

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

Joan Guimerà Roso

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

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

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

UNIVERSITAT DE BARCELONA

DEPARTAMENT DE GEOLOGIA DINAMICA, GEOFISICA I PALEONTOLOGIA

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

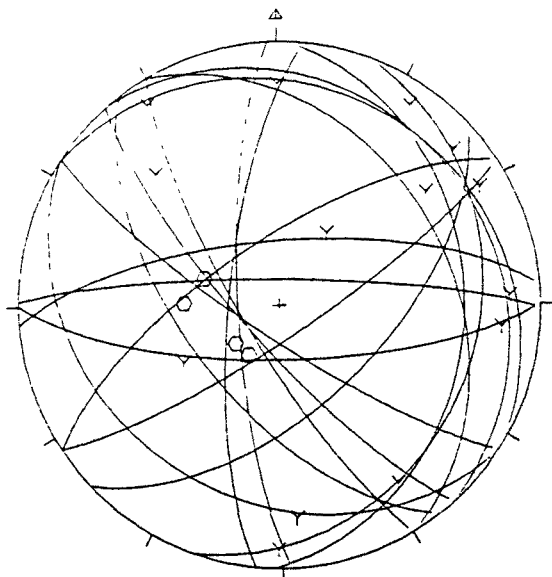
VOLUM I

JOAN GUIMERA

BARCELONA, GENER DE 1988

AREA
MERIDIONAL

GFCS063



○ E:4

∧ C:14

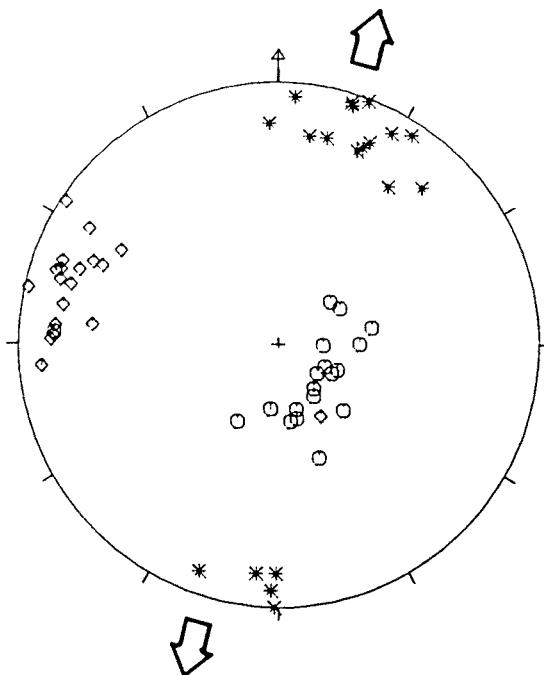
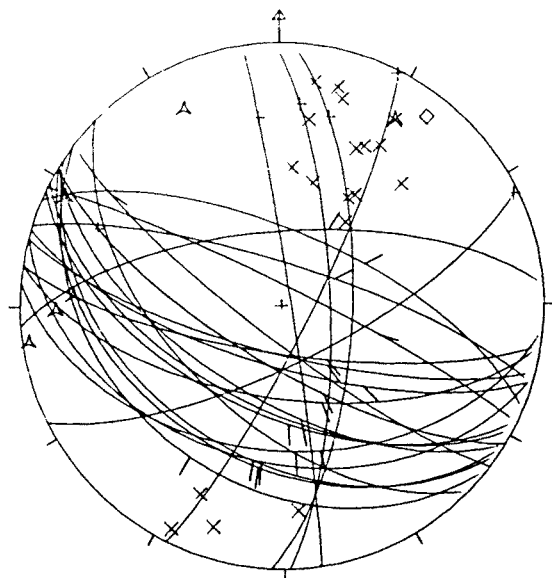
ESTACIO GFCS063: Ribesalbes. Calcàries i lutites amb guixos de la unitat miocena inferior.

Esquerdes de tensió esgraonades --omplertes amb guix-- que indiquen una direcció d'escurçament horitzontal; la gran dispersió dels plans de les esquerdes indica una extensió en totes les direccions horitzontals.

ESTACIO GFCS090: Llucena. Calcàries i dolomies del Muschelkalk superior, a la zona de xarnera de l'anticlinal de Llucena; capes subhoritzontals.

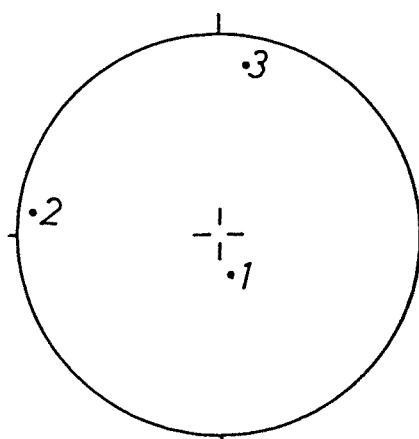
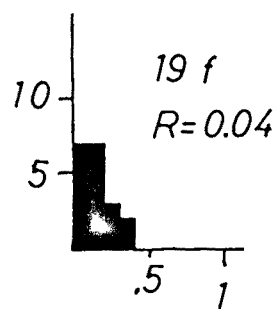
Predomini de les falles normals. En la major part de les direccionals no he pogut determinar el sentit, només en un cas és una falla sinistra-inversa sobre un pla de falla d'orientació similar a les normals. Se'n pot deduir una solució amb σ_1 subvertical i σ_2 i σ_3 subhoritzontals i orientats WNW-ESE i NNE-SSW, respectivament. Hi són coherents les 19 falles determinades (les 18 normals i la sinistra).

GFC5090



△ L:6
 × N:18

◇ S:1



ESTACIO GFCS091: Situada 5 Km a l'oest de Llucena, a la pedrera núm 124 del Mapa 1:200.000 de Roques Industrials de Vinaròs. Calcàries del Cretaci superior.

Aquesta és una estació en què les dades observades presenten una disposició poc usual.

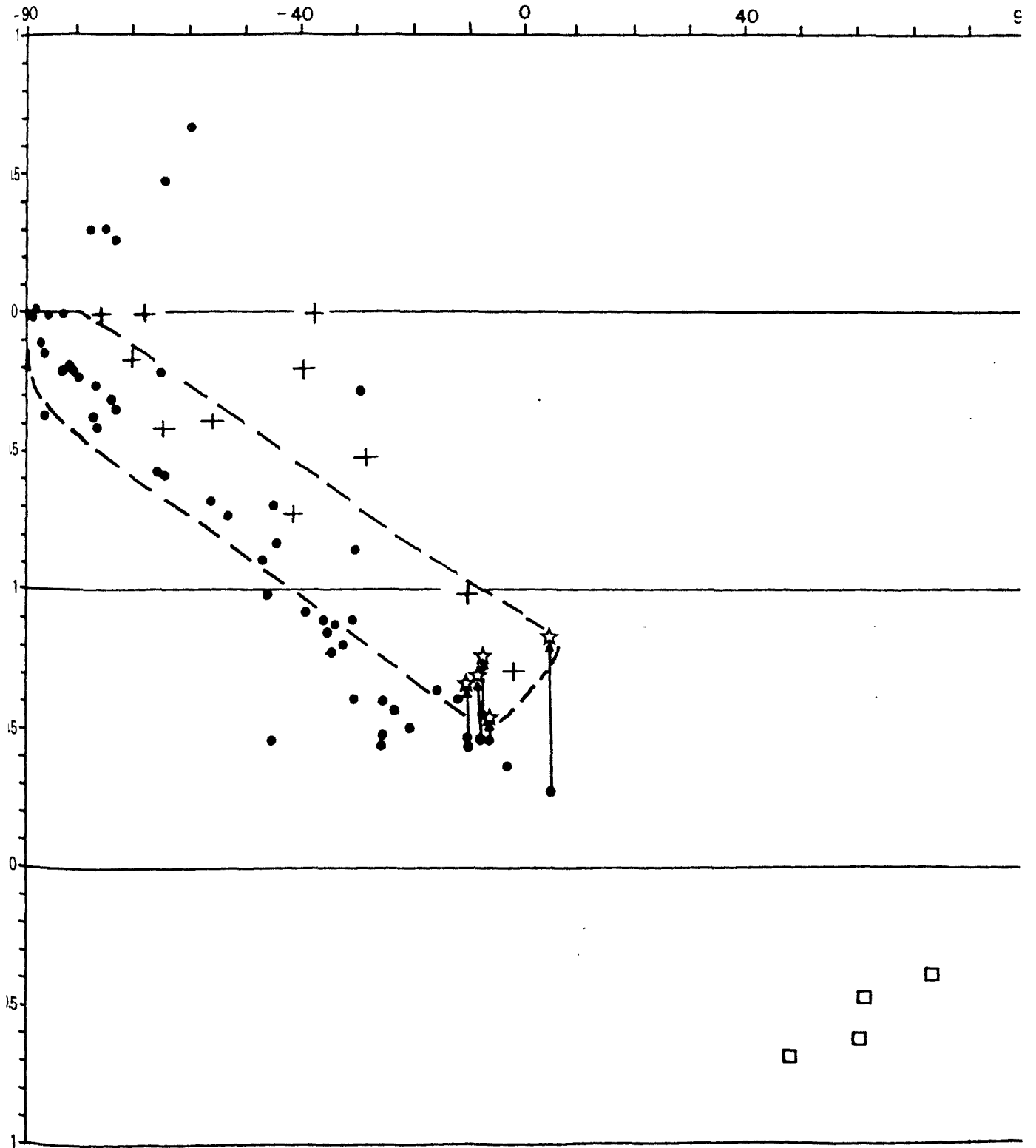
Hi ha dues famílies de falles aproximadament perpendiculars (N-S i E-W); sobre les falles E-W s'observen estries de pitch molt diferent (de 0° a 90°): varien sense solució de continuïtat des de ser horitzontals (sinistres) a sinistres-normals, normals-sinistres i, després de canviar el sentit del pitch cap a l'oest, normal-dextres; hi ha també quatre falles inverses dextres. Sobre les falles N-S, que tenen un sentit de moviment horitzontal dextre, s'observa una disposició semblant, però no tant ben desenvolupada.

Pel mètode dels esforços òptims --fent servir un angle de 45°, en funció de l'angle recte que formen les falles conjugades-- s'obté una variació dels eixos σ_1 i σ_2 individuals per cada falla des d'horitzontals a verticals, segons la direcció NE-SW.

Aquesta variació contínua de les estries sobre falles d'identica orientació, l'he interpretada (GUIMERA, 1984 i 1987) com el resultat d'un canvi progressiu des d'un estat amb un tensor d'esforços amb σ_1 horitzontal i orientat NE-SW a un altre estat amb σ_2 horitzontal i amb identica orientació; l'orientació de σ_2 no hauria canviat durant aquest procés, mentre que σ_1 --inicialment horitzontal-- i σ_2 --inicialment vertical-- igualaven progressivament els seus valors relatius i intercanviaven les seves posicions. El basculament de les capes i de les falles seria sincrònic amb aquest procés.

Aquesta anàlisi pot ser millorada amb el càlcul del valor de R que correspon a cadascuna de les estries en funció d'un tensor d'esforços amb els eixos orientats com acabo de dir (GUIMERA, 1987 i GUIMERA i AMIGO, 1987). Aquest càlcul l'hem fet amb el mètode estereogràfic proposat per ETCHECOPAR (1984) que permet calcular, a partir d'un pla de falla que conté una estria, quin és el valor de R que ha de tenir un tensor d'esforços per explicar-la, i si són o no compatibles.

A la figura hi ha representat, per cada estria sobre un pla de falla, el pitch de l'estria respecte al valor de R. Els pitches negatius representen un desplaçament normal i els positius un desplaçament invers. Les diverses divisions del diagrama representen diferents orientacions dels eixos del tensor d'esforç; de baix a amunt: σ_3 vertical i σ_1 N 050 E, σ_2 vertical i σ_1 N 050 E, σ_1 vertical i σ_2 N 050 E i, finalment, vertical i σ_3 N 050 E. Les creus representen les estries sobre els plans de falla N-S, els punts les estries sobre els plans de falla E-W --excepte les quatre dextres-inverses que estan representades per quadrats--.

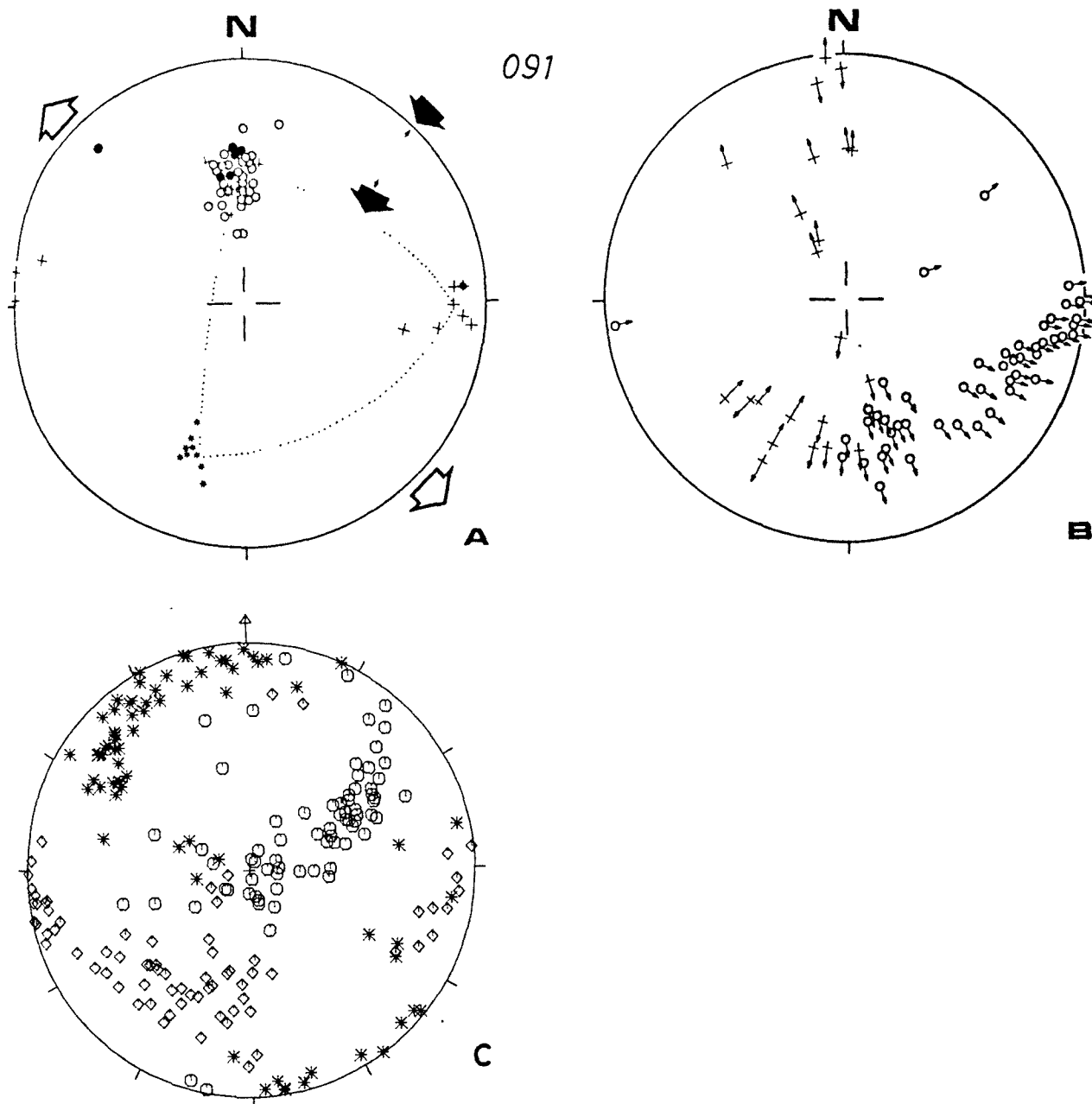


Les estries de pitch més baix (amb σ_1 i σ_3 horitzontals) donen valors de R entre 0.2 i 0.5, la qual cosa indica que els tres eixos tenen valors relatius diferents. A mesura que el pitch de les estries augmenta, el valor de R també ho fa, cosa que indica que la diferència relativa entre σ_1 i σ_2 disminueix fins que els seus valors relatius són iguals quan $R=1$. A les estries que segueixen, σ_1 ha esdevingut vertical i σ_2 horitzontal; ambdós han intercanviat les seves posicions. Per la resta de les dades, el valor de R minva progressivament a mesura que el pitch de les estries augmenta; això indica que la diferència entre σ_1 vertical i σ_2 horitzontal augmenta, mentre la diferència entre σ_2 i σ_3 , ambdós horitzontals, disminueix i esdevenen gradualment idèntics quan $R=0$ (estries amb pitch pròxim a 90°). Amb la continuació d'aquest procés, σ_3 i σ_2 intercanvien les seves posicions; aquesta nova orientació es dedueix a partir de les falles E-W amb estries que indiquen un desplaçament normal-dextre.

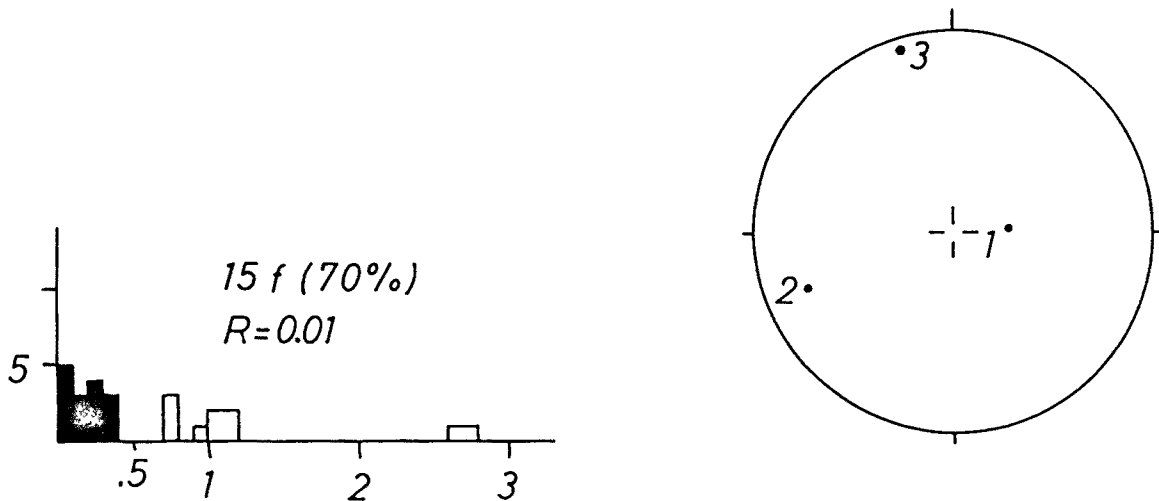
Les capes es troben basculades aproximadament 55° cap al nord; aquest basculament es deu d'haver produït sincrònicament amb el procés de canvi progressiu; per tant podem assumir que, al començament del procés, les capes eren horitzontal i les falles E-W verticals. Conseqüentment, les estries amb un pitch més baix es deurién formar sobre uns plans que tindrien una orientació respecte al tensor d'esforços diferent de la que hem suposat a l'hora de calcular el valor de R.

