a)



b)

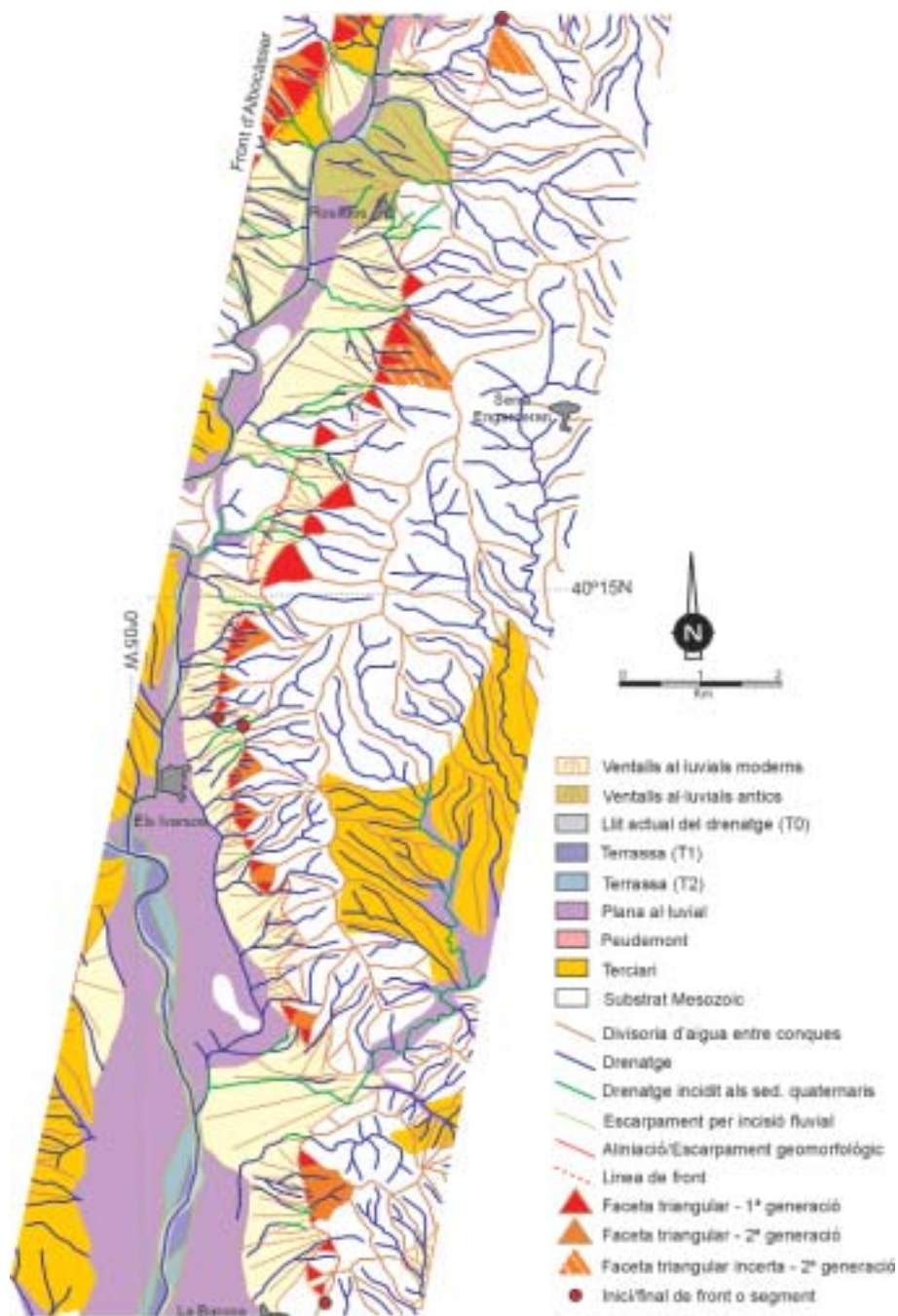
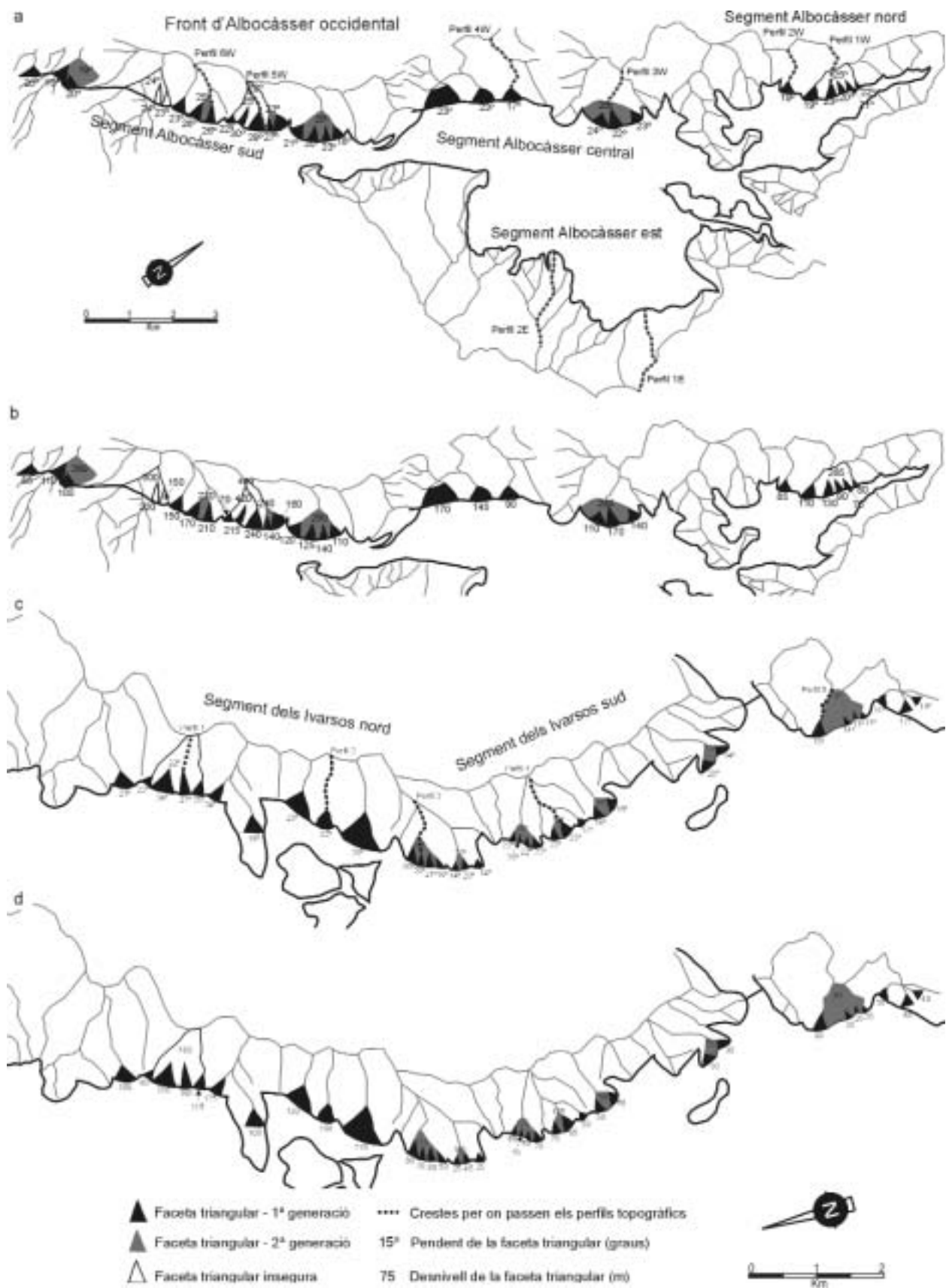


Figura 3.73. Mapa geomorfològic de la conca d'Albocàsser. a) (Pàg anterior) Zona nord de la conca d'Albocàsser on es localitzen els segments nord, centre i sud del front occidental d'Albocàsser i el segment d'Albocàsser est del front oriental, i b) zona sud de la conca d'Albocàsser on apareixen els segments dels Ivarsos nord i sud corresponents al front oriental.

Geomorphological map of the Albocàsser basin. a) (Prev. pag.) Map covering the northern zone of the Albocàsser basin where the northern, central and southern segments of the Albocàsser western mountain front and the Albocàsser eastern segment of the eastern mountain front are located, and b) map covering the southern zone of the Albocàsser basin where the northern and southern Ivarsos segments of the Albocàsser eastern mountain front are located.



rior del front (figura 3.73). L'índex de sinuositat és 1.42, 1.32 i 1.15 pels segments del front occidental, de nord a sud respectivament, i 1.68, 1.48 i 1.55 pel segment d'Albocasser est i els nord i sud dels Ivarsos, respectivament. Els segments del front occidental mostra valors de sinuositat més baixos que els de l'oriental fet que podria estar relacionat amb la poca amplada del front, molt petita en el cas del segment sud que a més és el que mostra una sinuositat més baixa. L'anàlisi geomorfològic dels dos fronts que limiten la conca ha posat de manifest l'existència de diverses generacions de facetes triangulars a tots els segments del front occidental i als segments nord i sud dels Ivarsos. Dues generacions als segments nord i centre d'Albocasser occidental i als dos segments del Ivarsos, tot i que en el primer dels quatre aquesta generació és dubtosa, i tres al segment sud d'Albocasser occidental, la més antiga amb incertesa (figures 3.73 i 3.74). Al segment d'Albocasser est no s'ha observat la presència de cap faceta triangular. Les facetes més modernes als segments d'Albocasser occidental, anant del segment nord al sud, mostren pendents entre 19° i 23° (mitjana de 21°), 17° i 24° (mitjana de 22°) i 16° i 30° (mitjana de 23°), i desnivells topogràfics entre 75 i 130 m, 90 i 170 m i 85 i 240 m. Als segments dels Ivarsos les facetes triangulars mostren pendents entre 14° i 27° (mitjana de 21°) i 11° i 23° (mitjana de 17°), i desnivells topogràfics entre 25 i 270 m i de 20 i 85 m, pels segments nord i sud respectivament. Els perfils topogràfics realitzats a través dels fronts que limiten la conca d'Albocasser (figures 3.75 i 3.76) mostren en general una certa morfologia convexa cap a la conca amb excepció dels corresponents al segment d'Albocasser est (perfils 1E i 2E de la figura 3.75) on s'observa una tendència còncaua. Apart d'aquesta diferència en la morfologia dels perfils entre el segment d'Albocasser est i la resta, també es pot observar que la distància entre la divisòria d'aigües principal i el front també és més gran en aquest segment fet que en la majoria dels casos presenti un pendent menor que la resta.

L'anàlisi de les conques que drenen els fronts de la conca d'Albocasser posa de manifest que les conques desenvolupades al segment d'Albocasser est i al segment central del front occidental tenen unes característiques diferents a la resta (figura 3.74). A la majoria dels segments les conques mostren una disposició perpendicular al front i a la divisòria d'aigües, tenen unes dimensions similars dintre d'un mateix front, són allargades i presenten, majoritàriament, morfologia amb forma de copa. En canvi, al segment d'Albocasser est les conques tenen dimensions molt diferents i una disposició irregular. Per la seva banda les conques al segment central del front occidental, tot i ser perpendiculars al front, arribar a la divisòria d'aigües principal i en alguns casos mostrar forma de copa, són conques amb una certa forma arrodonida i de dimensions poc regulars al llarg del segment. Això podria ser conseqüència del fet que aquest segment està travessat per les rambles del Carboner i dels Estrets, que procedeixen d'unes conques situades a l'oest del front, i que al ser més importants podrien exercir una certa influència en el desenvolupament dels drenatges en aquesta zona. El càlcul de l'índex d'espaiat pels segments nord i sud del front occidental dona valors que varien entre 0.33 i 0.86 (mitjana de 0.61) i entre 0.27 i 1.14 (mitjana de 0.49) respectivament. A causa de la irregularitat de les conques al segment central només es tenen dos resultats que són 0.68 i 1.14 i a causa de la seva variabilitat no són significatius. Al

*Figura 3.74.* (Pàg. anterior) Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg de la conca d'Albocasser on s'indica el seu pendent i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes al front occidental (a i b) i al front oriental (c i d). La línia negra puntejada indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.75 i 3.76.

*(Prev. pag) Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Albocasser where their slope and the topographic difference between the bottom and the top of the facets for the western mountain front (a and b) and for the eastern one (c and d) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figures 3.75 and 3.76 have been done.*



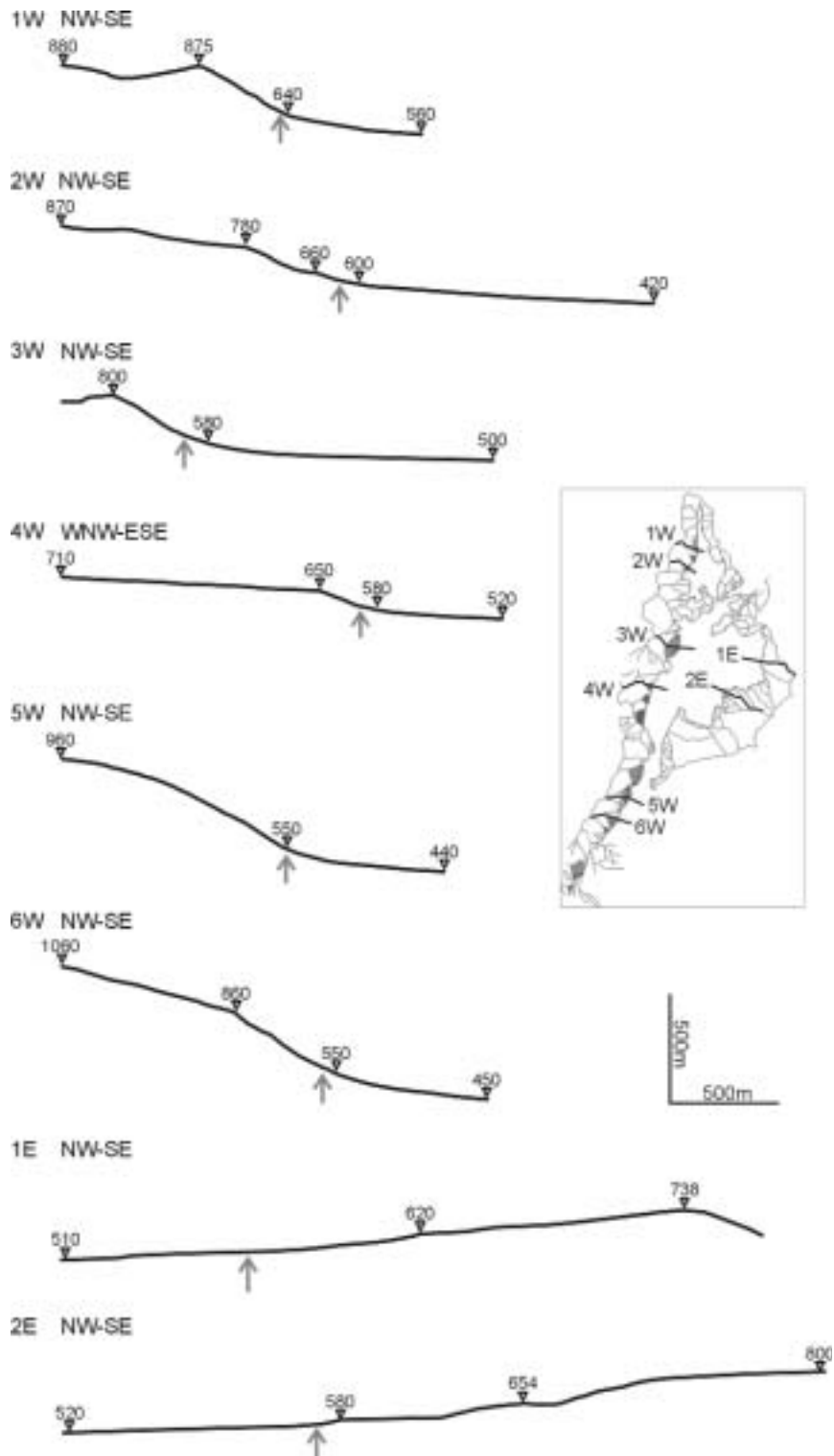


Figura 3.75. Perfils topogràfics que travessen el front de muntanya oriental de la conca d'Albocàsser i el segment est d'Albocàsser. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris/neògens i el front.

*Topographic cross-sections across the western Albocàsser mountain front and east Albocàsser segment. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary/neogene sediments and the mountain front.*

front oriental els valors al segment dels Ivarsos varien entre 0.21 i 0.75 (mitjana de 0.44) pel nord i entre 0.10 i 0.76 (mitjana de 0.41) pel sud. El segment d'Albocàsser est, com s'ha comentat, és un segment amb una marcada irregularitat en la disposició de les conques fet que provoca que el càlcul d'aquest índex no tingui sentit. Els valors obtinguts marcarien que al segment sud del front occidental i als segments del front oriental hi ha un predomini del manteniment de la longitud de la conca sobre la seva expansió lateral. En canvi, als segments nord i central del front

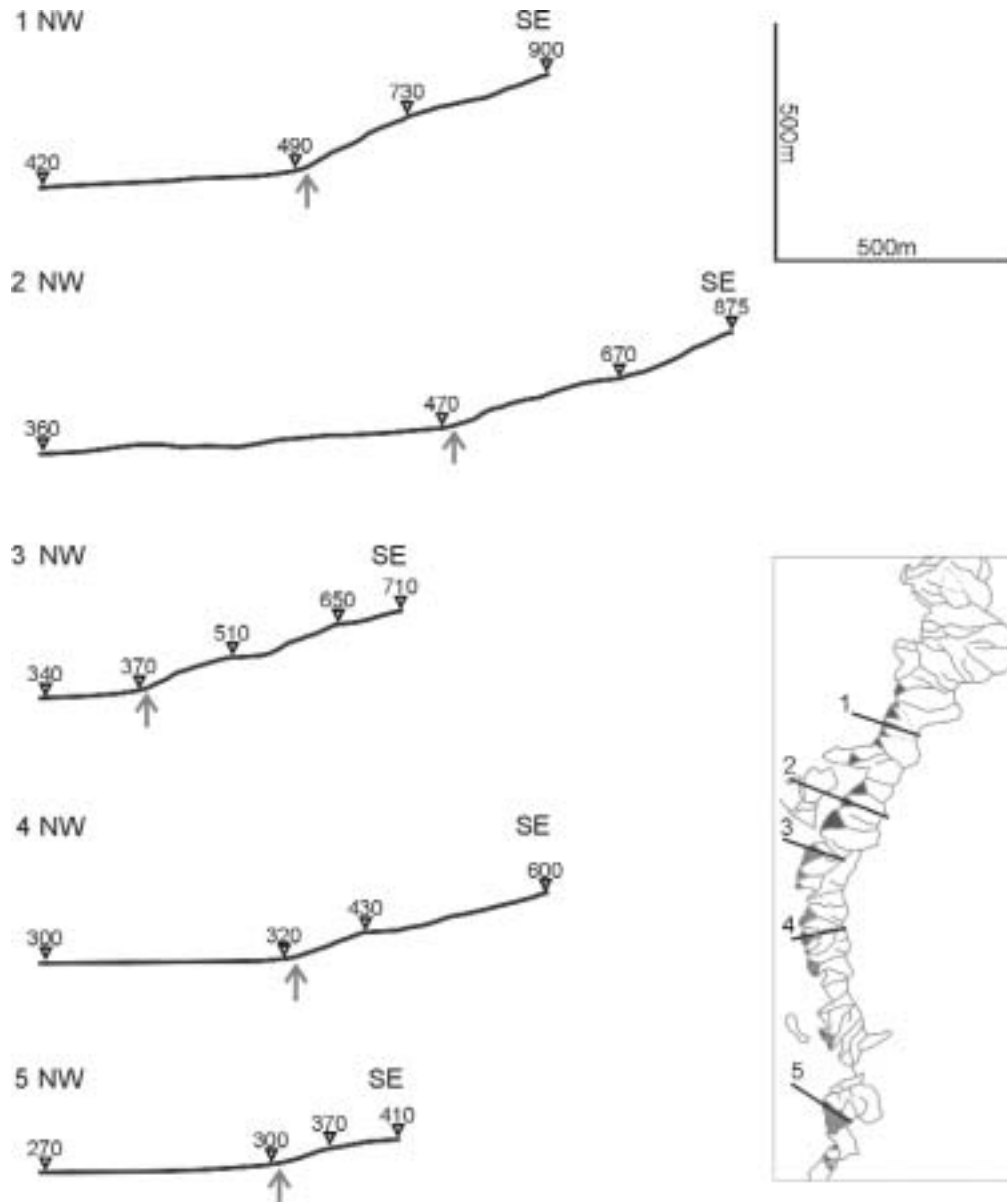


Figura 3.76. Perfils topogràfics que travessen els segments nord i sud dels Ivarsos corresponents al segment oriental de la conca d'Albocàsser. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front.

*Topographic cross-sections across the Ivarsos north and south segments of the eastern mountain front in the Albocàsser basin. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front.*

occidental sembla que hi ha un predomini de l'expansió lateral conques. Els índex d'encaixament dels drenatges al front també indiquen que en general hi ha un predomini de la incisió dels drenatges per sobre de l'expansió lateral de les conques, amb l'excepció del segment d'Albocàsser est. Els valors obtinguts per la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca i per l'índex d'incisió per als segments del front occidental són 0.56 i 5 pel segment nord, 0.50 i 7 pel central i 0.66 i 4 pel sud. Els valors al front oriental són 5.03 i 19 pel segment d'Albocàsser est, 0.20 i 3 pel segment nord dels Ivarsos i 0.27 i 6 pel sud. Sembla ser que en general a la majoria de les característiques observades a les conques de drenatge indiquen que hi ha un cert predomini dels processos que tendeixen a mantenir els relleus per sobre les processos que tendeixen a destruir-lo, amb l'excepció del front d'Albocàsser est.

L'anàlisi fotogeològica de la zona ha posat de manifest l'existència de tres alineacions que podrien correspondre a escarpaments geomorfològics (figura 3.73). La primera se situaria els voltants de la zona per on la rambla del Carboner entra a la conca d'Albocàsser. La segona està localitzada a la zona central del segment sud del front occidental, travessant uns sediments neògens localitzats just enfront de la població de Rosildos. La tercera es localitza prop de la terminació meridional del segment nord del Ivarsos. L'activitat antròpica desenvolupada a la zona fa que aquestes alineacions siguin difícils d'identificar al camp.

### ***Els fronts de la conca de la Salsadella***

La conca de la Salsadella és una conca sedimentaria que va des de Sant Mateu, al nord, fins al sud de Torre d'Endomènec amb una direcció aproximadament NE-SW i una longitud d'uns 40 km. Aquesta conca està limitada a est i oest per dos fronts de muntanya corresponents al vessant occidental de la serra de Valdeneha (front oriental de Salsadella) i a l'oriental de la serra d'Engarceran (front occidental de Salsadella), respectivament (figura 3.77). El primer està associat a una falla extensiva neògena i el segon no. La conca està principalment coberta per ventalls al·luvials quaternaris tot i que des del nord de les Coves de Vinromà i cap al sud afloren sediments neògens del Miocè inferior adossats al front occidental (conglomerats i margues) que van guanyant extensió cap al sud. Els dos fronts estan formats principalment per roques del Mesozoic, juràsiques (calcaries) i cretàiques (calcaries i gresos) amb una direcció de cabussament obliqua als fronts. Al front oriental a partir de la zona de les Coves de Vinromà cap al sud afloren sediments del Miocè inferior del mateix tipus dels que a la conca es troben adossats al front occidental (figura 3.78). La potencia del rebliment sedimentari de la conca és de 245 m i els sediments de la base són del Miocè inferior (Arasa, 1994). Amb aquesta informació i coneixent el desnivell topogràfic màxim observat al front oriental (580 m) s'obté una taxa de lliscament vertical de 0.04 mm/any des del Miocè.

L'anàlisi geomorfològica i morfomètrica d'aquests dos fronts s'ha realitzat entre Sant Mateu i Torre d'Endomènec. Aquesta anàlisi mostra que al front oriental s'hi poden distingir tres segments separats entre si per graons geomorfològics (figures 3.77 i 3.78). Anant de nord a sud del front, el primer segment va des de Sant Mateu fins a la Salsadella amb una longitud de 5.8 km. Al SE de l'anterior hi ha el segment central, que queda separat de l'anterior per un graó on s'hi ha format una conca obliqua a amdots. Aquest segon segment, que té una longitud de poc més de 9.5 km, va des de la Salsadella fins una mica més al sud d'on conflueixen les rambles de Sant Mateu i de la Valltorta. El segment sud, que té pràcticament 8 km, va des del nord de les Coves de Vinromà fins al nord de Torre d'Endomènec. Aquest també està separat del segment que el precedeix per un graó geomorfològic on s'han format una sèrie de conques obliques a la direcció

principal del front. En general els fronts són bastant rectilinis, tot i que el front occidental és més irregular (figura 3.78). Per aquest darrer s'ha obtingut una sinuositat de 1.60, en canvi per als tres segments del front oriental la sinuositat és de 1.04 pel nord, 1.11 pel central i 1.14 pel sud. Al front occidental no hi han facetes triangulars, mentre que al front oriental s'hi han observat diverses generacions (figura 3.79). Al segment nord i central s'hi han distingit dues generacions de facetes triangulars i tres al segment sud, tot i que la més antiga amb incertesa. Els pendents i desnivells topogràfics de les facetes més modernes varien entre  $12^\circ$  i  $22^\circ$  (mitjana de  $18^\circ$ ) i entre 10 i 85 m al segment nord, entre  $9^\circ$  i  $27^\circ$  (mitjana de  $15^\circ$ ) i entre 15 i 70 m al segment central i entre  $16^\circ$  i  $25^\circ$  (mitjana de  $19^\circ$ ) i entre 40 i 75 m al segment sud (figura 3.79). Els talls topogràfics realitzats a través dels fronts oriental i occidental de la conca de la Salsadella (figura 3.80) mostren certes

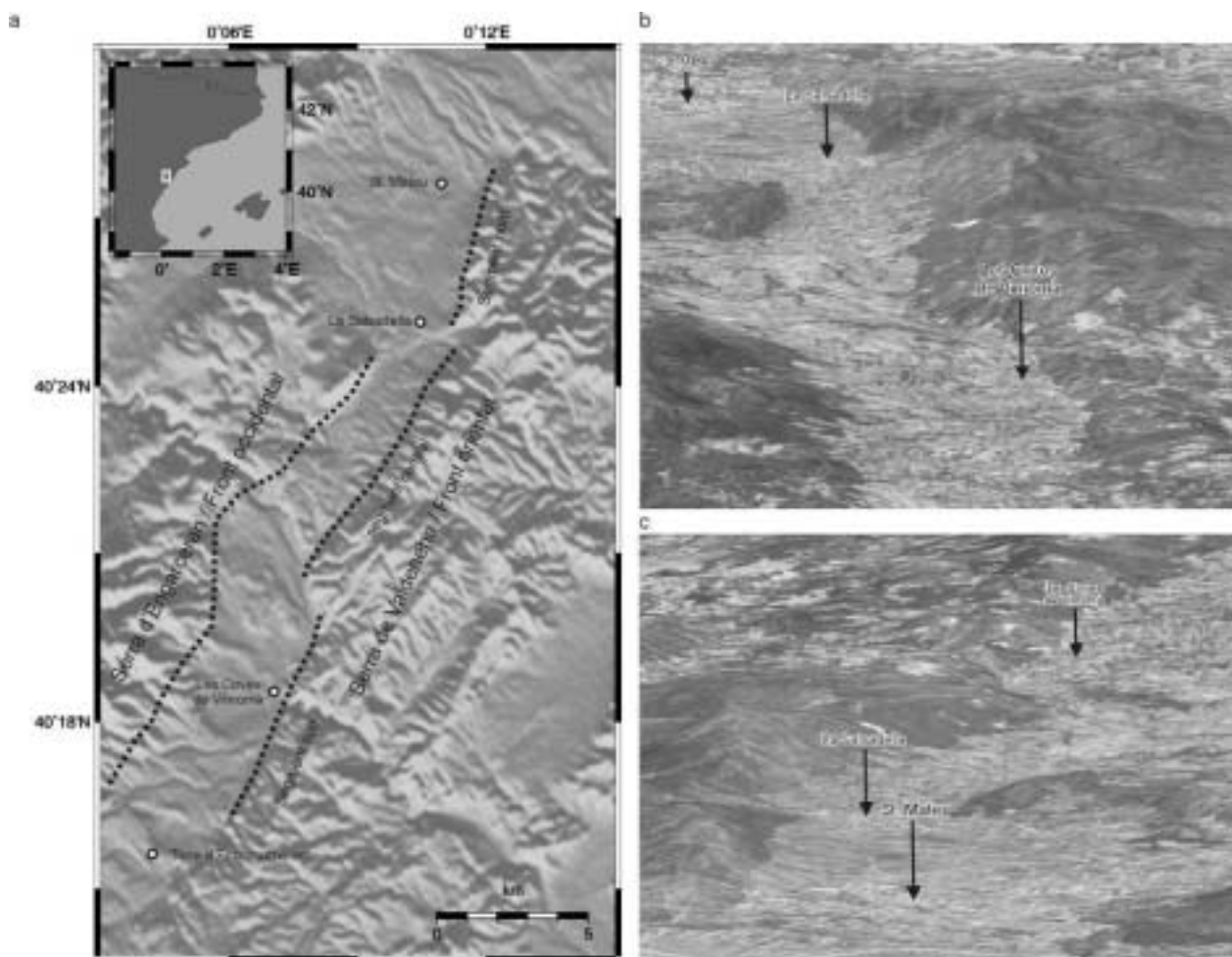
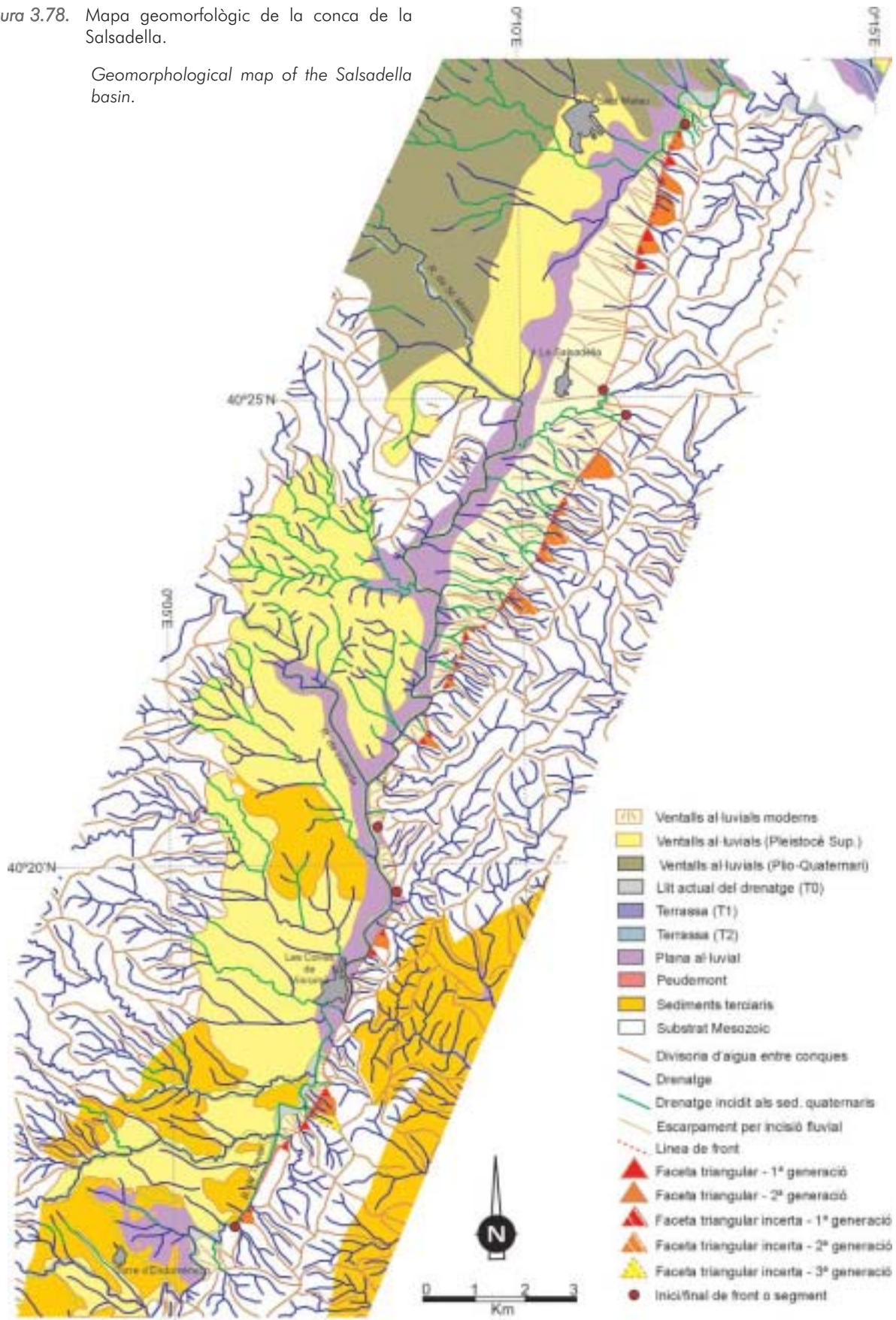


Figura 3.77. a) Model digital del terreny ombrejat de la conca de la Salsadella. Les línies negres puntejades mostren la localització dels fronts de muntanya analitzats. També es mostra la posició dels segments que en formen part. Vista des del SW (b) i des del N (c) de l'aspecte que presenta la conca de la Salsadella obtingudes a partir d'imatges de satèl·lit entapissades sobre el model digital del terreny on s'ha exagerat dues vegades la component vertical respecte a l'horitzontal.

a) Shaded DEM of the Salsadella basin. A black dotted line locates the analyzed mountain fronts. Images from the SW (b) and from the N (c) of the Salsadella front obtained from a satellite image draped over the DEM where the vertical scale has been exaggerated two times respect to the horizontal scale.

Figura 3.78. Mapa geomorfològic de la conca de la Salsadella.

Geomorphological map of the Salsadella basin.



diferències entre si. En general els perfils que travessen el front oriental mostren una morfologia convexa cap a la conca. La distància entre la divisòria d'aigües principal i la conca és curta, cosa que provoca que el front tingui força pendent. En canvi, els perfils que travessen el front occidental tenen una morfologia més còncava cap a la conca i s'observa que la distància entre la divisòria d'aigües i la conca és bastant gran fent que el front tingui un pendent menys pronunciat tot hi haver-hi un desnivell superior. El perfil 6E (figura 3.80) mostra com el barranc de Traver s'ha incidit seguint la direcció del front i, per tant, aquest barranc podria ser el responsable de la formació o exhumació de part de les facetes que es veuen en aquesta zona.