Hem calculat novament el valor de R per les estries amb un pitch inferior a 10° , eliminant prèviament tot basculament, i el resultat està representat sobre el diagrama amb estrelles. Les fletxes indiquen el desplaçament de les estries sobre el diagrama en funció del nou valor de R calculat. Aquest valor de R augmenta en tots els casos, la qual cosa implica que σ_1 i σ_2 tenen valors relatius més pròxims que en el càlcul anterior. El valor de R que s'obté per la resta de les estries depén del grau de basculament que se suposi en cada estadi, i això ens és desconegut; només cal dir que, si aquest basculament no es produeix, les falles amb un pitch de l'ordre de 20° o 25° són incompatibles amb el tensor d'esforços suposat. No obstant això podem suposar que les estries amb pitchs més elevats es van formar quan el grau de basculament era més o menys l'actual; així, doncs, coneixem els dos extrems d'aquest procés de canvi progressiu, que seria l'encerclat al diagrama. Per tant, el començament del procés es va produir quan σ_1 i σ_2 eren horitzontals i $R=0.5$.

L'anàlisi darrera i els càlculs en que es basa està feta exclusivament sobre el lot de falles de direcció E-W. En les falles N-S, com que tenen una direcció perpendicular a l'eix de basculament de les capes, no he pogut diferenciar si les estries que contenen es van formar en la seva posició actual o han sofert un grau indeterminat de basculament; per tant la seva projecció sobre el diagrama R-pitch no és segur que representi la situació en el moment de la seva formació.



Representació estereogràfica de les falles observades a l'estació .
 A: Pols dels plans de falla; cercles: amb estries que indiquen un component horitzontal sinistre; punts: com en el cas anterior però que contenen dos tipus d'estries, unes de pitch baix i les altres de pitch més elevat; creus: amb estries que indiquen un component horitzontal dextre; punts sobre creus: com en el cas anterior però amb dos tipus d'estries, una de pitch baix i l'altra de pitch més elevat. Asteriscos: Pols dels plans d'estratificació. B: Estries corresponents sobre els plans de A. Les fletxes que apunten cap a l'exterior de la projecció indiquen un component vertical normal, les que ho fan cap a l'interior n'indiquen un d'invers. C: Aplicació del mètode dels esforços òptims, amb un angle de 45° .



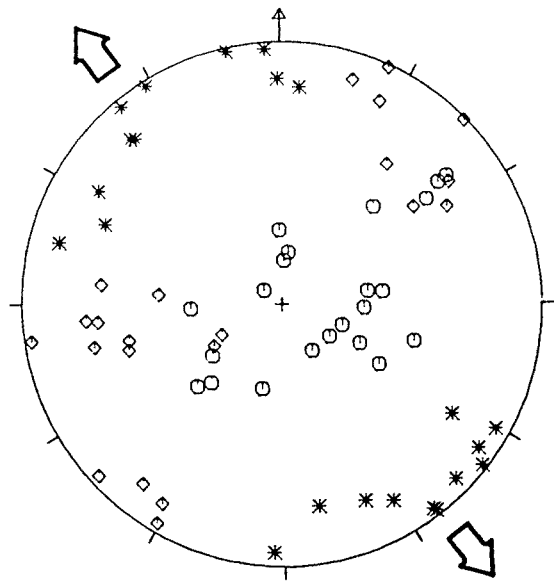
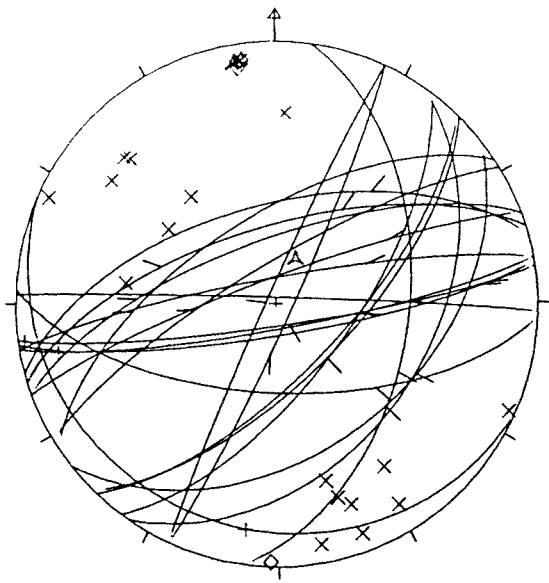
ESTACIO GFCS092: A la desviació cap a Villahermosa des de la Carretera de Castelló a Terol. Falles decamètriques a hectomètriques entre calcàries juràssiques i calcarenites, gresos i lutites del Cretaci inferior (fàcies Weald).

Els eixos d'esforç òptims obtinguts a partir de cada falla tenen un cert grau de dispersió, però ho fan al voltant d'unes direccions, que són: NW-SE per σ_3 , NE-SW per σ_2 i vertical per σ_1 ; en el cas de les tres falles sinistres, les orientacions de σ_1 i σ_2 s'intercanvien.

En bona part, la dispersió d'aquests eixos és deguda a l'existència sobre diversos plans de falla de dues orientacions d'estries que indiquen moviments normals amb pitch de sentit oposat, amb components dextres o sinistres. Les estries amb un sentit de pitch cap a l'oest són clarament dominants.

La solució amb σ_1 subvertical i σ_2 i σ_3 horitzontals i orientats NE-SW i NW-SE, respectivament, s'obté tant amb els mètodes d'ETCHECOPAR et al. (1981) com amb el dels esforços òptims.

A partir de les esquerdes de tensió, s'obtenen solucions assimilables a aquestes dues. El nombre de dades, però, és baix.



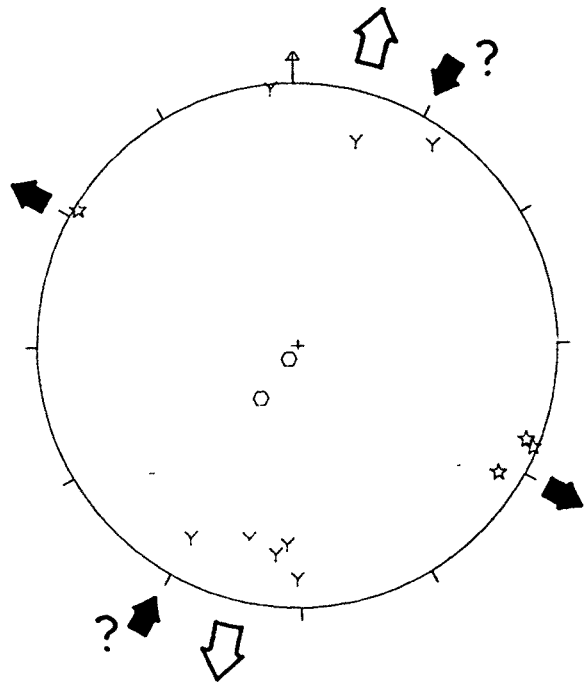
A L:3
x N:19

◇ S:3

○ E:2

☆ B:4

Y C:8



ESTACIO GFCS093: Carretera de Castelló a Terol, a 2 Km a l'oest de Lluçena. Calcàries del Cretaci inferior; capes subverticals.

Falles normals i direccionals; les normals són, quan he pogut observar la relació, posteriors a les direccionals. Dins les falles direccionals hi ha dos casos de falles de sentit oposat a les altres de la mateixa direcció (en el quadrant SW de la projecció de les falles hi ha encerclats els pols d'aquestes falles i d'altres d'orientació similar i moviment oposat).

Se'n poden deduir les solucions següents:

a) σ_1 subhoritzontal i orientat NNW-SSE. Es dedueix només a partir de les dues falles direccionals de moviment oposat a les altres de la seva mateixa orientació; és, per tant, una solució poc fonamentada.

b) σ_1 i σ_3 subhoritzontals i orientats NE-SW i NW-SE, respectivament, de mitjana, amb una gran dispersió dels eixos d'esforç òptim de cada falla, degut a la dispersió dels plans de falla; aquesta dispersió és més petita si l'angle usat per calcular l'eix σ_1 òptim és 60° (estereograma inferior) en comptes de 30° (estereograma superior). Pel mètode del diedre mínim s'obté una orientació similar de Z.

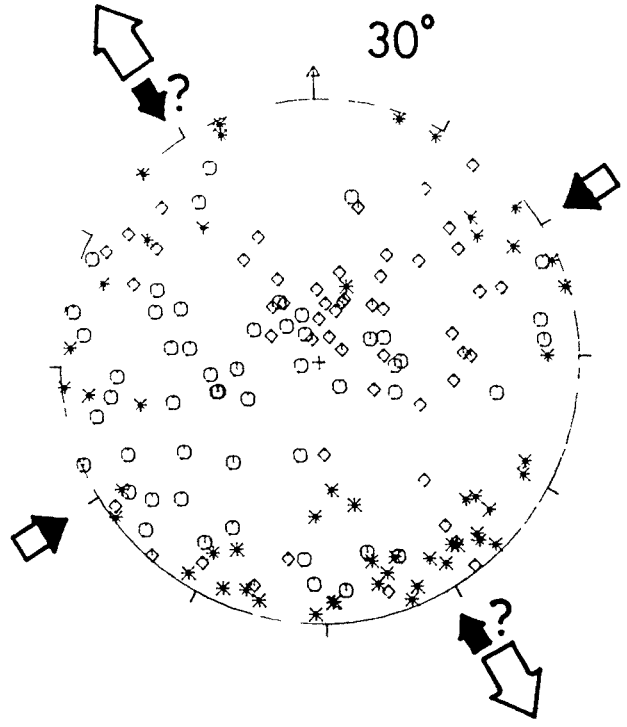
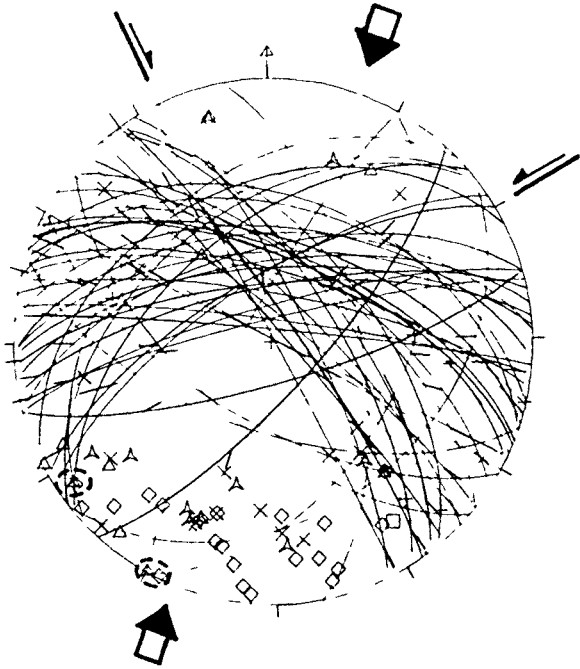
c) σ_1 subvertical i σ_3 subhoritzontal i orientat NNW-SSE, de mitjana.

A partir de la superposició d'estries sobre el mateix pla de falla es dedueix que b) és anterior a c).

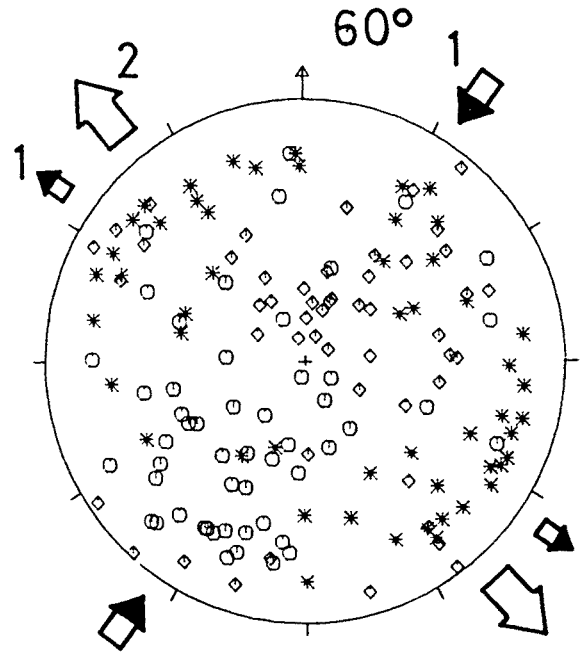
Pel mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) he obtingut 4 solucions successivament, que poden agrupar-se en dos que coincideixen amb b) i c). Les solucions **a** i **d** tenen σ_1 subhoritzontal i orientat ENE-WSW; es diferencien per la posició subhoritzontal o subvertical dels altres dos eixos: la solució majoritària (**a**) té σ_3 subhoritzontal i orientat NNW-SSE, mentre que la minoritària té σ_2 en aquesta posició --amb un valor R més baix--. Les solucions **b** i **c** tenen σ_1 subvertical i els altres dos eixos orientats NW-SE i NE-SW; en la primera posició **b** té σ_3 i **c** σ_2 --amb un valor de R més baix. Com a conclusió, es dedueix:

1) σ_1 i σ_3 subhoritzontal i orientats WNW-ESE i NNW-SSE, respectivament. La solució **d** pot representar un moment d'intercanvi de posicions entre els dos eixos menors, esdeveniment poc important quantitativament.

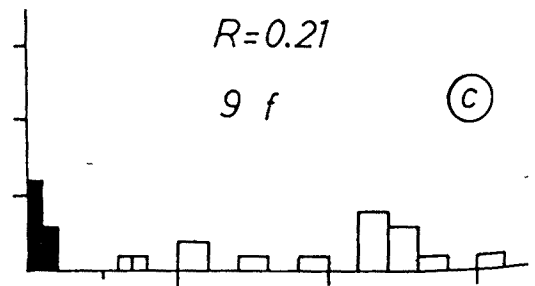
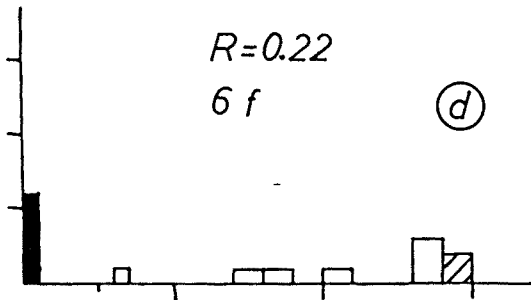
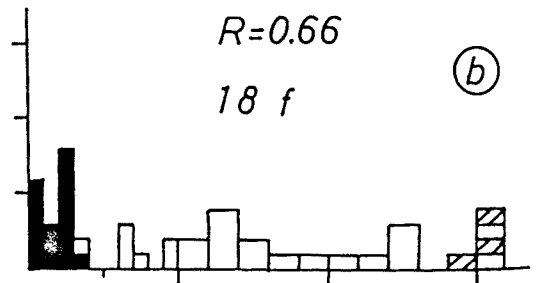
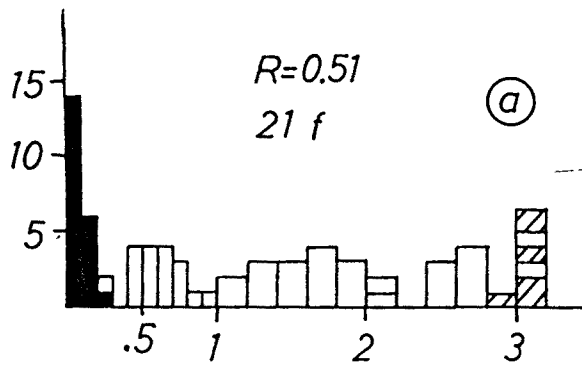
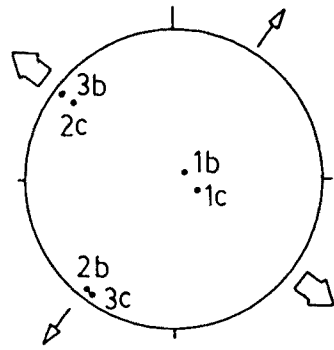
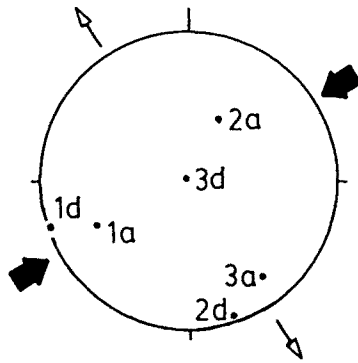
2) σ_1 subvertical. Els dos eixos menors, horitzontals, haurien intercanviat les seves posicions en algun moment del procés, donant lloc, com a conseqüència, a la presència de dues famílies d'estries normals sobre els mateixos plans de falla --normal-dexta i normal-sinistra--. Dins aquest procés, l'estadi amb σ_3 orientat NW-SE va ser dominant.



- A L:10
- x N:18
- I:1
- △ D:10
- ◇ S:23



093



ESTACIO GFCS094: Carretera de Villahermosa. Gresos quarosos i calcàries del Cretaci inferior. Capes amb un cabussament inferior a 20° cap al NW.

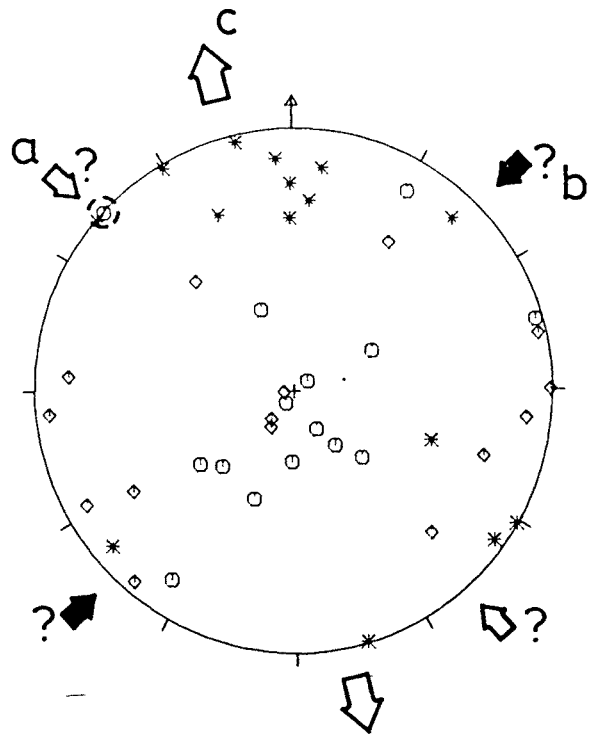
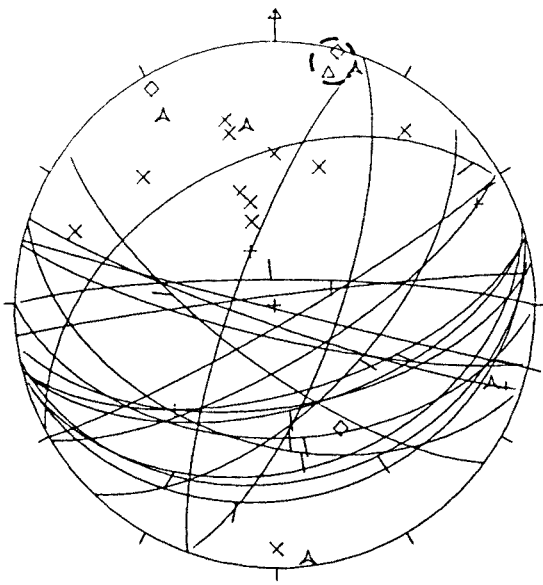
Dins les falles direccionals, he observat sobre el mateix pla de falla estries dextres i sinistres (pols dels plans encerclats en la projecció de les falles). El moviment dextre sembla ser anterior al sinistre.

Se'n dedueix:

- a) σ_1 horitzontal i orientat NW-SE. Es dedueix exclusivament a partir de l'única falla dextra.
- b) σ_1 subhoritzontal i orientat al voltant de la direcció NE-SW.
- c) La solució majoritària: σ_1 subvertical i σ_3 subhoritzontal i orientat aproximadament N-S.

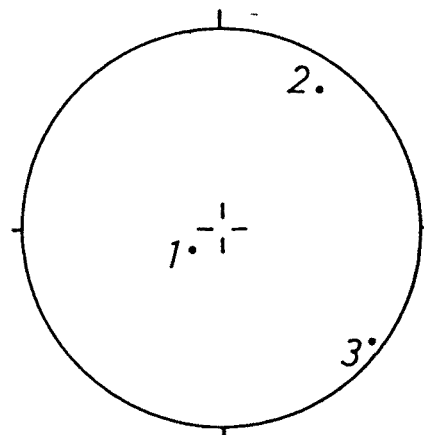
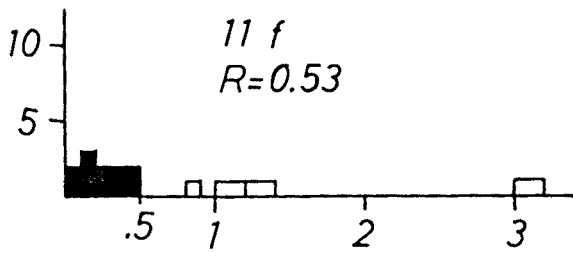
En funció del baix nombre de dades, hi ha un grau de certitud molt baix en la deducció de les dues solucions primeres.

Amb el mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) es dedueix una solució majoritària amb un tensor amb σ_1 vertical i σ_2 i σ_3 orientats NNE-SSW i ESE-WNW, respectivament. aquesta solució inclou 11 de les 15 falles indeterminades.



- A L:5
- x N:11

- △ D:1
- ◇ S:3



ESTACIO GFC8095: Carretera de Villahermosa. Calcàries amb orbitolines del Cretaci superior; capes subhoritzontals.

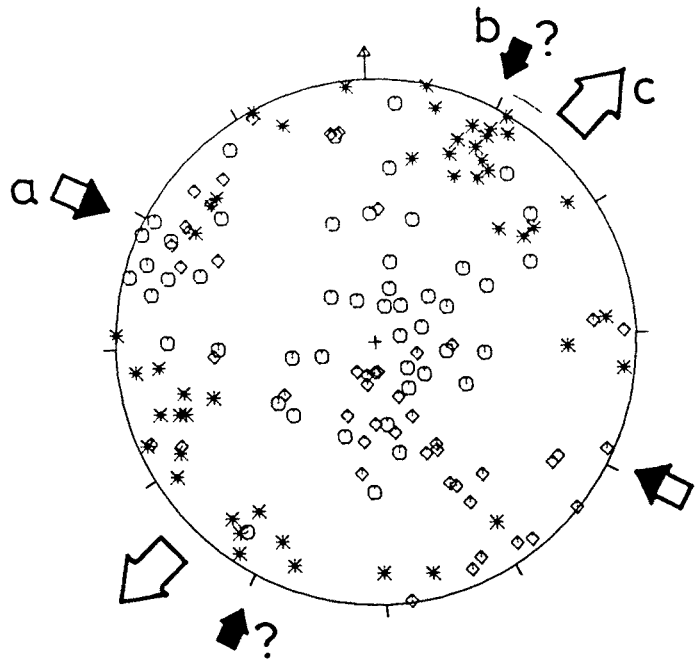
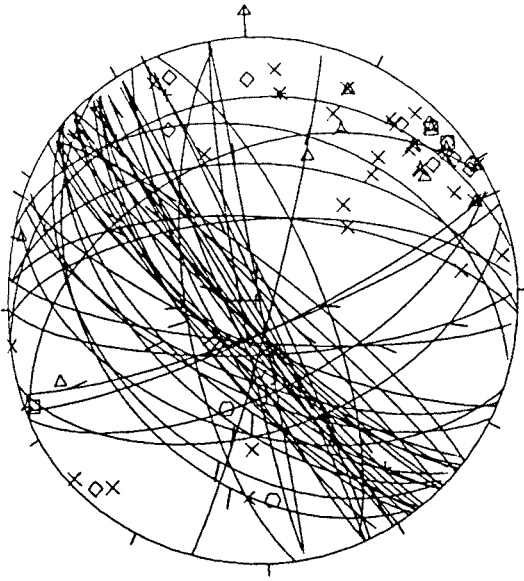
Dins les falles direccionals s'observa, en falles d'orientació similar, moviments oposats.

Se'n dedueixen tres solucions de l'aplicació del mètode dels esforços òptims:

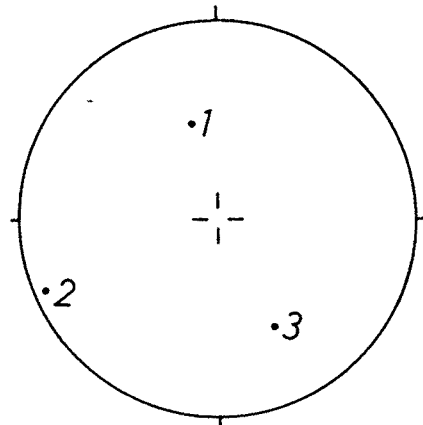
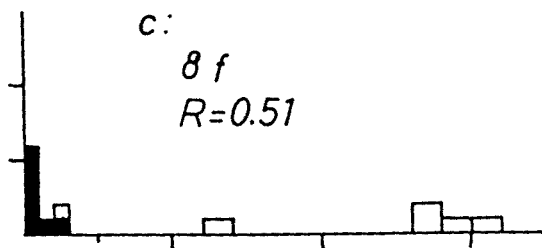
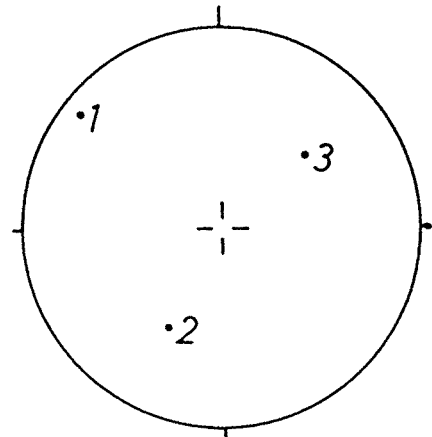
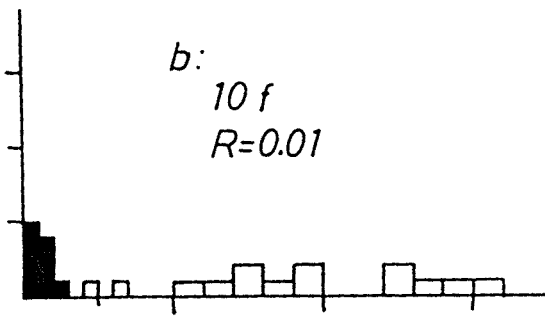
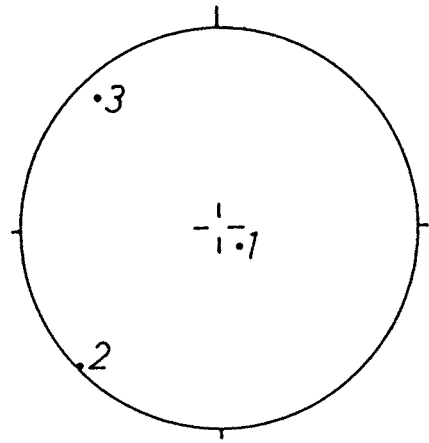
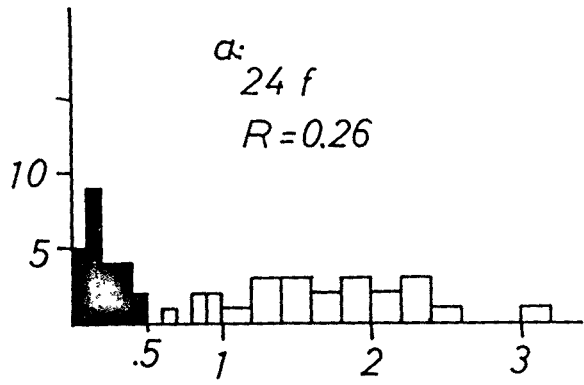
- a) σ_1 i σ_2 horitzontals i orientats WNW-ESE i NNE-SSW, respectivament. Es dedueix a partir de la majoria de les falles direccionals.
- b) σ_1 horitzontal i orientat NNE-SSW. Es dedueix a partir de 3 falles direccionals de similar orientació però de moviment oposat a les de la solució anterior; és, per tant, una solució poc fonamentada.
- c) σ_1 subvertical i σ_2 subhoritzontal i orientat NE-SW. Es dedueix a partir de les falles normals.

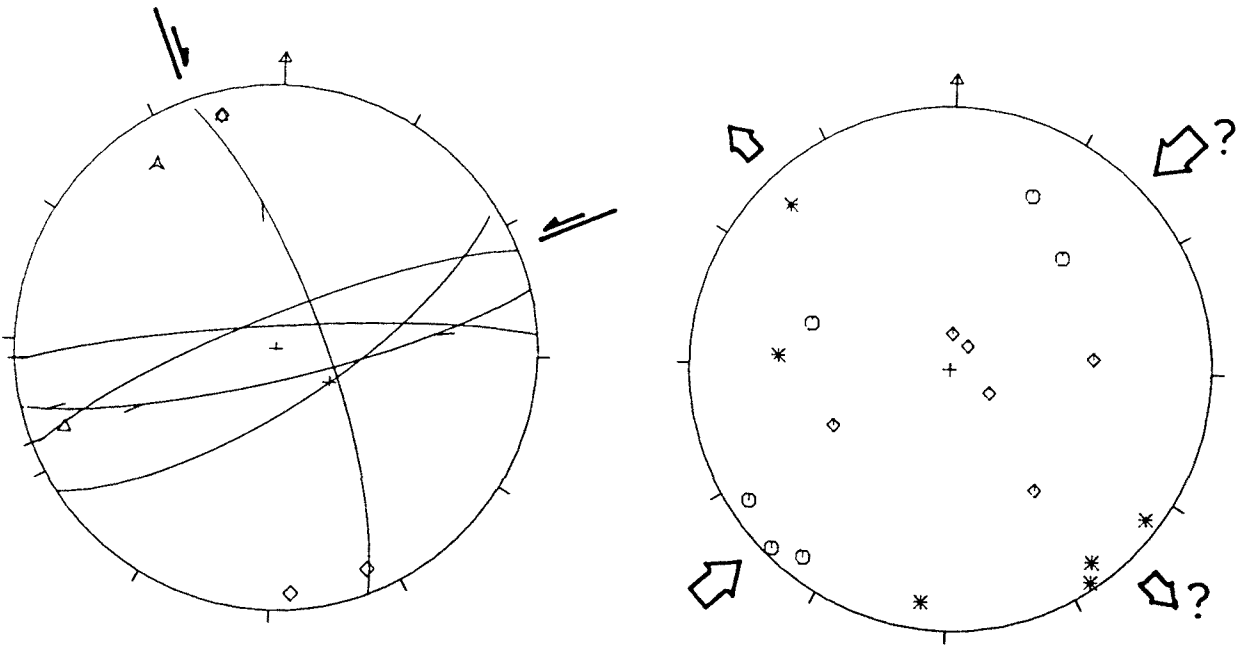
Cal remarcar que l'orientació dels eixos σ_2 òptims de cada falla de les solucions a) i c) tenen orientacions similars, i els màxims de σ_1 estan clarament separats; contràriament, les orientacions de σ_2 de ls solucions b) i c) són perpendiculars, i hi ha una certa contiuïtat en l'orientació dels σ_1 òptims obtinguts per cada falla. Les orientacions de σ_1 de les solucions a) i b) són perpendiculars.

De l'aplicació del mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) se'n dedueixen tres solucions, de les quals la **b** pot ser assimilada a la a) deduïda anteriorment i les solucions **a** i **c** a la c); en l'últim cas, les orientacions de σ_2 i de σ_3 deduïdes amb aquest mètode tenen les seves posicions intercanviades respecte a la solució c) deduïda amb el mètode dels esforços òptims.



- A L:6
- x N:26
- I:3
- △ D:7
- ◇ S:12
- E:4 * F:1





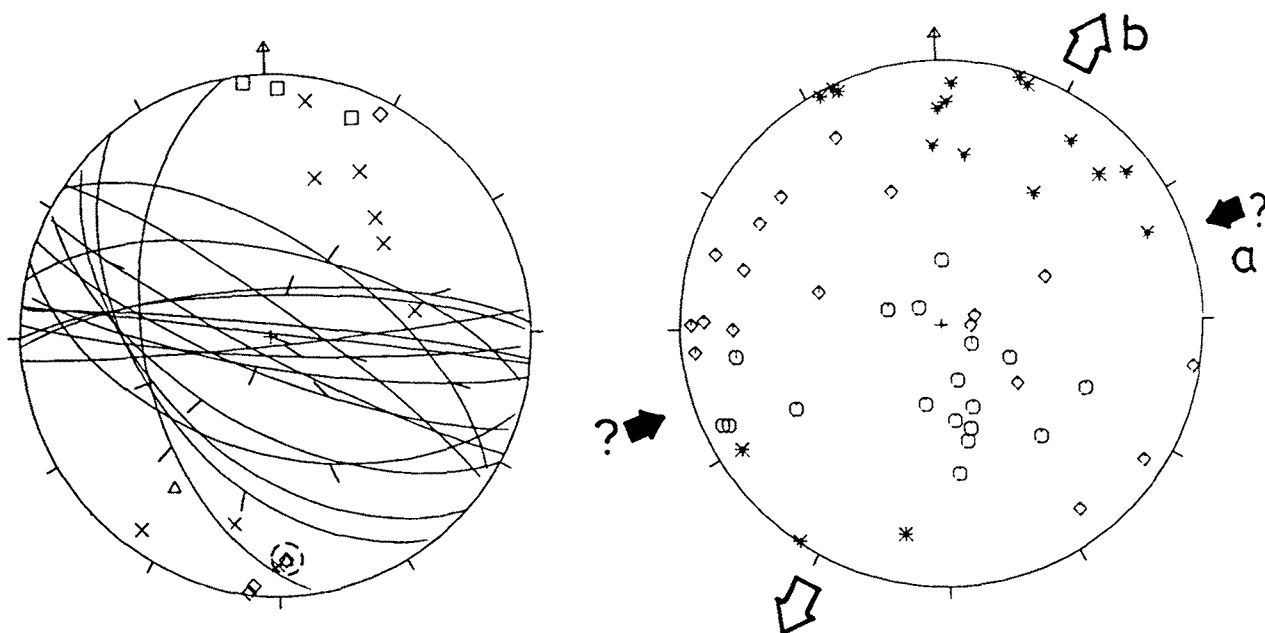
A L:1

△ D:2

◇ S:4

ESTACIO GFCS096: Carretera de Villahermosa. Calcàries del Cretaci superior; estratificació subhoritzontal.

Les poques dades observades són, majoritàriament, falles direccionals coherents amb una orientació de σ_1 NE-SW que s'obté tant pel mètode dels esforços òptims com del diedre mínim. Sobre una d'aquestes falles direccionals, a més del moviment sinistre inclòs en la solució anterior, hi ha dues estries amb pitch de 45° en sentits oposats i moviments normal-dextre i normal-sinistre.



- × N:9
- I:3
- △ D:2
- ◇ S:4

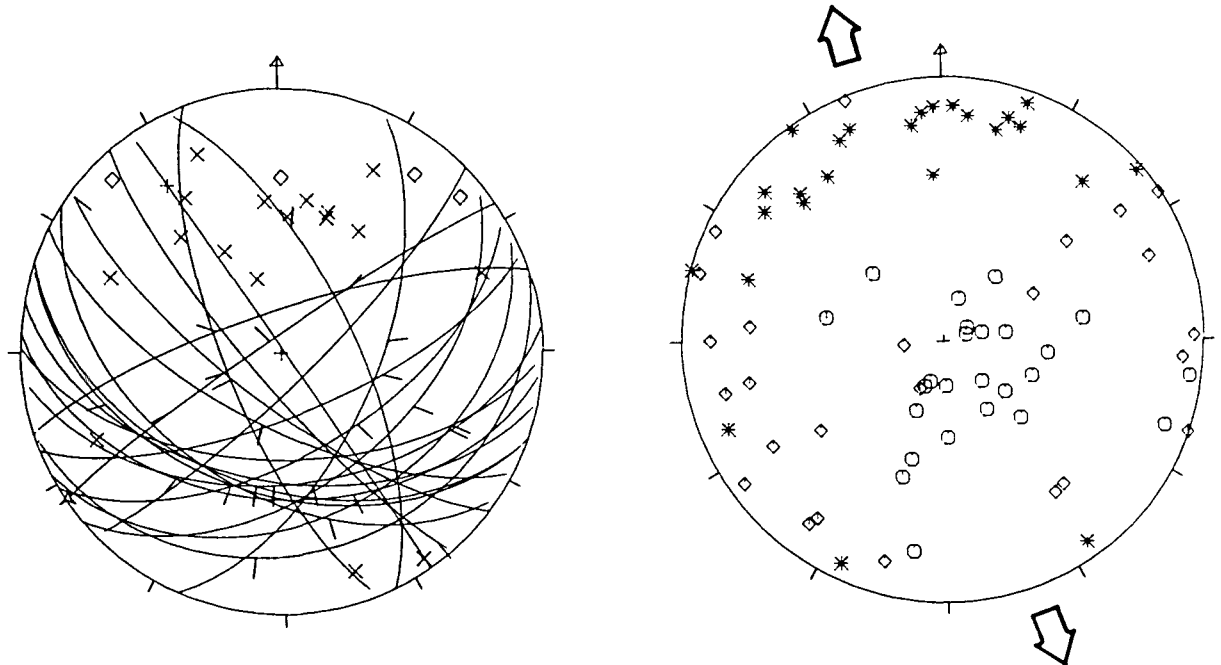
ESTACIO GFCS097: Carretera de Cedramán a Zucaina. Calcàries del Juràssic; estratificació amb cabussament inferior a 30° cap al NW.