L'estudi geomorfològic de les conques mostra diferències entre les conques localitzades als dos fronts, i també entre les desenvolupades als diferents segments del front oriental (figures 3.78 i 3.79). Les conques del segment nord del front oriental tenen dimensions similars, són perpendiculars al front, tenen la capçalera localitzada a la divisòria d'aigües principal i són força curtes i amples, fet que els dona un aspecte més aviat quadrat, tot i així algunes d'elles mostren forma de copa. En canvi, als segments central i sud les conques també tenen mides similars, són perpendiculars al front i arriben a la divisòria d'aigües principal, però a més són força més allargades que amples i en general mostren una clara forma de copa. La mida i disposició de les conques al segment sud, però, no es tant regular com l'observada als altres dos segments. En contrast, les conques desenvolupades al front occidental de la conca de la Salsadella mostren una gran irregularitat tant pel que fa a les dimensions com pel que fa a la seva disposició al llarg del front. En general es poden observar dos tipus de conques: a) unes que són bastant grans, arriben a la divisòria d'aigües principal, tenen forma entre allargada i arrodonida i en alguns casos són obliqües al front; i b) unes de menors dimensions que solen tenir forma entre allargada i quadrada, normalment perpendiculars al front i limitades per les conques grans. Els valors de l'índex d'espaiat obtinguts per als diferents segments del front oriental també mostren una certa variació. Al segment nord s'han obtingut valors entre 0.39 i 1.09 (mitjana de 0.81), al central entre 0.09 i 0.91 (mitjana de 0.33) i al sud entre 0.18 i 0.64 (mitjana de 0.37). Com es pot veure a les conques dels segments central i sud hi predominaria el manteniment de la longitud per sobre de l'amplada, mentre que al segment nord sembla que hi predominarien les conques amples. De totes formes en aquest últim cas la distància entre el front i la divisòria d'aigües és molt reduïda fet que pot provocar que les conques que s'hi desenvolupin siguin més quadrades i que, per tant, s'obtinguin valors d'espaiat elevats. Al front occidental no s'ha realitzat el càlcul de l'espaiat ja que les conques mostren una disposició i dimensions irregulars cosa que fa que les conques contigües no siguin comparables entre si. Els índex d'encaixament donen resultats variables als diferents fronts i entre els diferents segments. Al front occidental la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona 0.93 i l'índex d'incisió 9. Al front oriental s'han obtingut valors d'aquests mateixos índexs de 1.28 i 7 pel segment nord, de 1.18 i 7 pel central i de 0.52 i 5 pel segment sud. Els resultats obtinguts mostren un cert predomini de l'eixamplament de la conca, amb l'excepció del segment sud del front oriental que té un major grau d'incisió que podria estar relacionat amb la proximitat del barranc de Traver al front. Això podria afavorir la incisió en comptes de l'expansió lateral. En general es pot dir que tots els índex morfomètrics indiquen que als fronts que limiten la conca de la Salsadella hi ha un cert equilibri entre els processos erosius que destrueixen el front i els processos que el mantenen, tot i així el front oriental mostra certs indicis d'activitat, tot i que molt baixa, i, per tant, es podria considerar la falla responsable de la seva formació com activa.

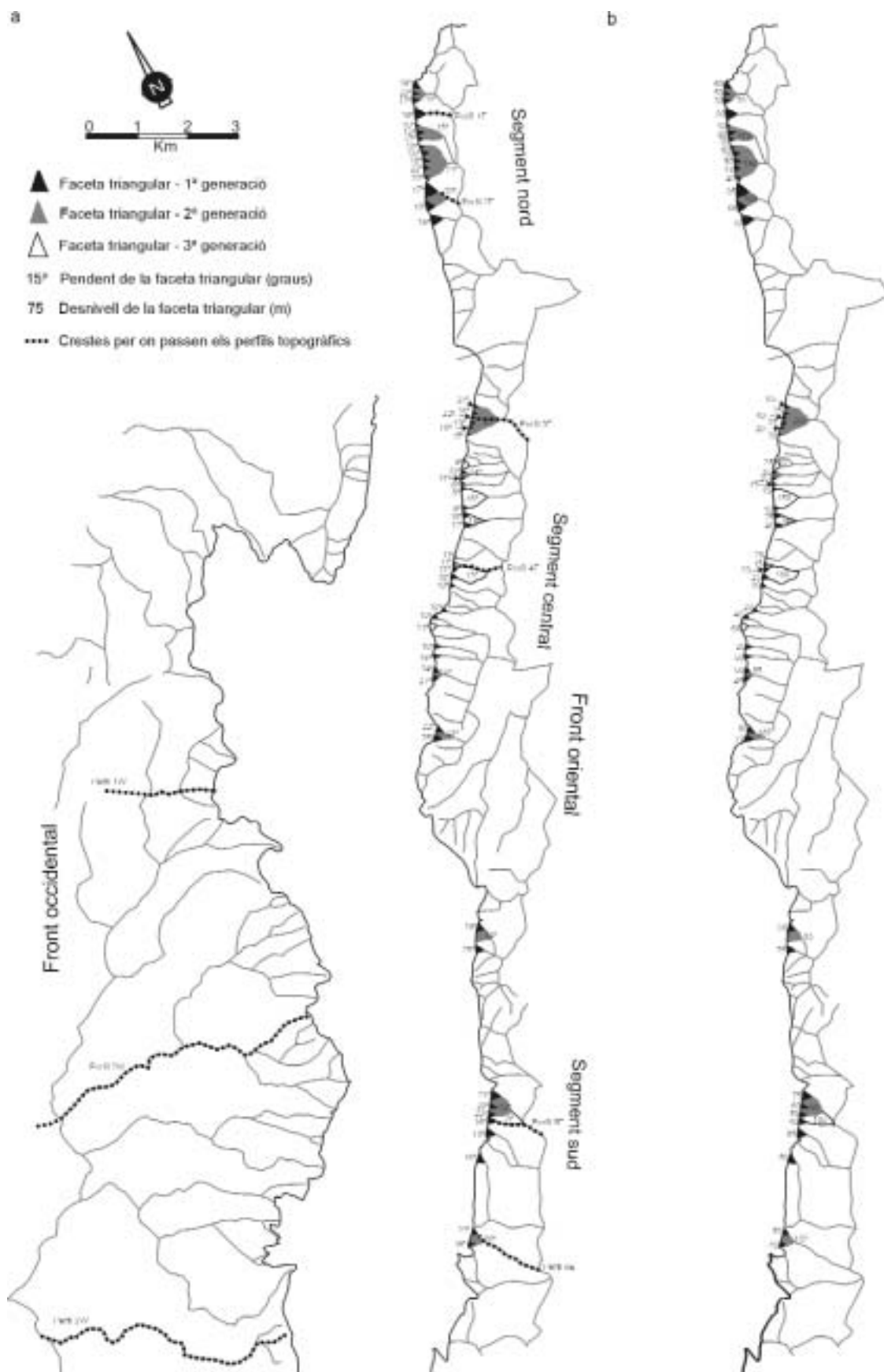


Figura 3.79. (Pàg. anterior) Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg dels fronts de la conca de la Salsadella on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). La línia negra puntejada indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.80.

(Prev. pag.) Schematic map of the disposition of the triangular facets along the mountain fronts of the Salsadella basin where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.80 have been done.

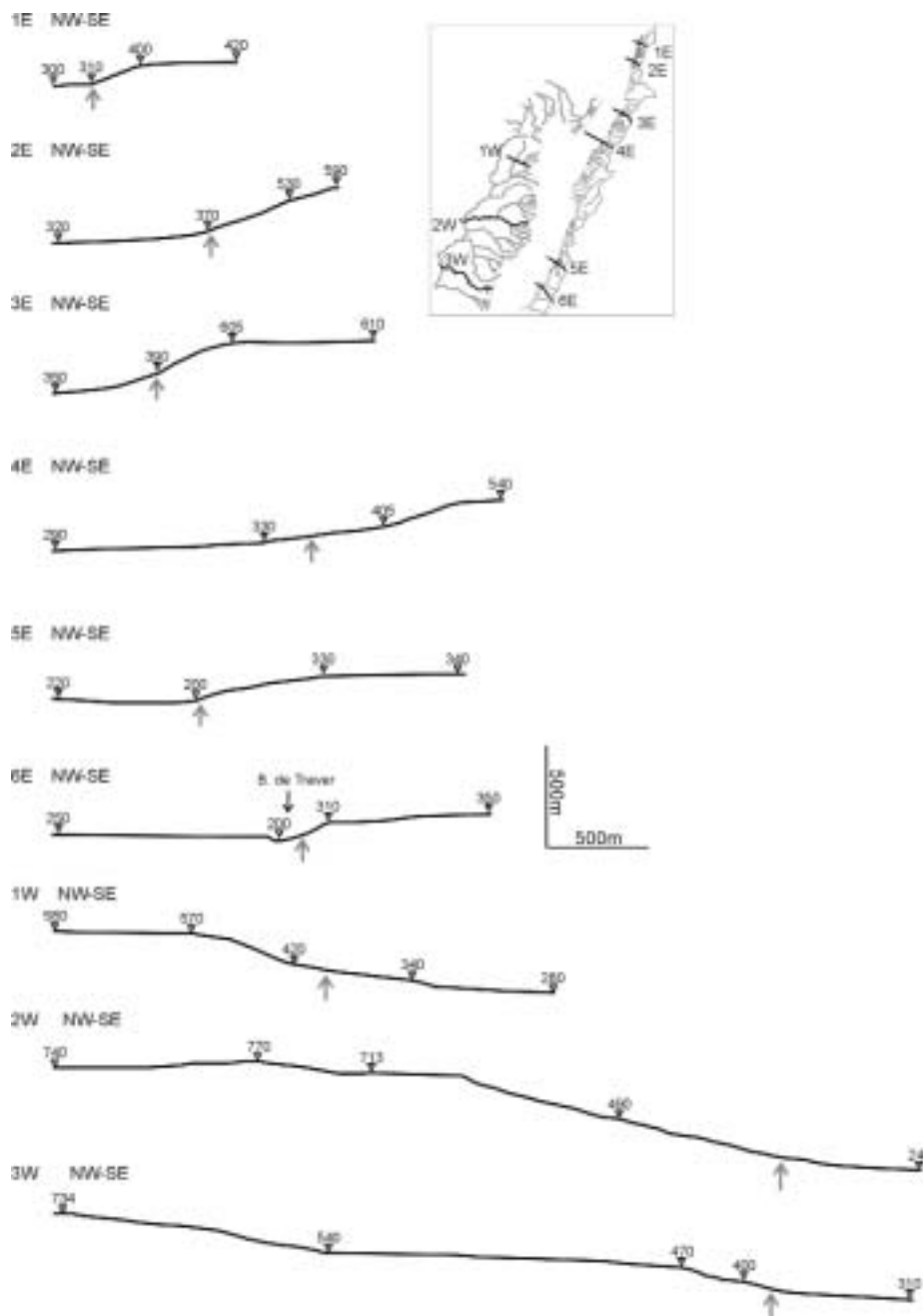


Figura 3.80. Perfils topogràfics que travessen els fronts de la conca de la Salsadella. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris/neògens i el front.

Topographic cross-sections across the mountain fronts of the Salsadella basin. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary/neogene sediments and the mountain front.



## El front de la conca de la Vall d'Àngel

La conca de la Vall d'Àngel es troba localitzada dins de la serra de Valdeneha, entre les conques de la Salsadella a l'oest i d'Alcalà de Xivert a l'est. Aquesta conca té una direcció NE-SW i una longitud de 8.5 km (figura 3.81). Com es pot veure a la figura 3.81 b aquesta conca mostra una asimetria molt marcada, el front que la limita pel nord-oest és un front molt ample amb un pendent suau cap a l'eix de la conca, mentre que el front que ho fa pel sud-est és molt més estret i té un pendent més fort. Aquesta asimetria indica de forma clara que el front sud-est, que serà el que s'analitzarà (front de la Vall d'Àngel), és el front associat a la falla que va originar aquesta petita conca. A la zona nord-occidental de la conca hi ha sediments neògens del Miocè inferior (calcàries i margues) que tindrien continuïtat cartogràfica amb els mateixos nivells a la conca d'Alcalà, si no fos per què queden interromputs per l'aixecament del front de la Vall d'Àngel a causa de l'activitat de la falla. A la conca també s'observen ventalls al·luvials i sistemes de plana al·luvial quaternaris adossats principalment al front de la Vall d'Àngel. Al front hi afloren roques calcàries del Juràssic i del Cretaci amb direcció de cabussament obliqua al front.

L'anàlisi geomorfològica del front de la Vall d'Àngel (figura 3.82) mostra que aquest és un front rectilini. El càlcul de la sinuositat dona un valor de 1.1 si només es considera la zona on hi ha facetes, o de 1.4 si es té en compte la zona nord on els materials neògens es posen en contacte amb el front. S'hi han distingit fins a tres generacions de facetes triangulars (figures 3.82 i 3.83). La generació de facetes més moderna presenta uns pendents que varien entre  $10^\circ$  i  $28^\circ$  (mitjana de  $23^\circ$ ) i un desnivell topogràfic que ho fa entre 35 i 100 m. Els talls topogràfics realitzats a través del front (figura 3.84) mostren una certa convexitat del front, tot i que al tall 2 la morfologia és més esglaonada i la convexitat no és tant clara com al tall 1.

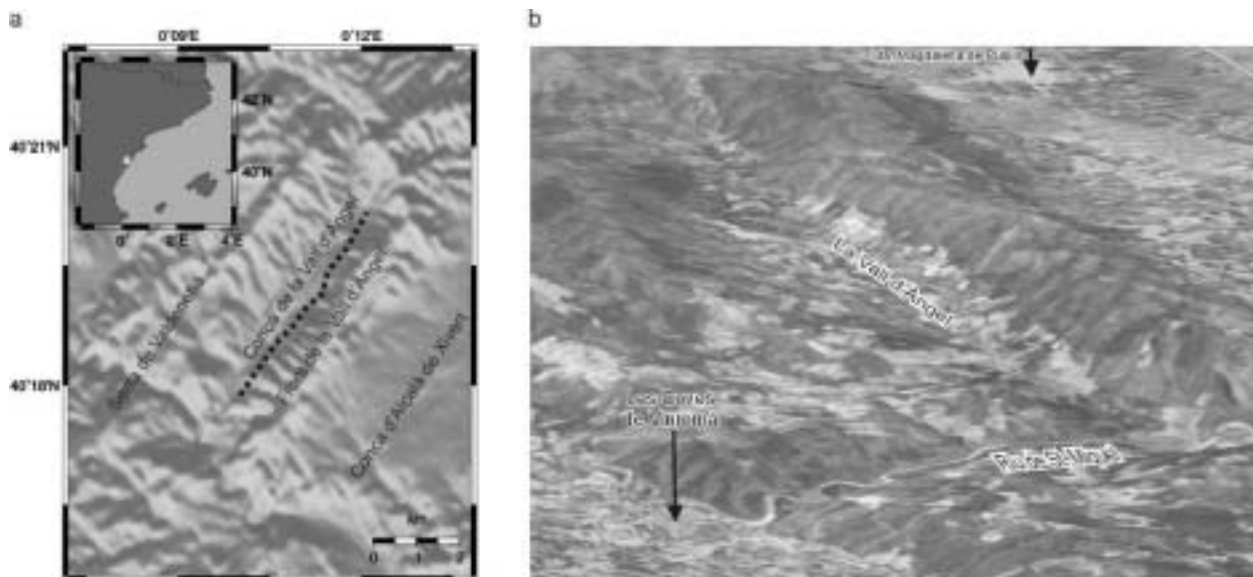


Figura 3.81. a) Model digital del terreny ombrejat del front de la Vall d'Àngel. La línia negra puntejada mostra la localització del front de muntanya analitzat. b) Vista des del WSW de l'aspecte que presenta el front de la Vall d'Àngel obtinguda a partir d'imatges de satèl·lit entapissades sobre el model digital del terreny on s'ha exagerat dues vegades la component vertical respecte a l'horitzontal.

a) Shaded DEM of the Vall d'Àngel front. A dotted black line locates the studied front. b) Image from the WSW of the Vall d'Àngel front obtained from a satellite image draped over the DEM where the vertical scale has been exaggerated two times respect to the horizontal.

Les conques de drenatge desenvolupades al front de la Vall d'Àngel mostren una distribució i dimensions força regulars, són perpendiculars al front de muntanya, allargades, amb la capçalera a la divisòria d'aigües principal i tenen forma de copa (figures 3.82 i 3.83). Si es comparen aquestes conques amb les conques desenvolupades al front oposat s'observa una clara diferència entre ells. Les conques del front occidental són conques molt més llargues, més grans i amb una certa tendència a ser arrodonides i obliqües al front. La regularitat en la forma i dimensions que mostren les conques del front oriental queda reflectida per l'índex d'espaiat que varia entre 0.19 i 0.83 (mitjana de 0.41). Els índex d'encaixament mostren que els drenatges tenen certa tendència a incidir-se al front més que a expandir-se lateralment i arrodonir les conques. La relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona un valor de 0.51, i l'índex d'incisió de 5. Les característiques geomorfològiques i morfomètriques d'aquest front marquen un predomini dels processos d'incisió i manteniment del relleu sobre els processos de destrucció.

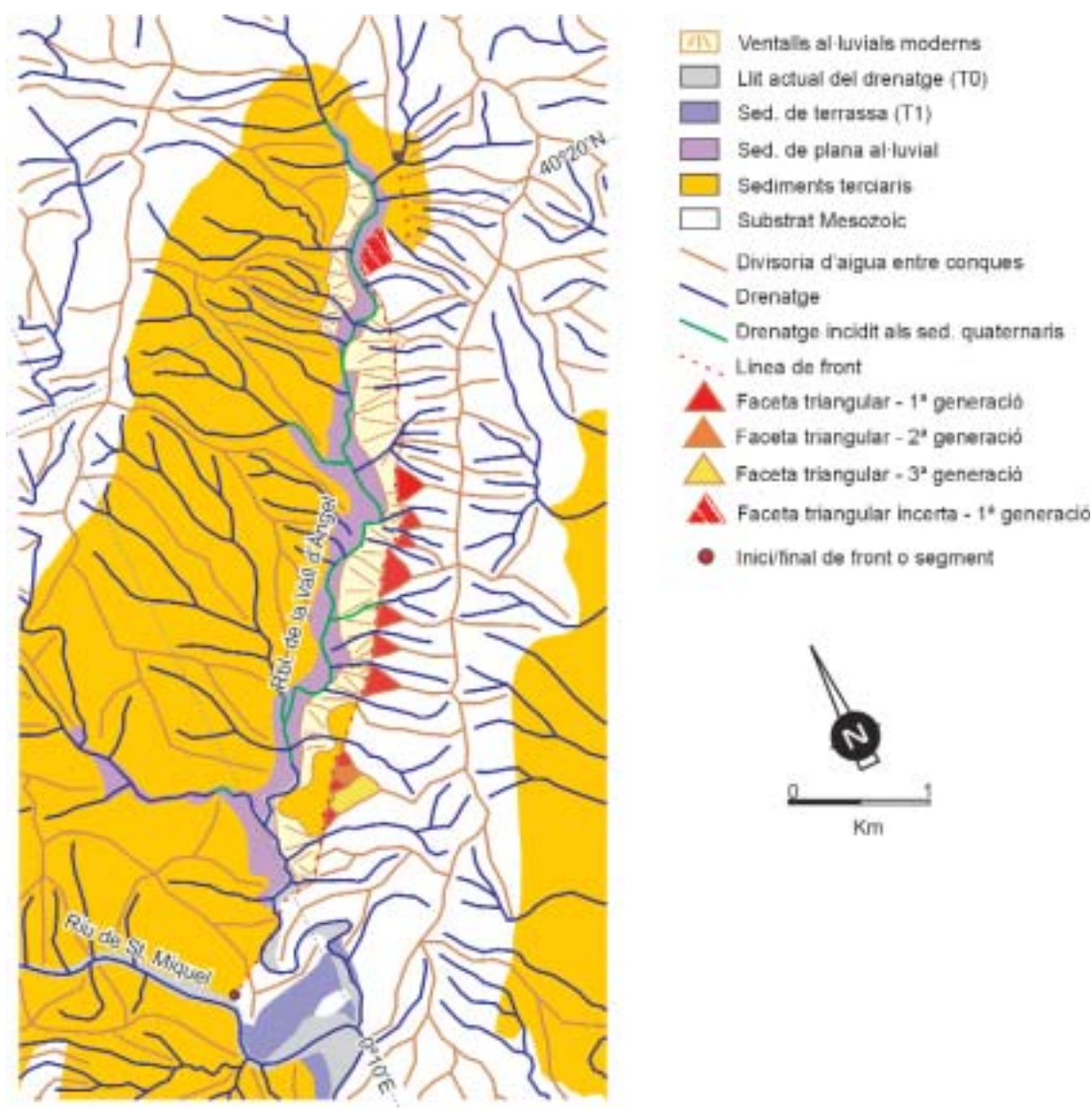


Figura 3.82. Mapa geomorfològic del front de la Vall d'Àngel.

*Geomorphological map of the Vall d'Àngel mountain front.*

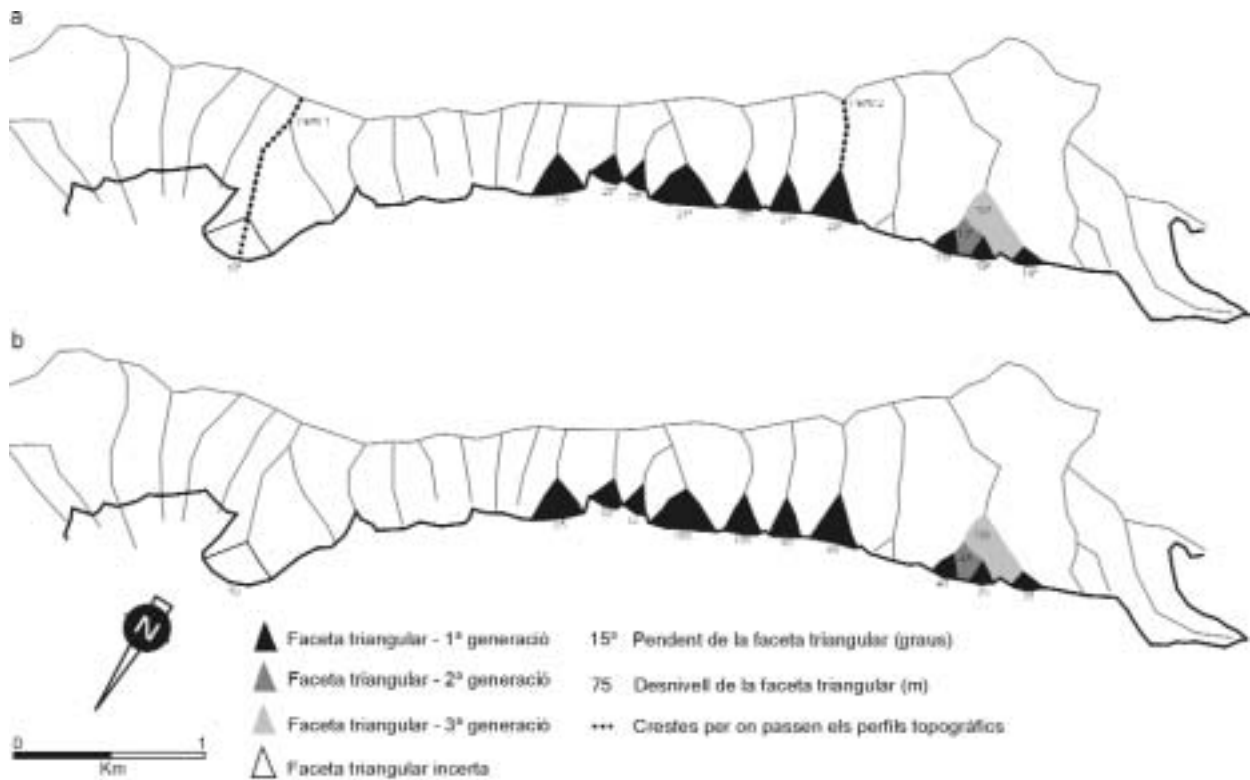


Figura 3.83. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front de la Vall d'Àngel on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). La línia negra puntejada indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.84.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Vall d'Àngel mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted line indicates the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.84 have been done.

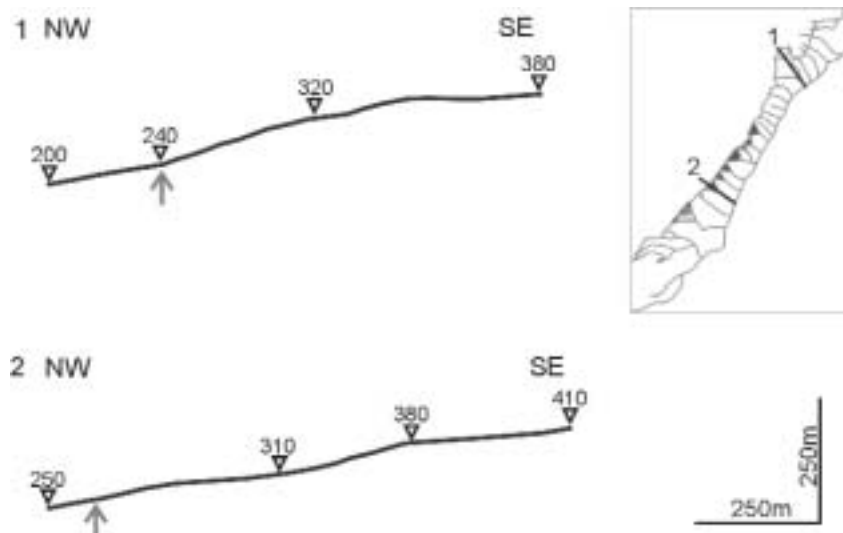


Figura 3.84. Perfils topogràfics que travessen el front de la Vall d'Àngel. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris/neògens i el front.

Topographic cross-sections across the Vall d'Àngel mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary/neogene sediments and the mountain front.

### Els fronts de la serra d'Irta

La serra d'Irta és una serralada localitzada entre la conca d'Alcalà de Xivert i el mar Mediterrani, té una direcció NE-SW i una longitud d'uns 18 km (figura 3.85). Està limitada a est i oest per dos fronts muntanyosos el front de Mar i el front d'Alcalà, però hi ha dos fronts més, els de la conca de la serra d'Irta, una petita conca obliqua als dos fronts principals que s'obra cap al sud. El front d'Alcalà és el front occidental de la Serra d'Irta i va des del nord de la població de Santa Magdalena de Pulpis fins a la d'Alcalà de Xivert. Té una direcció NE-SW i està associat a una falla extensiva neògena. La seva longitud total es de poc més de 14.5 km. El front de Mar de la serra d'Irta va des de Peníscola fins a la terminació sud de la serra amb una longitud d'uns 16 km i no està associat a cap falla. Dels fronts que limiten la conca de la serra d'Irta només s'a-

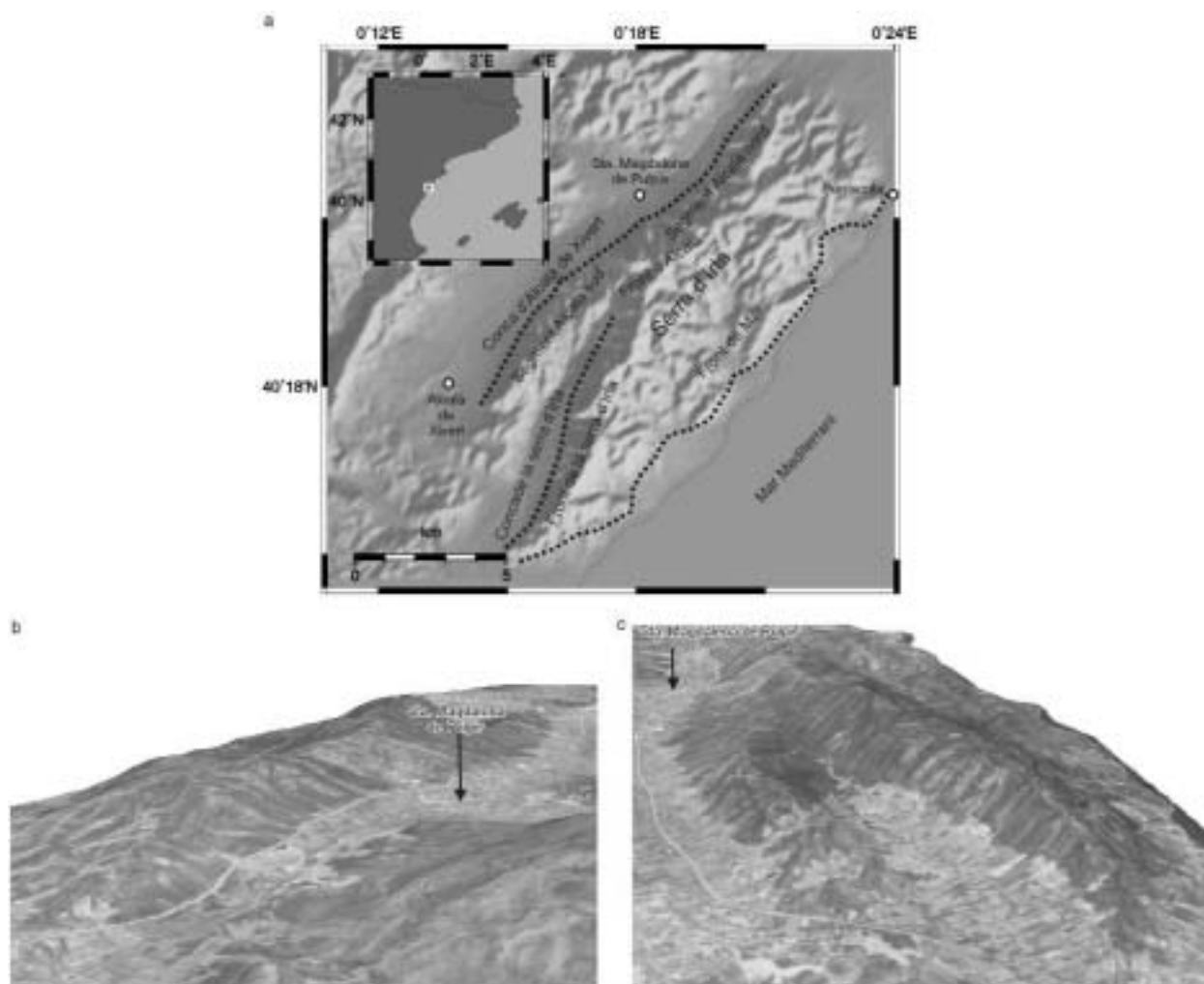


Figura 3.85. a) Model digital del terreny ombrejat de la serra d'Irta. Les línies negres puntejades mostren la localització dels fronts de muntanya analitzats. Vistes des del N (b) i des del SW (c) de l'aspecte que presenta els fronts d'Alcalà de Xivert i de la serra d'Irta obtingudes a partir d'imatges de satèl·lit entapissades sobre el model digital del terreny, on s'ha exagerat dues vegades la component vertical respecte a l'horitzontal.

a) Shaded DEM of the serra d'Irta range. A dotted black line locates the studied mountain fronts. Images from the N (b) and from the SW (c) of the Alcalà de Xivert and serra d'Irta mountain fronts obtained from a satellite image draped over the DEM where the vertical scale has been exaggerated two times respect to the horizontal scale.

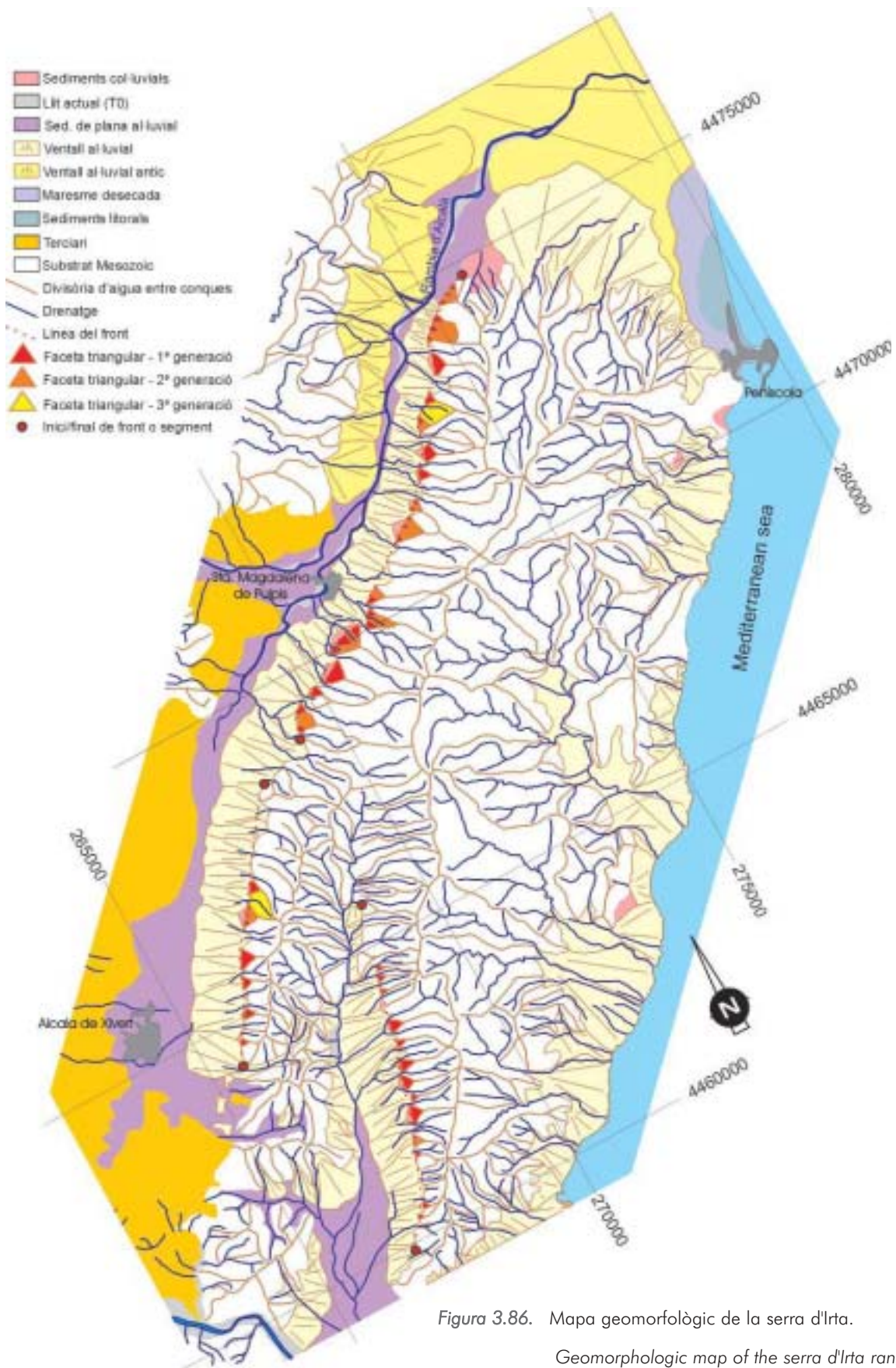


Figura 3.86. Mapa geomorfològic de la serra d'Irta.  
Geomorphologic map of the serra d'Irta range.

nalitzarà el front oriental, a partir d'ara front de la serra d'Irta. Aquest front és el més petit dels tres, té poc més de 6 km, una direcció NNE-SSW i està associat a una falla extensiva neògena. Les roques que afloren a la serra són principalment juràssiques (calcaries), només apareixen roques cretàiques (calcaries i margues) a la seva terminació meridional, i majoritàriament mostren una direcció de cabussament cap al SE. La conca d'Alcalà, a l'oest de la serra, està coberta per sediments quaternaris (ventalls i zona de plana al·luvial) pràcticament en la seva totalitat. Tot i així, a la zona occidental de la conca afloren materials del Miocè inferior (calcaries) que enllaçarien

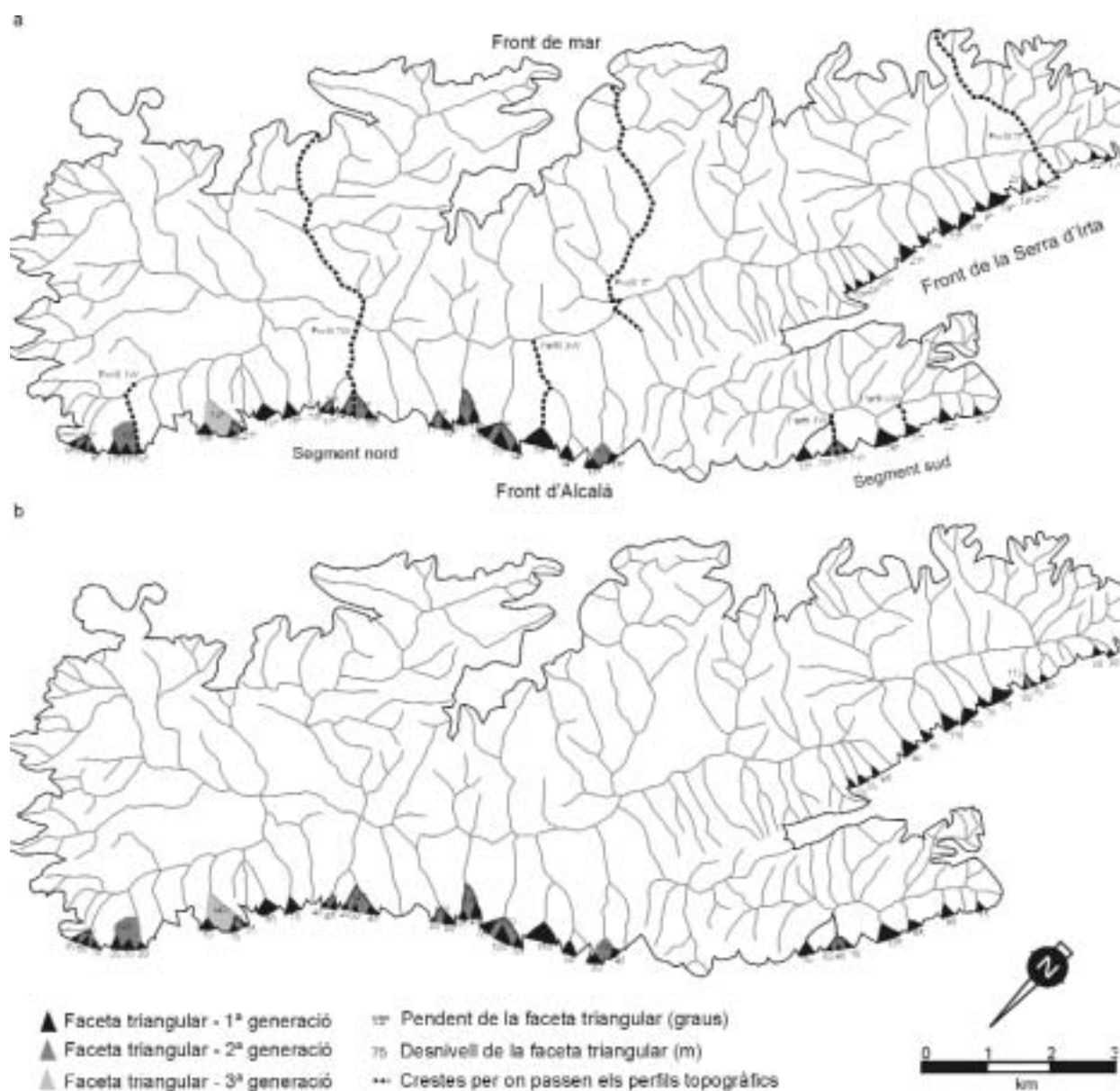


Figura 3.87. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg dels fronts de la serra d'Irta on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). La línia negra puntejada a indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.88.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the serra d'Irta mountain fronts where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.88 have been done.