Falles direccionals, normals i inverses; si l'estratificació s'abat a l'horitzontal les falles inverses passen a ser normals. Se'n dedueixen dues solucions:

a) σ_1 i σ_3 subhoritzontals i orientats ENE-WSW i NNW-SSE, respectivament. Es dedueix a partir de 4 falles direccionals.

b) σ_1 subvertical --perpendicular a l'estratificació-- i σ_3 subhoritzontal --paral·lel a l'estratificació-- i orientat NNE-SSW. Hi entren les falles normals, les inverses i una falla direccionals amb moviments dextre-normal i sinistre-normal amb pitch de 38 E i 33 W, respectivament (el pol d'aquest pla és encerclat).

No he fet cap observació respecte a la relació temporal entre aquestes dues solucions.



A L:1
 × N:21

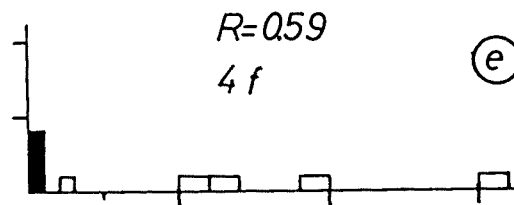
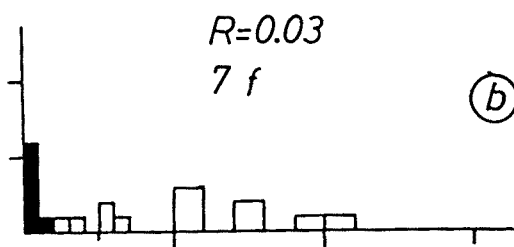
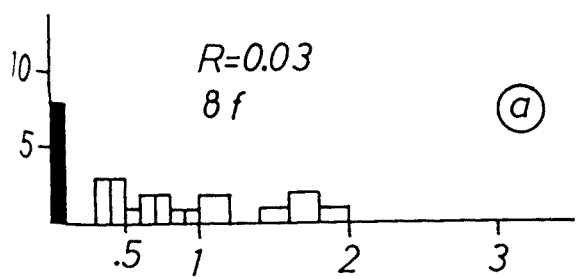
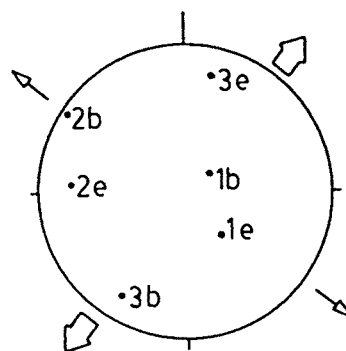
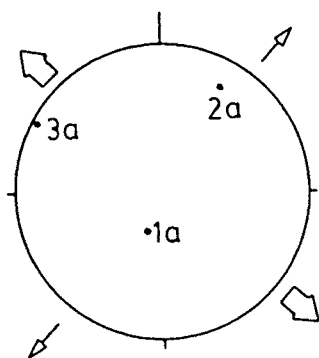
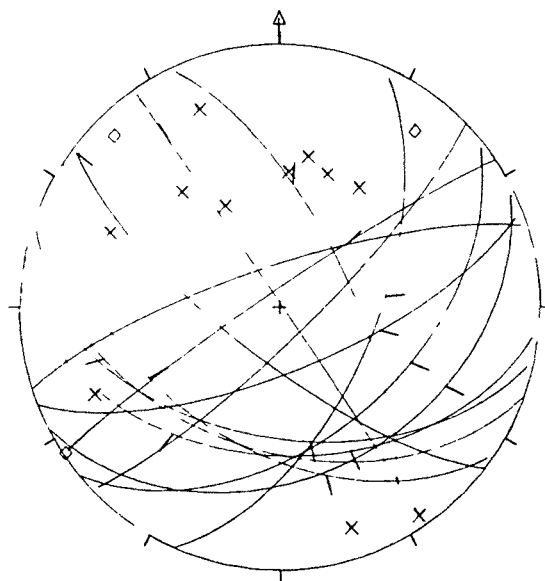
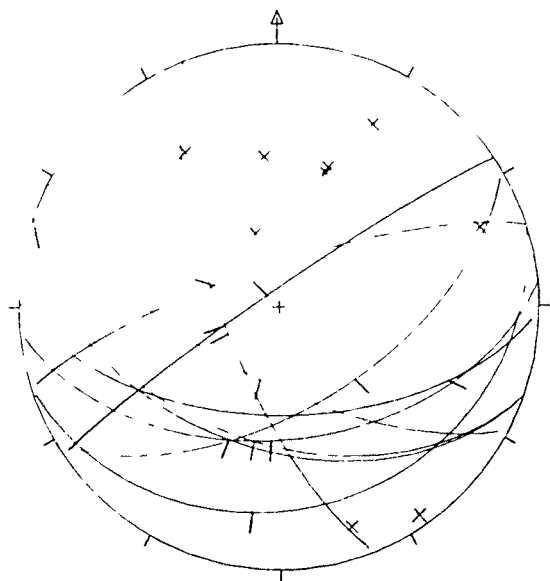
◇ S:4

ESTACIO GFCS098: Zucaina. Calcàries del Cretaci inferior i gresos i lutites de la Fm d'Utrillas. Cabussament cap al nord inferior a 30°.

Falles decamètriques a hectomètriques. Gran predomini de falles normals, sobre les quals les estries tenen un pitch variable en valor i en sentit, fins i tot una mateixa estria (n'hi ha una amb un pitch que varia de 50° a 90°. La solució global que se n'obté té σ_1 subvertical --perpendicular a l'estratificació-- i σ_2 orientat NNW-SSE, paral·lelament a l'estratificació.

Tres de les quatre falles sinistren donen un σ_1 òptim subhoritzontal. La dispersió d'aquests resultats i el fet de no trobar-se falles conjugades, fan incerta la interpretació d'aquestes dades.

Pel mètode d'ETCHECOPAR *et al.* (1981) he obtingut tres solucions successivament, totes tres amb σ_1 subvertical. Les dues majoritàries tenen un valor de R pròxim a 0; això deixa sense importància el fet que les posicions dels dos eixos menors s'hagin intercanviat d'una solució a l'altra. La presència d'estries normal-dextres i normal-sinistres sobre els mateixos plans de falla pot ser la conseqüència d'aquest tensor d'esforços aproximadament de revolució: petites variacions podrien haver produït canvis en les posicions relatives d'aquests dos eixos i donar lloc a aquests dos lots d'estries.



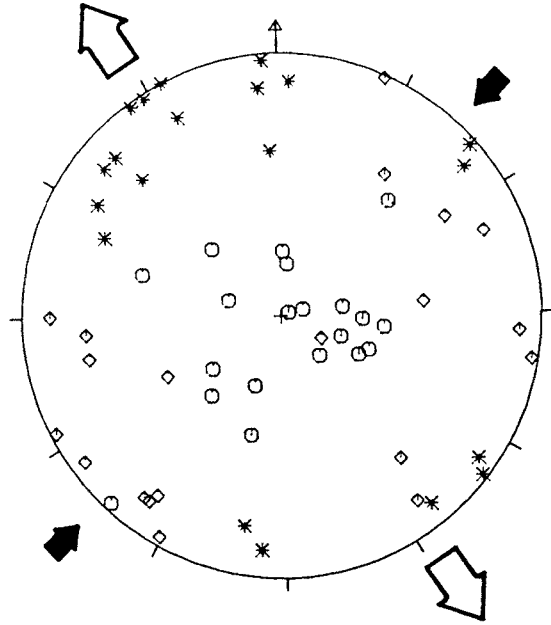
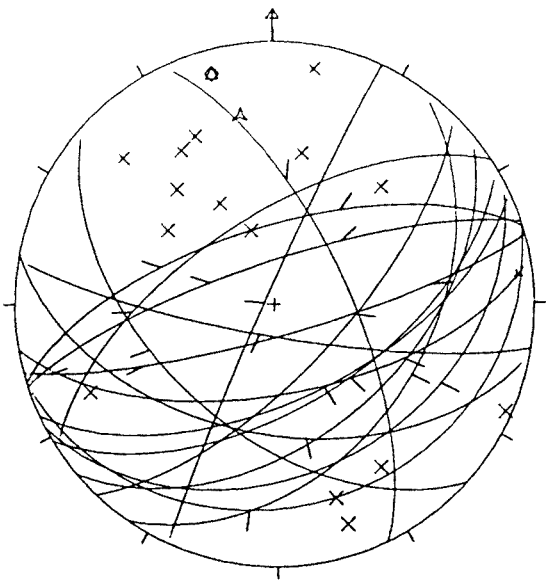
VOLTANTS DE ZUCAINA, EL CASTILLO DE VILLAMALEFA I CEDRAMAN:
Falles hectomètriques a quilomètriques. Materials juràssics i cretácis.

En aquesta estació he inclòs totes les falles de mida hectomètrica a quilomètrica mesurades en l'àrea especificada. Degut a la seva mida, suposo que són representatives del tensor o tensors d'esforços que van actuar en aquesta regió a aquesta escala.

S'observa el gran predomini de les falles normals, en les què és comú la presència d'estries amb sentit de pitch oposat, sobre el mateix pla o sobre plans d'orientacions similars (dextra-normal i sinistra-normal). L'única falla amb moviment direccional dominant (el pol del seu pla se situa al quadrant NW de l'estereograma) té tres estries que indiquen moviments dextre-normal, sinistre-normal i sinistre invers; aquest darrer és l'únic amb component invers observat, i és l'únic que té un σ_1 òptim horitzontal.

La solució majoritària (a) que se'n dedueix és: σ_1 subvertical i σ_2 i σ_3 subhoritzontals i orientats ENE-WSW i NNW-SSE, respectivament. L'única estria amb component invers, dóna un σ_1 horitzontal (b) que cau dins el marge de variació dels σ_2 de les altres, hi ha una permutació --tot mantenint-se la coaxialitat-- dels eixos σ_1 i σ_2 .

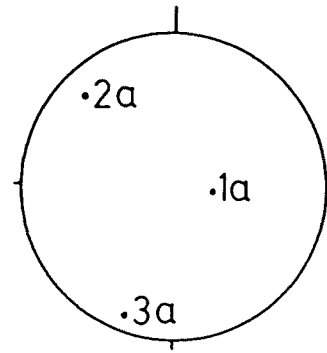
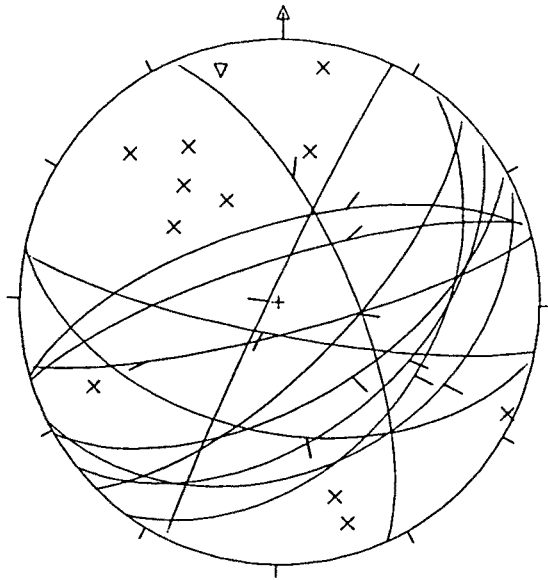
Pel mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) he fet diverses proves de les què n'exposo el resultat de quatre; les solucions **a** i **d** estan fetes sobre el total de les falles, mentre **b** i **c** estan fetes amb les falles no incloses en la solució **a**. Les quatre solucions tenen σ_1 subvertical, valors de R baixos i expliquen força satisfactòriament la formació dels plans de falla. La solució **d** no és acceptable perquè implica per una proporció gran de les falles una separació entre l'estria real i la teòrica massa elevada, però l'he posada perquè és força semblant a les altres tres, tot i explicar el 100 % de les falles. En totes les solucions les orientacions dels dos eixos horitzontals varien força, com es pot esperar degut al baix valor de R i a l'existència en el mateix pla de falla d'estries normal-dextres i normal-sinistres; possiblement, dins un tensor d'esforços amb un R baix es produirien permutacions de les posicions respectives de σ_2 i σ_3 .



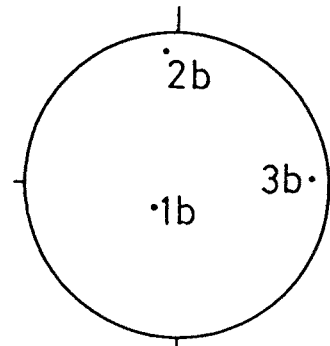
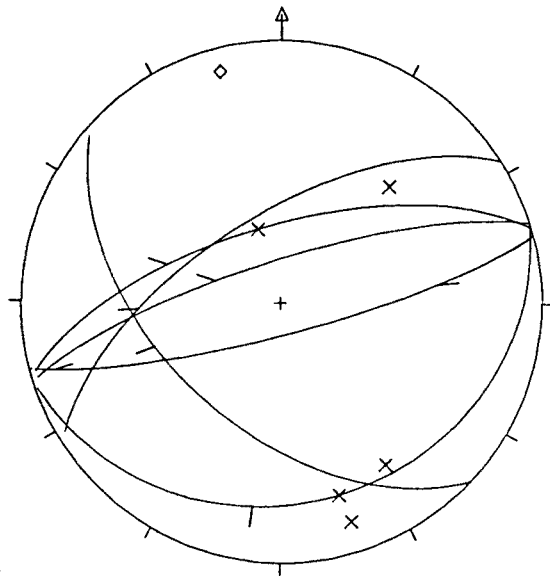
A L:1
x N:17

Δ D:1
◇ S:2

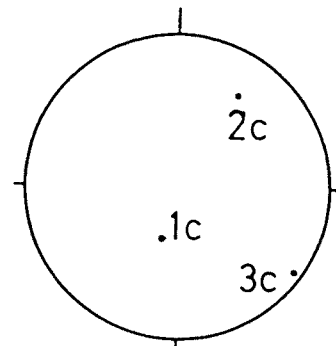
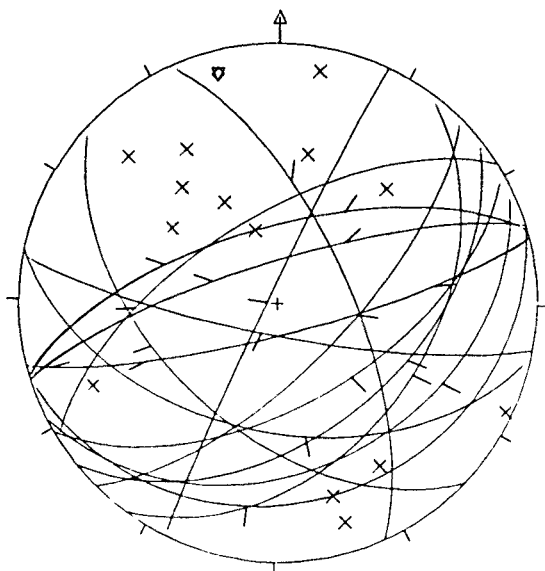
474



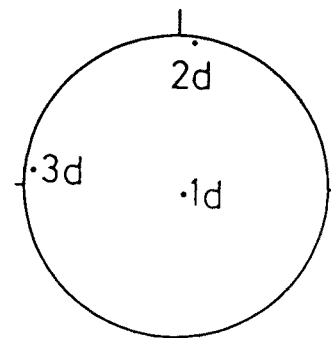
sm=6.6 fm=0.1066



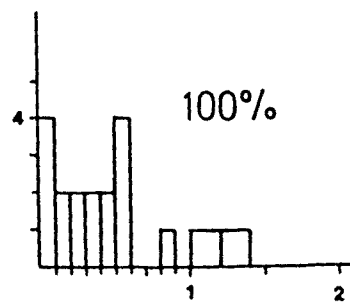
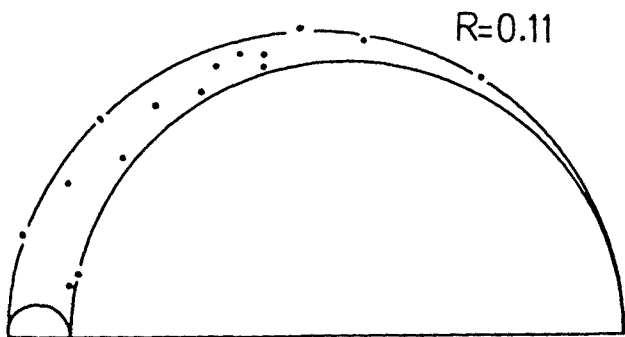
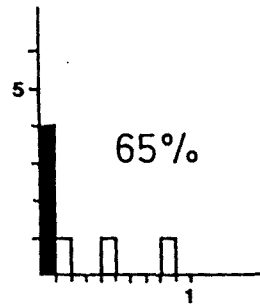
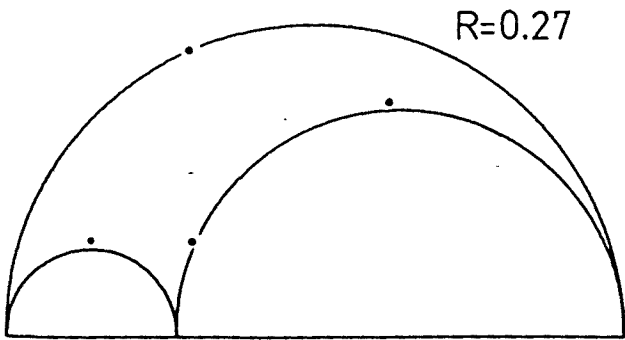
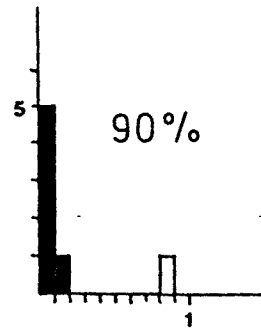
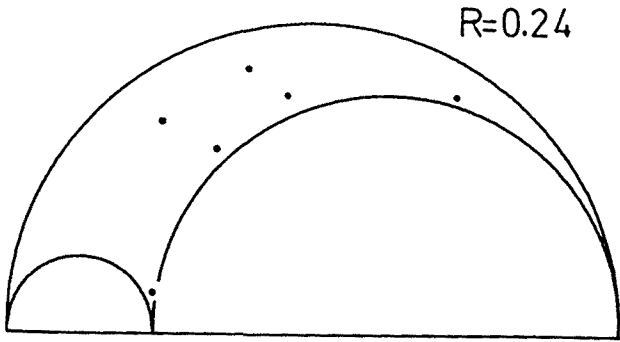
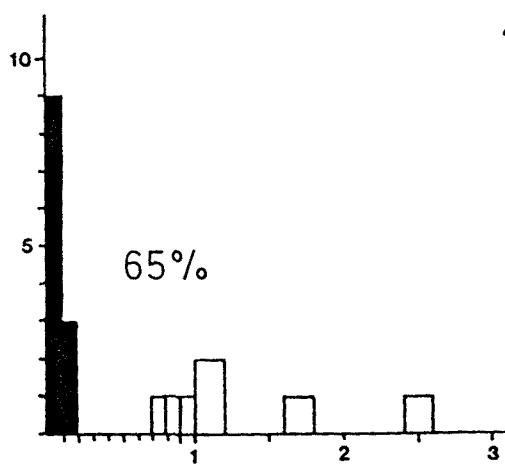
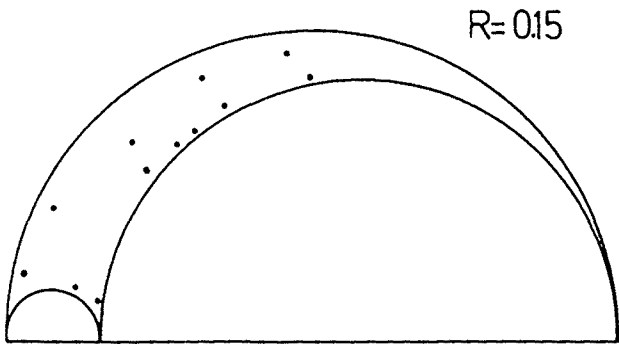
sm=8.9 fm=0.0483