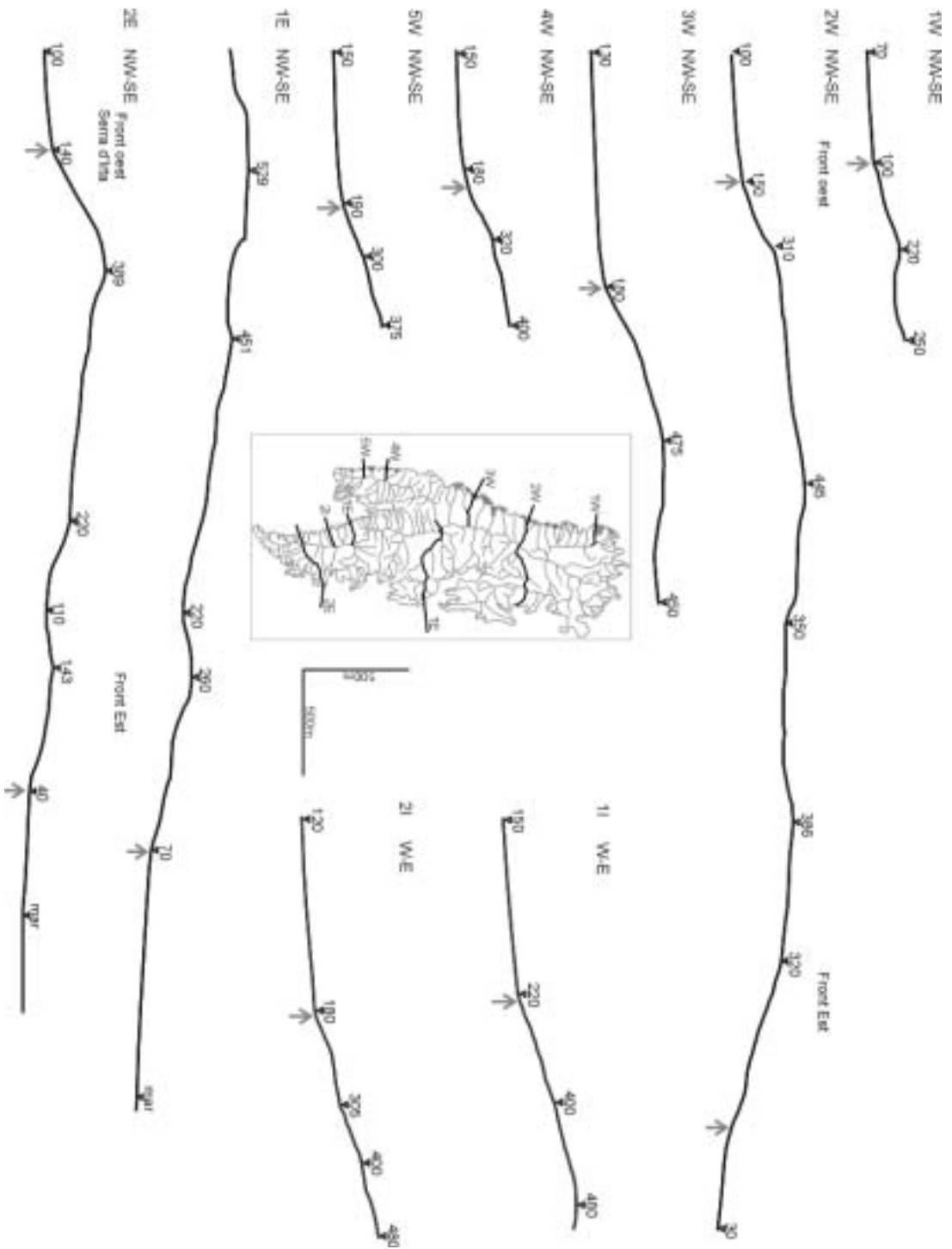


Figura 3.88. Perfils topogràfics que trovessen els fronts de la serra d'Illa. El mapa mostra la localització dels perfils. La fleixa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front.

Topographic cross-sections across the serra d'Illa mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front.

amb els descrits anteriorment per la conca de la Vall d'Àngel. La conca de la serra d'Irta està recoberta per sediments quaternaris, bàsicament ventalls al·luvials.

L'anàlisi geomorfològica dels fronts de la serra d'Irta (figura 3.86) permet dividir el front d'Alcalà en dos segments, el nord i el sud. El segment nord té una longitud d'uns 8.8 km, comença al límit nord del front i arriba fins als sud de Santa Magdalena de Pulpis. El segment sud comença esglaonat cap a l'oest de la zona on el segment nord finalitza, acaba a l'alçada d'Alcalà de Xivert i té una longitud d'uns 5 km. Al graó geomorfològic on es localitza el límit entre els dos segments s'observen dos fets: a) a partir d'aquest punt i cap al sud no s'observen els efectes de la incisió o la traça de la rambla d'Alcalà; i b) el límit coincideix amb una zona on les conques mostren una reducció clara de la seva longitud, cosa que sembla estar relacionat amb l'aparició del front de la Serra d'Irta més cap a l'est. Als altres dos fronts no s'ha distingit cap segment. Els segments del front d'Alcalà i el front de la serra d'Irta són força rectilinis mentre que el front de Mar és molt irregular. Aquestes diferències queden paleses als valors de l'índex de sinuositat, 1.47 i 1.23 pels segments nord i sud d'Alcalà, de 1.44 pel front de la serra d'Irta i de 2.89 pel front de Mar. Una altra diferència observada entre el front de Mar i els altres tres és que a aquest no s'hi ha observat la presència de facetes triangulars mentre que als altres sí (figures 3.86 i 3.87). Al front nord d'Alcalà s'han observat tres generacions de facetes triangulars, i dues al segment sud d'Alcalà i al front de la serra d'Irta. Les facetes més modernes presenten pendents entre  $9^\circ$  i  $26^\circ$  (mitjana de  $17^\circ$ ) i desnivells topogràfics entre 20 i 105 m al segment nord d'Alcalà, entre  $13^\circ$  i  $28^\circ$  (mitjana de  $23^\circ$ ) i entre 40 i 135 m al segment sud d'Alcalà i entre  $9^\circ$  i  $24^\circ$  (mitjana de  $20^\circ$ ) i entre 35 i 100 m al front de la serra d'Irta. Els perfils topogràfics realitzats perpendicularment als tres fronts (figura 3.88) mostren de nou que el front de Mar, en general, presenta un comportament diferent. Els perfils que travessen el front de Mar mostren una geometria força cònca mentre que els que travessen els fronts d'Alcalà i de la serra d'Irta presenten una forma aproximadament convexa. Als perfils també es pot observar la diferent amplada que hi ha entre el front de Mar i els d'Alcalà i de la serra d'Irta. El front de Mar és força més ample que els altres dos fronts, fet que provoca que el seu pendent sigui més suau. Aquest fet aniria lligat amb un basculament del bloc causat per l'activitat de les falles associades als fronts d'Alcalà i de la serra d'Irta. Aquest basculament del front es veu molt clar al perfil 2E (figura 3.88), on s'observa que el front de la serra d'Irta és molt estret i pendent, mentre que el front de Mar és molt més ample i amb morfologia cònca. Un fet similar es pot observar projectant el perfil 3W sobre el 1E (figura 3.88).

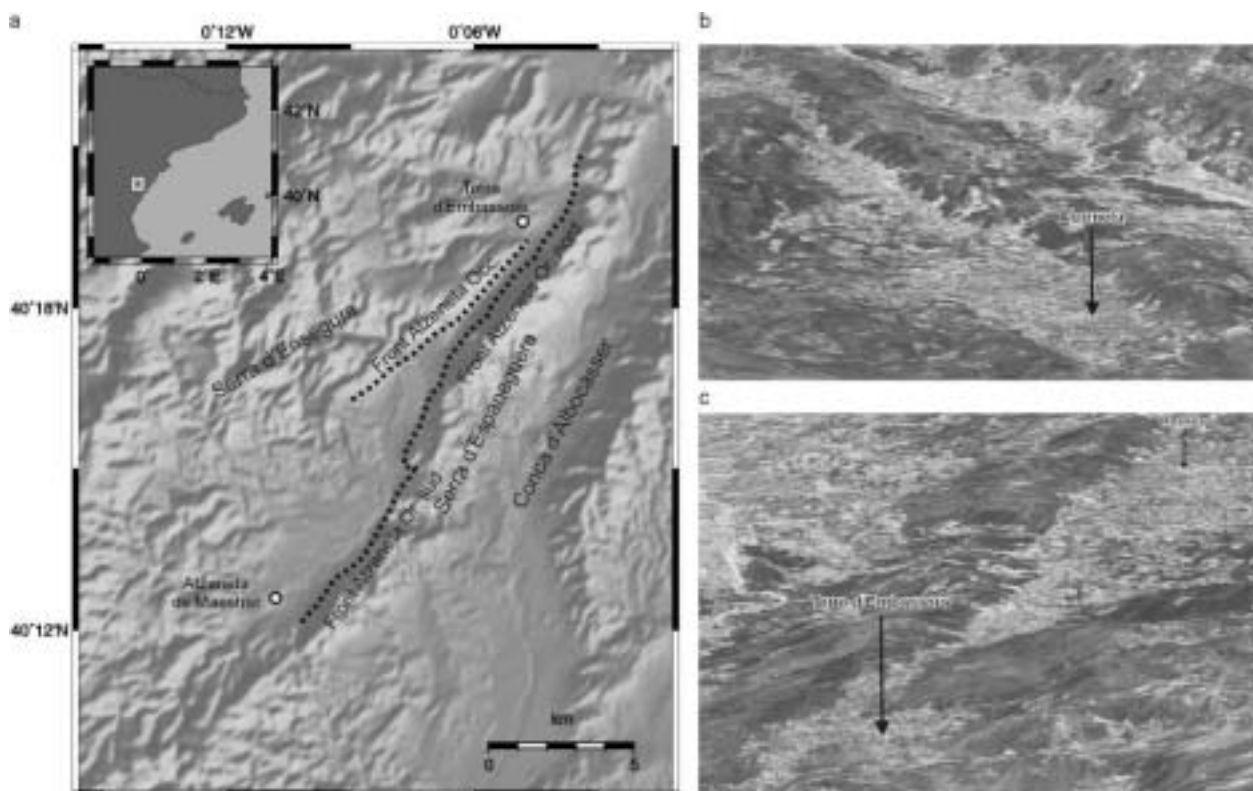
L'anàlisi de les conques de drenatge desenvolupades als diferents fronts també posa de manifest algunes diferències entre ells, principalment entre el front de Mar i la resta. Les conques localitzades al front de Mar són conques grans i força amples, disposades de forma irregular respecte al front i entre elles (perpendiculars, obliqües i paral·leles) i on les més grans solen ser força arrodonides a la zona de capçalera. En contrast, als segments del front d'Alcalà i al front de serra d'Irta les conques es disposen perpendiculars al front i paral·leles entre elles, són conques estretes i allargades amb forma de copa i amb dimensions molt regulars al llarg d'un mateix segment. De totes formes, les conques localitzades a la part meridional del segment sud d'Alcalà són conques que mostren una amplada i una longitud similars fet que els dona un aspecte més quadrat. Aquesta variació en la forma de la conca es produeix a la zona on el front es fa més estret i podria estar probablement lligat a aquest factor. A la zona nord de la conca de la serra d'Irta on el front deixa d'estar en contacte amb la conca s'observa que les conques mantenen la mateixa disposició i característiques que a la resta del front. Aquesta observació fa pensar que la falla activa podria tenir una longitud superior a la donada a partir del contacte entre els sediments de la conca i el front, al voltant dels 8.2 km. L'índex d'espaiat només s'ha calculat per als segments nord i sud d'Alcalà i pel front de la serra d'Irta i els valors obtinguts varien entre 0.13 i 0.81 (mitjana de 0.41),



entre 0.35 i 1.41 (mitjana de 0.72) i entre 0.18 i 0.60 (mitjana de 0.36) respectivament. Aquests valors corroboren les observacions fetes anteriorment i indiquen que al segment nord d'Alcalà i al front de la serra d'Irta hi predominen les conques allargades, mentre que els valors pel segment sud d'Alcalà podrien indicar que hi ha una expansió lateral de les conques. Els índex d'encaixament posen de manifest que en general als diferents fronts s'està produint incisió dels drenatges, tot i que en el cas de Mar sembla que hi hauria un cert equilibri entre la incisió i l'expansió lateral. El càlcul de la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona 0.27 pel segment nord d'Alcalà, 0.53 pel segment sud d'Alcalà, 0.42 pel front de la serra d'Irta i 0.78 pel front de Mar i el de l'índex d'incisió 4, 6, 4 i 8, respectivament. Els valors relativament baixos obtinguts pel front de Mar podrien anar lligats a la influència que pugin tenir els processos de variació del nivell del mar.

### ***Els fronts de la conca d'Atzeneta***

La conca d'Atzeneta de Maestrat està limitada per dues serres la d'Espaneguera a l'est i la d'Ensegures a l'oest a les que corresponen els fronts oriental i occidental d'Atzeneta, respectivament, ambdós associats a falles (figura 3.89). El primer front s'estén des de les proximitats de



**Figura 3.89.** a) Model digital del terreny ombrejat de la conca d'Atzeneta. Les línies negres puntejades mostren la localització dels fronts de muntanya analitzats. Vistes des del SW (b) i des del N (c) de l'aspecte que presenten els fronts d'Atzeneta obtingudes a partir d'imatges de satèl·lit entapissades sobre el model digital del terreny on s'ha exagerat dues vegades la component vertical respecte a l'horitzontal.

a) Shaded DEM of the Atzeneta basin mountain fronts. The dotted black lines locate the studied fronts. Images from the SW (b) and from the N (c) of the Atzeneta mountain fronts obtained from a satellite image draped over the DEM where the vertical scale has been exaggerated two times respect to the horizontal scale.

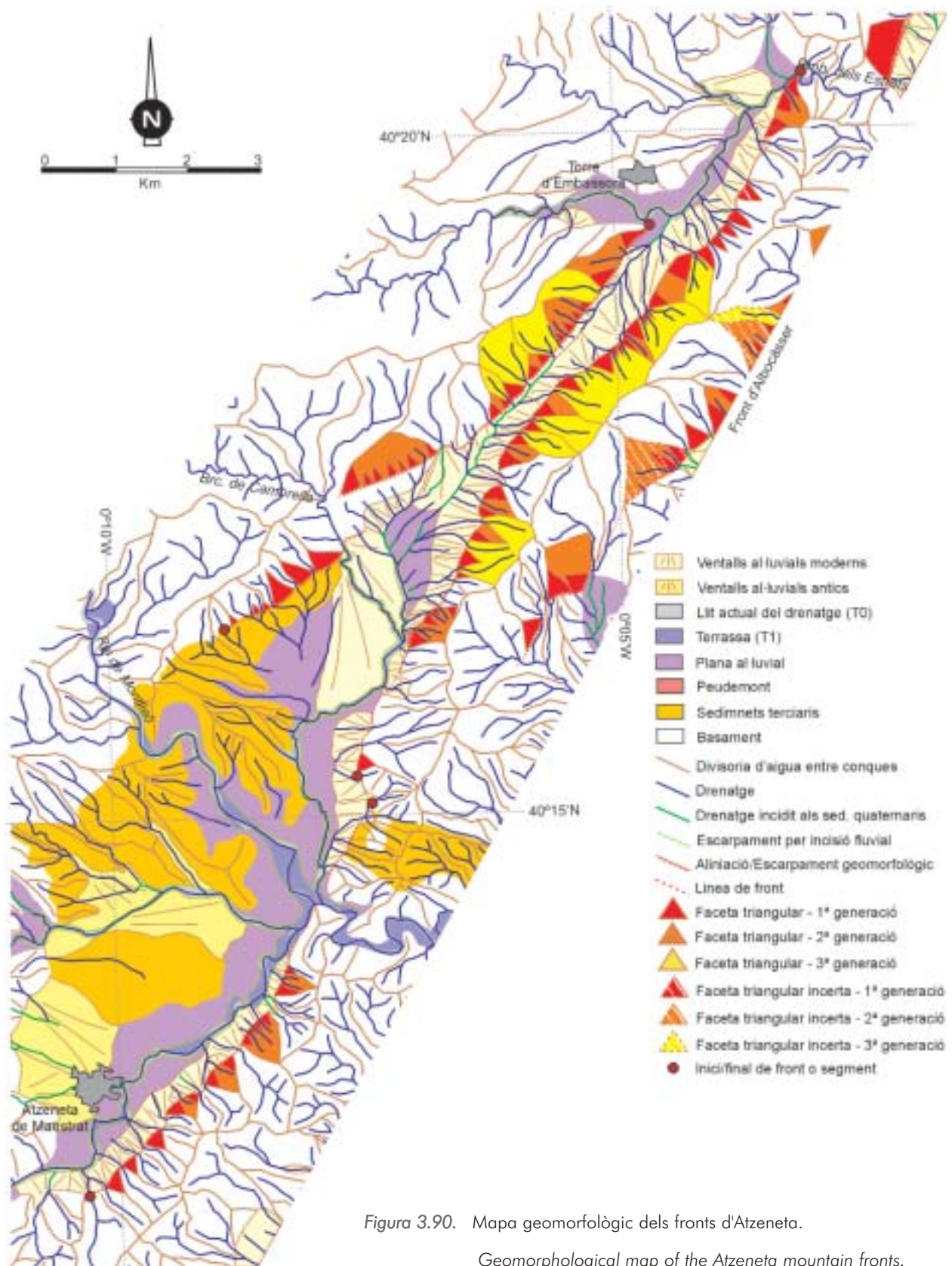


Figura 3.90. Mapa geomorfològic dels fronts d'Atzeneta.

Geomorphological map of the Atzeneta mountain fronts.

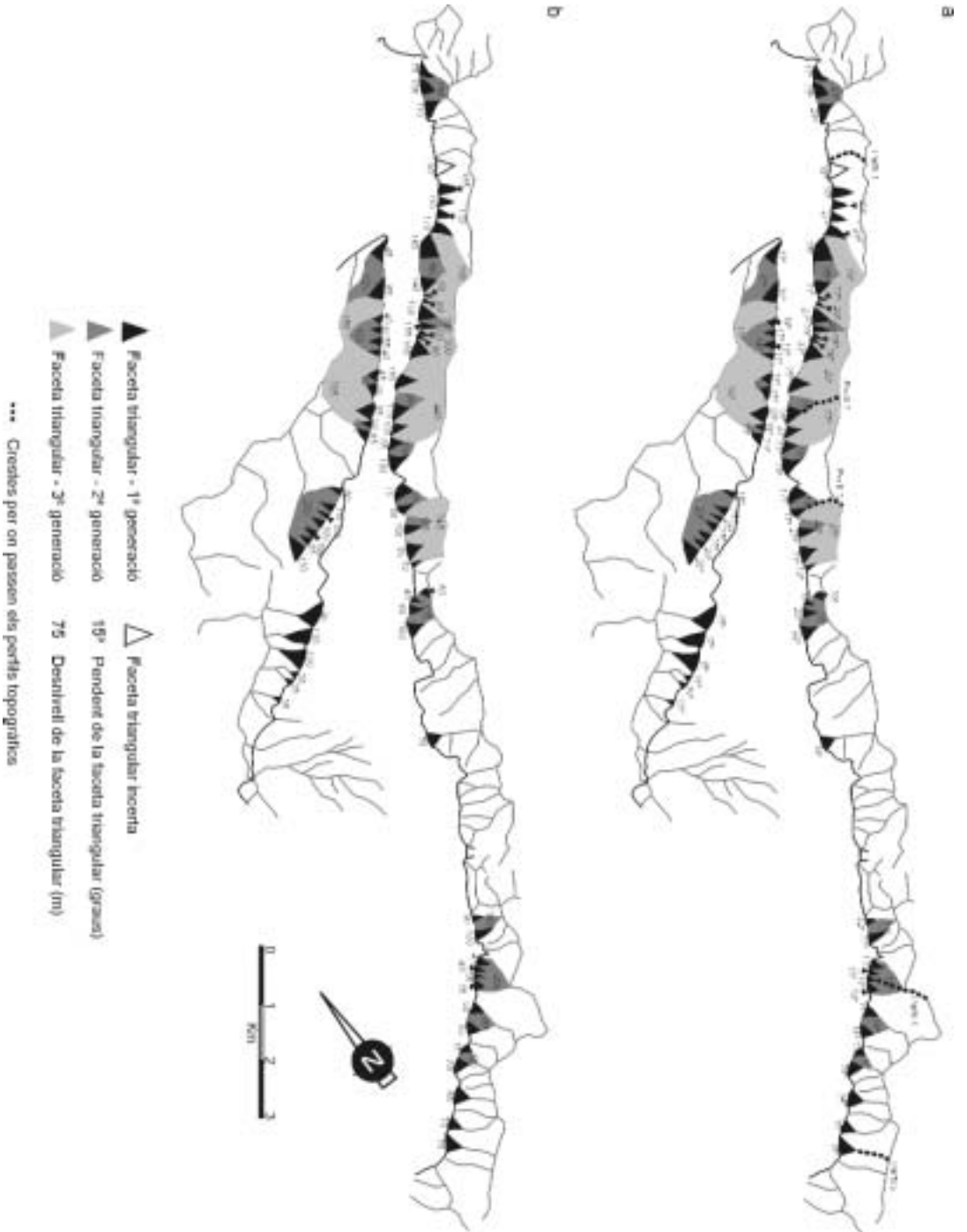


Figura 3.91. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg dels fronts d'Azeneta on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). La línia negra puntejada indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.92.

Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Azeneta mountain fronts where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.92 have been done.

Torre d'Embassora i arriba fins a Atzeneta de Maestrat amb una longitud de 18 km. El segon front va des del sud de Torre d'Embassora i fins al sud del barranc de Cambrella, amb una longitud de 9.5 km (figura 3.90). A la conca d'Atzeneta afloren sediments del Miocè inferior (conglomerats i gressos), localitzats bàsicament al sud-oest de la conca, i del Quaternari, localitzats a la banda oriental de la conca. Als fronts de muntanya hi afloren principalment roques del Juràssic (calcàries) i del Cretàcic (calcàries, margues i gresos) amb direcció de cabussament obliqua al front. Al front oriental, al nord del riu de Montlleó, s'hi localitzen materials del Miocè inferior del mateix tipus que els que afloren a la conca (conglomerats i gresos).

L'anàlisi geomorfològica dels fronts d'Atzeneta (figura 3.90) ha permès identificar dos segments al front oriental. El segment nord, que té 11.2 km de longitud, va des del barranc del Estrets fins a un graó morfològic situat al nord del punt on apareixen els materials neògens al front i on s'han desenvolupat unes conques obliqües als fronts. El segment sud, que té 6.5 km, va des del graó anterior fins al sud d'Atzeneta de Maestrat. Els dos fronts de la conca d'Atzeneta són bastant rectilinis (figura 3.90), amb un valor de sinuositat de 1.09 per al front occidental i de 1.13 i 1.11 pels segments nord i sud del front oriental. En el cas dels darrers segments la baixa sinuositat podria, en part, estar causada per la poca amplada dels fronts de muntanya. S'han identificat diverses generacions de facetes triangulars a tots dos fronts, tres generacions al front occidental i al segment nord del front oriental i dues al segment sud (figures 3.90 i 3.91). Al front occidental les facetes més modernes tenen pendent que varia entre  $11^\circ$  i  $27^\circ$  (mitjana de  $18^\circ$ ) i desnivells topogràfics entre 30 i 130 m. Al front oriental el pendent varia entre  $13^\circ$  i  $33^\circ$  (mitjana de  $23^\circ$ ) i desnivell topogràfic entre 40 i 170 m al segment nord i entre  $13^\circ$  i  $32^\circ$  (mitjana de  $17^\circ$ ) i entre 35 i 130 m al sud. Els perfils topogràfics realitzats a través del front d'Atzeneta oriental (figura 3.92) mostren una morfologia convexa molt suavitzada cap a la conca.

L'anàlisi de la morfologia de les conques de drenatge situades als fronts de la conca d'Atzeneta revela que les conques estan disposades de forma perpendicular al front, són allargades, tenen el seu inici localitzat a la divisòria d'aigües principal i presenten forma de copa (figures 3.90 i 3.91). Tot i així, al front occidental hi ha una gran conca a la zona on el barranc de la Cambrella el travessa, provocant certa irregularitat al front. Aquesta regularitat en la disposició i la mida de les conques queda reflectida als valors de l'índex d'espaiat que varien entre 0.40 i 0.70 (mitjana de 0.51) al front occidental, entre 0.11 i 0.83 (mitjana de 0.44) pel segment nord del front oriental i entre 0.18 i 0.60 (mitjana és de 0.33) pel segment sud. Aquests resultats indiquen que les conques localitzades a aquests fronts són més llargues que amples i que per tant l'erosió lateral a les conques és baixa. Els índex d'encaixament donen valors una mica contradictoris sent la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca de 1.5 i l'índex d'incisió de 11.5 pel front occidental, valors de 1.0 i 8 pel segment nord del front oriental i de 0.70 i 7 pel segment sud. En aquest cas els índexs indicarien un predomini de l'eixamplament lateral de les conques al front occidental mentre que al front oriental hi hauria un major equilibri entre l'erosió i els processos que ajuden a mantenir el relleu.

## Conclusió

Dels dotze fronts de muntanya analitzats a les conques del Maestrat s'ha vist que aquells que estan relacionats o tenen segments relacionats amb falles (Catí Occ., Albocàsser Occ, segment dels Ivarssos al front d'Albocàsser Or., Salsadella Or., Vall d'Àngel, Alcalà de Xivert, Serra d'Irta i Atzeneta Occ. i Or.) mostren indicis d'activitat recent i, per tant, es pot considerar que les falles responsables de la seva formació són actives. De totes formes, a aquests fronts la taxa d'aixeca-

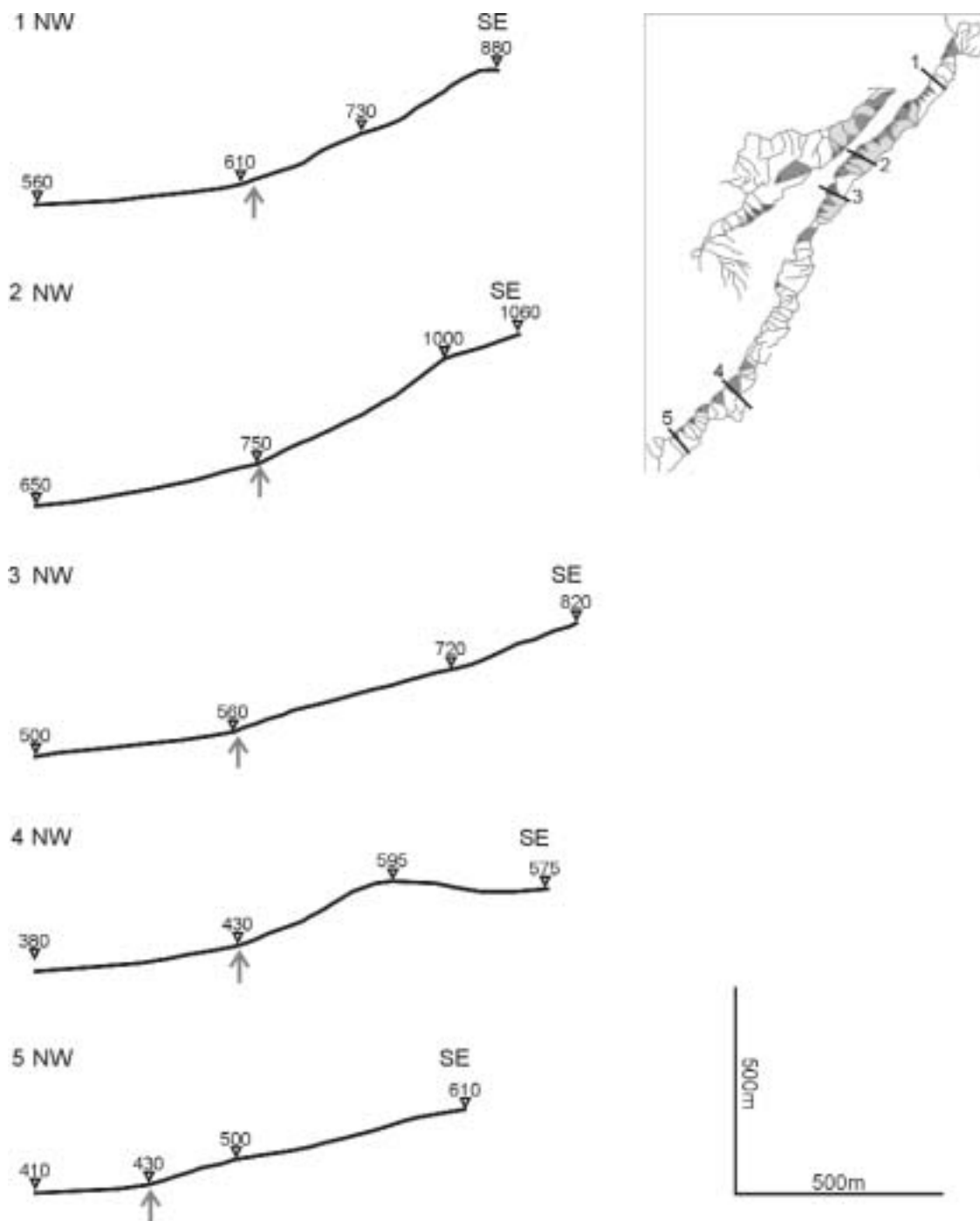


Figura 3.92. Perfils topogràfics que travessen el front oriental d'Atzeneta. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front.

*Topographic cross-sections across the Atzeneta eastern mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front.*

ment tectònic ha de ser baixa, ja que en la majoria dels casos s'observa un cert equilibri entre els processos que tendeixen a mantenir el relleu i els que el destrueixen. Als fronts no associats a falles (Catí Or., segment d'Albocàsser est al front d'Albocàsser Or., Salsadella Occ. i front de Mar de la Serra d'Irta) s'ha vist que hi predominen les condicions de degradació del front i que per tant no s'hi està produint aixecament.

#### **3.5.2.4. Els fronts de muntanya de la depressió de València**

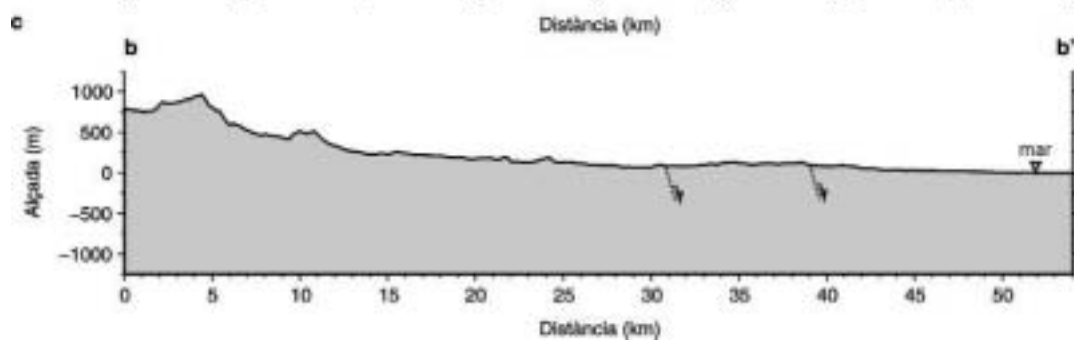
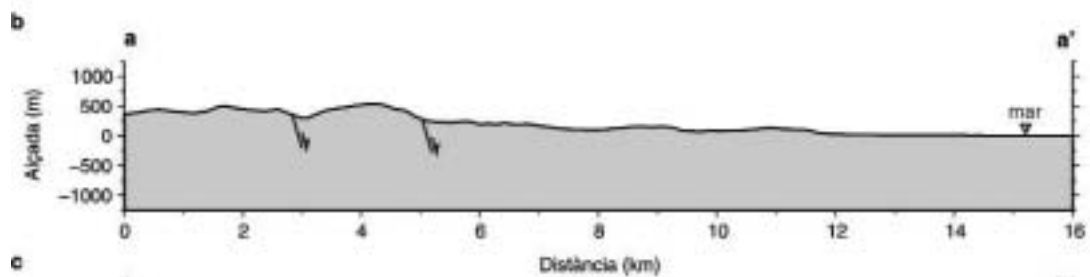
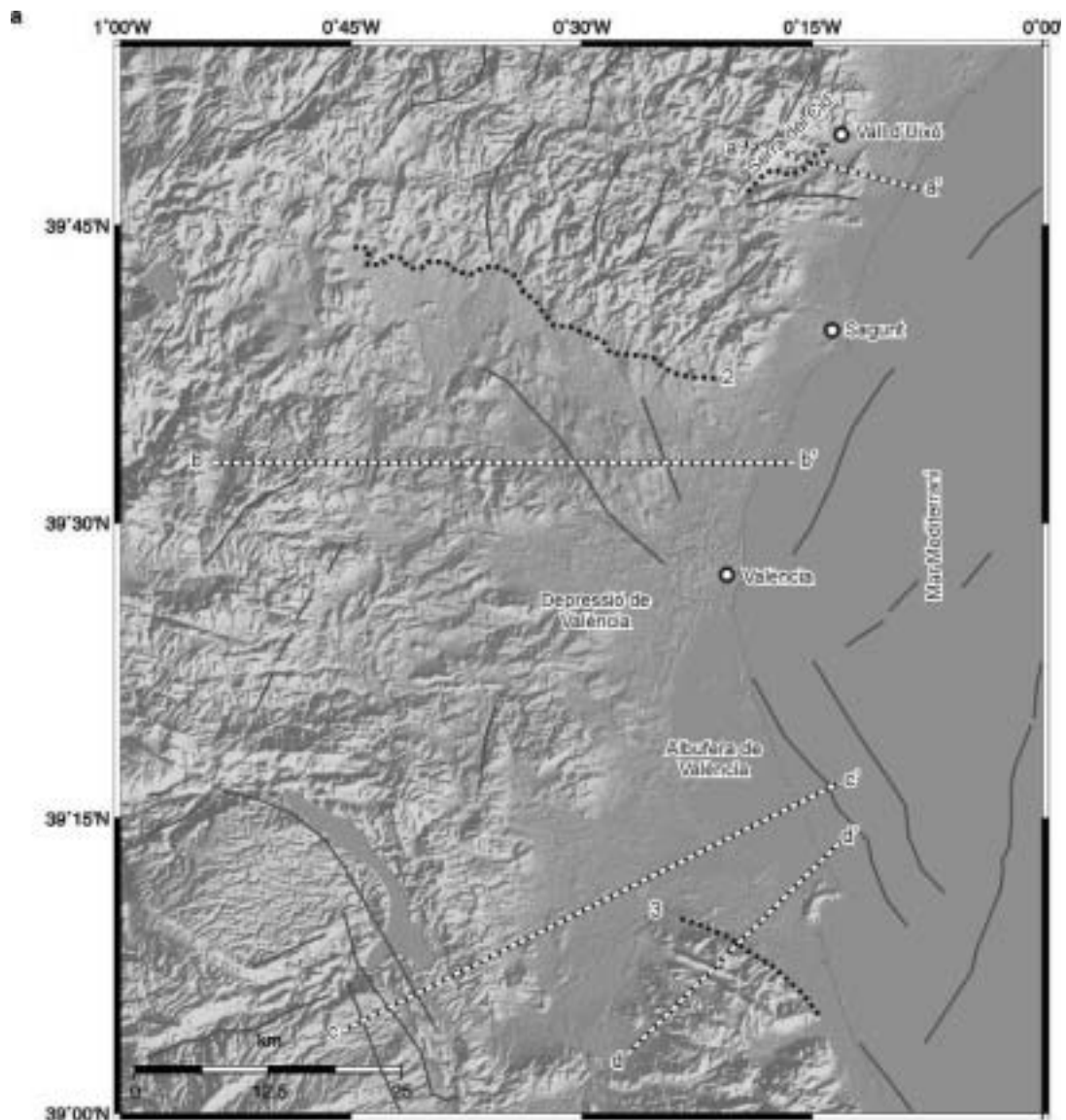
La zona aquí anomenada depressió de València és una zona que va desde la Vall d'Uixó i fins el front de muntanya d'Alcira-Tabernes (figura 3.93). La principal característica d'aquesta zona és la pròpia depressió de València, una gran conca sedimentaria que cap a l'est se submergeix sota el mar Mediterrani i al nord, sud i oest limita amb serres on afloren materials mesozoics i paleògens. La depressió està reblerta per sediments neògens, del Miocè mitjà i superior (conglomerats, gresos i margues) i quaternaris. Els sediments més antics se situen adossats al front que limita la depressió per l'oest i els més moderns prop de la costa i a les zones on els rius i torrents s'han incidit de forma important. Els talls topogràfics (figura 3.93) mostren que a la depressió la topografia és molt suau i que algunes de les falles que la limiten estan relacionats amb fronts de muntanya. Analitzant la disposició dels principals fronts i falles localitzats al nord i al sud de la depressió es pot observar com mentre que al nord aquests tenen una direcció predominant NE-SW al sud canvia i passa a ser NW-SE, en concordança amb la direcció de la costa.

Des del punt de vista de la sismicitat aquesta és una zona que mostra un comportament clarament diferent al nord i al sud de l'Albufera de València. Mentre que la zona nord té molt poca sismicitat, a la zona sud comença a ser més important, segurament a causa de la proximitat de les Bètiques (figura 2.12). A més aquesta zona sud és on es varen produir els terratrèmols de Tabernes (1396) i d'Énguera-Montesa (1748) ambdós comentats a l'apartat 3.3 d'aquest mateix capítol. Tot i l'augment de la sismicitat cap al sud, cap dels fronts estudiats està associat amb alguna falla extensiva neògena que hagi estat considerada com responsable de part de la sismicitat actual.

Dins d'aquesta zona s'han analitzat tres fronts de muntanya (figura 3.93), el de la Vall d'Uixó, el de Puçol-Villar del Arzobispo i el d'Alcira-Tabernes. L'anàlisi geomorfològic dels dos darrers fronts prové dels estudis realitzats per Goy et al. (1987), Martínez Gallego et al. (1987) i Silva et al. (2003).

#### ***Els front de la Vall d'Uixó***

El front de la Vall d'Uixó està localitzat al flanc sud-oriental de la serra del Cid i cap al sud-oest de la població de Vall d'Uixó (figures 3.94 i 3.95). Aquest front té una direcció NE-SW i és el límit nord-occidental d'una petita conca drenada pel barranc de Cerverola. S'estén des d'on el barranc de la Cerverola canvia de direcció, de NW-SE a ENE-WSW, fins a les proximitats de Vall d'Uixó i té una longitud de poc més de 6.6 km. Només la part sud-occidental del front està associat a una falla, la resta del front no ho està. A la petita conca relacionada amb aquest front hi predominen els sediments quaternaris. La serra del Cid està formada per roques principalment del Triàsic (gresos, dolomies i margues) i en alguna zona apareixen materials del Juràsic (dolomies i calcàries).



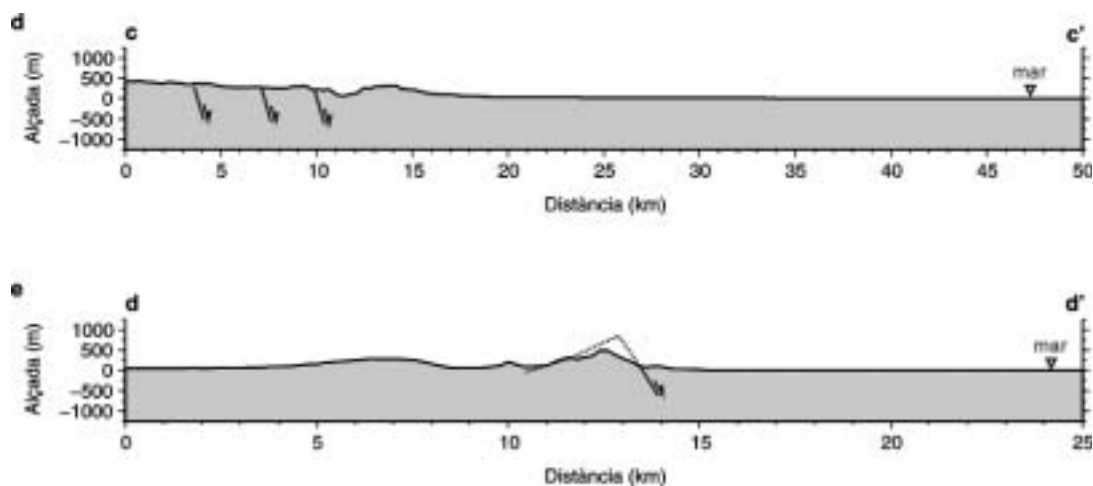


Figura 3.93. a) (Pàg. anterior) Model digital del terreny ombrejat de la zona de la depressió de València. S'indica la situació dels fronts estudiats (1 Front de la Vall d'Uixó, 2 Front de Puçol-Villar del Arzobispo i 3 Front d'Alcira-Tabernes) i la posició dels perfils topogràfics a-a', b-b', c-c' i d-d'. A la figura 3.33 es mostra la localització geogràfica d'aquesta zona. Els perfils topogràfics a-a' (b), b-b' (c), c-c' (d) i d-d' (e) mostren la posició de les falles extensives neògenes.

a) (Prev. pag.) Shaded DEM of the València depression with the location of the studied mountain fronts (1 Vall d'Uixó mountain front, 2 Puçol-Villar del Arzobispo mountain front and 3 Alcira-Tabernes mountain front) and the topographic profiles a-a', b-b', c-c' and d-d'. Figure 3.33 shows the geographical location of this zone. The topographic profiles a-a' (b), b-b' (c), c-c' (d) and d-d' (e) show the location of the extensional Neogene faults.

L'anàlisi geomorfològica (figura 3.95) revela que el front de muntanya es pot dividir en dos segments, l'occidental i l'oriental (figura 3.94). El segment occidental està relacionada amb una falla que cap a l'nord-est transcorre per l'interior de la serra del Cid, de la que es pot seguir la traça fins a les proximitats de la Vall d'Uixó. Aquesta traça indica que la falla estaria composta per dues branques que es relleven. Per contra el front oriental no estaria associat a cap falla. Aquesta diferència en l'origen dels fronts fa que tinguin característiques geomorfològiques diferents. El segment occidental és bastant rectilini, l'índex de sinuositat és de 1.16, mentre que l'oriental és bastant més irregular tal com queda reflectit per un índex de sinuositat de 1.81. Al segment oriental s'han observat tres grans facetes triangulars que estan relacionades amb superfícies estructurals, xebrons, de les que no s'ha analitzat el seu pendent ja que estarà condicionat pel cabussament de les capes. Al segment occidental s'hi han diferenciat dues generacions de facetes triangulars, tot i que la més antiga amb incertesa, que no estan relacionades amb cap superfície estructural, ja que aquí el cabussament de les capes es cap al NW (figures 3.95 i 3.96). La generació més moderna presenta pendents compresos entre  $14^{\circ}$  i  $27^{\circ}$  (mitjana de  $22^{\circ}$ ) i desnivells topogràfics entre 25 i 65 m. Els perfils topogràfics que travessen el front de la Vall d'Uixó (figura 3.97) mostren una morfologia convexa del front al segment occidental (perfils 2 i 3 de la figura 3.97), mentre que a l'oriental s'observa una certa tendència còncava (perfil 1 de la figura 3.97). A més al perfil 1 també es pot observar que allà on es localitza les traçes de les falles aquestes coincideixen amb dos escarpaments morfològics.

L'anàlisi geomorfològica de la xarxa de drenatge mostra que les conques localitzades al segment occidental són perpendiculars al front i a la divisòria d'aigües, allargades, paral·leles entre elles i de dimensions similars i forma de copa (figures 3.95 i 3.96). En canvi, les conques localitzades al segment oriental presenten una disposició més irregular, dimensions variables amb una certa obliquïtat al front. Tot i així, a la zona del segment oriental, allà on es localitzen les falles,



s'observa que aigües amunt d'elles les conques es posen perpendiculars a les falles i a la divisòria d'aigües principal i mantenen un paral·lelisme i dimensions similars entre elles, mentre que aigües avall les conques perden aquest patró tant regular. Aquest canvi en la morfologia de les conques podria indicar un cert grau d'activitat recent a aquestes falles. L'índex d'espaiat al segment oriental s'ha calculat només per les conques més grans i dona un valor de 0.73. Al segment occidental s'ha obtingut un valor mitjà de 0.47. També s'ha calculat l'índex d'espaiat per les conques localitzades aigües amunt de la falla al segment oriental. En aquest cas s'ha agafat com a límit inferior de les conques la posició de la falla que lateralment enllaça amb el front occidental. Així s'obté un valor de 0.45. Els índex d'encaixament només s'han calculat al segment occidental. La relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca dona un valor de 1 i l'índex d'incisió dona un valor de 12. En el primer cas s'indicaria un equilibri entre els processos d'incisió i els d'erosió mentre que en el segon s'indicaria un predomini clar dels processos erosius.

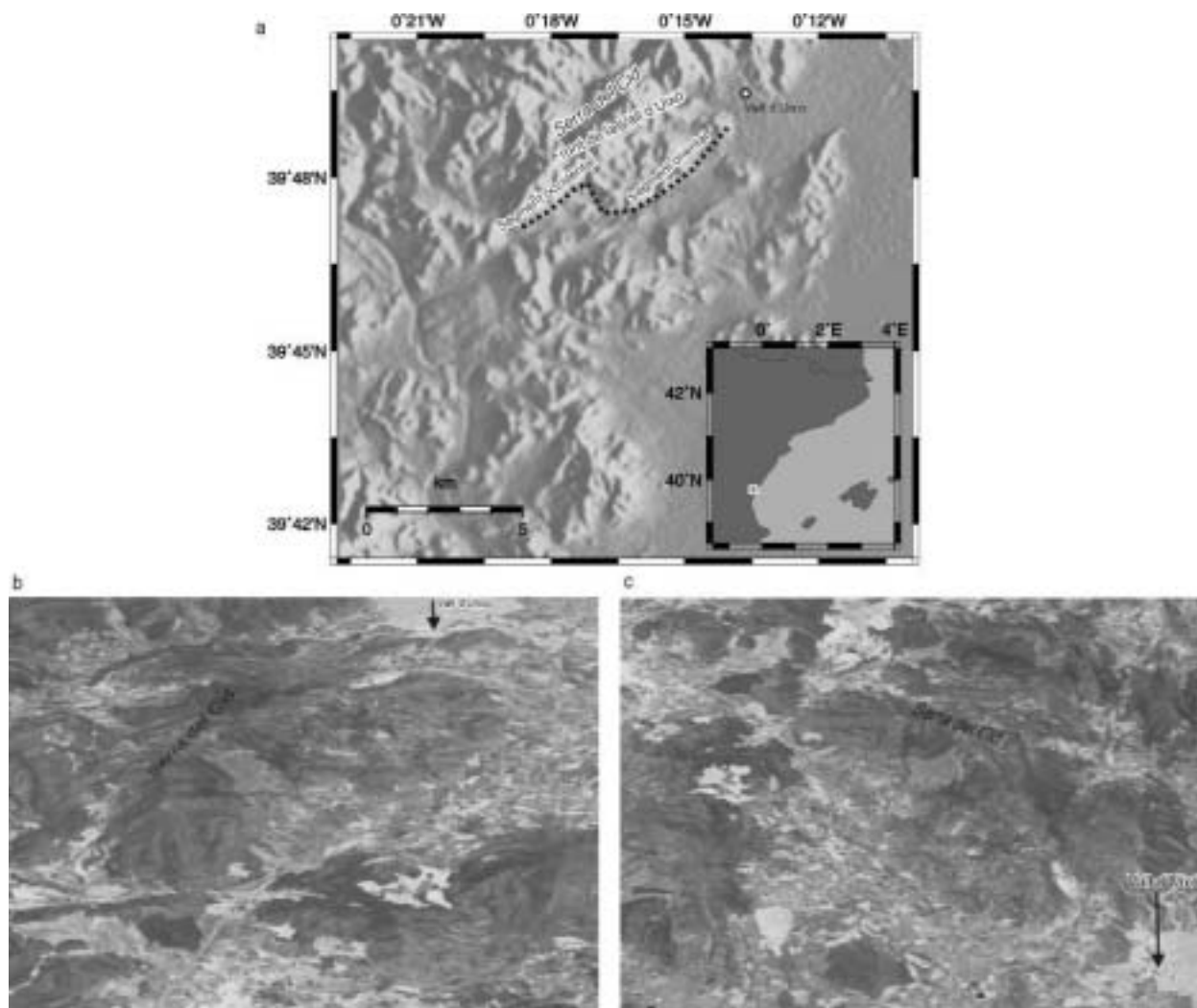


Figura 3.94. a) Model digital del terreny ombrejat del front de la Vall d'Uixó. La línia negra puntejada mostra la localització del front de muntanya analitzat. Vistes des del W (b) i des del E (c) de l'aspecte que presenta el front de la Vall d'Uixó obtingudes a partir d'imatges de satèl·lit entapissades sobre el model digital del terreny on s'ha exagerat dues vegades la component vertical respecte a l'horitzontal.

a) Shaded DEM of the Vall d'Uixó mountain front. A dotted black line locates the studied front. Images from the SW (b) and from the N (c) of the Vall d'Uixó mountain front obtained from a satellite image draped over the DEM where the vertical scale has been exaggerated two times respect to the horizontal scale.

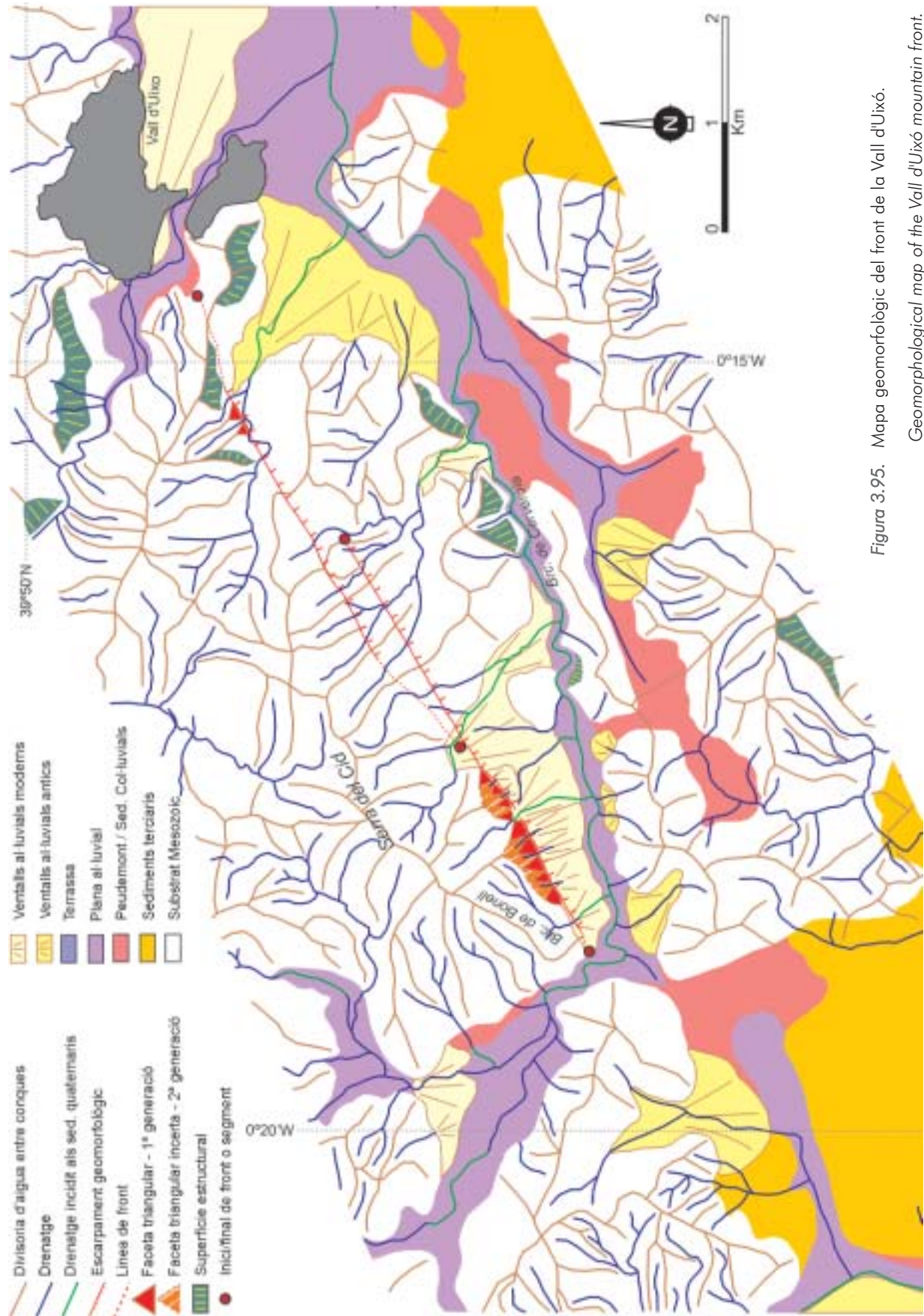


Figura 3.95. Mapa geomorfològic del front de la Vall d'Uixó.  
Geomorphological map of the Vall d'Uixó mountain front.

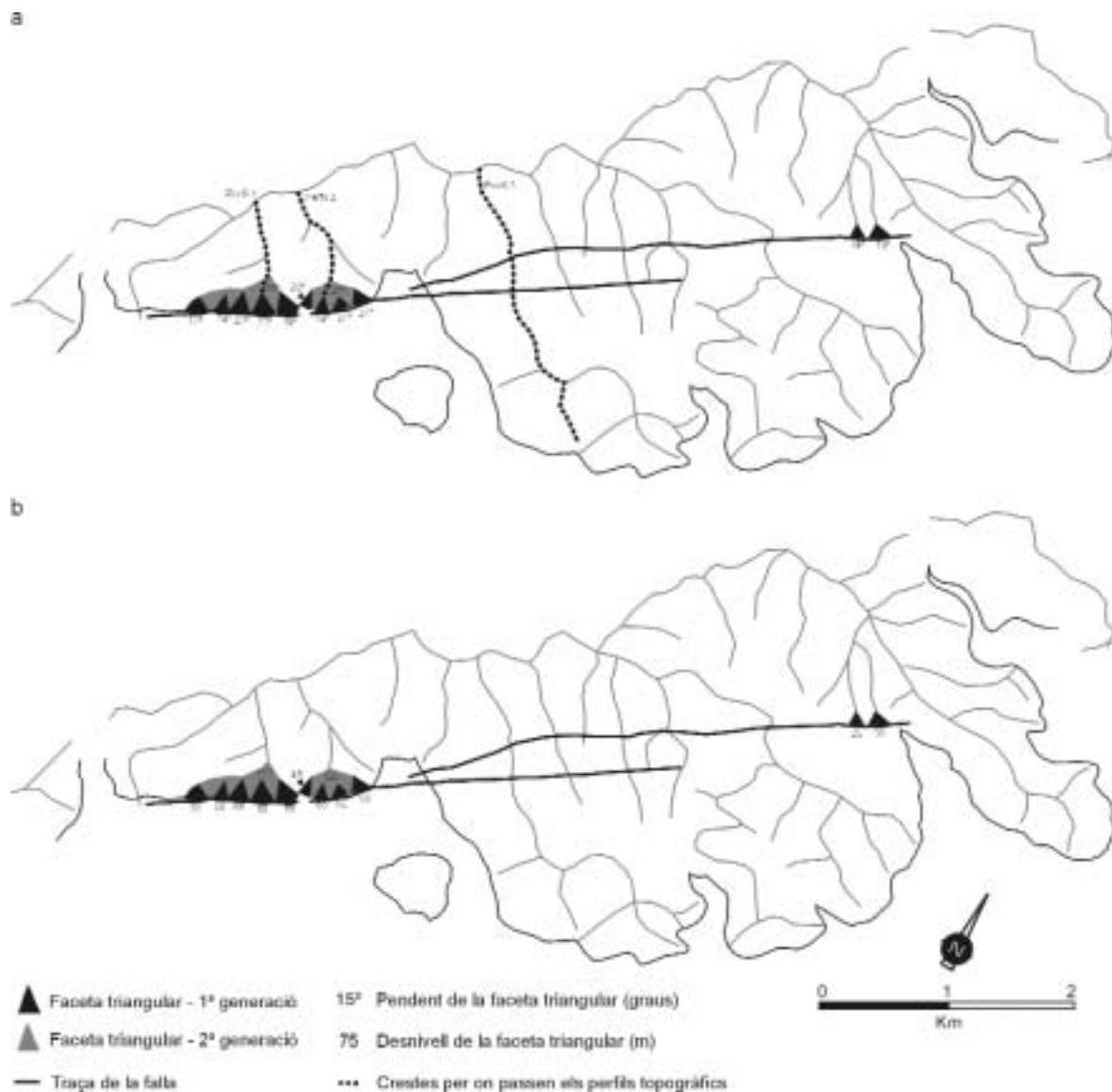


Figura 3.96. Mapa esquemàtic de la disposició de les facetes triangulars al llarg del front de la Vall d'Uixó on s'indica el seu pendent (a) i el desnivell topogràfic que hi ha entre la base i l'àpex de les facetes (b). La línia negra puntejada a indica les crestes per on passen els perfils topogràfics de la figura 3.97.

*Schematic map of the disposition of the triangular facets along the Vall d'Uixó mountain front where their slope (a) and the topographic difference between the bottom and the top of the facets (b) are indicated. The black dotted lines indicate the mountain crests where the topographic profiles of figure 3.97 have been done.*

L'anàlisi fotogeològica del front de la Vall d'Uixó va revelar una alineació paral·lela a la traça del segment sud al peu de les facetes triangulars observades (figura 3.95). Aquesta alineació lateralment coincideix amb la traça d'una de les branques de la falla que afecten el substrat al nord del segment occidental. Al camp s'ha pogut constatar que aquesta alineació està relacionada amb un escarpament morfològic i que, a més, coincideix amb la posició d'uns calitxes trencats i desplaçats al ventall quaternari del barranc del Bonell (figura 3.98). Aquestes observacions porten a associar aquesta escarpament amb la falla i, a més, fan pensar que aquesta podria ser activa i, a partir de l'observació del fallament i la fracturació del materials més superficials, es podria supo-

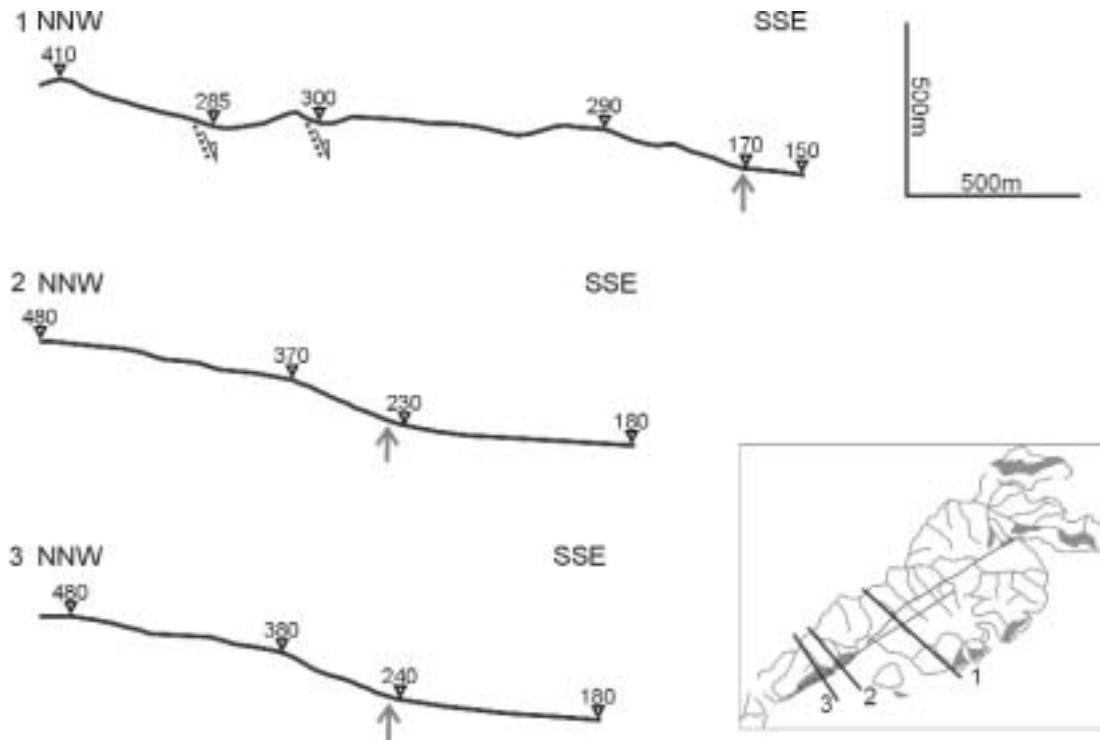


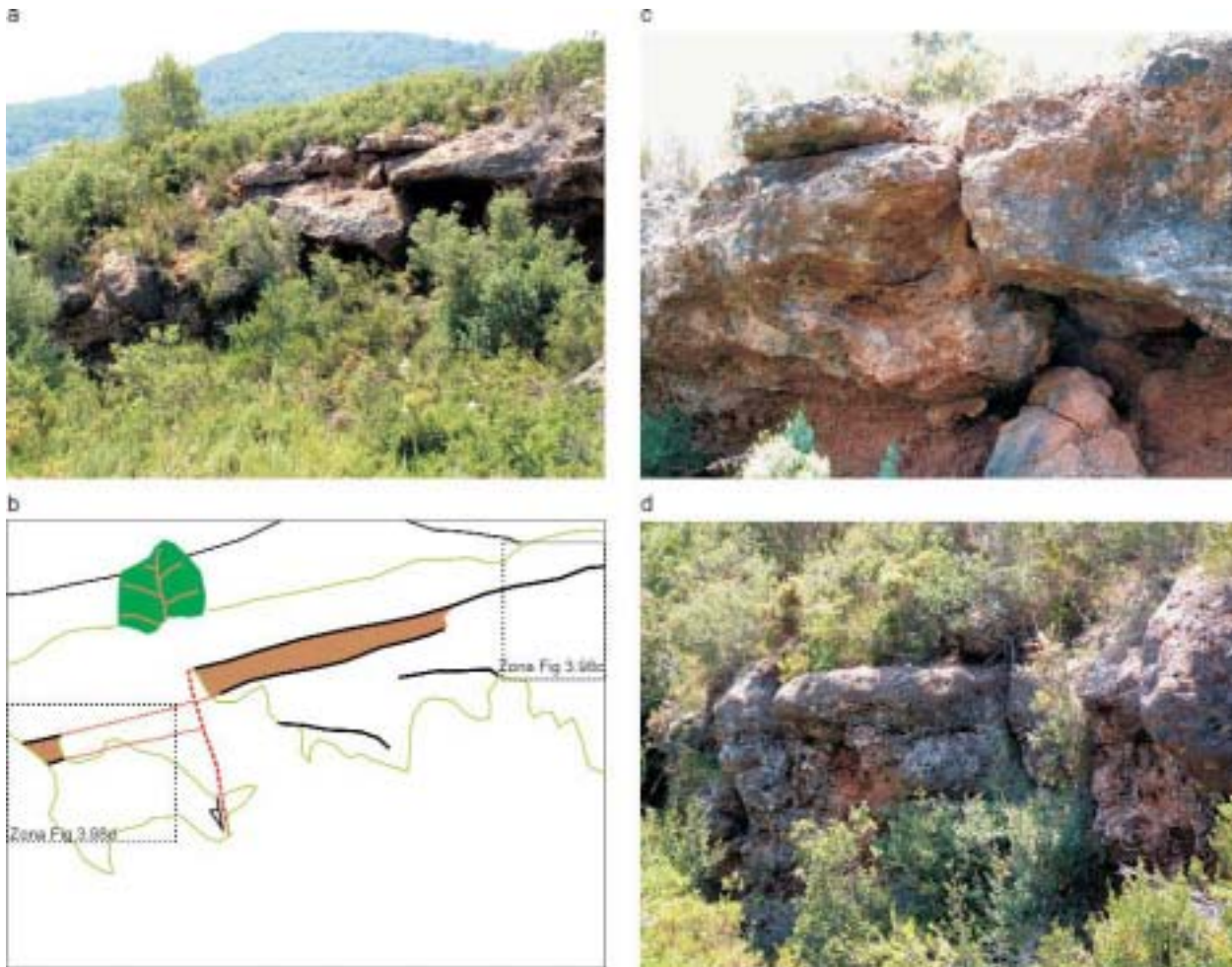
Figura 3.97. Perfils topogràfics que travessen el front de la Vall d'Uixó. El mapa mostra la localització dels perfils. La fletxa gris senyala la zona de contacte entre els sediments quaternaris i el front. La línia puntejada de color negra amb fletxa de direcció senyala la zona per on passa la falla.

*Topographic cross-sections across the Vall d'Uixó mountain front. The inner map shows the location of the cross-sections. The gray arrow points to the contact zone between the quaternary sediments and the mountain front. The black dotted line with direction arrow points to the zone where the faults are located.*

sar que mostra un comportament sísmic. Aquesta fet només es podrà verificar a partir de l'obertura d'una rasa i és per això que es recomana la realització d'estudis de paleosismologia a aquesta falla.