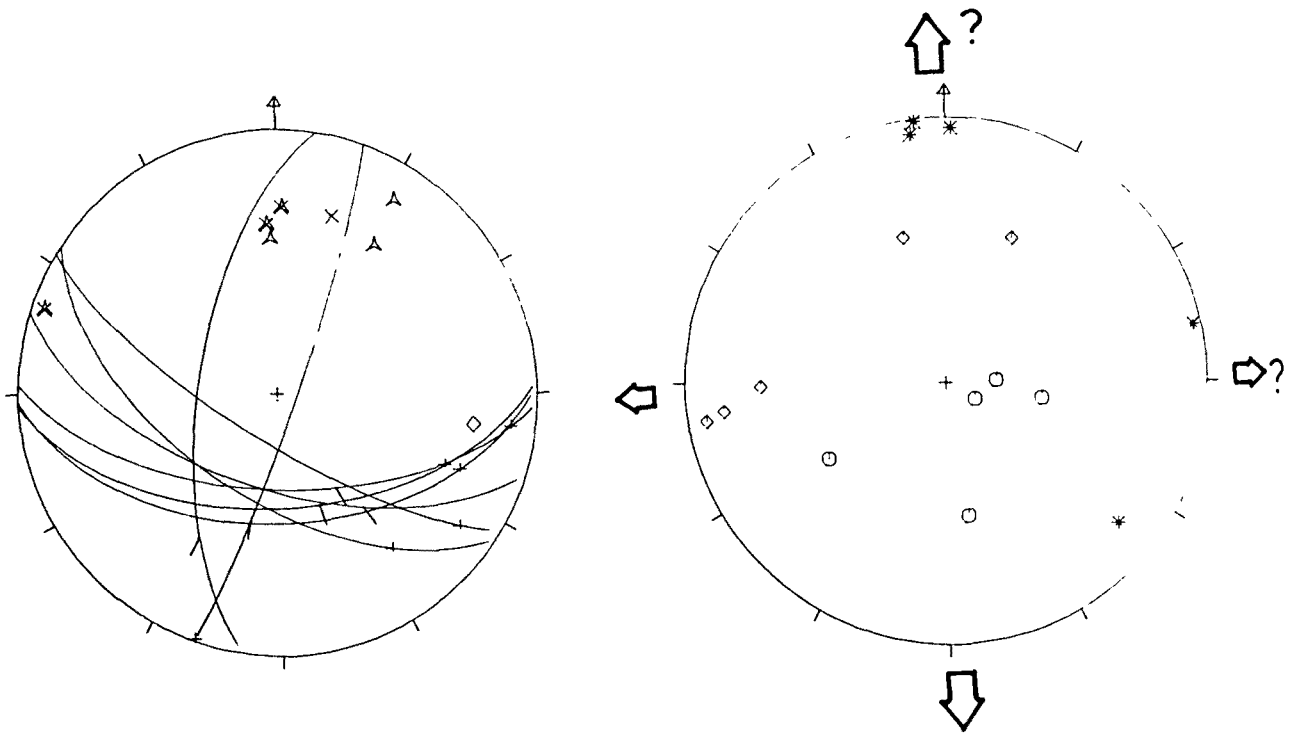


fm=0.001



sm=36. fm=5.9438





△ L:6

× N:4

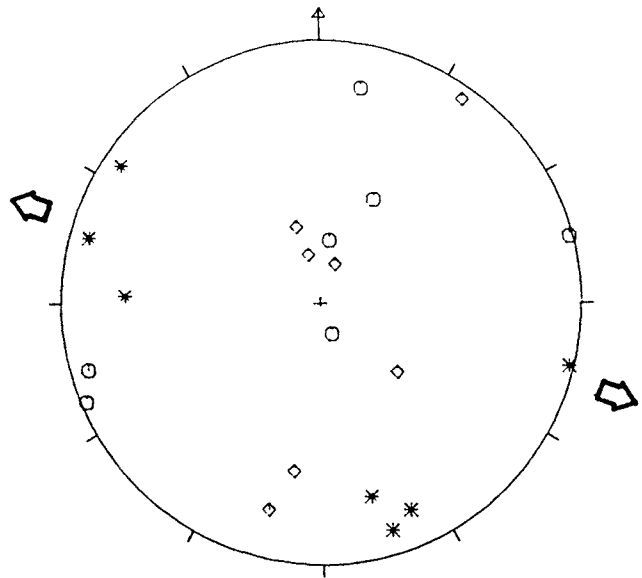
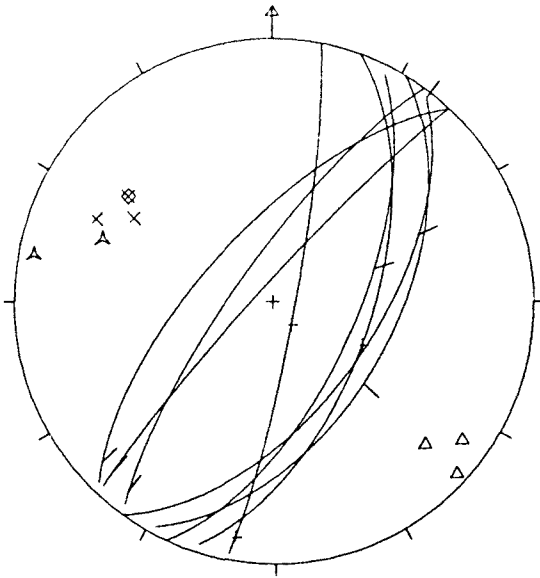
◇ S:1

ESTACIO GFC5099: Carretera d'Argelita a Toga. Guixos, calcàries i margues del "Muschelkalk mitjà"; capes subhoritzontals.

A partir de les 5 falles determinades s'obté una solució amb σ_1 subvertical i extensió horitzontalment en totes direccions.

Cal remarcar la presència de 6 falles indeterminades, fonamentalment direccionals.

GFCS100



A L:3

X N:3

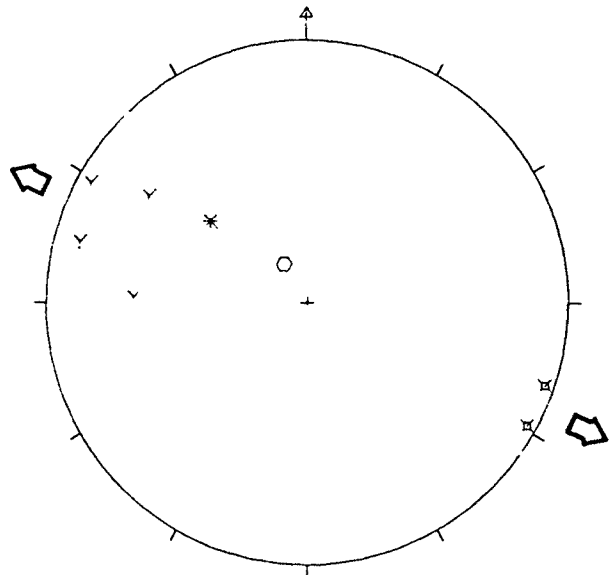
Δ D:3

◇ S:1

O E:1 * F:1

X A:2

Y C:4



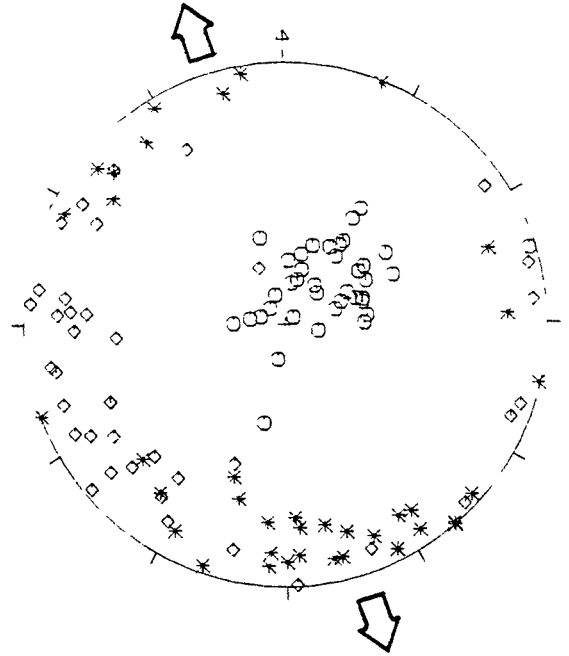
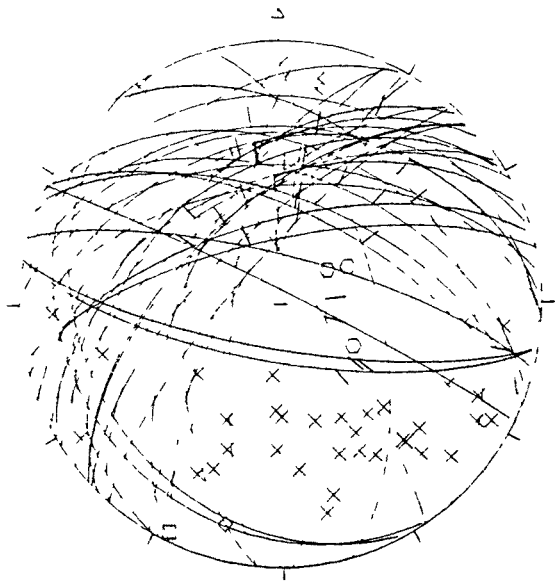
ESTACIO GFCS100: Ludiente. Calcàries i margues del Juràssic; cabusament horitzontal.

Falles normals, direccionals i esquerdes de tensió. Les falles normals i les esquerdes de tensió indiquen una solució amb σ_3 i X subhoritzontals i orientats WNW-ESE i amb σ_1 i Z subverticals. De les 4 falles direccionals, 3 (dextres) tenen orientacions similars entre si i diferent de la de les falles normals; l'altra (sinistra) es troba sobre un pla que també ha jugat com a normal, però tampoc no hi ha cap moviment sobre cap altra falla que se'n pugui considerar conjugat. Resta, doncs, indefinida la interpretació de la gènesi d'aquestes falles.

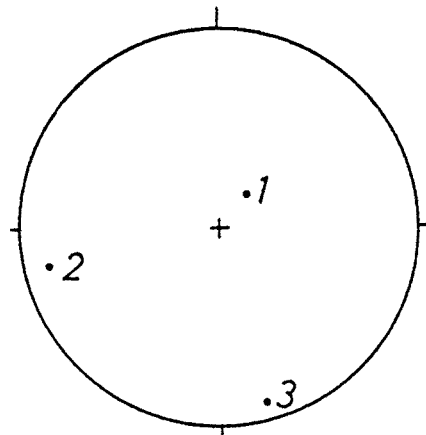
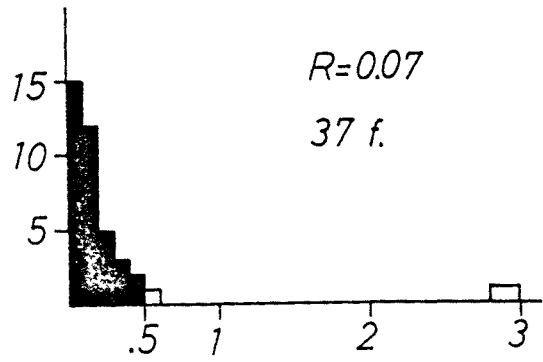
ESTACIO GFCS125: Conglomerats miocens de la unitat superior de la cubeta de Ribesalbes; capes horitzontals.

Falles d'escala centimètrica a mètrica. Excepte la falla sinistra que dóna un σ_1 òptim horitzontal, totes les altres donen una solució amb σ_1 subvertical i σ_2 i σ_3 subhoritzontals i orientats --de mitjana-- E-W i N-S, respectivament. La gran dispersió dels dos darrers eixos ve donada per la dispersió dels plans de falla.

Pel mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) s'obté una solució que explica 37 de les 39 falles --de fet l'única falla que se separa marcadament de la solució és la falla sinistra esmentada abans--. Aquesta solució coincideix totalment amb l'obtinguda pel mètode dels esforços òptims. El valor de R obtingut és pròxim a 0; aquest valor tan baix pot haver estat produït pel fet que les falles més petites s'han desenvolupat sobre la superfície dels còdols i blocs del conglomerat; això pot haver falsejat aquest valor que, en la realitat, podria haver estat més alt.



- × N:37
- 1:1
- ◇ S:1
- E:3

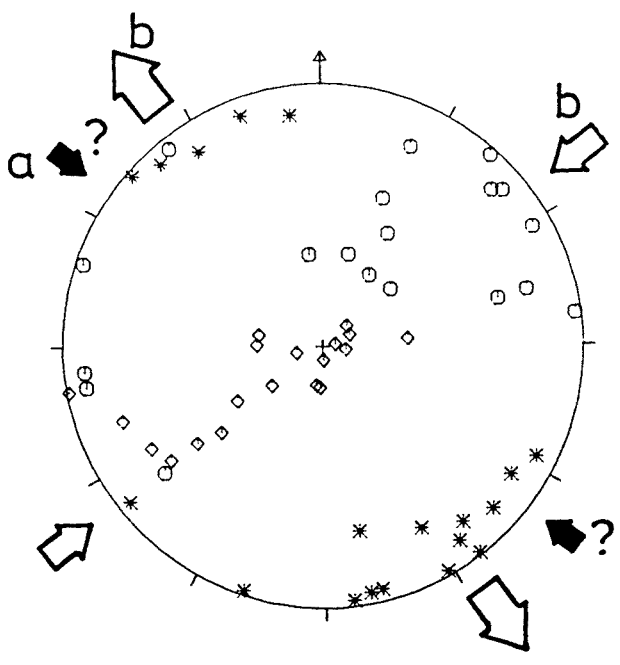
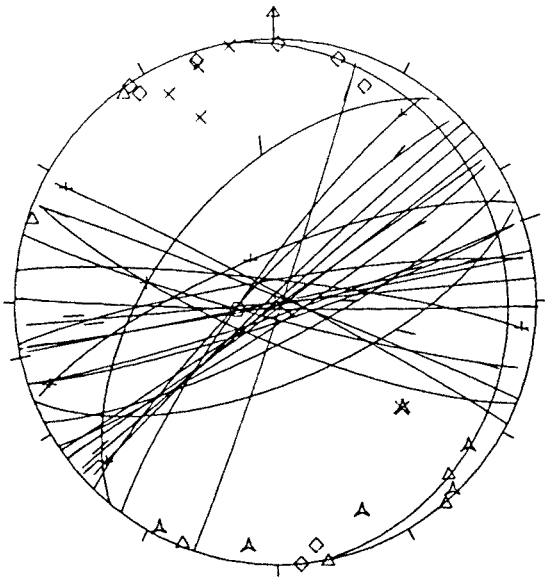


ESTACIO GENL129: Prop de Mora de Rubielos; pedrera núm 26 del full de Teruel del mapa 1:200.000 de roques industrials. Calcarenites del Cretaci inferior, amb estratificació subhoritzontal.

A partir de les falles s'obtenen dues solucions, clarament diferenciades ja que falles d'orientació similar tenen moviments oposats.

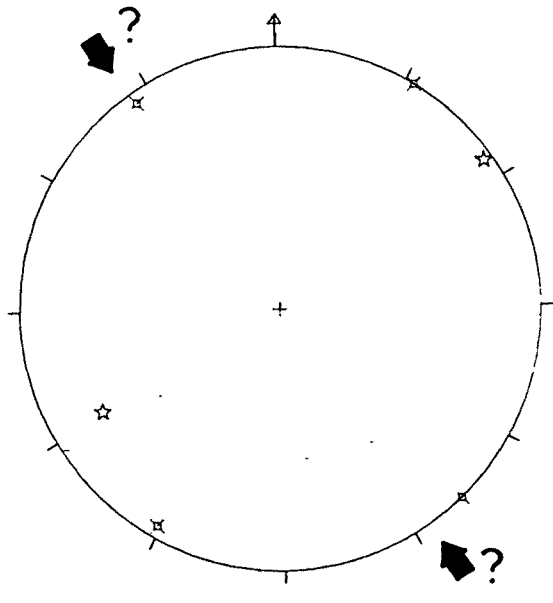
a) σ_1 horitzontal i aproximadament NW-SE, deduïda a partir de dues falles de moviment oposat als majoritaris de la solució següent. També són coherents amb aquesta solució les dues esquerdes de tensió que indiquen un escurçament horitzontal. A partir d'un nombre de dades tan petit, el grau de certitud en la deducció d'aquesta solució és molt baix.