### **Els front de Puçol-Villar del Arzobispo i d'Alcira-Tabernes**

Els fronts de Puçol-Villar del Arzobispo i d'Alcira-Tabernes es localitzen al nord i al sud de la depressió de València. El primer limita la depressió pel nord, té una direcció WNW-ESE, una longitud de gairebé 37 km i hi afloren roques calcàries del Triàsic i del Juràssic (figura 3.93). El segon front forma part del límit meridional de la depressió, té una direcció NW-SE, una longitud d'uns 14 km i hi afloren roques calcàries del Juràssic i del Cretaci. Aquests fronts han estat estudiats per Goy et al. (1987), Martínez Gallego et al. (1987) i per Silva et al. (2003) i tots afirmen que actualment aquests dos fronts estan caracteritzats per processos erosius. El front de Puçol-Villar del Arzobispo (Martínez Gallego et al., 1987) es caracteritza per mostrar una gran irregularitat a causa de la sedimentació de dipòsits quaternaris al seu interior, afloraments de substrat aïllats a les zones de peudemont i ventalls al·luvials totalment incidits, que a més mostren crostes gruixudes de caliche a la superfície. Els canals de drenatge mostren la presència de terrasses fluvials i amples planes d'inundació. El front d'Alcira-Tabernes (Goy et al., 1987) està caracteritzat per la presència de petits ventalls al·luvials amb una agradació distal molt limitada i amb els canals connectats al nivell de base de l'Albufera de València. Silva et al. (2003) han calculat els índex de



**Figura 3.98.** a) Fotografia general del barranc del Bonell a la zona on el nivell de caliches està desplaçat i fracturat. b) Esquema explicatiu de la fotografia **a**. c) Fotografia de detall del caliche fracturat aigües amunt de la falla, la zona està aproximadament localitzada a **b** tot i que la foto queda parcialment fora. d) Fotografia de detall del caliche fracturat aigües avall de la falla, la zona està aproximadament localitzada a **b**.

a) Photograph of the Bonell creek at the zone where the layer of calcrete soil is offset and fractured. b) Explanatory scheme of the photograph **a**. c) Detailed photograph of the fractured calcrete soil upward the fault, the zone is approximately located in **b** although this photograph is only partially covered. d) Detailed photograph of the fractured calcrete soil downward the fault, the zone is approximately located in **b**.

sinuositat i la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca per aquests dos front. Els valors de sinuositat i de la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca obtinguts són de 3.51 i 1.10 pel front de Puçol-Villar del Arzobispo i de 3.28 i de 0.65 pel d'Alcira-Tabernes (Silva et al., 2003). Els valors elevats s'ambdós índex al front de Puçol-Villar del Arzobispo indiquen un clar predomini dels processos erosius que provoquen un eixamplament de les conques i permeten la sedimentació de materials recents a l'interior del front. En canvi els valors obtinguts pel front d'Alcira-Tabernes són una mica contradictoris. Silva et al. (2003) interpreten que els processos erosius són els principals processos que es produeixen al front i que la incisió observada a les conques del front podria estar relacionada amb canvis de nivells de base lligats a la subsidència continuada de l'albufera entre el Pleistocè inferior i l'Holocè (Zazo et al., 1993). A l'apartat 3.3 s'ha parlat de la possibilitat que el terratrèmol de Tabernes del 1396 pogués estar relacionat amb una falla localitzada a mar o amb una possible falla que provocaria l'aixeca-

ment del front Alcira-Tabernes respecte de la depressió de València. Tenint en compte que els processos erosius són els que predominen en aquest front i que, per tant, sembla que no hi ha activitat tectònica recent relacionada amb ell, el més probable és que la falla responsable del terratrèmol de Tabernes sigui una falla localitzada a mar.

## Conclusió

Dels tres fronts de muntanya analitzats a la zona de la depressió de València, tant sols el front de la Vall d'Uixó mostra indicis d'activitat recent. A més, a aquest front s'ha descrit un escarpament paral·lel al front que trenca un calitxes en superfície i que per tant està relacionat amb una falla. Els altres dos fronts, el de Puçol-Villar del Arzobispo i el d'Alcira-Tabernes, serien fronts inactius.

### 3.5.3. El solc de València: Característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya

A l'apartat anterior s'han analitzat diversos fronts de muntanya localitzats al marge nord-occidental del solc de València per tal d'obtenir les seves característiques geomorfològiques. Un dels objectius plantejats en aquest apartat era veure les diferències geomorfològiques que presentaven els fronts de muntanya quan estaven associats a les falles extensives neògenes i quan no ho estaven. Per assolir-lo s'han triat fronts que se sabia que estaven associats a alguna falla i fronts que no ho estaven. Un segon objectiu era veure si entre els fronts associats a falles hi havia diferències significatives que poguessin anar lligades al caràcter actiu o no actiu d'una falla. A la taula 3.18 es presenta un recull de totes les dades obtingudes a partir de l'anàlisi geomorfològica de cada un dels fronts.

A la zona d'estudi s'ha observat que hi ha tres tipus de fronts de muntanya: a) els no associats a falles; b) els associats a falles que o no tenen facetes (p.e. el segment nord del front de Banyoles), o n'hi ha poques i degradades (p.e. el segment sud del front de Banyoles), o s'han produït per l'encaixament i erosió fluvial (p.e. el front del Montnegre); i c) els associats a falles amb una o més d'una generació de facetes (p.e. el front del Baix Ebre), on aquestes són similars a les facetes observades als fronts sismogènics d'Amer i del Camp. Partint d'aquesta observació, les facetes es poden considerar indicadors d'activitat recent sempre que es pugui descartar que són xebrons o s'han produït per l'encaixament i l'erosió fluvial. Els pendents de les facetes a la zona d'estudi varien entre 6° i 34°, amb una mitjana de 19°, valors inferiors i amb una variabilitat molt més gran als que dona Wallace (1978), entre 25° i 35°, per a la regió del *Basin and Range* (Estats Units). Perquè s'obté un rang tant ampli a la zona d'estudi i és inferior al donat per al *Basin and Range*? Hi ha diversos factors que poden condicionar el pendent de les facetes: a) la litologia del front; b) el clima de la zona; c) l'orientació del front; i d) l'activitat del front. A continuació s'analitza cada un d'aquests factors.

La litologia del front pot condicionar el pendent d'un front depenent de si aquest està format per roques més o menys erosionables. Tot i així, l'erosionabilitat d'una roca no depèn tant sols de la seva litologia, sinó també del seu grau d'alteració, de cimentació i de fracturació que aquesta presenti. Contra menys resistent a l'erosió sigui una litologia i més alterada, més fracturada i menys cimentada estigui més erosionable serà i, per tant, les facetes mostraran uns pendents

menors que aquelles formades en fronts amb litologies resistents, poc alterades, poc fracturades i molt cimentades. Als fronts de muntanya on s'han observat facetes dins de la zona d'estudi hi predominen principalment roques carbonatades (calcaries i dolomies), detrítiques (conglomerats i gresos) i metamòrfiques (pissarres). Comparant la relació que hi ha entre l'alçada i el pendent de les facetes observades als fronts amb diferents litologies s'ha observat (figura 3.99): a) que, en general, les facetes que tenen el pendents més alts són aquelles que mostren un desnivell topogràfic entre la base i l'àpex més gran; b) les facetes observades en roques detrítiques tenen el pendent mitjà més alt (23<sup>º</sup>), seguides de les observades en carbonats (mitjana de 19<sup>º</sup>) i, finalment, les que mostren uns pendents inferiors són aquelles observades en pissarres (17<sup>º</sup>); i c) la pèrdua de pendent de les facetes amb la disminució del desnivell topogràfic és més marcat a les facetes observades en carbonats que no a les observades en roques detrítiques o pissarres. Els resultats obtinguts per a les roques detrítiques i les pissarres és poc significatiu degut a la poca quantitat de facetes observades en ambdues litologies (39 i 38, respectivament) i la gran dispersió que mostren (figura 3.99). De totes formes el rang de pendents observats és similar per les tres litologies i, per tant, la variació litològica no explicaria la diferència de pendent amb les facetes del *Basin and Range*.

El clima és un altre factor que pot condicionar el pendent d'una faceta. En zones amb un clima humit es produirà una major erosió de la superfície de les facetes que en zones amb climes àrids. La zona estudiada està caracteritzada per un clima mediterrani, estius secs i càlids i hiverns suaus i humits. Aquest clima es caracteritza per unes precipitacions anuals moderades localitza-

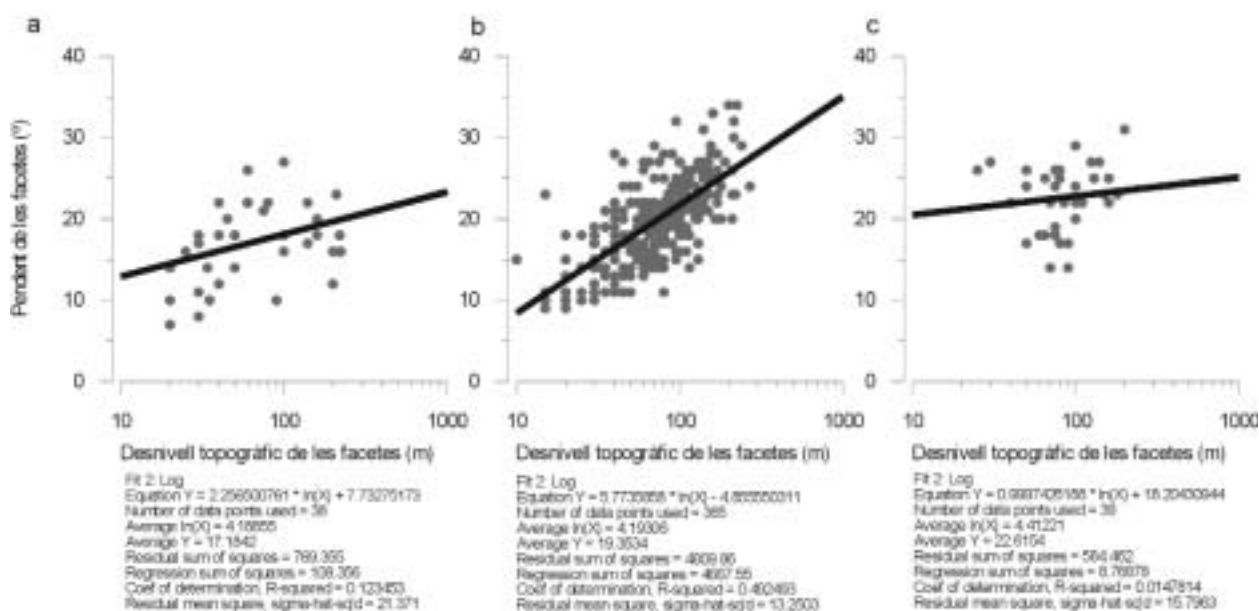


Figura 3.99. Regressions logarítmiques entre el desnivell topogràfic i el pendent de les facetes diferenciant si les facetes es localitzen en fronts on predominen les pissarres (a), on predominen els carbonats (b) o on predominen els conglomerats i gresos (c). Sota de cada gràfica hi ha les dades de les regressions. Les regressions en pissarres i en conglomerats i gresos donen coeficients de correlació molt baixos, donant a entendre que la dispersió de la mostra és molt gran i, per tant, la regressió és poc significativa.

*Logarithmic regression between the topographic difference and the slope of the triangular facets differentiating between the facets observed in mountain fronts where the main lithology are shales (a), carbonates (b) or conglomerates and sandstones (c). The regression results are below each graph. The regressions in shales and conglomerates and sandstones yields low coefficients of determination, meaning that the dispersion of the data is important and, therefore, have few significance.*

des a la tardor i la primavera, amb alguns esdeveniments tempestuosos. La pluviometria anual a la zona nord-occidental del solc de València varia entre els 450 mm, a la zona del Maestrat, i 750 mm, a la zona de les serralades Transversals. Aquesta diferència de pluviometria podria servir per comparar la variació del pendent de les facetes produïdes per una major quantitat de pluja. Tot i així, a les zones amb diferències pluviomètriques més grans les litologies també són diferents, roques detrítiques a les serralades Transversals i roques carbonatades a les serres del Maestrat, i com s'ha vist anteriorment els resultats obtinguts per a les roques detrítiques no són significatius a causa de la dispersió de la mostra. El *Basin and Range* es caracteritza per un clima molt àrid amb precipitacions anuals a 1200 m entre 120 i 200 mm (Wallace, 1978), és a dir, les precipitacions són entre dues i sis vegades inferiors a les de la zona d'estudi. Aquesta diferència en les precipitacions podria ser un dels factors que expliqués les diferències observades en els pendents de les facetes entre ambdues zones.

Un altre factor que pot influir en el pendent de les facetes és l'orientació dels fronts, si els fronts estan encarats cap al nord o si estan encarats cap al sud. Marquès i Mora (1992) en un estudi sobre l'erosió que es va produir a la zona de Montserrat després de l'incendi del any 1986 van veure que aquesta era sis vegades superior a les parcel·les que miraven cap al sud que a les que ho feien cap al nord. Aquests autors comenten que aquestes diferències entre parcel·les eren degudes a les diferències en l'escolament i en les propietats del sòl entre elles dues; a la parcel·la que mirava cap al nord la vegetació hi va créixer més ràpidament donant una major protecció contra l'erosió produïda per la pluja i deixant una menor quantitat de material erosionable. Per observar els efectes de la direcció del front a la zona d'estudi s'han comparat els fronts localitzats a la zona del Maestrat (figura 3.100). Fent la comparació només per aquesta zona s'evita la

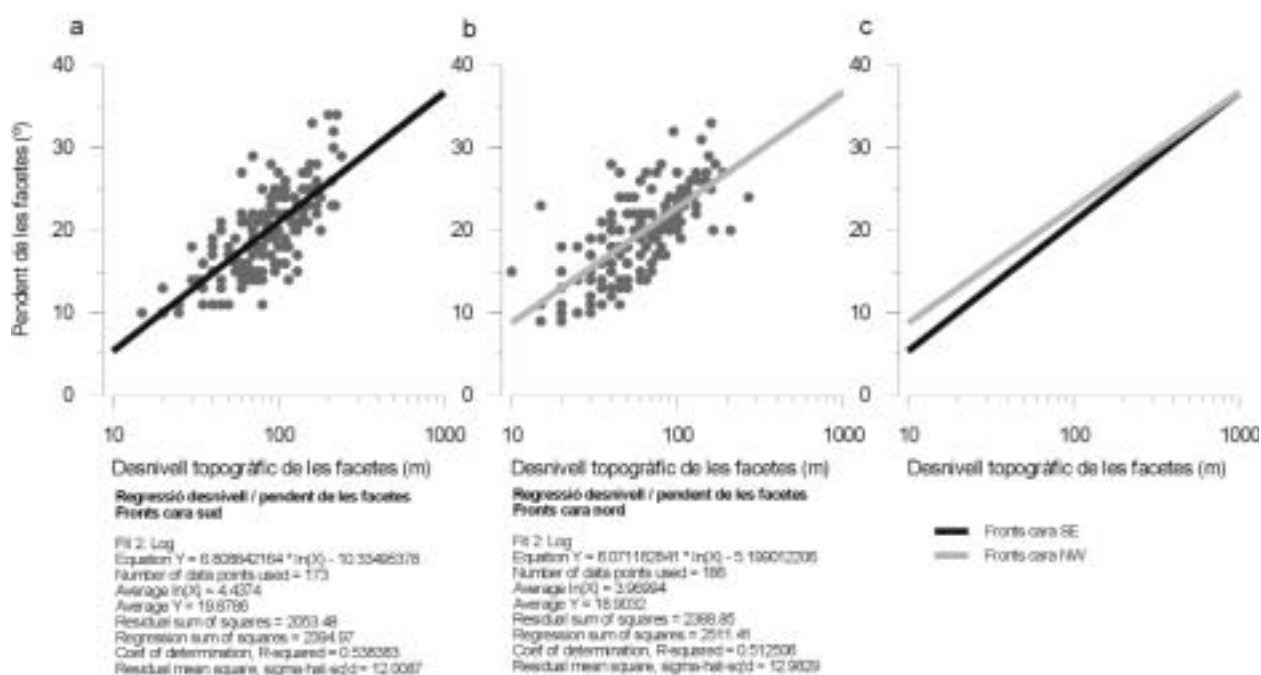


Figura 3.100. Regressions logarítmiques entre el desnivell topogràfic i el pendent de les facetes diferenciant si les facetes es localitzen en fronts que miren cap al sud (a) o que miren cap al nord (b). El gràfic (c) compara les dues regressions. Sota de cada gràfica hi ha les dades de les regressions.

*Logarithmic regression between the topographic difference and the slope of the triangular facets differentiating between the facets observed in mountain fronts looking to the south (a) and those looking to the north (b). Graph (c) compares both regressions. The regression results are below each graph.*



influència del clima i de la litologia, ja que a la zona només hi ha roques carbonatades. La comparació mostra (figura 3.100c) lleugeres diferències en el pendent de les facetes entre els fronts de cara nord i els de cara sud, sent les facetes localitzades en aquests darrers fronts les que mostren uns pendents lleugerament inferiors, principalment per les facetes amb desnivells topogràfics més petits. Per tant, aquest factor no seria suficient per a explicar la diferència de pendent entre les facetes d'aquesta zona i les del *Basin and Range*, on a més els fronts tenen una direcció aproximadament N-S.

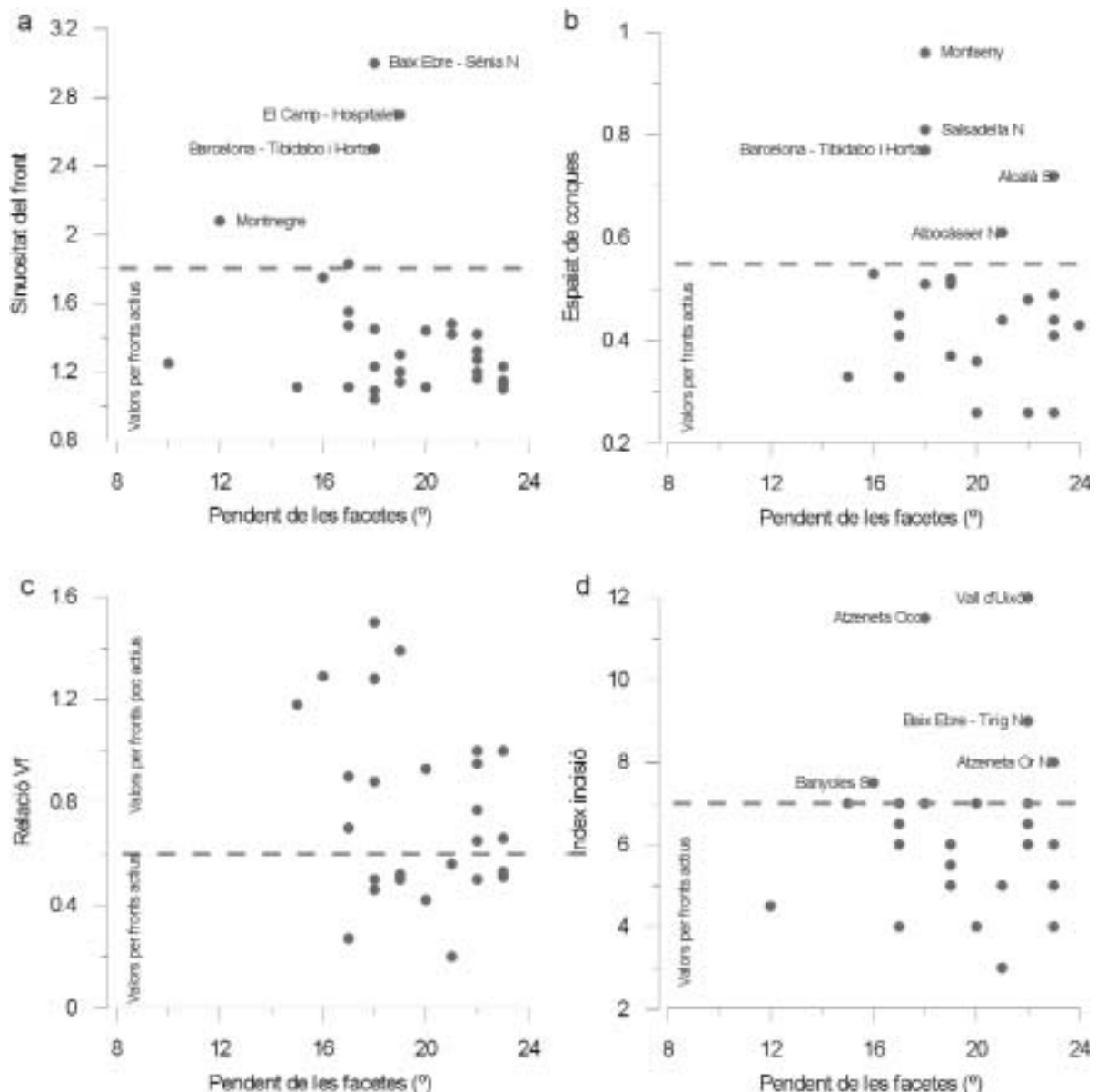


Figura 3.101. Gràfiques que relacionen per cada front el pendent mitjà de les facetes amb la sinuositat (a), amb l'índex d'espaiat de conques (b), amb la relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca (c) i amb l'índex d'incisió (d). Les línies grises discontinues indiquen el valor superior del rang donat per als fronts actius. Els fronts identificats estan comentats al text.

Graphs that relate the mean slope of the triangular facets to the sinuosity (a), to the basin spacing index (b), to the valley width-valley height ratio (c) and to the incision index (d) for each mountain front. The gray dashed lines indicate the higher value of the bracket values given to the active mountain fronts.

El darrer factor que pot condicionar el pendent de les facetes és la taxa de lliscament tectònic de les falles a les que estan associats el fronts de muntanya. Contra més baixa sigui aquesta taxa més petit serà el pendent de les facetes. A la zona del solc de València les falles es caracteritzen per taxes de lliscament molt baixes, tal i com indiquen les taxes obtingudes a la falla del Camp a partir de la paleosismologia (entre 0.08 i 0.02 mm/any). A la zona del *Basin and Range* les taxes de lliscament de les falles són en la seva majoria superior al 0.1 mm/anys i en alguns casos fins i tot superiors a 1 mm/any (Friederich et al., 2003). Aquesta diferència de fins a dos ordres de magnitud en les taxes de lliscament entre ambdues zones podria ser una de les principals causes de la diferència de pendent entre les facetes en elles observades.

En resum, els pendents de les facetes a la zona d'estudi i els pendents donats per al *Basin and Range* sembla que són diferents a causa de dues raons: a) la diferència en la taxa de lliscament de les falles; i b) el clima entre ambdues zones. El fet que la zona del *Basin and Range* es caracteritzi per unes falles amb unes taxes de lliscament més ràpides i per un clima més àrid que a la zona d'estudi, donaria com a resultat que les facetes d'aquesta darrera zona tinguin uns pendents més alts. Per tant, es pot considerar que el fronts amb facetes localitzats al marge nord-occidental del solc de València estarien associats a falles actives, tot i que aquestes falles es caracteritzaran per unes taxes de lliscament molt baixes ( $< 0.1$  mm/any), el que fa que els pendents mitjans de les facetes, en la majoria dels casos, se situï entre  $16^\circ$  i  $24^\circ$ .

La sinuositat d'un front de muntanya és una altra de les característiques que pot ajudar al reconeixement de fronts de muntanya associats a falles actives. Diferents autors (Bull i McFaden, 1977; Rockwell et al., 1985; Wells et al., 1988; Talling et al., 1997; Silva et al., 2003) han donat rangs de sinuositat per a fronts actius, poc actius i no actius, d'on s'extreu el fet que els fronts amb una certa activitat haurien de mostrar sinuositats inferiors a 2 (taula 3.18). La relació entre el pendent mitjà de les facetes i la sinuositat per cada front (figura 101.a) mostra que per la majoria de fronts amb facetes la sinuositat és inferior a 2. Només hi ha 4 fronts on això no s'observa: a) Montnegre; b) segment de la Sénia nord al front del Baix Ebre; c) segment de l'Hospitalet al front del Camp; i d) segments de Tibidabo i Horta al front del pla de Barcelona. En el cas del front del Montnegre les facetes tenen un pendent mitjà baix ( $12^\circ$ ) i una sinuositat lleugerament alta (2.1). Com ja s'ha comentat les facetes que s'observen a aquest front estan relacionades amb l'erosió i el retrocés del front produït pels rius Tordera i Mogent i, per tant, que la sinuositat no sigui molt elevada aniria lligada aquest mateix procés. En el cas del segment de la Sénia nord el pendent de les facetes és de  $18^\circ$  però la sinuositat és molt alta (3.0). Aquest segment està caracteritzat per la presència d'una sèrie de grans conques de drenatge, fent que els aportats de sediments detrítics siguin molt més grans, el que fa que als peus d'aquest front s'hagin dipositat grans ventalls al·luvials amb els seus àpexs localitzats a l'interior del front a causa de la baixa activitat de la falla. Aquest fet explicaria l'alta sinuositat d'aquest front. L'alta sinuositat als segments de l'Hospitalet al front del Camp i els del Tibidabo i d'Horta al front del pla de Barcelona sembla que tenen una explicació comuna. S'ha observat la presència d'un escarpament en superfície davant de cada un d'aquests dos fronts. En el cas del segment de l'Hospitalet a través d'estudis de paleosismologia s'ha demostrat que aquest escarpament està lligat a una falla i que aquesta falla és sismogènica. En el cas del front del pla de Barcelona aquest escarpament sembla que també estaria associat a una falla que seria activa, però no s'ha pogut comprovar el seu caràcter sismogènic. El fet que la sinuositat dels dos fronts sigui baixa, és a dir que el front estigui degradat, i la presència d'uns escarpaments relacionats amb falles paral·lels a ells a la zona de la conca podria indicar una migració de l'activitat de la falla principal cap a una altra falla localitzada a l'interior de la conca. Pel que fa a la sinuositat dels fronts associats a falles que no tenen facetes i dels fronts no associats a falles s'ha vist que en la majoria dels casos aquesta és superior a 2 amb l'excepció dels

Front	Segment	Associat a falla extensiva neògena	Índex de sinuositat triangular	Facetes triangulars	Generacions de facetes	Rang d'inclinació de les facetes modernes	Perfil topogràfic	Drenatge perpendicular al front	Conques amb forma de copa	Índex d'espaiat	Amplada vall / alçada conca	Inició	Alineació morfològica	Observacions
Amer	Nord	si	-	si	3	17°-31° (24°)	-	si	si	0.25-0.76 (0.43)	-	-	si	La falla d'Amer és una falla sísmogènica amb activitat històrica
	Sud	si	-	si	3	19°-26° (22°)	-	si	si	0.15-0.70 (0.26)	-	-	si	
Banyoles	Nord	no	2.76	no	-	-	còncav	si (algunes obliqües)	no	0.34-3.75 (0.51)	0.49-1.31 (0.99)	7-13 (9)	no	Espaiat poc significatiu, conques irregulars
	Sud	si	1.75	si (poques)	1	14°-20° (16°)	còncav	si	algunes	0.28-1.02 (0.53)	1.02-1.71 (1.29)	6-10 (7.5)	no	
Montseny	Nord	si	1.45	si	3	16°-28° (17°)	convex	si	si	0.96	-	3-6	no	Considerat actiu per Masana (1995)
	Sud	si	1.45	si	4	12°-23° (17°)	convex	si	si	-	-	-	si	
Montnegre	Nord	no	2.08	si	1	7°-22° (12°)	còncav	si (algunes obliqües)	algunes	0.46-0.85	2.41-13.05 (6.39)	12-33 (20)	no	Espaiat poc significatiu, conques irregulars
	Sud	si	2.5	si	1	10°-26° (16°)	convex	si	si	0.88	-	7	si	Escarpament al pla de Barcelona amb possible origen tectònic
Barcelona	Tibidabo	si	2.5	si	1	10°-22° (18°)	convex	si	si	0.47-1.29 (0.77)	0.46	7	si	
	Garraf	si	3.3	no	-	-	còncav	irregular	no	-	1.3	17.1	no	
El Camp	La Selva	si	1.25	si	3	6°-14° (9°)	convex	si	si	-	-	-	no	Considerat actiu per Masana (1995)
	Vilavella	si	-	si	2	12°-22° (20°)	convex	si	si	0.42-0.53	-	5-6	no	
L'Hospitalet	Nord	si	2.7	si	4	17°-21° (19°)	convex	si	si	-	-	-	si	Segment sísmogènic (paleosismologia)
	Sud	si	1.23	si	1	11°-22° (17°)	-	si	algunes	-	-	-	no	Considerat actiu per Masana (1995)
Baix Ebre	Xalamera	si	1.4	si	1	17°	convex	si	si	-	-	-	no	
	Caramella	si	1.42	si	2	14°-33° (19°)	convex	si	si	0.48-0.52	-	3-4	no	Considerat actiu per Masana (1995)
Sènia nord	Sènia nord	si	3	si	3	13°-27° (15°)	convex	si	si	-	-	-	no	
	Sènia sud	si	1.2	si	3	10°-28° (19°)	convex	si	si	0.46-0.59 (0.52)	1.39	6	no	
Rosell-Xert	Rosell-Xert	si	2.48	no	-	-	còncav	irregular	no	0.20-1.07 (0.58)	1.64	12	no	Espaiat poc significatiu, conques irregulars
	Tirig nord	si	1.27	si	2	15°-29° (22°)	convex	si	si	0.09-0.46 (0.26)	0.95	9	si	
Canet Lo Roig	Tirig sud	si	1.11	si	2	10°-25° (20°)	convex	si	si	0.28-0.93 (0.56)	0.93	7	no	
	Canet Lo Roig	si	1.11	estructurals	1	8°-27° (17°)	convex	si	si	0.24-0.54 (0.37)	5.06	15	no	Dos branques d'una falla
Montsià	Montsià	si	1.83	si	3	10°-28° (17°)	còncav	si	si	0.04-0.73 (0.45)	0.5-1.3 (0.9)	5-9 (6.5)	si	
	Ensellé nord	si	1.3	si	2	14°-23° (19°)	convex	si	si	0.27-0.78 (0.51)	0.5	5-6	si	
Cati occidental	Ensellé sud	si	1.2	si	3	11°-34° (22°)	convex	si	si	0.19-1.03 (0.48)	0.65	6.5	si	
	Narvaes	no	1.4	no	-	-	còncav	irregular	no	0.44-0.96 (0.61)	2.18	12	no	
Albocàsser occidental	Nord	si	1.42	si	2	19°-23° (21°)	convex	si	si	0.33-0.86 (0.61)	0.56	5	no	
	Central	si	1.32	si	2	17°-24° (22°)	convex	si	algunes	0.68 i 1.14	0.5	7	si	
Cati oriental	Sud	si	1.15	si	3	16°-30° (23°)	convex	si	si	0.27-1.14 (0.49)	0.66	4	si	

Albocàsser oriental	Alboc. est	no	1.68	no	-	-	-	-	-	5.03	19	no
Ivossos nord	si	si	1.48	si	2	14°-27° (21°)	convex	si	si	0.21-0.75 (0.44)	3	si
Ivossos sud	si	si	1.55	si	2	11°-23° (17°)	convex	si	si	0.10-0.76 (0.41)	6	no
Salsadella oriental	Nord	si	1.04	si	2	12°-22° (18°)	convex	si	algunes	0.39-1.09 (0.81)	7	no
Central	si	si	1.11	si	2	9°-27° (15°)	convex	si	si	0.09-0.91 (0.33)	7	no
Sud	si	si	1.14	si	3	16°-25° (19°)	convex	si	si	0.18-0.64 (0.37)	5	no
Salsadella occidental	no	no	1.6	no	-	-	còncav	irregular	no	-	9	no
Vall d'Àngel	si	si	1.1	si	3	10°-28° (23°)	convex	si	si	0.19-0.83 (0.41)	5	no
Alcalà	Nord	si	1.47	si	3	9°-26° (17°)	convex	si	si	0.13-0.81 (0.41)	4	no
Sud	si	si	1.23	si	2	13°-28° (23°)	convex	si	algunes	0.35-1.41 (0.72)	6	no
Serra d'Irta	si	si	1.44	si	2	9°-24° (20°)	convex	si	si	0.18-0.60 (0.36)	4	no
Serra d'Irta Mar	no	no	2.89	no	-	-	còncav	irregular	no	-	8	no
Atzeneta occidental	si	si	1.09	si	3	11°-27° (18°)	-	si	si	0.40-0.70 (0.51)	11.5	no
Atzeneta oriental	Nord	si	1.13	si	3	13°-33° (23°)	convex	si	si	0.11-0.83 (0.44)	8	no
Sud	si	si	1.11	si	2	13°-32° (17°)	convex	si	si	0.18-0.60 (0.33)	7	no
Vall d'Uixó	Nord	no	1.81	estructurals	-	-	còncav	irregular	no	0.73	-	no
Sud	si	si	1.16	si	2	14°-27° (22°)	convex	si	si	0.47 i 0.76	12	si
Puçol-Villar del Arzobispo	no	possible	3.51	no	-	-	-	-	-	1.1	-	-
Alcira-Tabernes	no	possible	3.28	no	-	-	-	-	-	0.65	-	-

Taula 3.18. Valors dels diferents paràmetres geomorfològics i morfomètrics obtinguts per als fronts muntanyosos del marge nord-occidental del solc de València.

Value of the different geomorphologic and morphometric parameters obtained for the mountain fronts located on the north-western margin of the València trough.







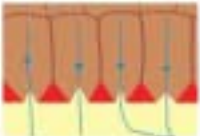







Característiques geomorfològiques	Front de muntanya associat a falla activa	Front de muntanya associat a falla no activa	Front de muntanya no associat a falla
<p>Sinuositat (S)</p> <p><math>S = L_{m} / L_{f}</math></p>	 <p><math>S = 1.0-1.8</math></p>	 <p><math>S = 1.4-2.5</math></p>	 <p><math>S = 1.6- &gt;2.8</math></p>
<p>Facetes triangulars</p>	 <p>Varies generacions</p> <p>Pendent: 18°-34° (Mitjana 20°)</p>	 <p>Poques facetes i una sola generació</p> <p>Pendent 5°-20° (mitjana 12°)</p>	 <p>Sense facetes triangulars</p>
<p>Conca de drenatge</p> <p>Forma de la conca:</p> <p>Característiques del drenatge:</p> <p>Índex d'espaiat: <math>I_e = S_i / W_i</math></p>	 <p>Forma de copa</p> <p>Paral·lel</p> <p>Perpendicular al front de muntanya</p> <p><math>I_e = 0.25-0.61</math></p>	 <p>Algunes amb forma de copa</p> <p>Paral·lel a dendrític</p> <p>De perpendicular al front de muntanya a irregular</p> <p><math>I_e = &gt;0.61</math></p>	 <p>Forma irregular</p> <p>Dendrític</p> <p>Al·leatori</p>
<p>Encaixament</p> <p>Perfil topogràfic perpendicular al drenatge</p> <p>Amplada fons de vall/Alçada conca</p> <p><math>V_i = 2W_v / (H_1 + H_2)</math></p> <p>Índex d'incisió <math>I_i = 2W_v / (H_1 + H_2)</math></p>	 <p><math>V_i = 0.2-1.5</math></p> <p><math>I_i = 3-12</math></p>	 <p><math>V_i = 0.7-1.7</math></p> <p><math>I_i = 6-19</math></p>	 <p><math>V_i = 0.8-6.4</math></p> <p><math>I_i = 7-33</math></p>
<p>Perfils topogràfics perpendiculars al front de muntanya</p>	 <p>Convexa</p>		 <p>Còncava</p>

Figura 3.102. Característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya associats a falles actives, associats a falles no actives i no associats a falles al marge nord-occidental del solc de València.

*Geomorphological characteristics of the mountain fronts associated to active faults, to non active faults and not related to faults located on the north-western margin of the València trough.*

fronts de Canet lo Roig, Catí oriental, Albocàsser est i Salsadella occidental. El front de Canet Lo Roig està associat al flanc nord-occidental d'un plec de direcció NE-SW. A peus d'aquest front el drenatge s'ha incidit fortament i podria ser el responsable de la baixa sinuositat del front, de forma similar al cas del Montnegre. El front de Catí oriental és un front lligat a una serra estreta i com ja s'ha comentat, en aquest tipus de serres la sinuositat no evoluciona tant ràpidament com en serres més amples i, per tant, es poden obtenir valors baixos de sinuositat. Els casos dels fronts d'Albocàsser est i de la Salsadella occidental són similars. Ambdós són fronts que mostren una marcada irregularitat i en una bona part el front està en contacte amb sediments del Neogen, on els drenatges s'han incidit i per tant no s'han desenvolupat cons al·luvials que puguin donar al front una major irregularitat.

La comparació de la forma dels perfils topogràfics que travessen els diferents fronts mostra que els fronts amb facetes i sinuositat baixa solen presentar formes convexes, tot i que en alguns casos aquesta convexitat és bastant lleu, mentre que els fronts que no tenen facetes mostren una forma còncava (taula 3.18).

Comparant les característiques morfològiques de les conques de drenatge localitzades en fronts associats a falles i en fronts no associats a falles s'observa que mentre que en el primer cas les conques són perpendiculars i mostren forma de copa, en el segon cas s'observa una distribució irregular, unes dimensions molt variables i un arrodoniment de les conques. Si es realitza la mateixa comparació entre fronts associats a falles que sembla que són actives i a falles que sembla que no ho són s'observa que les diferències esmentades anteriorment també es mostren, tot i que més suavitzades. Normalment s'observa una disposició perpendicular de les conques respecte del front, però ja comencen a aparèixer algunes conques amb una certa obliqüïtat. Les conques comencen a perdre la regularitat en les seves dimensions i a la zona de capçalera s'aprecia un cert arrodoniment i eixamplament, fent que es perdi la forma de copa, tot i que hi hagi algunes conques que encara la mostren.

L'índex d'espaiat només és significatiu quan es calcula per conques que mostren una certa regularitat, per tant només s'ha calculat per aquells fronts que mostren una regularitat en les dimensions de les conques i on la majoria arriben a la divisòria d'aigües principal. En el cas dels fronts amb facetes s'ha obtingut un rang de valors que va de 0.25 a 0.61 (figura 3.101.b). Tot i així, hi ha algunes excepcions: Montseny, els del Tibidabo i d'Horta al front del pla de Barcelona, el d'Albocàsser nord, el de la Salsadella nord i el d'Alcalà sud. En el cas dels segments del Montseny, del Tibidabo i d'Horta sembla que el valor més alt d'espaiat podria estar lligat a condicionants estructurals del substrat paleozoic (p.e. plecs o clivatge). En el cas del segment de la Salsadella nord el valor obtingut és força alt per a un front actiu i sembla no estar condicionat per l'estructura del front. L'índex s'ha calculat per una sèrie de conques que arriben fins a la divisòria d'aigües principal, però hi ha unes conques més petites, regulars i allargades que s'han desenvolupat sobre les facetes de segona generació i és entre elles on es localitzen les facetes de la generació més modernes (figura 3.78). Aquest fet fa pensar que les conques més grans estarien més evolucionades i podrien haver passat per més d'un cicle d'activitat i inactivitat de la falla. El segment d'Alcalà sud dona un espaiat de 0.72 quan es té en compte una gran conca localitzada al sud de la faceta més antiga que s'observa a aquest front (figura 3.86). Els alts índex d'espaiat que s'obtenen per aquesta conca podrien tenir un origen estructural ja que aquesta es localitza en una zona on hi ha falles i canvis litològics relacionats amb elles. Les falles solen ser zones més fàcilment erosionables i això podria explicar que la conca aquí desenvolupada sigui anòmalament més gran en comparació amb la resta. Si no es tenen en compte els valors obtinguts considerant aquesta conca la mitjana de l'índex de sinuositat per aquest segment queda en 0.44, valor

que cau dins del rang obtingut per als fronts actius i que està en concordança amb la resta de característiques mostrades per aquest front.

La relació entre l'amplada del fons de vall i l'alçada de la conca ( $V_f$ ) sol donar valor al voltant de 0.60 per fronts actius i inferiors a 1.9 per a fronts poc actius segons Rockwell et al. (1985), o entre 0.2 i 0.6 per fronts actius, entre 0.3 i 0.8 per fronts poc actius i entre 0.8 i 1.2 per fronts inactius al SE de la Península Ibèrica segons Silva et al. (2003). Tenint en compte que Silva et al. (2003) consideren que els fronts inactius són aquells amb unes taxes d'aixecament tectònic a 0.05 mm/any i que els fronts de l'àrea d'estudi han de tenir taxes d'aixecament similars, es podria prendre 0.6 com a límit superior de  $V_f$  per als fronts actius i valors entre 0.6 i 1.8 com representatius de fronts poc actius. Els valors obtinguts pels fronts associats a falles localitzats a la zona d'estudi varien entre 0.20 i 1.50 (figura 3.101.c), indicant que hi ha un cert predomini dels processos d'incisió per sobre dels que produeixen un eixamplament de la conca. Tot i així, la majoria de fronts donen valors entre 0.6 i 1.5, el que indica que aquests són poc actius. Al fronts on no hi ha facetes s'ha observat que el rang de  $V_f$  va de 0.65 fins a 1.7 i per als fronts no associats a falles entre 0.8 i 6.4.

Els resultats obtinguts a partir del càlcul de l'índex d'incisió mostren que la majoria dels fronts associats a falles estan compresos en el rang donat per a fronts amb una certa activitat, entre 3 i 7 (figura 3.101.d). Tot i així hi ha una sèrie de fronts que mostren uns valors superiors: Vall d'Uixó, Atzeneta occidental, segment de Tirig nord al front del Baix Ebre, segment nord d'Atzeneta oriental i Banyoles sud. Aquest darrer front sembla estar associat a una falla que sembla que seria inactiva, ja que la majoria de les característiques geomorfològiques que mostra així ho indiquen. Per als altres quatre fronts o segments de front l'índex només s'ha calculat en una conca. Per a aquests mateixos fronts el valor de  $V_f$  indica que el drenatge s'hi està incidint. Aquesta contradicció entre els resultats obtinguts d'ambdós índexs indicaria que el seu càlcul a una sola conca no és suficient. Per als fronts no associats a falles aquest índex sempre és superior a 7.

La figura 3.102 és un resum de les característiques observades als diferents tipus de fronts analitzats a la zona d'estudi. Després de tota aquesta anàlisi sembla que una de les principals característiques dels fronts de muntanya actius és que aquests tenen facetes triangulars, tot i així s'ha de tenir en compte que l'origen de les facetes pot estar associat a altres processos no relacionats amb la degradació d'un pla de falla exhumat. Els índex morfomètrics també donen una informació molt valuosa, però la majoria d'índexs morfomètrics calculats mostren rangs, que en els valors extrems, se solen superposar entre els diferents tipus de fronts. Aquest fet demostra que no és suficient l'observació d'una única característica geomorfològica o el càlcul d'un sol índex per demostrar l'activitat o inactivitat d'un front de muntanya. En conseqüència, al mirar de localitzar fronts de muntanya relacionats amb falles actives en zones de deformació lenta s'ha de realitzar una anàlisi geomorfològica i morfomètrica el mes completa possible, mirant d'avaluar el major nombre de paràmetres possibles, ja que d'aquesta forma es disposarà de més dades per afirmar l'activitat o inactivitat d'un front.

## 3.6. Falles marines

### 3.6.1. Introducció

Una gran part de les falles normals neògenes que configuren el solc de València es troben localitzades a la part submergida del solc (figura 3.103). Aquest fet impossibilita localitzar les falles actives utilitzant les tècniques geomorfològiques aplicades a l'apartat anterior. Donat l'interès que han tingut les companyies petrolieres en l'exploració del solc de València s'hi han realitzat un gran nombre de perfils de sísmica de reflexió. S'han buscat, d'entre els perfils sísmics que han estat interpretats a la zona, aquells on s'observava la presència de falles extensives neògenes que desplacen els reflectors corresponents als dipòsits del Plio-Quaternari. El resultat ha estat la localització de quatre zones on aquest fet s'ha observat, de nord a sud (figura 3.103): a) el graben del golf de Roses (perfil 80R502; Roca et al., 1999b), la fossa d'Amposta (perfil 780030; Roca, 1992), el cap de Cullera (perfil GV-71; Roca, 1992) i la cubeta de les Columbretes (perfil SSP-7; Roca, 1992). De cada un d'aquests perfils s'ha realitzat una anàlisi de la seva resolució per veure quin és el salt vertical mínim d'una falla que s'hi pot detectar. Per aquesta anàlisi primer s'ha calculat el període (T) mitjà entre els reflectors del Plio-Quaternari, a partir de varies mesures de T entre diferents reflectors. A partir del T i considerant una velocitat mitjana de les ones (v) de 1500 m/s per sediments marins (Charmichael, 1984) es pot obtenir la longitud d'ona ( $\lambda$ ):

$$\lambda = v * T \quad \text{equació 3.10}$$

Coneixent l es pot aplicar el criteri de Rayleigh d'on s'obté la distància mínima ( $Z_{\min}$ ) entre dislocacions que una ona pot detectar:

$$Z_{\min} = \lambda / 4 \quad \text{equació 3.11}$$

La distància mínima ( $Z_{\min}$ ) en el cas de les falles correspondrà al salt mínim que es pot observar, el que implica que per a salts menors no s'observarà cap dislocació de reflectors.

A continuació es descriuran les característiques observades a cada una d'aquestes zones on es localitzen les falles que afecten els nivells sedimentaris corresponents al Plio-Quaternari.

### 3.6.2. Graben del golf de Roses

El graben del golf de Roses està localitzat al nord del solc de València, a la zona on les falles extensives neògenes tenen una direcció NW-SE (figura 3.103). La interpretació del perfil de sísmica de reflexió 80R502 (Roca et al., 1999b) mostra fins a quatre nivells estratigràfics, caracteritzats a partir de la disposició i característiques dels reflectors i dels sondatges petroliers que s'han realitzat a la zona (figura 3.104). Aquestes nivells corresponen, de base a sostre, al substrat, al



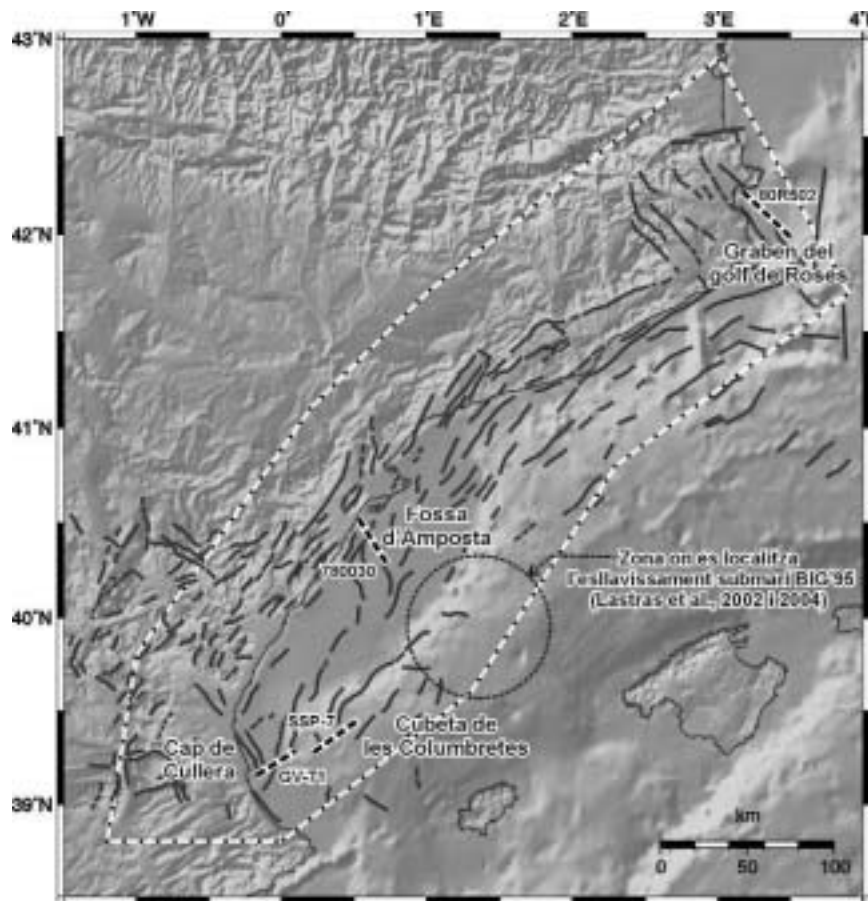


Figura 3.103. Mapa del solc de València on es localitzen les línies de sísmica de reflexió 80R502, 780030, GV-71 i SSP-7. Aquests perfils en algunes zones mostren que els reflectors corresponents al Plio-Quaternari estan desplaçats per la presència de falles extensives neògenes. Les línies gris fosc mostren la localització de les falles normals i les blanques amb una línia discontinua negra a l'interior indiquen la posició de les línies sísmiques amb el seu identificador. La línia blanca amb punts negres limita la zona d'estudi.

*València trough map that shows the location of the industrial reflection seismic profiles 80R502, 780030, GV-71 and SSP-7. These profiles show in some zones the Plio-Quaternary reflectors offset because of extensive faults. Dark gray lines correspond to normal faults and white lines with inner black dashed lines locate the seismic profiles with their identification. The black dashed circle surrounds the zone where the BIG'95 debris flow is located (Lastras et al., 2002 and 2004). The white line with black dots bounds the study zone.*

Miocè inferior (Aquitanià), al Miocè mitjà (Serraval·lià) i al Plio-Quaternari (Roca et al., 1999b). Com es pot veure a la figura 3.104 al centre del perfil hi ha una falla lítrica que desplaça els reflectors corresponents al substrat i al Miocè inferior i arriba a afectar els reflectors corresponents al Plio-Quaternari fins a una discontinuïtat. Al perfil es pot veure que per sobre d'aquesta discontinuïtat els reflectors no estan afectats per la falla. Tot i no donar l'edat de la discontinuïtat Roca et al. (1999b) comenten que a aquesta zona el moment de màxima activitat de les falles es produiria principalment durant el Plio-Quaternari. La distància mínima entre dislocacions que es pot detectar en aquest perfil és aproximadament 8.5 m. Per tant, si la falla no ha produït un desplaçament d'aquesta magnitud, al perfil no s'observaran reflectors trencats. Tot i així, això no significa que la falla no pugui afectar a nivells sedimentaris més moderns, com per exemple els que estan situats per sobre de la discontinuïtat. Això suggereix que aquesta falla podria ser activa. També s'ha observat que aquesta falla és pot considerar com a responsable de part de l'activitat sísmica actual (falla nº1 a la taula 3.1 i a la figura 3.4 i figura A1.2 de l'annex 1), fet que recol·liria el considerar-la com una falla activa.

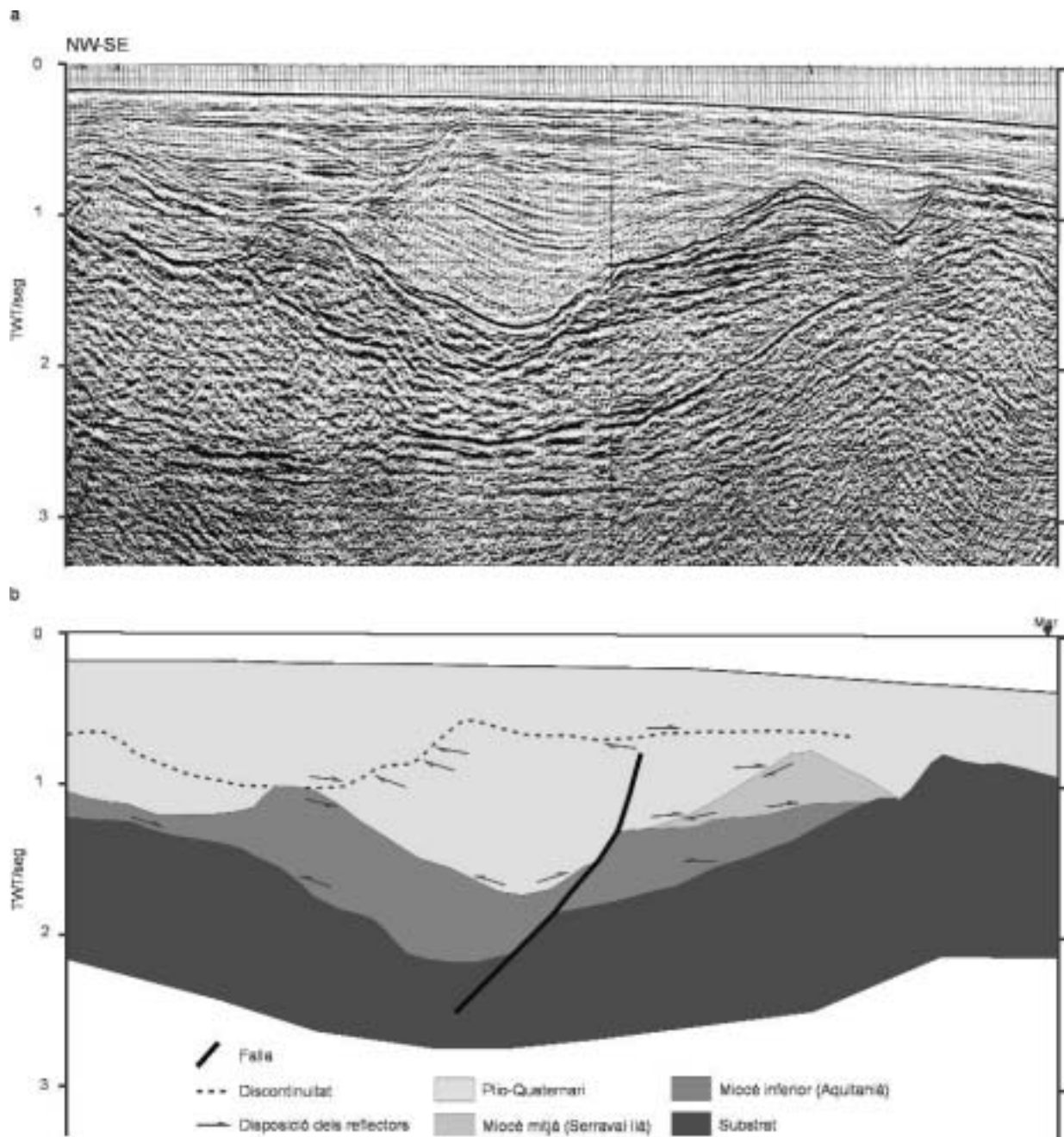


Figura 3.104. Graben del Golf de Roses. Línia de sísmica de reflexió 80R502 (a) i interpretació (b) on es pot veure com els sediments Plio-Quaternaris estan afectats per una falla normal (Roca et al., 1999b).

*Golf de Roses graben. Industrial reflection seismic profile 80R502 (a) and interpretation (b) that shows the Plio-Quaternary sediments offset by a normal fault (Roca et al., 1999b).*

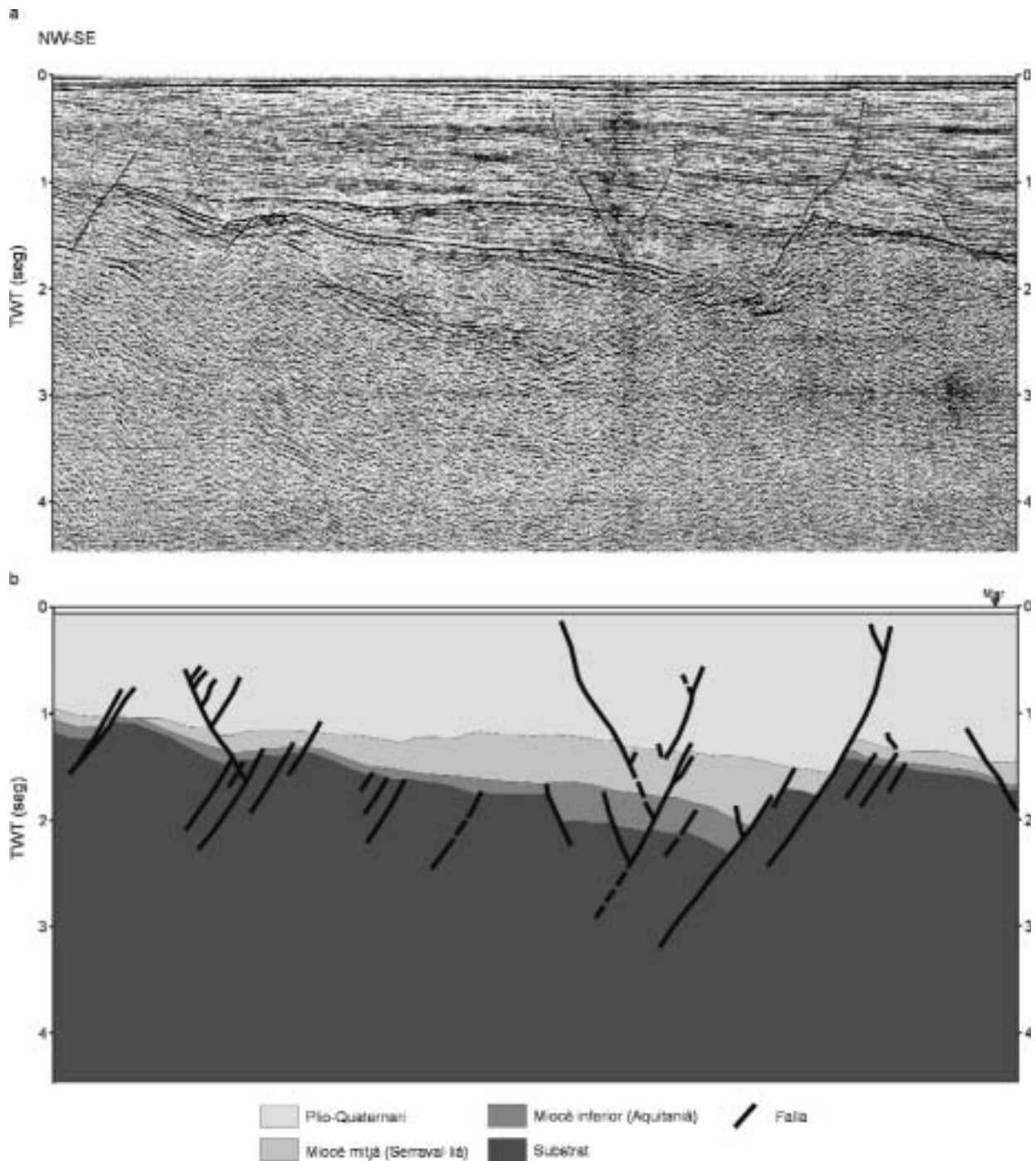


Figura 3.105. Fossa d'Amposta. Línia de sísmica de reflexió 780030 (a) i interpretació (b) on es pot veure com les principals falles normals arriben a desplaçar els reflectors corresponents al Plio-Quaternari (Roca, 1992).

*Amposta graben. Industrial reflection seismic profile 780030 (a) and interpretation (b) showing how the main normal faults offset the Plio-Quaternary reflectors (Roca, 1992).*

### 3.6.3. Fossa d'Amposta

La fossa d'Amposta està localitzada a la zona central del solc, al sud del delta de l'Ebre, i està limitada per una sèrie de falles extensives neògenes que tenen una direcció aproximadament N-S (figura 3.103). Al perfil de sísmica de reflexió 780030 (Roca, 1992) s'han distingit quatre nivells estratigràfics a partir de la disposició i característiques que mostren els reflectors i de la informació obtinguda dels sondatges petrolers (figura 3.105). Aquests nivells estratigràfics s'han atribuït, de base a sostre, al substrat, al Miocè inferior (Aquitanià), al Miocè mitjà (Serraval·lià) i al Plio-Quaternari (Roca, 1992). S'hi observen una sèrie de falles lítriques que desplacen de forma clara els reflectors corresponents al substrat i al Miocè i que arriben a afectar els reflectors corresponents al Plio-Quaternari, en alguns casos quasi arribant fins als reflectors més superficials. L'anàlisi de la resolució realitzat per a aquest perfil mostra que es poden observar dislocacions que com a mínim estiguin separades 9 m. Conseqüentment, a les zones on les falles mostrin salts inferiors als 9 m el trencament que produeixin no serà observable als reflectors. Tot i això, sembla clar que, com a mínim, dues falles situades al sud del perfil, una cabussant cap al SE i l'altra cap al NW podrien arribar a afectar la superfície. En general, es pot considerar que totes les falles que afecten el nivell del Plio-Quaternari podrien ser actives, sent les falles localitzades més al sud les que mostren indicis d'una activitat més recent, ja que arriben a desplaçar reflectors situats molt a prop de la superfície. Aquesta activitat recent estaria, a més, recolzada pel fet que la falla més meridional ha estat considerada com a responsable de part de l'activitat sísmica actual que hi ha a la zona, tot i ser escassa i de poca magnitud (falla nº 25 a la taula 3.1 i a la figura 3.4 i figura A1.25 de l'annex 1).

A uns 40 km al sud de la fossa d'Amposta, a la zona del talús continental (figura 3.103), es localitza la zona de sortida d'un gran esllavissament submarí anomenat BIG'95 ocorregut fa uns 11000 anys BP (Lastras et al, 2002 i 2004). Els autors que han descrit aquest esllavissament proposen com a mecanisme disparador l'ocurrència d'un terratrèmol, entre d'altres possibilitats. Recentment, Urgeles et al. (2006) han tractat de determinar els mecanismes associats a la inestabilització del talús on es va originar aquesta gran esllavissada. Aquests autors han observat una recurrència en les esllavissades (com a mínim un esdeveniment anterior) i han arribat a la conclusió que el més probable és que un terratrèmol sigui el mecanisme de desencadenament del fenomen. Comenten que aquest terratrèmol es podria haver produït en alguna de les falles associades a un dom volcànic localitzat a poca profunditat a la zona de sortida de l'esllavissada. De totes formes, la proximitat de les falles de la fossa d'Amposta i el fet que poden arribar a produir grans terratrèmols ( $M_w$  entre 6.5 i 7.1) fa que no se les pugui descartar com a font d'un possible terratrèmol capaç d'inestabilitzar el talús i haver produït aquesta gran esllavissada.

### 3.6.4. Cap de Cullera i cubeta de les Columbretes

A la zona sud del solc de València, enfront del cap de Cullera i a la zona de la cubeta de les Columbretes, hi ha una sèrie de falles extensives neògenes que tenen direccions que varien entre NW-SE a aproximadament N-S (figura 3.103). Als perfils de sísmica de reflexió GV-71 i SSP 7 (figures 3.103, 3.105 i 3.106) s'ha vist com en algunes zones els reflectors corresponents al Plio-Quaternari estaven dislocats per les falles extensives neògenes.

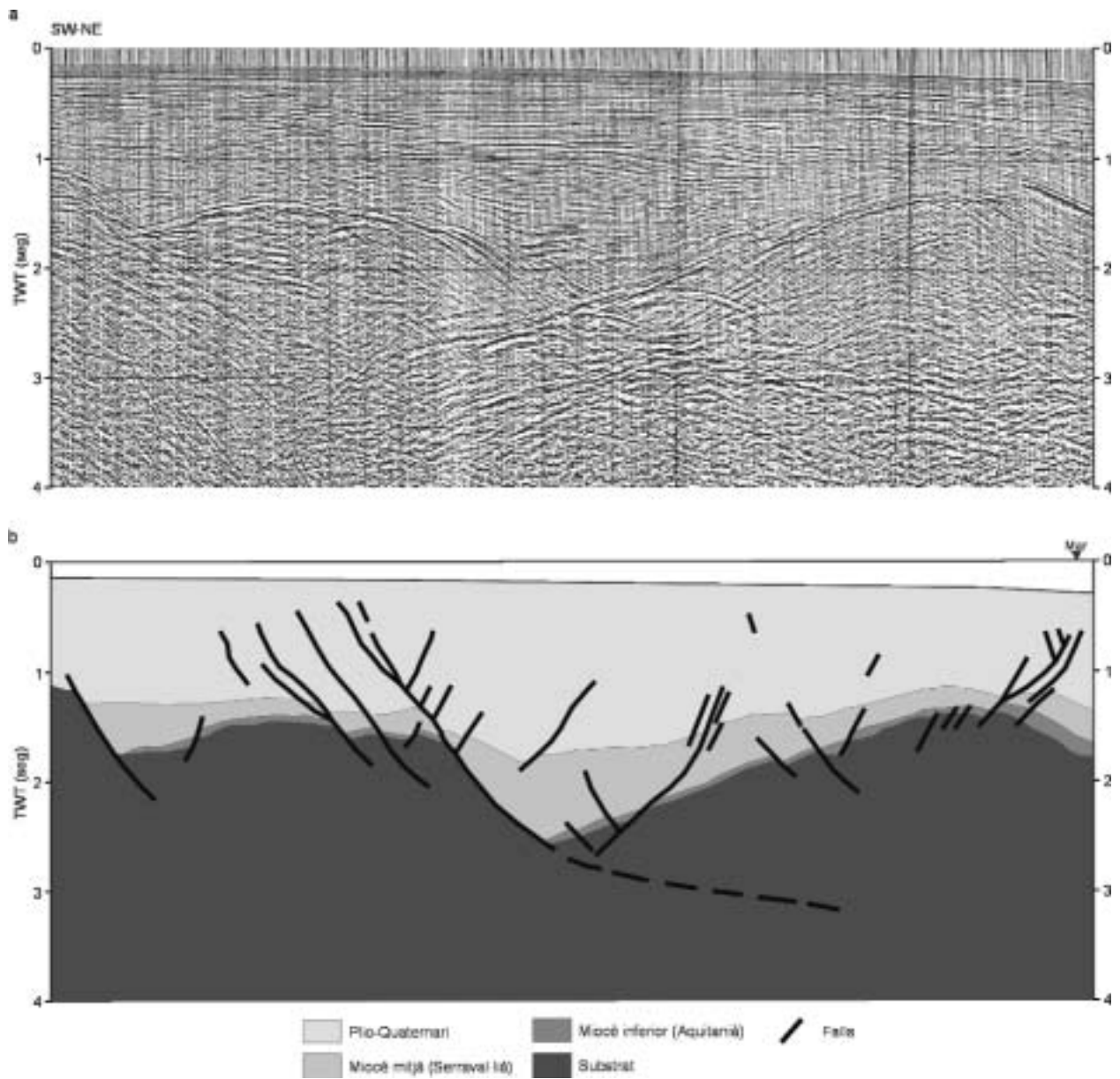


Figura 3.106. Cap de Cullera. Línia de sísmica de reflexió GV-71 (a) i interpretació (b) on es pot veure com les principals falles normals arriben a desplaçar els reflectors corresponents al Plio-Quaternari (Roca, 1992).

Cullera cape. Industrial reflection seismic profile GV-71 (a) and interpretation (b) showing how the main normal faults offset the Plio-Quaternary reflectors (Roca, 1992).

Al perfil GV-71 (figura 3.103) s'hi han distingit fins a quatre nivells estratigràfics diferents a partir de la disposició i les característiques que mostren els reflectors i de la informació obtinguda a partir dels sondatges petrolers fets a la zona. Aquests quatre nivells estratigràfics, de base a sostre, corresponen al substrat, al Miocè inferior (Aquitanià), al Miocè mitjà (Serraval·lià) i al Plio-Quaternari (Roca, 1992). Al perfil (figura 3.106) s'hi han identificat una sèrie de falles amb geometria lítrica que desplacen de forma clara els reflectors corresponents al substrat i al Miocè i en la majoria de casos arriben a afectar els reflectors de la base del Plio-Quaternari. També es poden observar dues zones, una al NE prop del final del perfil i una altra que va del centre del perfil cap al SW, on les falles arriben a desplaçar els reflectors plio-quaternaris pròxims a la superfície. L'anàlisi sobre la resolució vertical del perfil mostra que distàncies entre dislocacions menors a 9 m no seran detectades. Per tant, el desplaçament que produeixen aquestes dues falles prop de la superfície deu ser menor als 9 m, però, tot i així, no es pot descartar en cap cas que les falles arribin a afectar nivells sedimentaris pròxims a la superfície. En general, es pot considerar que totes les falles que afecten el nivell del Plio-Quaternari serien actives, però en especial les falles localitzades més al sud ja que arriben a desplaçar reflectors situats molt a prop de la superfície. A partir de la associació de terratrèmols instrumentals a falles s'ha vist que les dues falles situades més al SW podrien ser considerades com responsables de part de l'activitat sísmica actual (falles nº 35 i 36 a la taula 3.1 i a la figura 3.4 i figures A1.33 i A1.34 de l'annex 1). A més, aquestes dues falles també estan localitzades prop de la zona on es va produir el terratrèmol de Tabernes del 1396 ( $I_{MSK}=IX$ ). Com s'ha comentat a l'apartat 3.3, aquest seria un terratrèmol que podria tenir el seu origen en una falla localitzada a mar. Veient les característiques que mostren aquestes dues falles no se les hauria de descartar com a possibles fonts d'aquest gran terratrèmol històric.

Al perfil SSP-7 localitzat a la zona de la cubeta de les Columbretes s'hi han distingit fins a 7 unitats estratigràfiques diferents a partir de la disposició i característiques dels reflectors i de la informació obtinguda a partir dels sondatges petrolers realitzats a la zona (figura 3.107). Aquests nivells corresponen, de base a sostre, al substrat, al Triàsic, al Juràssic, al Cretaci que podria incloure part del Paleògen, tot i que no està clar, al Miocè inferior i mitjà i al Plio-Quaternari (Roca, 1992). Al perfil es pot veure com la majoria de les falles neògenes queden fossilitzades per les capes del Miocè inferior i mitjà amb l'excepció d'un grup de falles localitzades al SW que afecten els reflectors de tot aquest nivell i part del corresponent al Plio-Quaternari, i fins i tot alguna d'aquestes falles arriba a desplaçar reflectors prop de la superfície. La resolució vertical obtinguda per a aquest perfil és d'uns 12 m, el que significa que dislocacions amb un desplaçament menor no seran detectades. Per tant, no es pot descartar que els sediments de la part més superficial també hagin estat afectats per la falla. Aquesta informació suggereix que aquesta falla podria ser activa. Durant l'estudi de la sismicitat instrumental i la seva associació a falles extensives neògenes es va veure que la falla aquí comentada seria responsable de part de la sismicitat actual a la zona (falla nº37 a la taula 3.1 i a la figura 3.4 i figura A1.35 de l'annex 1), fet que dona més arguments per considerar-la activa.