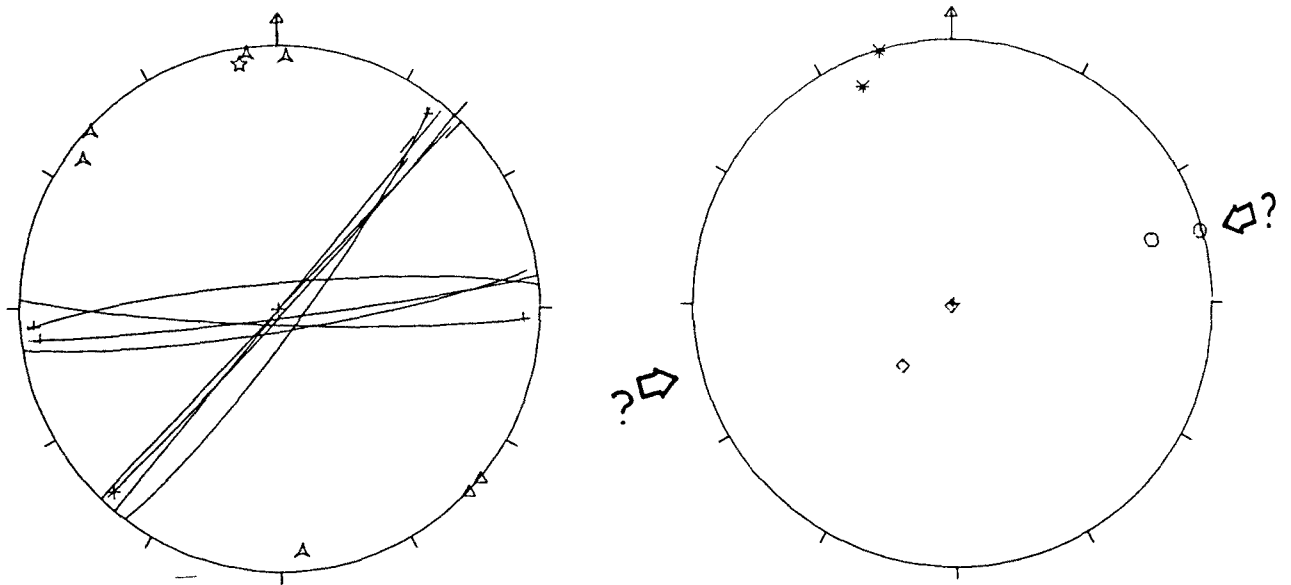
b) σ_1 i σ_2 horitzontals i orientats NE-SW i NW-SE, respectivament. Hi ha una gran dispersió dels eixos òptims teòrics σ_1 --d'horitzontal a gairebé vertical-- i σ_2 --de vertical a gairebé horitzontal--; això es produeix perquè hi ha una variació del pitch de les estries --sobre falles de similar orientació-- des de pròxims a 0° a força més elevats. Això pot ser degut a una variació de la relació entre les magnituds relatives d'ambdós eixos, tal com es veu en altres estacions: GFCS061, 081, 091 i GCAT122.



- A L:7
- X N:5
- △ D:6
- ◇ S:8
- E:1

- ▣ A:4
- ☆ B:2





A L:5

Δ D:2

☆ B:1

ESTACIO GENL130: Carretera de Mora de Rubielos a Alcalá de la Selva. Calcàries cretàcies; estratificació horitzontal.

Falles direccionals i esquerdes de tensió. Les falles direccionals formen dues famílies aparentment conjugades, ja que les dues falles de moviment determinat (dextres) pertanyen a la mateixa família. La direcció d'escurçament horitzontal que s'obté a partir de l'esquerda de tensió mesurada és coherent amb l'orientació de l'eix σ_1 òptim obtingut a partir de les dues falles dextres.

RECAPITULACIONS SOBRE LES ESTACIONS

Serralada Costanera Catalana

En les estacions fetes en materials mesozoics se n'obtenen tres solucions:

- a) σ_1 orientat NNW-SSE i subhoritzontal, amb σ_3 també en posició subhoritzontal i orientat ENE-WSW.
- b) σ_1 orientat NE-SW i subhoritzontal, amb σ_3 també subhoritzontal i orientat NW-SE.
- c) σ_1 subvertical.

En general a les estacions on hi ha solucions amb σ_1 subhoritzontal hi predomina una de les dues, mentre l'altra és molt minoritària o no s'observa (FIG. A.10 i A.9). La solució a) és majoritària a les estacions 110 i 123 i minoritària a la 112 (només 2 dades), 115 i 139. La solució b) és la única amb σ_1 subhoritzontal a les estacions 116, 117, i 119; majoritària a les estacions 112, 115 i 139 i minoritària a les estacions 110 i 123.

La solució c) s'obté en quatre estacions. En les estacions 110, 117 i 119 σ_3 s'orienta NW-SE i en la 123 ho fa NE-SW.

De les cinc estacions fetes en materials miocens, en quatre se n'obtenen solucions amb σ_1 subhoritzontal, amb direccions que varien de NE-SW (estació 120) a NNE-SSW (estacions 122 i 124) i a N-S (estacions 132 i 140). En tres de les estacions (120, 121 i 122) se n'obtenen també solucions amb σ_1 subvertical i σ_3 orientat NW-SE.

FIGURA A. 10:

Mapa de les orientacions de σ_1 dels tensors deduïts en què aquest eix principal d'esforços es diposa horitzontalment.

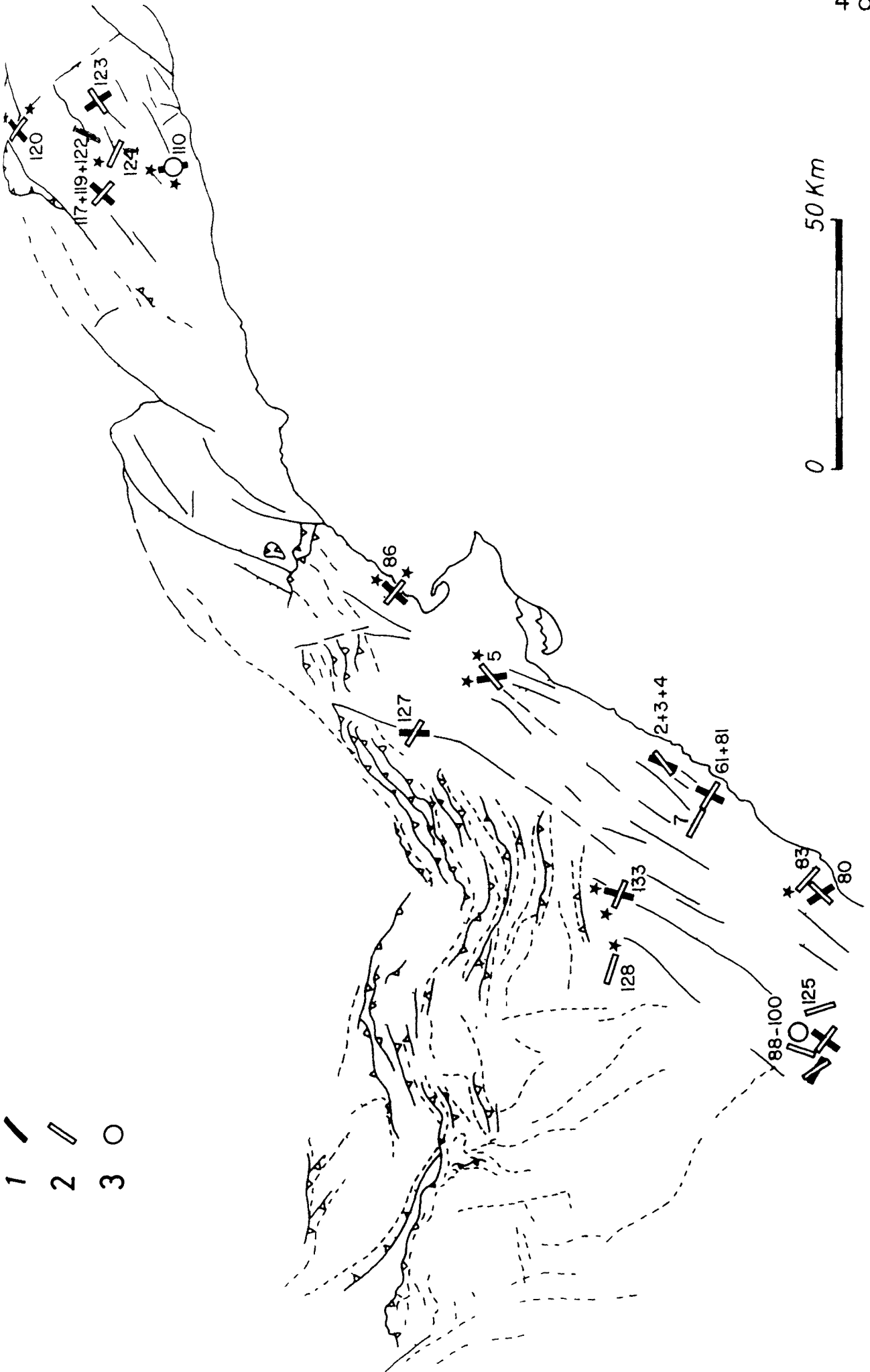
1: Orientació de σ_1 de la solució dominant. 2: Orientació de σ_1 de la solució minoritària. 3: Indica les orientacions de σ_1 obtingudes exclusivament per mètodes estereogràfics senzills. 4: Direcció d'escurçament (Z) obtinguda exclusivament a partir d'estil·lits i/o d'esquerdes de tensió.



FIGURA A. 11:

Mapa de les orientacions de σ_3 dels tensors amb σ_1 vertical i la seva relació amb l'orientació de σ_1 dels tensors dominants que tenen aquest eix horitzontal, a les estacions on s'ha deduït tots dos tensors.

1: Orientació de σ_1 de la solució dominant que el té horitzontal.
2: Orientació de σ_3 horitzontal de les solucions amb σ_1 vertical. 3: Estacions on les solucions amb σ_1 vertical tenen σ_1 aproximadament igual en valor relatiu a σ_3 .



La FIG.A.12 mostra l'orientació en l'espai dels dos tipus de solucions amb σ_1 subhoritzontal (18 en total, de les quals 3 s'han deduït a partir de menys de 6 dades). S'observa clarament el predomini de les solucions amb σ_1 contingut en els quadrants NE-SW.

Excepte a l'estació 110, a les estacions on s'han trobat simultàniament solucions amb σ_1 subhoritzontals i solucions amb σ_1 subvertical, l'orientació de l'eix σ_3 que correspon al σ_1 subhoritzontal dominant --si n'hi ha més d'un-- i el σ_3 de la solució amb σ_1 subvertical són aproximadament paral·lels: NW-SE en les estacions 117, 119, 120, 122 i 124; ENE-WSW a l'estació 123.

Les edats relatives de les tres solucions obtingudes introdueixen un factor de complicació:

— Només hi ha observacions segures de superposició d'estries que indiquin la relació entre a) i b) a l'estació 12 on, en dues falles E-W he observat estries sinistres sobreimposades sobre estries dextres; això indica que a) és anterior a b).

— Aquesta relació és abonada pel fet que —com hem vist al capítol 4.1.1— al Massís de Garraf a) bisequi l'angle agut de la majoria de les falles conjugades i pot, per tant, explicar-ne la formació, mentre que b) sol bisecar-ne l'angle obtús (GUIMERA, 1978).

— D'una manera general, les estries que indiquen moviments normals tallen les que indiquen moviments direccionals.

— A l'estació 120 (en materials burdigalians), les estries de les falles normals basculades són tallades per les estries direccionals; per tant b) és posterior a c).

— Les estacions 122 i 140 —com hem vist al capítol 5— es troben en uns materials sedimentats quan la fossa del Vallès-Penedès ja estava ben desenvolupada (Burdigalià superior-Languetà i Pliocè, respectivament). Els camps d'esforç amb σ_1 subhoritzontal que es dedueix de les estructures que les afecta és, també, posterior .

Àrees plegades

Dins aquesta àrea són poques les estacions que inclouen un nombre mínim de dades, i és difícil extraure'n unes conclusions generals significatives. Cal remarcar que els resultats que se n'obtenen no contradiuen els obtinguts en les altres tres àrees.

Fosses Costaneres

A 8 de les 19 estacions descrites es dedueixen dues solucions diferents amb σ_1 subhoritzontal --i amb σ_3 també subhoritzontal-- . Aquestes dues direccions es troben normalment en quadrants diferents i sempre formen angles superiors a 45° i, d'una estació a una altra, mostren una marcada variabilitat: NW-SE i aproximadament NE-SW a les estacions 3 (la segona dominant) i 77 ; aproximadament NNE-SSW (dominant) i dins el quadrant NW-SE a la 133; aproximadament N-S i dins el quadrant NE-SW a la 86; aproximadament N-S i aproximadament E-W a les estacions 2 i 6 (N-S dominant); aproximadament E-W (dominant) i dins el quadrant NW-SE a l'estació 4.

Només a l'estació 3 poden arribar a definir-se tres solucions amb σ_1 subhoritzontal: WNW-ESE, NNE-SSW i ENE-WSW. Les dues primeres solucions es dedueixen a partir de les estries sobre els plans de falla; la darrera, únicament a partir dels estilòlits desenvolupats sobre aquests plans de falla.

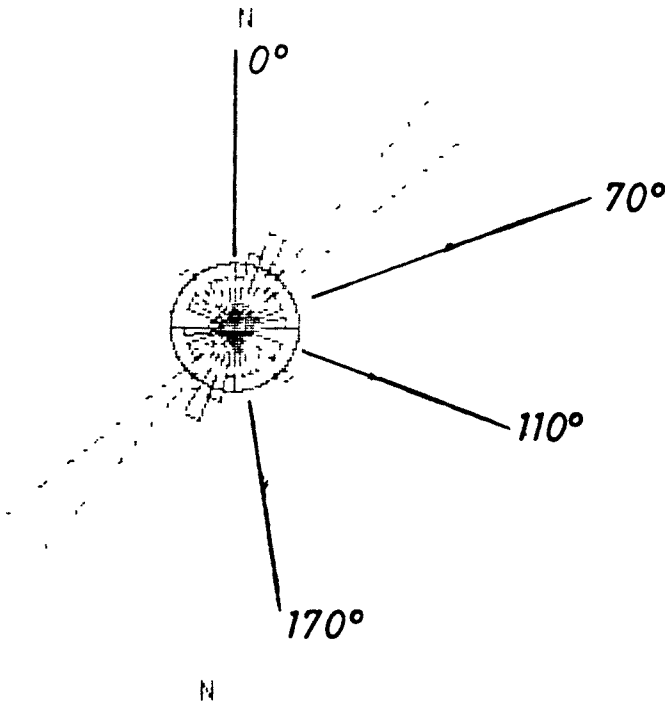
Les estacions 2, 3 i 4 es troben molt pròximes entre si --sobretot la 3 i la 4, a menys de 100 m-- i les direccions de σ_1 de les solucions deduïdes tenen orientacions diferents a les tres estacions. En el cas de les estacions 2 i 4 --les mateixes estructures sobre els mateixos materials-- una solució té σ_1 aproximadament E-W a les dues estacions, l'altra varia uns 40° al voltant de N-S.

La FIG. A.12 mostra la distribució en l'espai de les 24 solucions deduïdes, 15 de les quals a partir de 6 dades o més. Hi ha una gran dispersió; a partir de les 15 últimes se'n dedueixen dos camps: un entre NW-SE i NE-SW i l'altre

FIGURA A. 12:

Resum de les orientacions de σ_1 , en les solucions en què aquest eix és horitzontal, deduït a partir de 6 o més dades. A: totes les estacions; B: a la Serralada Costanera Catalana; C: a les àrees plegades; D: a les Fosses Costaneres i D: a l'Àrea Meridional.

Els diagrames en rosa dels vents han estat fets amb el programa ORIENT cedit pel Professor Henry Charlesworth (Dep. of Geology, Univ. of Alberta, Canadà).



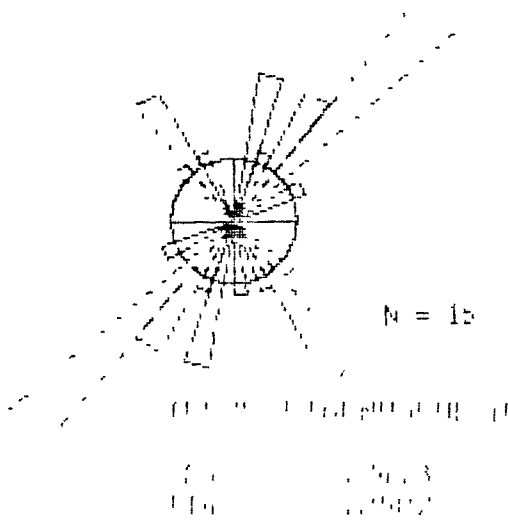
(A)

N = 46

TREND: EIGENWERT

| | |
|-------|-------|
| 35,6 | ,6592 |
| 125,6 | ,7401 |

(B)

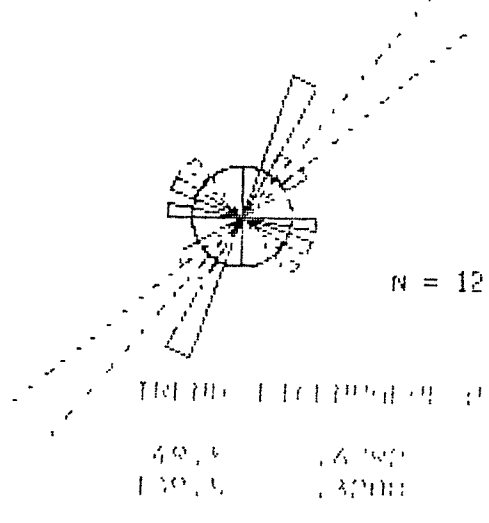


N = 15

TREND: EIGENWERT

| | |
|------|-------|
| 23,3 | ,6592 |
| 116 | ,7401 |

(C)

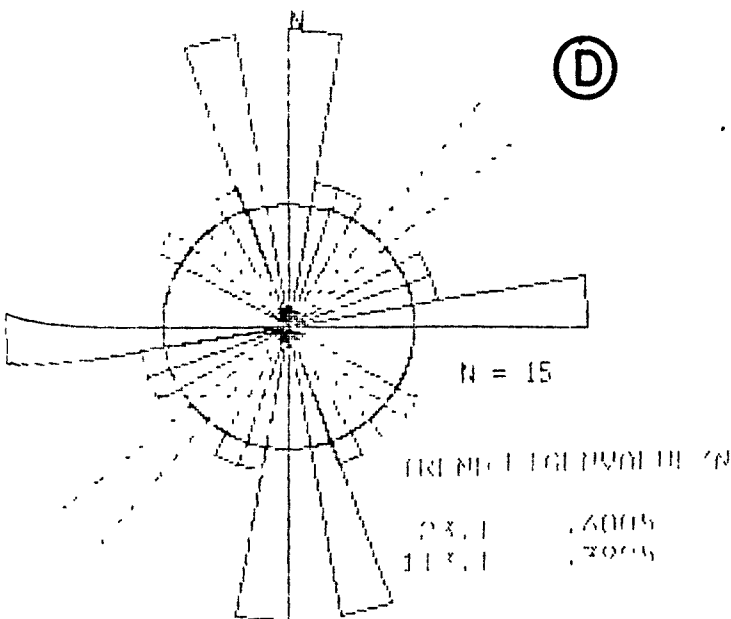


N = 12

TREND: EIGENWERT

| | |
|-------|-------|
| 49,5 | ,6592 |
| 130,5 | ,7401 |

(D)

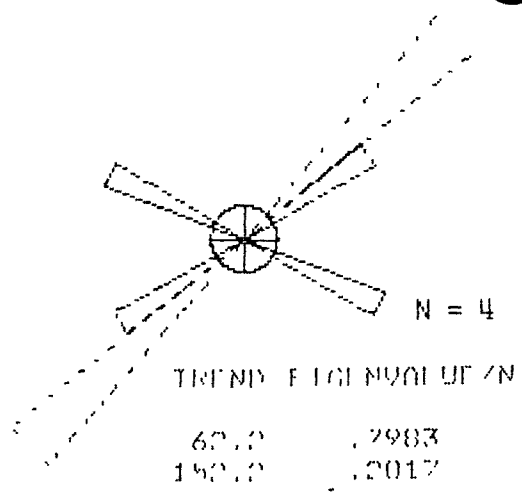


N = 15

TREND: EIGENWERT

| | |
|-------|-------|
| 23,1 | ,6005 |
| 113,1 | ,7005 |

(E)



N = 4

TREND: EIGENWERT

| | |
|-------|-------|
| 62,0 | ,2983 |
| 152,0 | ,2017 |

aproximadament E-W.

A 10 de les 19 estacions es dedueixen solucions amb σ_1 subvertical. En la majoria dels casos σ_3 s'orienta NW-SE (estacions 7, 61, 79, 81, 83, 86, 127 i 128), en tres estacions ho fa NE-SW (3, 5, i 80).

En dues estacions (61 i 81, separades uns 100 metres entre si) he observat com sobre el mateix pla de falla o sobre plans d'orientació similar hi ha estries que indiquen un moviment predominantment normal però amb components direccionals oposats: dextre i sinistre. En un cas (estació 61) he observat com una estria que indica un moviment normal-sinistre s'inflexionava fins a esdevenir normal-dextra.

Un altre fet a remarcar (vegeu FIG. A.11) és que a les estacions on coexisteixen solucions amb σ_1 horitzontal i vertical, σ_3 del les segones és aproximadament perpendicular a l'orientació de l'eix σ_1 de la solució dominant de les primeres (σ_3 d'ambdós tenen la mateixa orientació); els únics casos en què això no es compleix són l'estació 127 --en la què pel mètode dels esforços òptims la diferència és més petita-- i l'estació 4 --en la què només hi ha estilòlits i esquerdes de tensió--.

Les relacions temporals entre les diverses solucions obtingudes poden resumir-se --a partir de les observacions de camp de les estructures atribuïdes a alguna d'elles-- de la manera següent:

— Relacions temporals entre σ_1 aproximadament E-W i σ_1 al voltant de N-S (NNW-SSE a NNE-SSW): a tres estacions és la primera anterior a la segona (estació 6, 2 dades; 86, 2 dades; 4, 1 dada), a l'estació 2, a partir de tres dades, en dos casos la primera és posterior a la segona i en un cas n'és anterior (sincronia?).

— Les estries que indiquen moviments normals --a partir de les quals he deduït les solucions amb σ_1 subvertical-- són en la majoria de les estacions posteriors a les direccionals --a partir de les quals he deduït, majoritàriament les solucions amb σ_1 subhoritzontal--: estació 5 (5 dades), 7 (1), 61 (1) i 79 (3).

— En dues estacions, però, he observat que són les estries que indiquen moviments direccionals les que tallen les que n'indiquen de normals: estacions 80 i 81. A l'estació 80 l'estria direccional indica un σ_1 òptim aproximadament E-W, dins d'un camp de dispersió centrat en la direcció NW-SE; l'eix σ_3 anterior s'orienta NE-SW. A l'estació 81 l'estria direccional indica un σ_1 òptim pròxim a NNE-SSW, que és el que indiquen aproximadament les altres falles direccionals; l'eix σ_3 anterior s'orienta NW-SE.

Area meridional

De les 16 estacions descrites dins aquesta àrea només n'hi ha 4 que indiquin solucions amb σ_1 subhoritzontal a partir de 6 o més dades: 91, 93, 95 i 129 (FIG.A.12). Tres d'aquestes estacions indiquen σ_1 orientat aproximadament NE-SW (91, 93 i 129), i l'altra NW-SE (95). En aquestes quatre estacions hi són presents solucions amb σ_1 subvertical; l'orientació de l'eix σ_3 dels dos tipus de solucions tenen la mateixa orientació (NW-SE a les tres primeres estacions i NE-SW a la segona). En tres d'aquestes estacions hi ha indicis de solucions amb σ_1 en els quadrants diferents de les anteriors: 93 i 129 (NW-SE) i 95 (NE-SW); aquestes deduccions, però, són dubtoses, ja que es basen en molt poques dades.

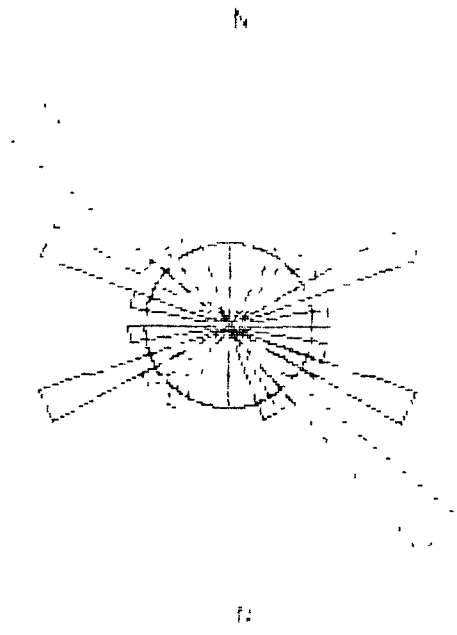
Excepte a les estacions 96, 130 i 131, a totes les altres es dedueixen solucions que indiquen camps d'esforços amb σ_1 subvertical. L'orientació de σ_3 és aproximadament NW-SE a les estacions 91, 92, 93, 97 i 129; NE-SW a l'estació 95; aproximadament N-S a les estacions 90, 94, 99 i 125; de direcció poc definida a l'estació 98 i a partir de les falles hectomètriques a quilomètriques dels voltants de Zucaina, degut als valors de R pròxims a 0, tal com es dedueix a partir del mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981).

Quatre d'aquestes darreres estacions (92, 96, 97 i 98) tenen --sobre el mateix pla de falla o sobre falles d'orientació similar-- estries que indiquen moviments normals però amb components direccionals oposats --dextre i sinistre--; aquest fet també s'observa a les falles d'escala hectomètrica a quilomètrica dels voltants de Zucaina. A les estacions que han estat tractades amb el mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) (98 i falles dels voltants de Zucaina), els

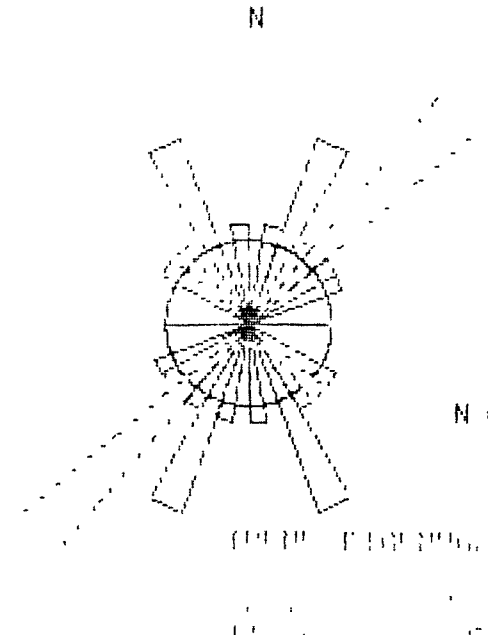
FIGURA A. 13:

Relació entre l'orientació de σ_3 en les solucions majoritàries --en cada estació-- amb σ_1 horitzontal i l'orientació de σ_3 de les solucions amb σ_1 vertical de la mateixa estació.

A: orientacions de σ_1 horitzontal dominant a les estacions que també tenen solucions amb σ_1 vertical i B: orientacions de σ_3 corresponent. C: Orientacions de σ_3 en les solucions amb σ_1 vertical en les estacions que també tenen solucions amb σ_1 horitzontal. D: Orientacions de σ_3 en les solucions amb σ_1 vertical, per totes les estacions que en tenen. E: Histograma que resumeix els angles que fan, en una mateixa estació, els eixos σ_3 de la solució dominant amb σ_1 horitzontal i de la solució amb σ_1 vertical. Cal remarcar que en 9 de les 15 estacions aquest angle és igual o inferior a 80° .



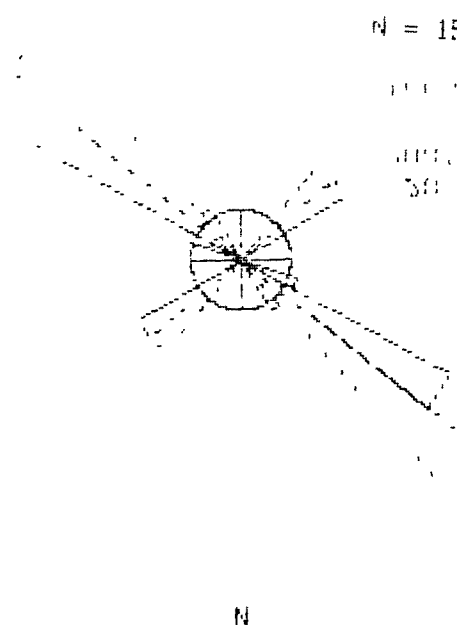
(B)



(A)

N = 15

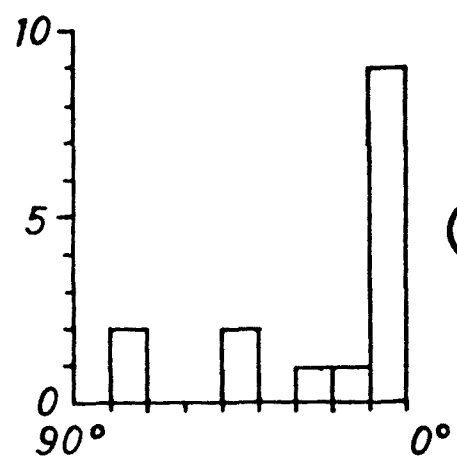
MEAN DIRECTION: 100°
 MEAN LENGTH: 0.45



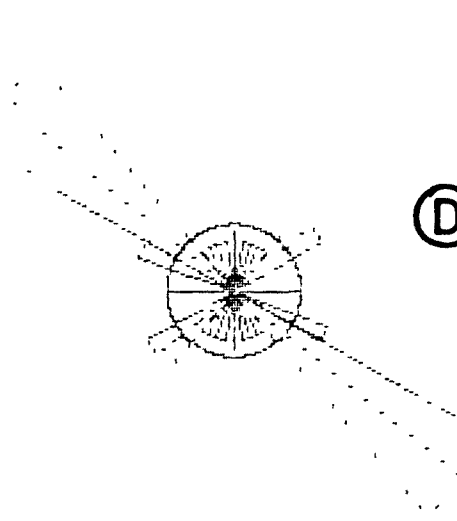
(C)

N = 15

MEAN DIRECTION: 100°
 MEAN LENGTH: 0.45



(E)



(D)

N = 24

MEAN DIRECTION: 100°
 MEAN LENGTH: 0.45

valors de R de les solucions amb σ_1 vertical són pròxims a 0, i dins la mateixa estació s'obtenen solucions amb σ_2 i σ_3 intercanviats.

L'única estació on, a partir de la superposició d'estries sobre el mateix pla de falla, he pogut observar la relació entre les estries direccionals i normals, és la 93: les segones són posteriors a les primeres; això indica que la solució que té un camp d'esforç amb σ_1 horitzontal i orientat NE-SW és anterior a la que té σ_1 vertical i σ_3 orientat NW-SE.

APENDIX I I

En aquest apèndix calculo quins haurien estat els moviments de les falles de les diverses direccions observades, deduïdes o suposades a la regió estudiada sota diversos camps d'esforços compatibles amb els moviments observats.

Aquest càlcul l'he fet amb la fórmula de BOTT (1959):

$$\tan \theta = \frac{n}{lm} \left\{ m^2 - (1-n^2) \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \right\}$$

$$\text{fent } R_B = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$

i suposant que $\sigma_y > \sigma_x$ (en la posició de σ_y hi ha σ_1 o σ_2).

Els valors que pot prendre R_B i els significats que tenen pel que fa a la posició en l'espai dels eixos de l'el.lipsoide d'esforços i els valors relatius d'aquests eixos són els mateixos que he exposat a l'APENDIX I per R_A .

Els resultats obtinguts estan exposats a les TAULES I a VII.

Per poder veure quin és el grau de concordança entre els resultats obtinguts aplicant la fórmula de BOTT (1959) i el mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981), he aplicat aquest darrer mètode als resultats obtinguts de la fórmula de Bott. A la FIG. XXX hi ha els resultats obtinguts en el cas en què $Y=010$. Les orientacions dels eixos, els valors de R i els histogrames de separacions entre les estries suposades i les calculades són altament coincidents per tots els valors de R_B ; només quan R_B és igual a 1 i a 3 els histogrames de

separacions atenyen uns valors superiors a 0.3 radians (0.6 i 0.4, respectivament). Per tant, els resultats obtinguts per aquests dos mètodes són comparables.

Passaré, doncs, ara a comentar els resultats obtinguts a partir de la fórmula de BOTT (1959) per calcular l'orientació de l'estria sobre diferents plans de falla en funció del valor de R_B i de diferents orientacions de Y --suposant que aquest eix coincideix amb l'eix d'esforç màxim horitzontal (σ_1 o σ_2 , segons el cas).

Les direccions de Y escollides són les que es troben dins els quadrants compressius de les falles ibèriques i catalanes; he fet el càlcul cada 10° : N 160 E, 170, 000, 010, 020, 030 i 040.

Els plans de falla escollits corresponen a les diverses orientacions de falles de sòcol observades, deduïdes o suposades a la regió estudiada. Les més significatives, però, són les NW-SE (135 i 155), les NE-SW (030, 050 i 075) i les aproximadament E-W (085), que són els plans en què s'ha observat o pogut deduir el moviment, principalment els dos primers grups.

Els valors de R_B els he escollits amb la intenció de fer un escombratge dels diversos camps d'esforços possibles, i són:

$-R_B = -10$: σ_3 vertical, σ_1 i σ_2 de valors no gaire diferents: hi ha compressió en totes les direccions horitzontals i qualsevol falla té components inversos dominants. Es una possibilitat difícilment aplicable a la regió estudiada.

$-R_B = -1$: σ_3 vertical, σ_1 i σ_2 de valors clarament diferents. Implica una compressió dominant en la direcció de σ_1 i ja components inversos variables sobre els diversos plans de falla en funció de la seva orientació.

$-R_B = 0$: σ_1 horitzontal i $\sigma_2 = \sigma_3$.

$-R_B = 0.3$: σ_2 vertical i valors relatius força diferents dels tres eixos.

$-R_B = 1$: σ_3 horitzontal i $\sigma_1 = \sigma_2$.

- $R_B=3$: σ_1 vertical i valors força diferents dels tres eixos. implica una direcció dominant d'extensió segons σ_3 .

- $R_B=8$: Igual que en el cas anterior però amb valors de σ_2 i de σ_3 més pròxims. Hi ha una extensió horitzontal en totes direccions.

Els **moviments observats** a les falles de sòcol de la regió estudiada són els següents:

-Falles NE-SW: 1) sinistre bastant pur i 2) normal sinistre.

-Falles NW-SE: 1) invers-dextre i/o dextre i 2) normal.

-Falla E-W (085): component direccional dextre.

A les TAULES I a VII hi ha els resultats obtinguts. Se'n desprén:

a) Una orientació de $Y=040$ implicaria que les falles N 030 E tindrien una component direccional dextra, cosa no observada; les falles ibèriques (NW-SE) tindrien predominantment moviments inversos o normals i només moviments majoritàriament direccionals amb valors de R_B als voltants de 1. La variació espacial del valor de R_B necessari durant l'Aragonià per explicar el moviment dextre (amb una certa component inversa o convergent) i els encavalcaments associats a Daroca simultàniament amb la formació de les fosses litorals gràcies a falles NE-SW normals, implica, R_B més gran que 0.3 i lleugerament més petit que 1 a Daroca i iguals o superiors a 3 a les fosses litorals.

b) Les orientacions de $Y=160-170$ impliquen components més inverses a les falles catalanes (NE-SW) que a les ibèriques (NW-SE), al contrari del que indiquen les observacions de camp. Les variacions espacials de R_B necessàries durant l'Aragonià són, per $Y=160$, un valor de R_B entre -1 i 0 a Daroca i igual o més gran de 3 a les fosses litorals i per $Y=170$ uns valors de -1 a 0.3 i igual o més gran de 3, respectivament.

c) Pels valors de R_B entre 000 i 020, els valors inversos i direccionals dels moviments de les falles NW-SE i NE-SW són similars quan $Y=000$ i són progressivament més inverses les falles NW-SE que les NE-SW quan $Y=010$ i quan $Y=020$. Els valors de R_B que cal suposar durant l'Aragonià a Daroca i a les fosses costaneres són:

$Y=000$:

Daroca: de 0 a 0.3

Fosses costaneres: de 3 en amunt.

$Y=010$:

Daroca: de 0 a 0.3

Fosses costaneres: iguals o, millor, superiors a 3.

$Y=020$:

Daroca: 0.3 i, fins i tot, més gran.

Fosses costaneres: iguals o, millor, superiors a 0.3.

d) Els resultats per $Y=030$ queden en una situació intermèdia respecte als dos casos anteriors.

Com a conclusió, es dedueix que:

1) Els valors de Y de 160 i 170 --i, fins i tot, potser, 000-- tenen els inconvenients d'implicar moviments inversos més grans a les falles NE-SW que a les NW-SE i necessiten, durant l'Aragonià, una variació espacial dels valors de R força més alta que les altres direccions. $Y=160$ té l'avantatge de produir una certa component dextra a la falla orientada 085.

2) Les direccions de Y compreses entre 000 i 040 impliquen progressivament components inversos més grans a les falles NW-SE que a les NE-SW i diferències menors entre els valors de R_B necessaris durant l'Aragonià a Daroca i a les fosses costaneres. Valors superiors a 030 tenen l'inconvenient de produir components direccionals dextres a les falles més NNE-SSW. Totes aquestes direccions no poden explicar directament la component dextra de la falla 085 del sud d'Aliaga.

3) Per tant, les direccions de Y esmentades compreses dins el quadrant NE-SW --sobre tot les direccions 010 i 020-- són les que millor expliquen els moviments de les falles principals (NE-SW i NW-SE) de la regió estudiada i les seves

possibles variacions temporals i espacials. La component direccional de la falla 085 del sud d'Aliaga --tal com discuteixo al capítol 7-- pot explicar-se com una conseqüència de la interacció entre aquestes dues direccions de falles principals.

TAULA A2:

Resultats dels càlculs dels moviments que es produirien sobre les falles observades o suposades de la regió estudiada a partir de la fórmula de BOTT (1959), fent servir diferents orientacions de Y i diferents valors de R_{cs} .