### 3.6.5. Problemàtica

La detecció de falles actives localitzades en zones marines planteja una sèrie de problemes. El primer és l'accés a les pròpies falles que no és directe sinó és a través de perfils de sísmica i de sondatges. Un altre problema que es presenta és que en zones de deformació lenta, tot i que les falles es poden identificar als perfils de sísmica, les taxes de sedimentació són força més altes que les de deformació fet que provoca que les morfologies que les falles podrien haver generat en

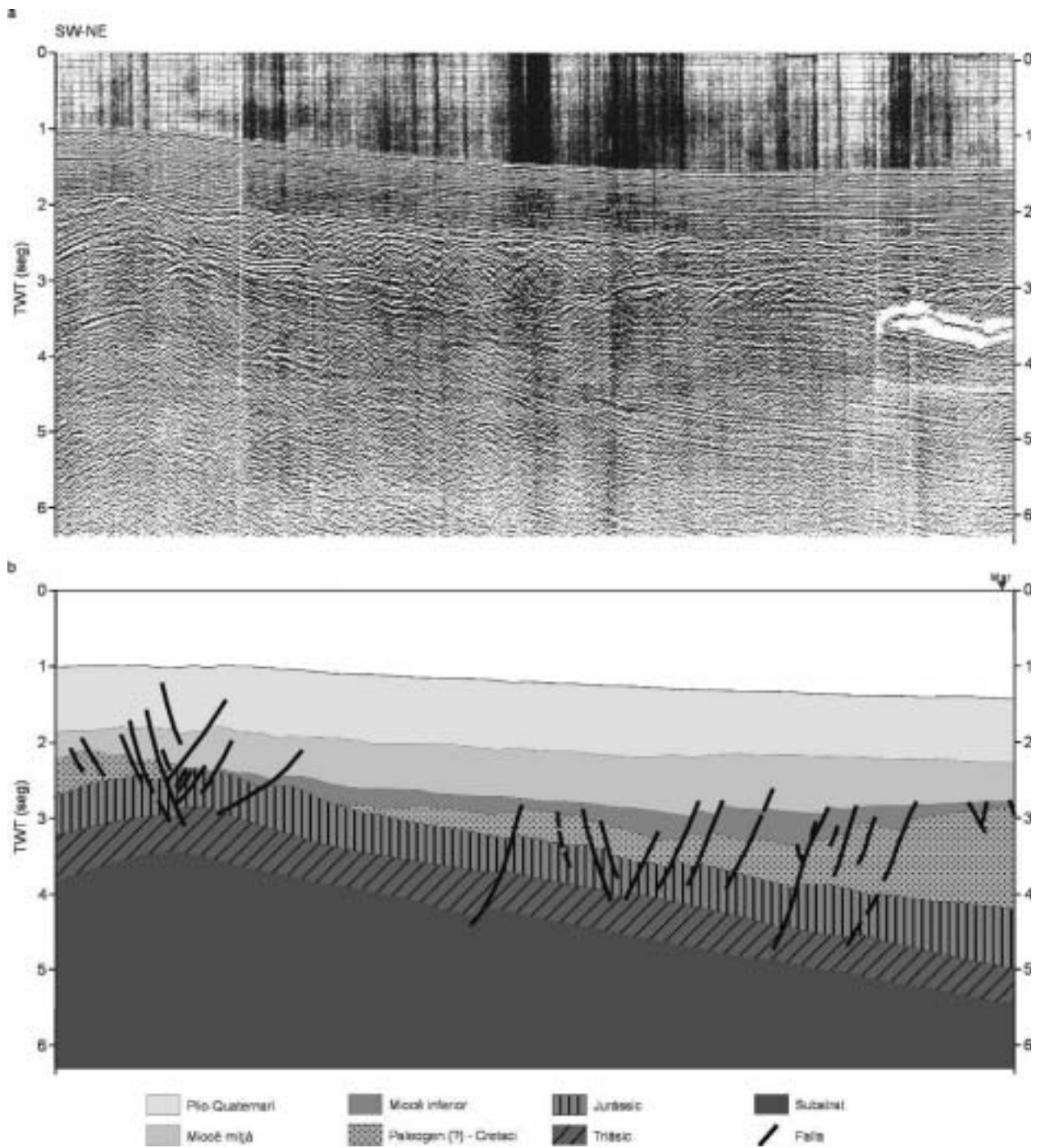


Figura 3.107. Cubeta de les Columbreres. Línia de sísmica de reflexió SSP-7 (a) i interpretació (b) on es pot veure com algunes falles normals arriben a desplaçar els reflectors corresponents al Plio-Quaternari (Roca, 1992).

*Columbreres basin. Industrial reflection seismic profile SSP-7 (a) and interpretation (b) showing how some normal faults offset the Plio-Quaternary reflectors (Roca, 1992).*

superfície (p.e. escarpaments) quedin ràpidament ocultes i no es reflecteixin a la batimetria. A més, els perfils de sísmica de reflexió existents presenten el problema de la resolució vertical. En molts casos s'ha observat que les falles arriben prop de la superfície però a causa de la resolució mínima del perfil (entre 8.5 i 12 m) en cap d'ells s'ha observat que aquestes falles desplacin els reflectors més superficials. L'obtenció de perfils de sísmica de reflexió d'alta i molt alta resolució permetria veure si les falles que afecten els reflectors Plio-Quaternaris afecten, també, als reflectors superficials o pròxims a la superfície. Així es podria confirmar si aquestes falles encara són actives.





### 3.7. Classificació de les falles

Les dades obtingudes de: 1) l'associació entre la sismicitat, tant històrica com instrumental, i les falles; 2) la paleosismologia; 3) la geomorfologia dels fronts de muntanya; i 4) els perfils de sísmica de reflexió en zones marines; permeten realitzar una classificació de les falles extenses del marge nord-occidental del solc de València. S'han diferenciat 5 classes de falles (figura 3.108): a) falles sismogèniques; b) falles amb registre d'activitat actual i acumulada; c) falles amb registre d'activitat acumulada; d) falles amb registre d'activitat actual; i e) falles sense registre d'activitat. Aquests cinc grups de falles es poden distingir tant en zones continentals com en zones submergides, tot i que algunes de les característiques que mostren són diferents. A continuació es comentaran les característiques que mostren les falles incloses dins de cada un d'aquests grups i com es classifiquen en funció del seu grau d'activitat.

S'han considerat **falles sismogèniques** aquelles falles de les que es té la certesa que han produït grans terratrèmols al llarg del Quaternari. Aquestes falles també poden, tot i que no és condició necessària, ser responsables de part de la sismicitat actual i/o registrar l'activitat acumulada, és a dir, estar relacionades amb fronts de muntanya amb característiques d'activitat recent o dislocar reflectors del Plio-Quaternari pròxims a la superfície als perfils de sísmica de reflexió en les zones marines. Al marge nord-occidental del solc de València només hi ha dues falles sismogèniques: la falla d'Amer i la falla del Camp (falles nº 2 i 5, respectivament, identificades amb una línia vermella a la figura 3.109). La falla d'Amer és la responsable dels terratrèmols d'Amer i Olot del segle XV i podria ser-ho també del terratrèmol de Querolbs (veure l'apartat 3.3 La crisi sísmica catalana dels anys 1427 i 1428). També és la responsable de part de la sismicitat actual a la zona (veure l'apartat 3.2 falla nº 4) i el front de muntanya associat mostra registre d'activitat acumulada (veure a l'apartat 3.5 el front de la falla d'Amer). La falla del Camp, concretament al segment de l'Hospitalet, també és sismogènica tal com s'ha demostrat a partir d'estudis de paleosismologia que conclouen que ha produït com a mínim tres grans terratrèmols en els darrers 125000 anys (veure els apartats 3.4.b i c). L'anàlisi geomorfològic del front de muntanya associat a ella mostra tres segments amb registre d'activitat acumulada, és a dir, que mostren indicis d'activitat recent (veure a l'apartat 3.5 el front del Camp). Mentre que el segment nord de la falla del Camp mostra una certa sismicitat actual, el segment sud, on s'han descrit els paleoterratrèmols, no. Aquest fet posa de manifest que una falla sense activitat sísmica recent pot generar grans terratrèmols. D'altra banda, que els fronts de muntanya mostrin registre d'activitat acumulada indicaria que la falla és sismogènica. De totes formes, queda la possibilitat que hi hagi alguna falla que no mostri registre d'activitat acumulat al front de muntanya a ella associat i que pugui ser sismogènica. Aquest darrer cas no s'ha observat a la zona d'estudi.

La classificació de les falles marines dins del grup de falles sismogèniques presenta dos problemes. En primer lloc, la impossibilitat d'associar un gran terratrèmol històric a alguna falla localitzada a mar a partir del mètode de Gasperini. Com s'ha vist, sembla que el més probable és que el terratrèmol de Tabernes del 1396 (veure l'apartat 3.3 el terratrèmol de Tabernes del 1396) fos originat per una falla localitzada a mar, però no s'ha pogut relacionar amb certesa amb cap

Falles localitzades a terra

Tipus de falla	Sismogènica	Amb registre d'activitat actual i acumulada	Amb registre d'activitat acumulada	Amb registre d'activitat actual	Sense registre d'activitat
Sismicitat actual	X	X		X	
Grans terratrèmols	X				
Fronts muntanya amb indicis d'activitat recent	X	X	X		
Esquema					

Falles localitzades a mar

Tipus de falla	Sismogènica	Amb registre d'activitat actual i acumulada	Amb registre d'activitat acumulada	Amb registre d'activitat actual	Sense registre d'activitat
Sismicitat actual	X	X		X	
Grans terratrèmols	X				
Reflectors plio-quadernaris trencats	X	X	X		
Esquema					

- X Indici present
- X Indici possible
- Falla amb registre d'activitat
- Falla sense registre d'activitat
- Gran terratrèmol instrumental, històric o prehistòric
- Terratrèmols instrumentals de magnitud baixa i moderada
- Reflectors sísmics
- Mar
- Sediments plio-quadernaris

Figura 3.108. Classificació proposada per les falles neotectòniques localitzades al marge nord-occidental del solc de València. Els diferents tipus de falles s'obtenen a partir dels indicis que s'hi han observat (X).

Proposed classification for the neotectonic faults located in the north-western margin of the València trough. The different fault types are obtained from the observed signs (X).

de les falles de la zona. En segon lloc hi ha el problema de la gran dificultat que comporta fer estudis de paleosismologia en zones marines, tot i que ja s'han començat a realitzar en algunes zones (Goldfinger et al., 2003; Polonia et al., 2004; Armijo et al., 2005; Déverchère et al., 2005; Gràcia et al., 2006). Tenint en compte aquests dos problemes una falla situada a mar no es podrà considerar sismogènica, de moment, a no ser que s'hi hagi produït algun gran terratrèmol que hagi estat enregistrat instrumentalment i que s'hagi pogut relacionar inequívocament amb una falla en concret. A la zona marina del marge nord-occidental del solc de València no hi ha cap falla que compleixi aquest requisit i, per tant, no hi ha cap falla localitzada a mar que es pugui classificar com sismogènica.

Tenint en compte que les falles sismogèniques localitzades al marge nord-occidental del solc de València són falles que sempre mostren registre de l'activitat acumulada (associades a fronts de muntanya amb indicis d'activitat recent), es considera aquesta característica com a indicadora de falles amb una major activitat. El registre d'activitat actual (associació amb terratrèmols instrumentals) es considera com a indicador d'un menor grau d'activitat a les falles, ja que només en un dels dos casos les falles sismogèniques en presentaven. Tenint en compte aquests criteris, els grups de falles que formen aquesta classificació i que es descriuran a continuació s'han ordenat de major activitat a menor activitat: 1) falles amb registre d'activitat actual i acumulada, 2) falles amb registre d'activitat acumulada, 3) falles amb registre d'activitat actual i 4) falles sense registre d'activitat.

Les **falles amb registre d'activitat actual i acumulada** són falles a les que s'han associat tant terratrèmols instrumentals actuals com fronts de muntanya amb indicis d'activitat recent, a terra, o s'han observat reflectors del Plio-Quaternari desplaçats als perfils de sísmica de reflexió, a mar. Al marge nord-occidental del solc de València dins d'aquest grup s'hi encabeixen vuit falles, cinc localitzades a mar i tres localitzades a terra (falles identificades amb una línia taronja a la figura 3.109): la falla nord-oriental del golf de Roses (nº 1), el segment del Montseny de la falla del Vallès (nº 3), la falla del pla Barcelona (nº 4, tot i que només els segments del Tibidabo i d'Horta mostren registre d'activitat acumulada), la falla del Camp (nº 5, tot i que només el segment de la Selva), la falla oriental de la fosa d'Amposta (nº 17), les falles occidental i centre-occidental del cap de Cullera (nº 22 i 23 respectivament) i la falla de la cubeta de les Columbretes (nº 26). Entre totes aquestes falles hi ha un cas particular, les falles occidental i centre-occidental del cap de Cullera (nº 22 i 23 respectivament a la figura 3.109). Aquestes són unes falles que mostren tant registre d'activitat actual (veure falles nº 35 i 36 a la taula 3.1 i a la figura 3.4 i a les figures A1.33 i A1.34 de l'annex 1) com acumulada (veure l'apartat 3.6 cap de Cullera i cubeta de les Columbretes), però, a més, es localitzen prop de la zona on s'ha situat la font sismogènica del terratrèmol de Tabernes del 1396 (veure l'apartat 3.3 el terratrèmol de Tabernes del 1396). Sembla ser que aquest terratrèmol podria haver estat produït per una falla localitzada a mar que no s'ha pogut identificar. Les característiques d'activitat que mostren aquestes dues falles i la seva proximitat a la zona on es localitzen els valors d'intensitat més alts corresponents al terratrèmol de Tabernes del 1396 ( $I_{MSK}=IX$ ) fan que no es pugui descartar alguna d'aquestes dues falles com a responsable d'aquest gran terratrèmol i, per tant, se la pogués arribar a considerar com a una falla sismogènica.

Les **falles amb registre d'activitat acumulada** són falles que a terra han generat fronts de muntanya on s'observen indicis d'activitat recent o que a mar disloquen els reflectors corresponents al Plio-Quaternari. Dins d'aquest grup a la zona del marge nord-occidental del solc de València s'hi han inclòs divuit falles, quatre localitzades a mar i catorze a terra (falles identificades amb una línia groga a la figura 3.109): falla del Camp (nº 5, tot i que només el segment de

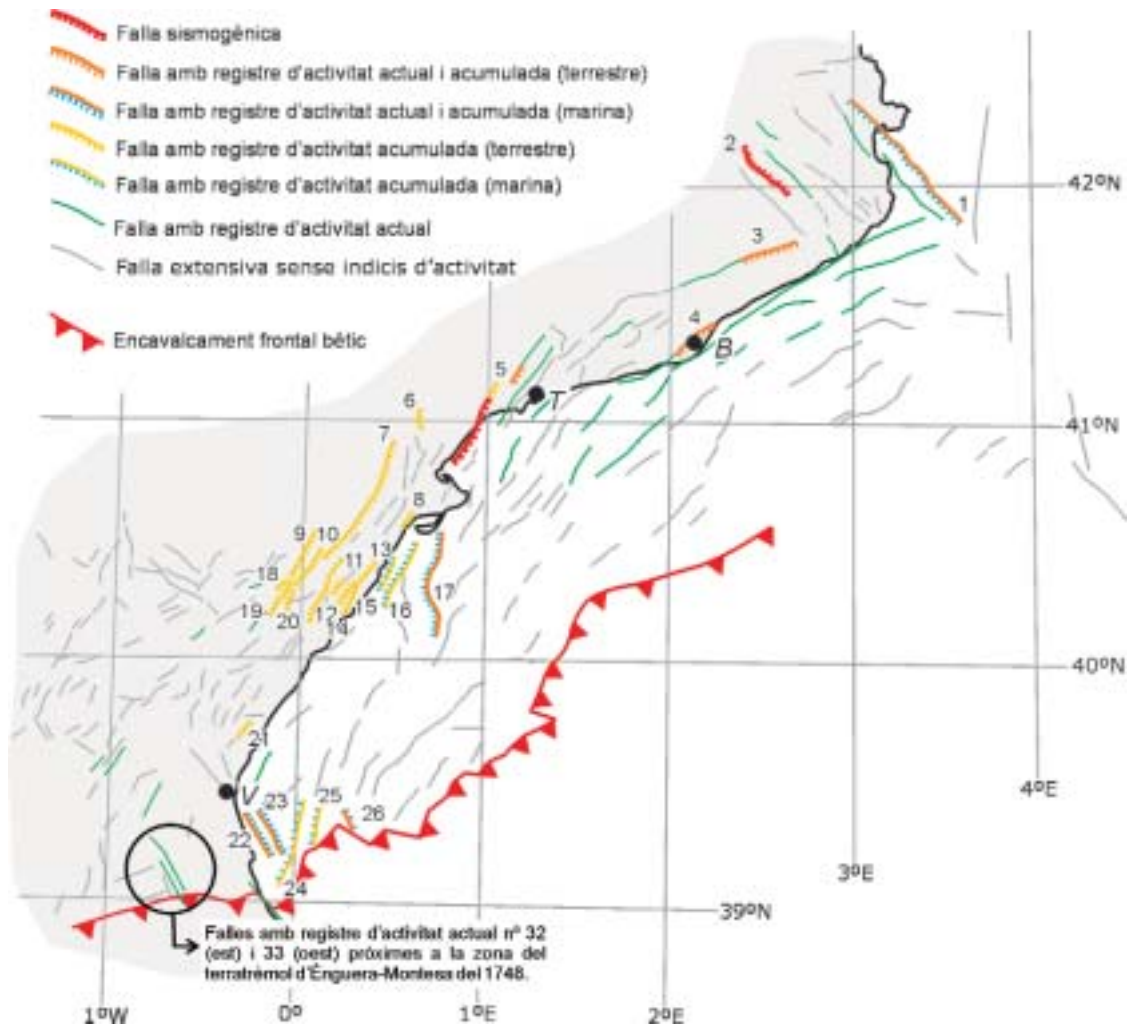


Figura 3.109. Mapa on es localitzen geogràficament les falles que pertanyen a cada una de les diferents classes: falles sísmogèniques, falles amb registre d'activitat actual i acumulada (a terra i a mar), falles amb registre d'activitat acumulada (a terra i a mar), falles amb registre d'activitat actual i falles sense indicis d'activitat. 1) Falla nord-oriental del golf de Roses; 2) falla d'Amer; 3) falla del Vallès; 4) falla del pla Barcelona; 5) falla del Camp (segment nord i sud); 6) falla del Pla de Burgar; 7) falla del Baix Ebre; 8) falla del Montsià; 9) falla de Catí; 10) falla d'Albocàsser occidental; 11) falla de la Salsadella; 12) falla de la Vall d'Àngel; 13) falla d'Alcalà de Xivert; 14) falla de la serra d'Irta; 15) falla occidental de la fossa d'Amposta; 16) falla central de la fossa d'Amposta; 17) falla oriental de la fossa d'Amposta; 18) falla occidental de la conca d'Atzeneta; 19) falla oriental de la conca d'Atzeneta; 20) falla dels Ivarsos; 21) falla de la Vall d'Uixó; 22) falla occidental del cap de Cullera; 23) falla centre-occidental del cap de Cullera; 24) falla centre-oriental del cap de Cullera; 25) falla oriental del cap de Cullera; 26) falla de la cubeta de les Columbretes. Les lletres B, T i V marquen la posició de Barcelona, Tarragona i València, respectivament.

Map showing the geographical location of the faults corresponding to each of the different classes: seismogenic faults (red lines), faults with registered present and cumulative activity (onshore and offshore; orange lines), faults with registered cumulative activity (onshore/offshore; yellow lines), faults with registered present activity (green lines) and faults without activity sign (gray lines). 1) nord-eastern golf de Roses fault; 2) Amer fault; 3) Vallès fault; 4) Pla de Barcelona fault; 5) el Camp fault (northern and southern segments); 6) Pla de Burgar fault; 7) Baix Ebre fault; 8) Montsià fault; 9) Catí fault; 10) western Albocàsser fault; 11) Salsadella fault; 12) Vall d'Àngel fault; 13) Alcalà de Xivert fault; 14) serra d'Irta fault; 15) western fault of the Amposta basin; 16) central fault of the Amposta basin; 17) eastern fault of the Amposta basin; 18) western fault of the Atzeneta basin; 19) eastern fault of the Atzeneta basin; 20) Ivarsos fault; 21) Vall d'Uixó fault; 22) western fault of the Cullera cape; 23) central-western fault of the Cullera cape; 24) central-eastern fault of the Cullera cape; 25) eastern fault of the Cullera cape; 26) Columbretes basin fault. Letters B, T and V indicate the location of Barcelona, Tarragona and València, respectively.

Vilavella), falla del Pla de Burgar (nº 6), falla del Baix Ebre (nº 7), falla del Montsià (nº 8), falla de Catí (nº 9), falla occidental d'Albocasser (nº 10), falla de la Salsadella (nº 11), falla de la Vall d'Àngel (nº 12), falla d'Alcalà de Xivert (nº 13), falla de la serra d'Irta (nº 14), falles occidental i central de la fossa d'Amposta (nº 15 i 16 respectivament), falles occidental i oriental de la conca d'Atzeneta (nº 18 i 19), falla dels Ivarsos (nº 20), falla de la Vall d'Uixó (nº 21) i falles centre-oriental i oriental del cap de Cullera (nº 24 i 25 respectivament). D'entre totes aquestes falles cal destacar la falla de la Vall d'Uixó (nº 21), ja que al peu del front de muntanya relacionat amb ella s'ha observat un escarpament relacionat amb el trencament i desplaçament de sediments quaternaris que podria tenir un origen sísmic (veure l'apartat 3.5.2.4 el front de la Vall d'Uixó), el que voldria dir que aquesta falla es podria arribar a considerar sísmogènica. Per confirmar l'origen sísmic d'aquest escarpament seria necessari la realització d'estudis de paleosismologia.

Les **falles amb registre d'activitat actual** són aquelles a les que s'ha associat terratrèmols instrumentals de baixa magnitud i que, per tant, s'han considerat responsables de part de l'activitat sísmica actual (veure l'apartat 3.2). Dins aquest grup hi ha un total de trenta-dues falles, de les quals setze estan localitzades a mar i setze a terra (falles identificades amb una línia verda a la figura 3.109). Cal destacar les falles números 32 i 33 a la taula 3.2 i a la figura 3.4, ja que estan localitzades a la zona del terratrèmol d'Énguera-Montesa del 1748 (veure l'apartat 3.3 el terratrèmol d'Énguera-Montesa del 1748). El fet que mostrin certa activitat recent i que la font d'aquest gran terratrèmol se situï en la seva proximitat fa que no se les pugui descartar com a possibles generadores del terratrèmol.

L'últim grup dins d'aquesta classificació correspon a les **falles sense registre d'activitat recent**. Aquestes són la resta de les falles extensives neògenes considerades neotectòniques, en total cent vuitanta-set falles.

Com es pot observar a la figura 3.109 hi ha una sèrie de falles que tenen segments classificats dintre de diferents grups. Aquestes són la falla del Vallès (nº 3), la falla de Barcelona (nº 4) i la falla del Camp (nº 5). Aquest últim és el cas més destacable ja que en els dos segments que la componen hi trobem tots els grups en que s'han dividit les falles actives.

En total al marge nord-occidental del solc de València de les dues-centes quaranta-una falles identificades com neotectòniques n'hi ha dues que són sísmogèniques, vuit que mostren registre d'activitat actual i acumulada, divuit que només mostren registre d'activitat acumulada i trenta-dues que només mostren registre d'activitat actual. Totes aquestes es podrien considerar com falles actives durant el Plio-Quaternari. La resta, cent vuitanta-set, són falles que no mostren cap registre d'activitat i que es podrien considerar, de moment, inactives (figura 3.109).



### 3.8. De la geologia als paràmetres sísmics

L'objecte de detectar i localitzar les falles sismogèniques i les que mostren registre d'activitat actual i/o acumulada al marge nord-occidental del solc de València és utilitzar-les com a fonts sismogèniques en els estudis probabilistes de perillositat sísmica (capítol 4). Per utilitzar les falles en aquests estudis s'han de conèixer les característiques que descriuen el cicle sísmic de cada una d'elles. El cicle sísmic d'una falla fa referència a com aquesta acumula i allibera l'esforç tectònic i la periodicitat amb que això es produeix. Aquesta periodicitat marca la recurrència entre els terratrèmols, el temps que passa entre dos terratrèmols d'una determinada magnitud dins d'una mateixa falla o segment de falla. A partir de l'observació del comportament sísmic d'algunes falles s'han proposat tres models de recurrència (figura 3.110):

1. El model periòdic perfecte (*perfect periodic model*; Reid, 1910) proposa que terratrèmols successius en una falla alliberen sempre la mateixa quantitat d'esforç, on l'alliberament es produeix quan s'arriba a un nivell crític d'esforç (figura 3.110 a). Aquest model comporta una periodicitat perfecta dels terratrèmols.

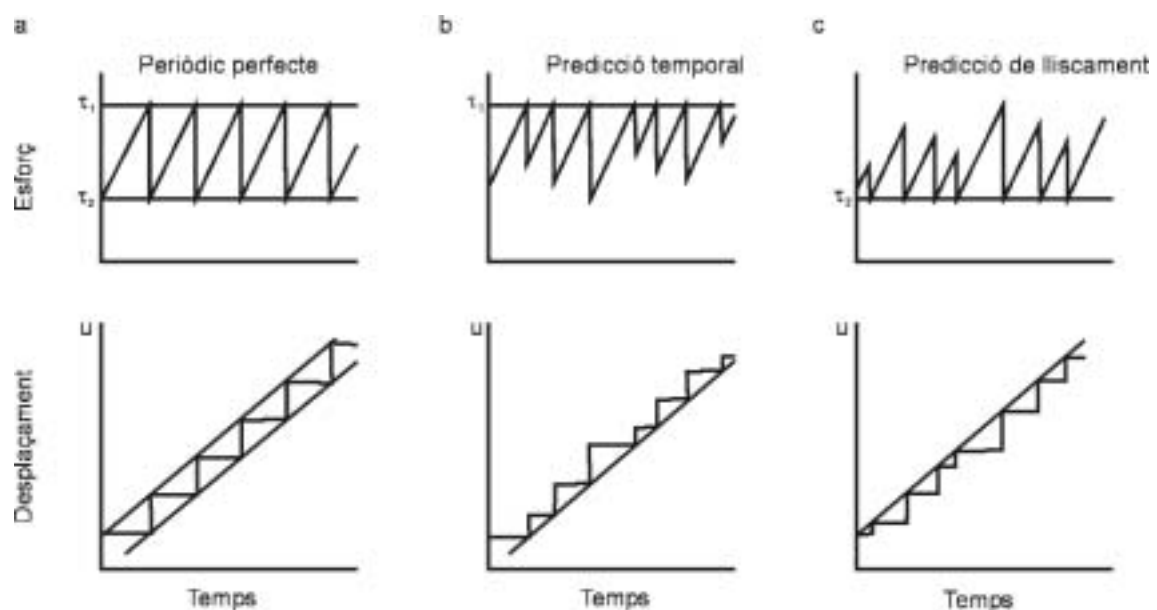


Figura 3.110. Models simples de recurrència de terratrèmols (modificat de Scholz, 2002): a) model periòdic perfecte (Reid, 1910); b) model de predicció temporal (Shimazaki i Nakata, 1980); i c) model de predicció de lliscament (Shimazaki i Nakata, 1980).

Simple earthquake recurrence models (modified from Scholz, 2002): a) perfectly periodic model (Reid, 1910); b) time-predictable model (Shimazaki i Nakata, 1980); and c) slip-predictable model (Shimazaki i Nakata, 1980).



2. El model de predicció temporal (*time-predictable model*; Shimazaki i Nakata, 1980) també proposa que el terratrèmol es produeix quan s'arriba a un nivell d'esforç crític, però, en aquest model, l'esforç alliberat és variable. En aquest cas el temps que ha de passar fins al proper terratrèmol es pot predir a partir del lliscament produït pel terratrèmol anterior, però no es pot predir la seva mida (figura 3.110 b).
3. El model de predicció del lliscament (*slip-predictable model*; Shimazaki i Nakata, 1980) proposa que els terratrèmols es produeixen a nivells variables d'acumulació d'esforç a la falla, però l'esforç alliberat cau fins a un nivell inicial constant després de cada esdeveniment. En aquest cas es pot predir el lliscament que es produirà durant el proper terratrèmol a partir de conèixer el temps que ha passat des de l'últim esdeveniment, però el temps que passarà entre dos terratrèmols no es pot predir (figura 3.110 c).

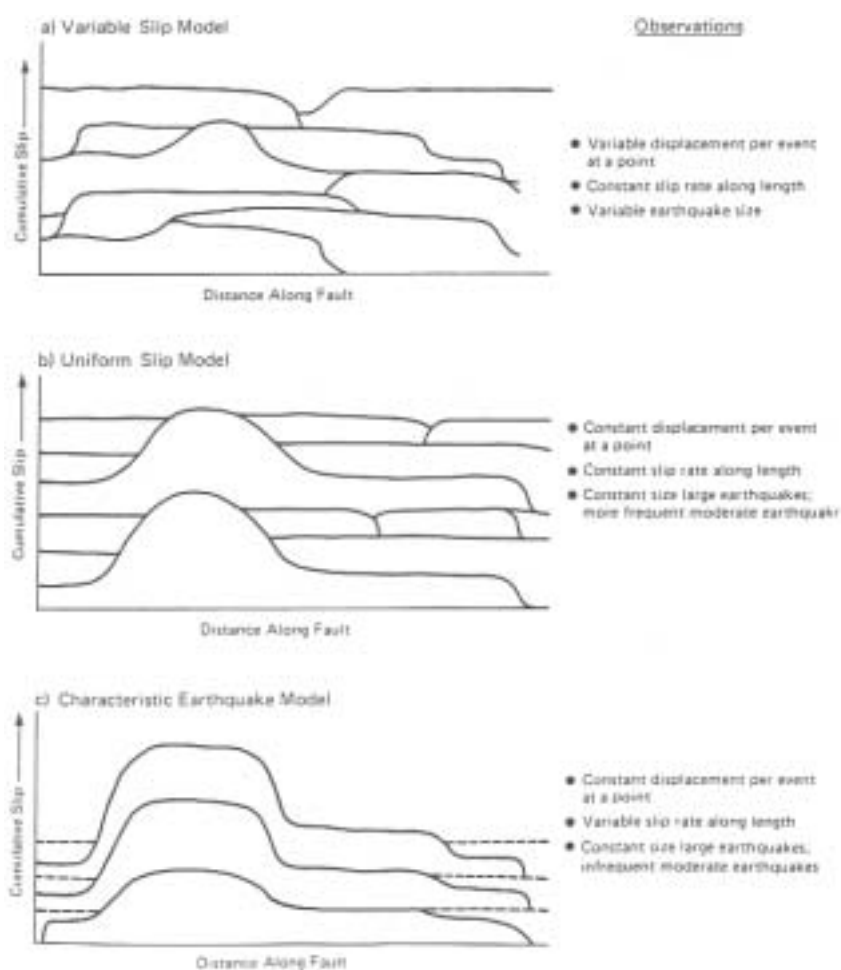


Figura 3.111. Representació esquemàtica de tres models de desplaçament associats amb terratrèmols de gran magnitud. Per a cada model es mostra la distribució del lliscament acumulat i es donen les implicacions de cada un en relació a les dades observades. Les línies discontinues representen la ruptura de segments adjacents (Schwartz i Coppersmith, 1984).

*Diagrammatic representation of three models of displacement associated with large-magnitude earthquakes. The cumulative slip distribution is illustrated for each model, and the implications of each model relative to observational data are given. Dashed lines represent ruptures from adjacent segments (Schwartz and Coppersmith, 1984).*

A més de la recurrència dels terratrèmols també és important conèixer quin és el model de lliscament de la falla. A partir d'estudis paleosismològics realitzats en diferents falles sismogèniques s'han proposat tres models de lliscament diferents (figura 3.111):

1. Model de lliscament variable (*variable slip model*; Schwartz and Coppersmith, 1984): en una falla la quantitat de lliscament en un punt i la longitud de la ruptura poden variar entre terratrèmols, però el lliscament acumulat al llarg del temps és manté uniforme al llarg de tota la falla (figura 3.111 a).
2. Model de lliscament uniforme (*uniform slip model*; Sieh, 1981): els grans terratrèmols on s'assumeix que tenen una distribució del lliscament similar es produeixen de forma periòdica al llarg d'un mateix segment de falla. Les parts de la falla que experimenten un menor desplaçament durant els grans terratrèmols generen més terratrèmols amb un desplaçament més moderat per aconseguir un lliscament uniforme per a tota la falla (figura 3.111 b).
3. Model de terratrèmol característic (*characteristic earthquake model*; Schwartz i Coppersmith, 1984): la falla es trenca en una sèrie de grans terratrèmols, tots idèntics, amb la mateixa distribució de desplaçament i longitud de ruptura. La taxa de lliscament als diferents punts de la falla pot ser variable i, aleshores, el lliscament acumulat al llarg del temps serà diferent i proporcional amb el desplaçament produït en cada terratrèmol (figura 3.111 c). Aquest model no implica que la recurrència entre terratrèmols característics sigui uniforme o quasi periòdica.

Per a la realització dels càlculs de perillositat al marge nord-occidental del solc de València, com a simplificació, s'assumeix que les falles produeixen grans terratrèmols amb una recurrència que obeeix el model periòdic perfecte i un lliscament que segueix el model de terratrèmol característic. Això implica que els grans terratrèmols produïts per una mateixa falla sempre són idèntics en quant a longitud de ruptura i distància del salt i tenen una recurrència constant. Els paràmetres que descriuen un cicle sísmic d'aquestes característiques per cada una de les falles o segments són: 1) la mida del terratrèmol característic, 2) l'interval de recurrència d'aquest terratrèmol i 3) el temps transcorregut des de l'últim que es va produir. El temps transcorregut des de l'últim gran terratrèmol només s'ha pogut estimar per la falla del Camp gràcies als estudis paleosismològics realitzats. Per a la resta de les falles no ha estat possible la seva estimació. A l'anàlisi de perillositat sísmica s'haurà de veure quina influència té la variació d'aquest paràmetre en els resultats finals obtinguts a la zona. A continuació s'expliquen els passos seguits per obtenir la mida del terratrèmol característic i l'interval de recurrència d'aquest terratrèmol per les falles sismogèniques i per les falles amb registre d'activitat actual i/o acumulada localitzades al marge nord-oriental del solc de València, així com les limitacions que es presenten. Com es veurà més endavant, per la resta de les falles no s'han pogut estimar aquests dos paràmetres a causa de la manca d'informació.

### 3.8.1. Mida del terratrèmol característic

La mida del terratrèmol màxim que una falla o segment pot produir es descriu amb la magnitud màxima d'aquest terratrèmol. Aquesta magnitud es pot estimar utilitzant les relacions empíriques proposades per Wells i Coppersmith (1994). Aquests autors van confeccionar una base de dades amb 216 terratrèmols de tot el món dels que tenien informació ben documentada

sobre les característiques de les falles que els havien generat (p.e. tipus de falla, magnitud del terratrèmol, longitud de la ruptura en superfície o àrea de la ruptura). Amb aquestes dades van realitzar una sèrie de regressions on es relacionava la magnitud dels terratrèmols amb la resta de paràmetres dels que tenien informació. Amb les dades obtingudes a la zona d'estudi la magnitud màxima d'un terratrèmol es pot calcular de dues formes diferents: 1) a partir del salt superficial màxim; o 2) a partir de la longitud de la ruptura en superfície.

El salt superficial màxim associat a un terratrèmol es pot conèixer de dues formes: 1) a partir de l'observació, just després del terratrèmol, de l'escarpament que s'ha originat; o 2) a partir del reconeixement de diferents esdeveniments i el seu salt associat mitjançant estudis de paleosismologia. En el primer cas ha d'haver transcorregut relativament poc temps entre el moment en que es produeix el terratrèmol i el moment de l'observació, per tal que l'escarpament s'hagi conservat sense haver-se degradat. Aquest no és un fet freqüent en zones de deformació lenta, on el més normal és que hagin passat centenars o milers d'anys des de l'últim gran terratrèmol que podria haver trencat en superfície. En el segon cas, a partir d'estudis paleosismològics es poden arribar a reconèixer diferents esdeveniments dels quals es pot obtenir el salt superficial màxim, sempre i quan es disposi de la informació provinent de varies rases on un mateix esdeveniment hagi estat ben definit. A partir d'aquesta informació es pot obtenir la magnitud màxima d'un terratrèmol utilitzant la relació empírica de Wells i Coppersmith (1994) entre la magnitud i el salt superficial màxim (SSM). Al marge nord-occidental del solc de València l'única falla per a la que es disposa d'estudis paleosismològics és la falla del Camp (veure apartat 3.4 d'aquest mateix capítol). Com que aquesta és una falla normal, per obtenir la magnitud màxima ( $M_w$ ) s'han utilitzat les constants determinades per aquest tipus de falles:

$$M_w = 6.61 + 0.71 * \log(\text{SSM}) \quad \text{equació 3.12}$$

El salt superficial màxim observat a la falla del camp a partir de la paleosismologia és de 1.4 m que correspon a un terratrèmol amb una magnitud màxima ( $M_w$ ) de 6.7 (Masana et al., 2001a i b; Santanach et al., 2001).

La longitud de la ruptura en superfície produïda per un terratrèmol també es pot obtenir de dues formes: 1) a partir de l'observació, just després del terratrèmol, de l'escarpament que s'ha originat; o 2) a partir de la realització d'estudis geològics. El primer cas presenta les mateixes limitacions ja esmentades per al salt superficial màxim. En el segon cas, mitjançant un estudi geològic es pot arribar a estimar la longitud cartogràfica d'una falla i aquesta es pot considerar com la longitud de ruptura superficial màxima que un terratrèmol generat per aquesta falla pot arribar a produir. Amb aquesta informació es pot obtenir la magnitud màxima d'un terratrèmol utilitzant la relació empírica de Wells i Coppersmith (1994) entre la magnitud del terratrèmol ( $M_w$ ) i la longitud de la ruptura en superfície (LRS). En el cas que s'hagin diferenciat segments a les falles, la longitud de ruptura superficial correspondrà a la longitud cartogràfica de cada segment. D'aquesta forma a les falles on s'hagi observat una segmentació es tindrà un rang de magnituds màximes i a l'estudi de perillositat sísmica es podrà veure les implicacions que comporta la consideració o no de la segmentació a les falles. Per al càlcul de la magnitud màxima del terratrèmol característic de les falles localitzades al marge nord-occidental del solc de València s'han utilitzat les constants donades per a falles normals:

$$M_w = 4.86 + 1.32 * \log(\text{LRS}) \quad \text{equació 3.13}$$

### 3.8.2. Interval de recurrència del terratrèmol característic

L'interval de recurrència del terratrèmol màxim és el temps que transcorre entre dos terratrèmols característics en una mateixa falla o segment de falla. L'interval de recurrència dels grans terratrèmols utilitzant el registre geològic es pot obtenir de dues formes: 1) a partir dels estudis paleosismològics; o 2) matemàticament a partir de la relació entre el moment sísmic i la taxa d'acumulació del moment.

A partir dels estudis de paleosismologia es pot obtenir l'interval de recurrència dels grans terratrèmols en una falla. Per obtenir-lo es necessita, en primer lloc, reconèixer diversos esdeveniments i, en segon lloc, poder datar els materials que es troben fossilitzant cada esdeveniment. Amb aquesta informació es pot saber el moment en que es va produir cada gran terratrèmol i, per tant, es pot obtenir la seva recurrència.

Una altra forma per obtenir l'interval de recurrència (T), quan no es disposa d'informació paleosismològica, és utilitzar la relació entre el moment sísmic ( $M_o^e$ ) i la taxa d'acumulació del moment ( $M_o^s$ ) proposada per Wesnousky (1986):

$$T = M_o^e / M_o^s \quad \text{equació 3.14}$$

El  $M_o^e$  del terratrèmol màxim esperat es pot obtenir a partir de la relació de Hanks i Kanamori (1979) on s'utilitzarà la magnitud del terratrèmol màxim obtinguda anteriorment per a cada una de les falles o segments considerats. La relació és:

$$\text{Log } M_o^e = 1.5 M_w + 16.1 \text{ (en Nm)} \quad \text{equació 3.15}$$

La taxa d'acumulació del moment ( $M_o^s$ ) en una falla (Wesnousky, 1986) és funció de l'àrea de la falla (A), el mòdul de cisalla de l'escorça ( $\mu$ ) i la taxa de lliscament de la falla (Tl):

$$M_o^s = A * \mu * Tl \quad \text{equació 3.16}$$

Si es té en compte que el mòdul de cisalla es pot considerar constant ( $3 \cdot 10^9$  dyn/cm<sup>2</sup>) i que l'àrea de la falla es pot obtenir a partir de la seva longitud i amplada, que es coneixen, la única incògnita que queda per obtenir el període de recurrència és la taxa de lliscament de la falla.

La taxa de lliscament d'una falla a partir de la informació geològica es pot obtenir per diferents escales de temps. Depenent del registre geològic que s'utilitzi aquestes taxes poden ser representatives per a les últimes desenes de milers d'anys ( $10^4$  anys) o per a les últimes desenes de milions d'anys ( $10^7$  anys), a mida que s'analitzin estructures més grans la taxa serà representativa d'un període de temps més llarg. La paleosismologia permet el càlcul de taxes de lliscament dins el rang dels  $10^4$  anys ja que s'estudia la interacció de la falla amb els nivells més superficials i, per tant, les taxes obtingudes a partir d'aquest tipus d'estudi són les que més s'assimiliran a les actuals. Les taxes obtingudes a partir del salt observat en escarpaments de falla de pocs metres estaran dins del rang dels  $10^4$  a  $10^5$  anys, ja que aquest és el temps estimat de preservació dels escarpaments relacionats amb falles (Mayer, 1986). Les característiques geomorfològiques dels fronts de muntanya associats a una falla, com per exemple les facetes triangulars, poden permetre el càlcul de taxes de lliscament representatives en el rang de  $10^6$  anys. Finalment, l'estudi d'una falla des del moment en que aquesta va començar a ser activa, considerant l'alçada de la serralada de muntanya que ha originat i la potencia de la conca a ella associada, pot donar taxes de lliscament representatives dins del rang dels  $10^7$  anys. En una mateixa zona, una taxa de lliscament obtinguda a partir de la paleosismologia o des de l'inici del funcionament d'una falla

poden ser força diferents, ja que en el primer cas només es tenen en compte les darreres desenes de milers d'anys del funcionament de la falla, mentre que en el segon es tenen en compte les darreres desenes de milions d'anys. En aquest segon cas, el període de temps és tant ampli que no es pot descartar que el grau d'activitat de la falla hagi pogut canviar de forma significativa, el que farà que dins del càlcul temporal de la taxa entrin moments amb una deformació superior a l'actual que podria fer que la taxa obtinguda fos més elevada que la taxa actual. Aquesta possibilitat s'hauria de tenir en compte si s'utilitzen taxes de lliscament que comportin rangs temporals tant llargs.

Al marge nord-occidental del solc de València només s'ha obtingut la taxa de lliscament dins del rang dels  $10^4$  i  $10^5$  anys per a la falla del Camp, per la que, com ja s'ha vist (apartat 3.4), es disposa d'estudis de paleosismologia. Per a la resta de les falles es calcularan, quan sigui possible, les taxes de lliscament dins del rang dels  $10^6$  a  $10^7$  anys. Com que es considera que tota la zona està caracteritzada per una activitat tectònica similar, a la falla del Camp es compararan les taxes de lliscament de llarg període, obtingudes per rangs de temps de  $10^6$  i  $10^7$  anys, amb les més recents (període de temps entre  $10^4$  i  $10^5$  anys), obtingudes a partir de la paleosismologia, per veure quines taxes de lliscament de llarg període són més similars a aquestes últimes i, per tant, es puguin considerar més representatives de les taxes actuals. A partir d'aquesta comparació s'escollirà la taxa de lliscament que s'utilitzarà per el càlcul de l'interval de recurrència a la resta de falles. La taxa de lliscament d'una falla per períodes de temps llargs (rang entre  $10^6$  i  $10^7$  anys) es pot obtenir de tres formes diferents: 1) per les falles localitzades a terra es pot obtenir la taxa des del moment en què varen començar a ser actives, el que equival a una taxa sobre un període de temps de  $10^7$  anys, coneixent el desnivell topogràfic màxim corresponent a la serralada muntanyosa associada a la falla i la potencia del rebliment sedimentari i l'edat dels sediments localitzats a la base de la conca situada als peus de la serralada; 2) també per falles localitzades a terra, la taxa de lliscament es pot obtenir coneixent l'edat de les facetes més modernes i el desnivell topogràfic que aquestes acumulen, el que equival a una taxa sobre un període de temps de  $10^6$  anys; i 3) per falles localitzades a mar, es pot obtenir la taxa de lliscament coneixent l'edat dels sediments localitzats a la base de la formació sedimentaria més moderna afectada per la falla, base del Plio-Quaternari, i el desnivell topogràfic de la base d'aquesta formació a banda i banda del pla de falla, el que equival a cobrir un període de temps del rang de  $10^6$  anys. En els dos primers casos s'obté una taxa de lliscament mínima, ja que en el primer cas l'alçada màxima de la serralada serà menor al salt total de la falla a causa de l'erosió, i en el segon cas part del desnivell topogràfic corresponent a les facetes més modernes es trobarà ocult sota dels sediments més recents. Com es pot veure les dues formes de calcular la taxa de lliscament per les falles localitzades a terra comporten que aquesta no es pugui obtenir per a totes les falles considerades actives a la zona emergida de l'àrea d'estudi, ja que, en un cas es necessita informació sobre la potencia i l'edat dels sediments que rebleixen les conques associades a les falles i no es disposa d'aquesta informació per a totes les falles, i, en l'altre cas, no totes les falles considerades actives estan associades a fronts de muntanya amb facetes triangulars. Aquesta limitació fa que el càlcul de les taxes a partir del desnivell topogràfic del front de muntanya i del rebliment de la conca sedimentaria només es pugui calcular per sis falles: la del Vallès, la de Barcelona, la del Camp, la del Baix Ebre, la del Montsià i la de la Salsadella (veure l'apartat 3.5.2 i figura 3.109). En canvi, el càlcul de la taxa de lliscament a partir de l'alçada i l'edat de les facetes es pot realitzar per a totes les falles localitzades a terra que siguin sismogèniques (2 falles, figura 3.109), tinguin registre d'activitat actual i acumulada (2 falles, figura 3.109) o només tinguin registre d'activitat acumulada (14 falles, figura 3.109). En el cas de les falles localitzades a mar, la taxa de lliscament només es podrà obtenir per aquelles falles que en els perfils de sísmica de reflexió disponibles s'observi que estan afectant la base de la formació sedimentària més recent. Conseqüentment, la taxa de lliscament

es podrà obtenir per a totes les falles localitzades a mar que mostrin registre d'activitat acumulada amb o sense registre d'activitat recent (9 falles, figura 3.109).

El resultat del càlcul de la taxa de lliscament des de l'inici de l'activitat neògena, equivalent a un període d'uns  $2 \cdot 10^7$  anys, de les falles del Montseny, Barcelona, el Camp, Baix Ebre, Montsià i Salsadella es mostren a la taula 3.19. Com es pot veure el rang de taxes obtingudes és bastant ampli anant des de taxes de 0.04 mm/any (falla de la Salsadella) fins a taxes de 0.16 mm/any per la falla del Camp. Les taxes de lliscament obtingudes a la falla del Camp per aquest període de temps són bastant més elevades que les taxes obtingudes a partir de les dades paleosismològiques, és a dir, per períodes de temps de dos ordres de magnitud inferiors (veure apartat 3.4).

El càlcul de la taxa de lliscament per a un període de temps de l'ordre de  $10^6$  anys es realitza a partir de relacionar l'edat i el desnivell acumulat a la última generació de facetes triangulars, el que comporta el coneixement de l'edat d'aquestes facetes. A la zona d'estudi no es té un control directe d'aquesta edat, però per correlació amb les facetes del front de la Tet-Cerdanya se'ls ha suposat una edat pliocena. L'edat de les facetes de la falla de la Cerdanya està força ben delimitada i, en tot cas, han de tenir una edat inferior al Miocè superior, ja que dins el rebliment de la conca de la Cerdanya els primers còdols provinents del front aixecat per la falla es localitzen en sediments corresponents a les unitats neògenes més superiors, els quals han estat datats com a Turolità superior (Agustí i Roca, 1987; Cabrera et al., 1988). Així, les facetes més modernes de la Cerdanya han de ser posteriors al Turolità superior. Per tant, adoptant una hipòtesi poc conservativa, de cara al càlcul de la perillositat sísmica, es pot suposar que es varen formar a finals del Turolità (5 Ma), mentre que adoptant-ne una més conservativa es pot suposar que tenen una edat quaternària (2 Ma). La correlació entre els fronts de muntanya del marge nord-occidental del solc de València i el front de la Tet-Cerdanya s'ha realitzat a partir d'observar que mostren caracterís-

Falla	Taxa de lliscament calculada a partir de l'alçada del front de muntanya i la potència del rebliment de la conca						Taxa de lliscament calculada a partir de l'alçada de les facetes Pliocenes			Taxa de lliscament obtinguda a partir d'estudis de paleosismologia
	Desnivell topogràfic (m)	Potència del rebliment (m)	Edat del dipòsit a la base de la conca 1 (Ma)	Edat del dipòsit a la base de la conca 2 (Ma)	Taxa de lliscament 1 (mm/yr)	Taxa de lliscament 2 (mm/yr)	Alçada de la faceta (m)	Taxa de lliscament suposant que sigui pliocena (5 Ma) (mm/y)	Taxa de lliscament suposant que sigui quaternària (2 Ma) (mm/y)	
El Camp	759	2280	23.7	19	0.12	0.16	120	0.024	0.06	0.02-0.08
Montseny	1340	790	23.7	19	0.09	0.112	224	0.0448	0.112	
Pla de Barcelona	512	500	19	14.8	0.053	0.068	75	0.015	0.0375	
Baix Ebre	1154	400	23.7	19	0.066	0.082	245	0.049	0.1225	
Monstia	340	160	11.2	5.3	0.045	0.094	170	0.034	0.085	
Salsadella	580	245	23.7	19	0.035	0.043	160	0.032	0.08	

**Taula 3.19.** Comparació entre les taxa de lliscament calculades a partir de l'alçada del front de muntanya i la potència dels sediments que rebleixen la conca (període de temps de l'ordre de  $10^7$  anys) i a partir de l'alçada de les facetes més modernes a les quals se'ls dona una edat pliocena (període de temps de l'ordre de  $10^6$  anys). Aquesta comparació s'ha realitzat només per aquells fronts pels que es disposava de la potència dels sediments que rebleixen la conca. També s'inclouen taxes de lliscament obtingut a partir d'estudis de paleosismologia (període de temps de l'ordre de  $10^4$  anys) per a la falla del Camp (veure el text per més informació).

*Comparative of the slip rate values calculated using the mountain front height and the thickness of the basin infill (period of time of  $10^7$  years) or calculated using the height of the youngest triangular facets, which are Pliocene in age (period of time of  $10^6$  years). This comparison is done only for mountain fronts with known basin infill thickness. The slip rates obtained from paleosiesmological studies (period of time of  $10^4$  years) for the El Camp fault are also included.*

tiques geomorfològiques similars (figura 3.112). Briaies et al. (1990) varen realitzar un estudi geomorfològic de les falles extensives del Capcir, la Tech i la Tet-Cerdanya (Conflent-Cerdanya a l'estudi original), totes situades al Pirineu Oriental. La falla de la Tet-Cerdanya té en total uns 80 km de longitud, una direcció ENE-WSW i un cabussament de  $60^\circ$ . Les facetes de la generació més moderna mostren pendents entre  $25^\circ$  i  $35^\circ$  i desnivells entre 100 i 500 m. Les conques que drenen el front de muntanya presenten una disposició perpendicular al front actiu, són allargades i en general mostren forma de copa (figura 3.112). L'índex d'espaiat calculat per la falla de la Tet-Cerdanya varia entre 0.33 i 0.43 (Briaies et al., 1990), valor similars als obtinguts per als fronts relacionats amb falles que mostren registre d'activitat acumulada a la zona del solc de València. El front de la Tet-Cerdanya seria el límit sud de dues conques amb morfologia romboèdrica, la conca de la Cerdanya i la conca de Conflent. Els sediments que rebleixen aquestes dues conques, que abastarien des del Vallesità (Miocè mitjà) i fins al Quaternari, es fan més potents en apropar-se a la falla (uns 700 m) i cabussen cap a ella (Pous et al., 1986; Roca, 1986 i 2004). Mitjançant la correlació entre superfícies d'erosió datades al Miocè superior (10-15 Ma) i l'aixecament determinat pel front de la Tet-Cerdanya (3000 m a la zona del Canigó i 1700 m a la zona del Puigmal), s'han estimat unes taxes de lliscament de la falla que estarien compreses entre 0.20 i 0.30 mm/any (Briaies et al., 1990), taxes un ordre de magnitud superiors a les obtingudes a la falla de El Camp a partir dels estudis paleosismològics. D'altra banda, recentment Carozza i Baize (2004) han estimat que gran part de l'escarpament que presenta la falla de la Tet-Cerdanya a la conca de Conflent s'hauria produït per l'exhumació del pla de falla a causa de la incisió del drenatge durant el Pliocè i no per l'aixecament tectònic tal i com havien interpretat Briaies et al. (1990). Això implicaria que les taxes d'aixecament estimades per aquesta falla serien més altes que les reals. Tenint en compte que 2/3 parts de l'exhumació del pla de falla s'haurien produït per incisió (Carozza i Baize, 2004), tenim que a la conca de Conflent l'aixecament tectònic des del Miocè superior seria de uns 1000 m (Canigó) el que dona unes taxes d'aixecament d'entre 0.1 i 0.07

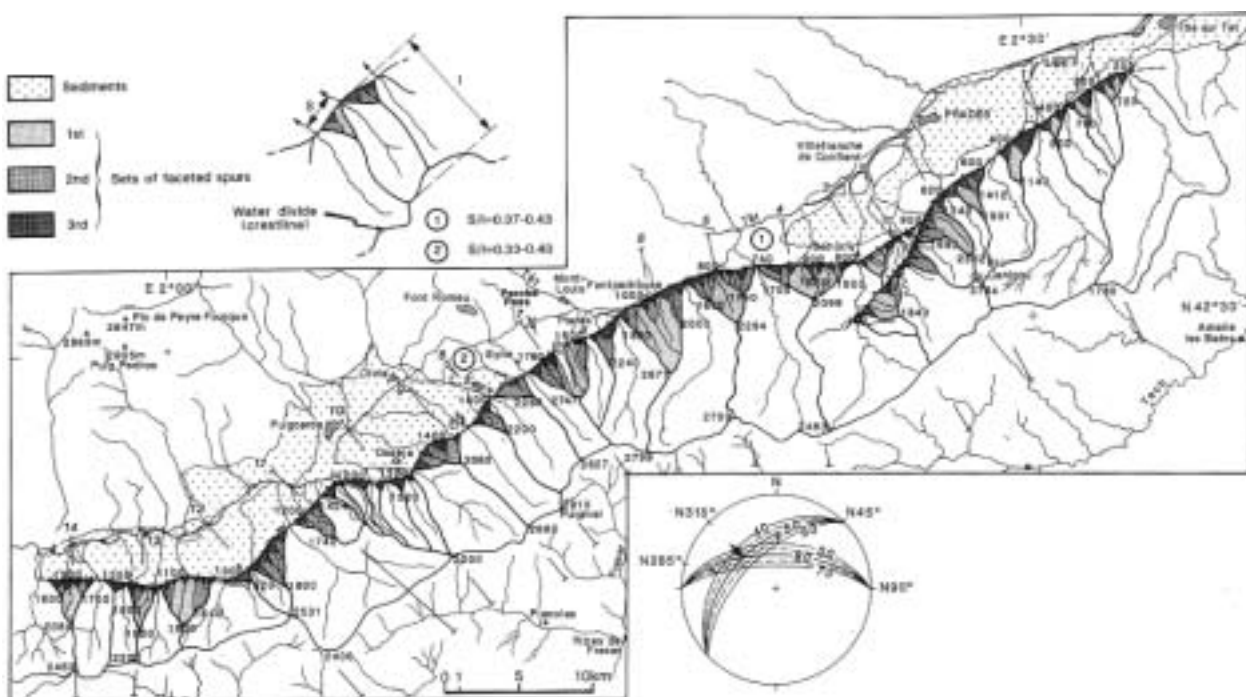


Figura 3.112. Mapa geomorfològic del front de la Tet-Cerdanya (Briaies et al., 1990).

*Geomorphologic map of the Tet-Cerdanya mountain front (Briaies et al., 1990).*

mm/any. A més, s'ha vist que a la conca de Conflent hi ha ventalls al·luvials atribuïts al Pleistocè mitjà que fossilitzen la falla i que no presenten deformació visible (Carozza i Baize, 2004). A partir d'aquestes dades i coneixent que el moment de màxima activitat d'aquestes falles es va produir durant el Miocè (Roca, 1986 i 2004), es pot pensar que la taxa de lliscament actual encara seria més baixa que l'estimada des del Miocè i podria estar dins del rang estimat per la falla del Camp. El fet que l'inici del període extensiu sigui durant el Miocè i que les taxes de lliscament actuals entre la falla de la Cerdanya i la del Camp puguin ser similars recolzen encara més el fet de considerar que l'edat de les facetes als fronts de la zona d'estudi és similar a l'edat de les facetes al front de la Tet-Cerdanya.

A la taula 3.19 es mostren les taxes de lliscament, per als períodes de  $10^7$  i de  $10^6$  anys, calculades per a les sis falles localitzades a terra on la comparació es pot realitzar, per tant, s'ha estimat la taxa per a tota la història de les falles, període de  $10^7$  anys, i considerant que les facetes s'han format durant els darrers 5Ma o durant el Quaternari (2 Ma), període de  $10^6$  anys. Els valors que s'obtenen suposant que les facetes s'han format durant els últims 5 Ma són sempre més petits que els obtinguts per a la totalitat de la història de cada falla. Aquest fet és consistent amb la història de les falles estudiades, ja que, com s'ha comentat al capítol 2, el principal procés extensiu va tenir lloc durant el Miocè inferior i des d'aleshores l'activitat ha anat minvant, fet que va provocar que moltes de les falles deixessin de ser actives al Miocè mitjà i només unes poques hagin continuat sent-ho fins a l'actualitat. Si es comparen les taxes de lliscament obtingudes a partir de l'alçada del front de muntanya i la potencia del rebliment de la conca (període de temps de  $10^7$  anys), amb les obtingudes a partir de l'edat de les facetes triangulars (període de temps de  $10^6$  anys) corresponents a la falla del Camp i amb les obtingudes a partir dels estudis paleosismològics (període de temps de  $10^4$  anys) (taula 3.19), es veu que les taxes paleosismològiques i les obtingudes a partir de les facetes són força similars, i en tots els casos les obtingudes a partir de les facetes estan compreses dins del rang que dona la paleosismologia a la falla del Camp. Així es considera que les taxes de lliscament obtingudes a partir de l'alçada de les facetes triangulars són raonables i, per tant, aquestes són les taxes que s'utilitzaran per calcular l'interval de recurrència del terratrèmol característic per cada falla on aquest es pugui calcular. Es considera que les taxes de lliscament obtingudes suposant que les facetes s'hagin format durant el Quaternari (2 Ma) són menys realistes que suposant que s'hagin format durant els darrers 5 Ma, tot i així els valors obtinguts per al Quaternari es tindran en compte en els càlculs de perillositat sísmica per veure la influència de la variació d'aquest paràmetre en el valor de la perillositat.

A la zona submergida del solc de València la taxa de lliscament es pot calcular a partir del salt que les falles produeixen a la base dels sediments més recents, el que equival a cobrir un període de temps de l'ordre de  $10^6$  anys. Els sediments més recents dipositats al solc corresponen al Grup Ebre que està constituït per una sèrie de seqüències detrítiques progradients de sistema de plataforma-talús (la Formació d'argiles de l'Ebre i la Formació de sorres de l'Ebre) amb la base localitzada a la discontinuïtat supramessiniana (Roca, 1992). A partir de microforaminífers planctònics i nannoplancton calcari s'ha obtingut que les seqüències que formen el Grup Ebre van des del Pliocè Inferior (uns 5 Ma) fins a l'actualitat (Cravatte, 1980; Martínez del Olmo et al., 1985; Martinell, 1988; Matias, 1991). A partir dels perfils de sísmica de reflexió es pot obtenir el desnivell topogràfic de la base del Grup Ebre allà on aquesta està afectada per falles extensives neògenes. De totes formes, l'obtenció d'aquest desnivell no és directe sinó que s'ha de passar del salt en temps al salt en metres mitjançant:

$$e = (v * t) / 2 \quad \text{equació 3.17}$$

on  $e$  és la distància (m),  $v$  la velocitat de les ones del so al travessar el sediment o roca (m/s) i  $t$  és



Falla	Segment	Longitud falla (km)	Longitud segment (km)	Max. mag-nitud falla (Mw)	Max. mag-nitud segment (Mw)	Taxa lliscament falla (mm/any)	Taxa lliscament segment (mm/any)	Interval de recurrència falla (anys)	Interval de recurrència segment (anys)
Amer	Nord	35.4	19.3	6.9	6.6	0.06-0.14	0.06-0.14	27910-11164	18146-7258
	Sud		16.1		6.5		0.05-0.11		18796-7518
El Camp	Vilavella	41.1	13.9	7	6.4	0.02-0.06	0.02-0.05	77767-31107	38672-15469
	La Selva		9.7		6.2		0.02-0.06		20766-8307
	L'Hospitalet *		17.5		6.5		0.02-0.08		50000-25000
Montseny		23.1		6.7	6.7	0.04-0.11		26275-10510	
Front/Pla de Barcelona		25		6.7	6.7	0.02-0.04		72494-28997	
Pla de Brugar		14.2		6.4	6.4	0.02-0.05		37729-15091	
Baix Ebre	La Caramella	80	21.9	7.4	6.6	0.04-0.11	0.03-0.08	86754-34702	27485-10994
	La Sénia sud		10.9		6.2		0.02-0.05		22151-8860
	La Sénia nord		10.9		6.2		0.03-0.07		15822-6329
	Tirig nord		11.5		6.3		0.03-0.07		22012-8805
	Tirig sud		8.6		6.1		0.04-0.11		9041-3617
Montsià		11		6.2	6.2	0.03-0.09		14216-5686	
Salsadella	Nord	23.5	5.8	6.7	5.9	0.02-0.04	0.02-0.04	68051-27220	17476-6990
	Centre		9.5		6.2		0.01-0.04		36468-14587
	Sud		8		6.1		0.02-0.04		28636-11454
Alcalá de Xivert	Nord	14.5	8.8	6.4	6.1	0.03-0.07	0.02-0.05	24651-9861	18570-7428
	Sud		4.8		5.8		0.03-0.07		9385-3754
Serra d'Irta		5.9		5.9	5.9	0.02-0.06		13239-5296	
Vall d'Àngel		8.5		6.1	6.1	0.02-0.05		20162-8065	
Cati	Nord	19	6	6.5	5.9	0.05-0.11	0.03-0.08	15939-6376	9522-3809
	Sud		12.5		6.3		0.05-0.11		12168-4867
Albocàsser	Nord	20.4	5	6.6	5.8	0.05-0.12	0.03-0.07	19673-7869	9298-3719
	Centre		6		5.9		0.03-0.09		8402-3361
	Sud		8.5		6.1		0.05-0.14		7467-2987
Atzenera Oriental	Nord	18	11.2	6.5	6.2	0.03-0.09	0.04-0.09	22317-8927	12331-4933
	Sud		6.5		5.9		0.03-0.08		8038-3215
Atzeneta Occidental		9.5		6.2	6.2	0.03-0.07		19636-7855	
Els Ivarsos	Nord	15.2	8.2	6.4	6.1	0.05-0.14	0.05-0.14	11763-4705	7730-3092
	Sud		6.8		6	0.01-0.03	0.02-0.04		20919-8368
Vall d'Uixó		6.6		5.9	5.9	0.01-0.03		20046-8018	

Falles localitzades a terra

Falles localitzades a mar	NE Golf de Roses	76	7.3	0.03-0.07	99976-39990
Occ. Fossa d'Amposta	18	6.5	0.01-0.03	72084-28833	
Central Fossa d'Amposta	35	6.9	0.01-0.03	135946-54378	
Or. Fossa d'Amposta	51	7.1	0.04-0.10	55063-22025	
Occ. Cap de Cullera	28	6.8	0.02-0.05	69703-27881	
Centre-Occ. Cap de Cullera	25	6.7	0.03-0.08	35239-14095	
Centre-Or. Cap de Cullera	48	7.1	0.01-0.03	175653-70261	
Or. Cap de Cullera	16	6.4	0.01-0.02	70363-28145	
Falla SW Cubeta de Columbretes	10	6.2	0.01-0.03	43881-17552	

\* Dades provinents d'estudis paleosismològics /Data coming from paleoseismological studies.

**Taula 3.20.**

Paràmetres sísmics que caracteritzen les falles sísmogèniques, les falles amb registre d'activitat actual i acumulada i les falles amb registre d'activitat acumulada, i els segments de cada una d'elles en els casos en que s'han diferenciat. Els intervals de recurrència estan ordenats de major a menor per correspondre's amb les taxes de lliscament de les que provenen.

Seismic parameters that characterize the seismogenic faults, the faults that record present and cumulative activity and the faults that record cumulative activity, and their segments when they have been differentiated. The recurrence intervals are ordered from major to minor to correspond with the slip rates used to their calculation.

el salt en temps (s) que hi ha entre la base de la formació a banda i banda del pla de falla. Tenint en compte que el Grup Ebre està format per argiles i sorres s'ha considerat que la velocitat mitjana de les ones del so seria de 1500 m/s (Charmichel, 1984). Amb aquest salt i considerant l'edat dels sediments de la base del grup Ebre com Pliocè inferior (5 Ma) o Quaternari (2 Ma) es pot obtenir la taxa de lliscament de les falles amb registre d'activitat acumulada localitzades a mar.

Les taxes de lliscament per un període de temps de  $10^6$  anys obtingudes per a les falles localitzades a la zona marina del solc varien dins del rang de les taxes obtingudes a partir de les facetes triangulars (període de temps de  $10^6$  anys), tot i que en la majoria dels casos els valors obtinguts estan més propers a la banda baixa d'aquest rang. L'obtenció per un mateix període de temps d'unes taxes de lliscament més baixes per les falles marines podria estar relacionat amb el fet que mentre que en el cas dels fronts de muntanya s'agafa la faceta que presenta un desnivell topogràfic màxim, que correspon al salt més gran de la falla, al perfil de sísmica aquest salt només es pot calcular en un punt de tota la falla. Sabent que el salt màxim d'una falla se sol localitzar a la seva zona central, quan el perfil sísmic travessi la falla per un dels seus extrems el salt que s'obtindrà segurament no serà el màxim de tota la falla. Observant la figura 3.100 es pot veure que els perfils de sísmica de vegades tallen les falles a la seva zona central i de vegades en zones properes a les seves terminacions. Per tant, les taxes obtingudes per les falles marines seran taxes segurament inferiors a les que li corresponen realment. Si es té en compte que la taxa de lliscament obtinguda per les falles marines és més baixa que a l'obtinguda per les falles localitzades a terra i que en general la seva longitud cartogràfica és més gran, s'obtenen intervals de recurrència força més llargs per les falles localitzades a mar que per les falles localitzades a terra.

### 3.8.3. Resultats i limitacions

La taula 3.20 mostra els paràmetres sísmics que s'han pogut estimar per a cada una de les falles sismogèniques, les falles amb registre d'activitat actual i acumulada i les falles amb registre d'activitat acumulada i per a cada un dels segments d'aquestes falles, quan s'han diferenciat. Aquests són els paràmetres que s'utilitzaran al capítol 4 per al càlcul de la perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València.

Alhora d'obtenir els paràmetres sísmics de les falles s'han presentat una sèrie de problemes o limitacions:

1. El temps transcorregut des de l'últim terratrèmol característic només es pot obtenir a partir d'estudis paleosismològics. Aquest paràmetre s'haurà d'incloure dins dels estudis de perillositat com a un % de l'interval de recurrència i veure com afecta la variació d'aquest % als resultats finals.
2. L'interval de recurrència no es pot obtenir per a totes les falles considerades actives a la zona d'estudi a causa de la necessitat de conèixer desplaçaments i edats de materials o característiques geomorfològiques.
3. Les taxes de lliscament obtingudes a partir de l'edat de les facetes triangulars i el seu desnivell topogràfic semblen ser més realistes que les obtingudes per tota la història de la falla. De totes formes el fet de necessitar una edat per a les facetes d'última generació podria provocar que aquesta forma de càlcul de la taxa no es pogués utilitzar a d'altres zones.

4. Les taxes de lliscament obtingudes per les falles localitzades a mar, a partir dels perfils de sísmica de reflexió, solen ser més petites que les obtingudes a terra a partir de les facetes triangulars. Aquest fet es degut a què el càlcul de la taxa per les falles maines només es pot realitzar en el punt on el perfil talla a la falla i aquest ha de ser necessàriament el punt on la falla presenta el salt més gran, contra més a prop del centre de la falla més probable serà que el salt sigui proper al salt màxim.



### 3.9. Conclusions

Al llarg d'aquest capítol s'han descrit diferents aproximacions (terratrèmols instrumentals, terratrèmols històrics, paleosismologia i geomorfologia) que han permès localitzar aquelles falles que, d'entre totes les que hi ha al marge nord-occidental del solc de València, presenten indicis d'activitat recent. A més, la informació obtinguda amb cada un d'aquests mètodes ha permès arribar a classificar totes aquestes falles en quatre grups diferents: falles sismogèniques (2), falles amb registre d'activitat actual i acumulada (8), falles amb registre d'activitat acumulada (18) i falles amb registre d'activitat actual (32). La resta de les falles considerades neotectòniques (187) no mostren cap mena d'indicador d'activitat actual i es poden considerar, de moment, com inactives. A partir d'aquesta classificació i de les dades de què es disposa s'han calculat els paràmetres sísmics per a les falles sismogèniques, per les que mostren un registre d'activitat actual i acumulada i per les que mostren un registre d'activitat acumulada. La magnitud màxima del terratrèmol esperable s'ha obtingut a partir d'una relació empírica entre la magnitud i la longitud de la falla o segment. Exceptuant el cas de la falla del Camp de la que es tenen dades paleosismològiques, per la resta l'interval de recurrència s'ha calculat a partir de les taxes de lliscament obtingudes utilitzant l'alçada màxima de les facetes més modernes en el cas de les falles localitzades a terra o el salt observat als perfils de sísmica de reflexió en el cas de les falles localitzades a mar, i considerant que tant les facetes com la base de la formació sedimentaria marina més moderna tenen una edat quaternària (2 Ma) o pliocena inferior (5 Ma).