I: Y=N 160 E

| | FALLA | R=-1 | R=0 | R=1 | R=2 | R=3 | R=4 | R=5 |
|------|-----------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|
| 1 - | 15 60 SW | 73 SE | 10 SE | 11 SE | 0 NW | 21 NW | 53 NW | 75 NW |
| 2 - | 15 60 SW | 61 SE | 13 SE | 2 SE | 1 NW | 9 NW | 29 NW | 59 NW |
| 3 - | 55 60 SW | 77 SE | 25 SE | 0 | 7 NW | 23 NW | 52 NW | 74 NW |
| 4 - | 55 60 SW | 67 SE | 16 SE | 0 | 0 NW | 10 NW | 27 NW | 54 NW |
| 5 - | 75 60 E | 73 S | 15 S | 2 S | 6 N | 23 N | 53 N | 74 N |
| 6 - | 175 60 E | 67 S | 15 S | 1 S | 2 N | 9 N | 27 N | 55 N |
| 7 - | 105 60 NE | 73 W | 10 W | 11 W | 6 W | 6 E | 35 E | 65 E |
| 8 - | 15 60 NE | 55 W | 10 W | 14 W | 5 W | 3 E | 19 E | 48 E |
| 9 - | 85 60 S | 97 E | 10 E | 72 E | 57 E | 47 E | 6 W | 74 W |
| 10 - | 35 60 S | 82 E | 10 E | 52 E | 32 E | 23 E | 3 W | 54 W |
| 11 - | 55 60 S | 75 E | 10 E | 32 E | 17 E | 12 E | 1 W | 35 W |
| 12 - | 75 60 SE | 89 E | 10 E | 94 E | 79 E | 74 E | 2 W | 54 W |
| 13 - | 75 60 SE | 97 E | 10 E | 76 E | 62 E | 54 E | 1 W | 76 W |
| 14 - | 50 60 SE | 86 W | 15 W | 67 W | 45 W | 36 W | 8 E | 70 E |
| 15 - | 50 60 SE | 80 W | 15 W | 49 W | 24 W | 16 W | 3 E | 47 E |
| 16 - | 30 60 SE | 82 W | 15 W | 47 W | 22 W | 11 W | 16 E | 58 E |
| 17 - | 30 60 SE | 70 W | 15 W | 23 W | 3 W | 4 W | 5 E | 33 E |
| 18 - | 105 60 SE | 82 W | 10 W | 52 W | 27 W | 16 W | 14 E | 60 E |

II: Y=N 170 E

| | FALLA | R=-10 | R=-1 | R=0 | R=0 2 | R=1 | R=3 | R=4 |
|------|-----------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|
| 1 - | 135 60 SW | 80 SE | 10 SE | 35 SE | 10 SE | 1 SE | 20 NW | 55 NW |
| 2 - | 135 60 SW | 65 SE | 10 SE | 16 SE | 4 SE | 0 | 8 NW | 29 NW |
| 3 - | 155 60 SW | 79 SE | 10 SE | 26 SE | 2 SE | 6 NW | 23 NW | 53 NW |
| 4 - | 155 60 SW | 61 SE | 10 SE | 11 SE | 1 SE | 2 NW | 9 NW | 27 NW |
| 5 - | 175 60 E | 77 S | 15 S | 24 S | 0 | 7 N | 23 N | 52 N |
| 6 - | 175 60 E | 60 S | 15 S | 10 S | 0 | 3 N | 10 N | 27 N |
| 7 - | 105 60 NE | 77 W | 10 W | 36 W | 18 W | 12 W | 4 E | 41 E |
| 8 - | 105 60 NE | 66 W | 10 W | 21 W | 10 W | 6 W | 2 E | 24 E |
| 9 - | 85 60 S | 89 E | 10 E | 84 E | 79 E | 74 E | 2 W | 84 W |
| 10 - | 85 60 S | 97 E | 10 E | 76 E | 62 E | 54 E | 1 W | 76 W |
| 11 - | 85 60 S | 95 E | 10 E | 62 E | 45 E | 35 E | 0 | 63 W |
| 12 - | 75 60 SE | 99 W | 15 W | 94 W | 79 W | 74 W | 2 E | 84 E |
| 13 - | 75 60 SE | 87 W | 15 W | 76 W | 63 W | 54 W | 1 E | 76 E |
| 14 - | 50 60 SE | 84 W | 15 W | 57 W | 33 W | 21 W | 12 E | 53 E |
| 15 - | 50 60 SE | 75 W | 15 W | 31 W | 14 W | 9 W | 5 E | 38 E |
| 16 - | 30 60 SE | 90 W | 15 W | 39 W | 13 W | 4 W | 18 E | 56 E |
| 17 - | 30 60 SE | 67 W | 15 W | 18 W | 5 W | 1 W | 7 E | 30 E |

III: Y=N-S

| | FALLA | R=-10 | R=-1 | R=0 | R=0 3 | R=1 | R=2 | R=2 |
|----|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1 | 135 60 SW | 81 SE | 43 SE | 17 SE | 7 SE | 17 NW | 57 NW | 78 NW |
| 2 | 135 90 SW | 69 SE | 20 SE | 7 SE | 3 SE | 7 NW | 31 NW | 61 NW |
| 3 | 155 60 SW | 78 SE | 29 SE | 5 SE | 3 NW | 21 NW | 53 NW | 75 NW |
| 4 | 155 80 SW | 62 SE | 13 SE | 2 SE | 1 NW | 9 NW | 29 NW | 55 NW |
| 5 | 175 60 E | 77 N | 24 N | 0 | 7 S | 23 S | 52 S | 74 S |
| 6 | 175 80 E | 60 N | 10 N | 0 | 3 S | 10 S | 27 S | 54 S |
| 7 | 105 80 NE | 82 W | 52 W | 32 W | 23 W | 3 E | 54 E | 78 E |
| 8 | 105 85 NE | 75 W | 32 W | 17 W | 12 W | 1 E | 35 E | 67 E |
| 9 | 85 60 S | 89 W | 84 W | 79 W | 74 W | 2 E | 84 E | 88 E |
| 10 | 85 80 S | 87 W | 76 W | 63 W | 54 W | 1 E | 76 E | 86 E |
| 11 | 85 85 S | 85 W | 63 W | 45 W | 35 W | 0 | 63 E | 82 E |
| 12 | 75 60 SE | 87 W | 73 W | 57 W | 47 W | 6 E | 74 E | 85 E |
| 13 | 75 80 SE | 82 W | 52 W | 32 W | 23 W | 2 E | 54 E | 78 E |
| 14 | 50 60 SE | 82 W | 47 W | 32 W | 11 W | 16 E | 58 E | 73 E |
| 15 | 50 80 SE | 70 W | 23 W | 9 W | 4 W | 6 E | 33 E | 60 E |
| 16 | 30 60 SE | 79 W | 32 W | 7 W | 1 E | 21 E | 54 E | 75 E |
| 17 | 30 90 SE | 64 W | 14 W | 3 W | 1 E | 8 E | 29 E | 57 E |

IV: Y=N 010 E

| | FALLA | R=-10 | R=-1 | R=0 | R=0 3 | R=1 | R=2 | R=2 |
|----|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1 | 135 60 SW | 83 SE | 52 SE | 27 SE | 16 SE | 14 NW | 60 NW | 80 NW |
| 2 | 135 80 SW | 73 SE | 26 SE | 11 SE | 6 SE | 6 NW | 35 NW | 65 NW |
| 3 | 155 60 SW | 80 SE | 35 SE | 19 SE | 1 SE | 20 NW | 55 NW | 79 NW |
| 4 | 155 80 SW | 65 SE | 16 SE | 4 SE | 0 | 8 NW | 29 NW | 59 NW |
| 5 | 175 60 E | 78 N | 26 N | 2 N | 6 S | 23 S | 53 S | 74 S |
| 6 | 175 80 E | 61 N | 11 N | 1 N | 2 S | 9 S | 27 S | 55 S |
| 7 | 105 80 NE | 87 W | 76 W | 63 W | 54 W | 1 E | 76 E | 86 E |
| 8 | 105 85 NE | 85 W | 63 W | 45 W | 35 W | 0 | 63 E | 82 E |
| 9 | 85 60 S | 87 W | 72 W | 57 W | 47 W | 6 E | 74 E | 85 E |
| 10 | 85 80 S | 82 W | 52 W | 32 W | 23 W | 2 E | 54 E | 78 E |
| 11 | 85 85 S | 75 W | 33 W | 17 W | 12 W | 1 E | 35 E | 67 E |
| 12 | 75 60 SE | 85 W | 72 W | 60 W | 50 W | 10 E | 66 E | 81 E |
| 13 | 75 80 SE | 77 W | 52 W | 32 W | 23 W | 4 E | 54 E | 78 E |
| 14 | 50 60 SE | 80 W | 39 W | 24 W | 4 W | 1 E | 33 E | 60 E |
| 15 | 50 80 SE | 67 W | 16 W | 5 W | 1 W | 7 E | 20 E | 47 E |
| 16 | 30 60 SE | 75 W | 27 W | 14 W | 5 W | 12 E | 31 E | 58 E |
| 17 | 30 90 SE | 61 W | 11 W | 2 W | 1 E | 8 E | 23 E | 50 E |
| 18 | 75 95 SE | 64 W | 21 W | 8 W | 5 W | 1 E | 14 E | 31 E |

V: Y=N 020 E

| | FALLA | R=- | R=-1 | R=0 | R=0.3 | R=1 | R=3 | R=8 | | | | | | | |
|-----|-----------|-------|------|-------|-------|-------|-----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|----|
| 1- | 15 60 SW | 65 SE | 15 | 52 SE | 15 | 40 SE | 11 | 23 SE | 11 | 10 NW | dn | 68 NW | nd | 80 NW | nd |
| 2- | 125 60 SW | 77 SE | 15 | 15 SE | 11 | 16 SE | 11 | 12 SE | 11 | 4 NW | dn | 41 NW | dn | 71 NW | nd |
| 3- | 155 60 SW | 8 SE | 15 | 48 SE | 11 | 17 SE | 11 | 7 SE | 11 | 17 NW | dn | 57 NW | nd | 78 NW | nd |
| 4- | 55 60 SW | 59 SE | 15 | 20 SE | 11 | 7 SE | 11 | 0 SE | 11 | 7 NW | dn | 31 NW | dn | 51 NW | nd |
| 5- | 175 60 E | 73 N | 15 | 29 N | 11 | 5 N | 11 | 3 S | 11 | 21 S | dn | 52 S | nd | 75 S | nd |
| 6- | 175 60 E | 62 N | 15 | 15 N | 11 | 2 N | 11 | 1 S | 11 | 9 S | dn | 28 S | dn | 56 S | nd |
| 7- | 105 60 NE | 87 E | 15 | 76 E | 15 | 63 E | 15 | 54 E | 15 | 1 W | sn | 76 W | ns | 86 W | ns |
| 8- | 105 65 NE | 95 E | 15 | 65 E | 15 | 45 E | 15 | 26 E | 15 | 0 | s | 63 W | ns | 82 W | ns |
| 9- | 85 60 S | 95 W | 15 | 62 W | 15 | 40 W | 15 | 28 W | 15 | 10 E | sn | 66 E | ns | 82 E | ns |
| 10- | 85 60 S | 77 W | 15 | 36 W | 15 | 19 W | 15 | 12 W | 15 | 4 E | sn | 41 E | sn | 71 E | ns |
| 11- | 85 65 S | 66 W | 15 | 21 W | 15 | 10 W | 15 | 6 W | 15 | 2 E | sn | 24 E | sn | 55 E | ns |
| 12- | 75 60 SE | 93 W | 15 | 52 W | 15 | 27 W | 15 | 16 W | 15 | 14 E | sn | 60 E | ns | 80 E | ns |
| 13- | 75 60 SE | 73 W | 15 | 26 W | 15 | 11 W | 15 | 6 W | 15 | 6 E | sn | 35 E | sn | 65 E | ns |
| 14- | 50 60 SE | 73 W | 15 | 32 W | 15 | 7 W | 15 | 1 E | 15 | 21 E | sn | 54 E | ns | 76 E | ns |
| 15- | 50 60 SE | 64 W | 15 | 14 W | 15 | 3 W | 15 | 1 E | 15 | 9 E | sn | 29 E | sn | 57 E | ns |
| 16- | 30 60 SE | 77 W | 15 | 24 W | 15 | 1 W | 15 | 7 E | 15 | 23 E | sn | 53 E | ns | 74 E | ns |
| 17- | 30 60 SE | 60 W | 15 | 10 W | 15 | 0 | s | 3 E | 15 | 10 E | sn | 27 E | sn | 54 E | ns |

VI: Y=N 030 E

| | FALLA | R=-10 | R=-1 | R=0 | R=0.3 | R=1 | R=3 | R=8 | | | | | | | |
|-----|-----------|-------|------|-------|-------|-------|-----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|----|
| 1- | 135 60 SW | 87 SE | 15 | 73 SE | 15 | 57 SE | 15 | 47 SE | 15 | 6 NW | dn | 74 NW | nd | 85 NW | nd |
| 2- | 135 60 SW | 92 SE | 15 | 52 SE | 15 | 32 SE | 15 | 23 SE | 15 | 3 NW | dn | 54 NW | dn | 78 NW | nd |
| 3- | 155 60 SW | 82 SE | 15 | 52 SE | 15 | 27 SE | 15 | 16 SE | 15 | 14 NW | dn | 60 NW | nd | 80 NW | nd |
| 4- | 155 60 SW | 72 SE | 15 | 26 SE | 15 | 11 SE | 15 | 6 SE | 15 | 6 NW | dn | 35 NW | dn | 65 NW | nd |
| 5- | 175 60 E | 80 N | 15 | 35 N | 15 | 10 N | 15 | 1 S | 15 | 20 S | dn | 55 S | nd | 76 S | nd |
| 6- | 175 60 E | 65 N | 15 | 16 N | 15 | 4 N | 15 | 0 S | 15 | 9 S | dn | 29 S | dn | 58 S | nd |
| 7- | 105 60 NE | 87 E | 15 | 73 E | 15 | 57 E | 15 | 47 E | 15 | 6 W | sn | 74 W | ns | 85 W | ns |
| 8- | 105 65 NE | 75 E | 15 | 32 E | 15 | 17 E | 15 | 12 E | 15 | 1 W | sn | 35 W | ns | 67 W | ns |
| 9- | 85 60 S | 83 W | 15 | 52 W | 15 | 27 W | 15 | 16 W | 15 | 14 E | sn | 60 E | ns | 80 E | ns |
| 10- | 85 60 S | 73 W | 15 | 26 W | 15 | 11 W | 15 | 6 W | 15 | 6 E | sn | 35 E | sn | 65 E | ns |
| 11- | 85 65 S | 68 W | 15 | 14 W | 15 | 6 W | 15 | 3 W | 15 | 3 E | sn | 19 E | sn | 49 E | ns |
| 12- | 75 60 SE | 91 W | 15 | 43 W | 15 | 17 W | 15 | 7 W | 15 | 17 E | sn | 57 E | ns | 78 E | ns |
| 13- | 75 60 SE | 69 W | 15 | 20 W | 15 | 7 W | 15 | 3 W | 15 | 7 E | sn | 31 E | sn | 61 E | ns |
| 14- | 50 60 SE | 78 W | 15 | 27 W | 15 | 3 W | 15 | 5 E | 15 | 22 E | sn | 53 E | ns | 75 E | ns |
| 15- | 50 60 SE | 61 W | 15 | 11 W | 15 | 1 W | 15 | 2 E | 15 | 9 E | sn | 18 E | sn | 55 E | ns |
| 16- | 35 60 SE | 77 W | 15 | 24 W | 15 | 0 | s | 7 E | 15 | 23 E | sn | 52 E | ns | 74 E | ns |
| 17- | 35 60 SE | 60 W | 15 | 10 W | 15 | 0 | s | 3 E | 15 | 10 E | sn | 27 E | sn | 54 E | ns |

VII: Y=N 040 E

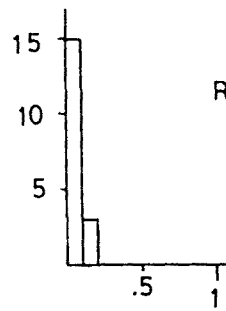
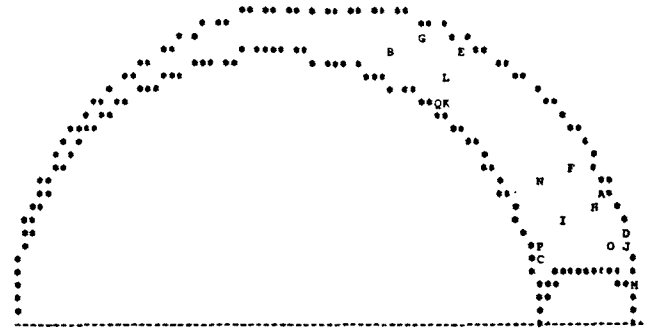
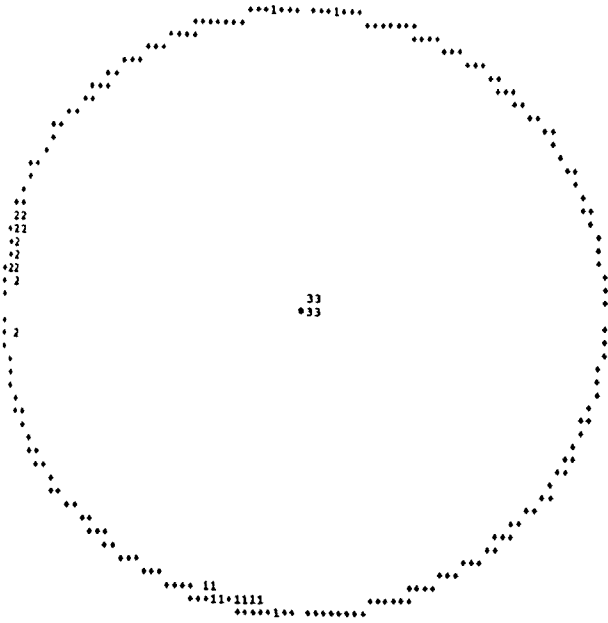
| | FALLA | R=-10 | R=-1 | R=0 | R=0 3 | P=1 | F=3 | R=5 |
|-----|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1 - | 135 60 SW | 89 SE | 94 SE | 79 SE | 74 SE | 2 NW | 94 NW | 88 NW |
| 2 - | 135 80 SW | 87 SE | 76 SE | 63 SE | 54 SE | 1 NW | 76 NW | 96 NW |
| 3 - | 155 60 SW | 85 SE | 62 SE | 40 SE | 28 SE | 10 NW | 66 NW | 82 NW |
| 4 - | 155 80 SW | 77 SE | 36 SE | 19 SE | 12 SE | 4 NW | 41 NW | 71 NW |
| 5 - | 175 60 E | 81 N | 43 N | 17 N | 7 N | 17 S | 57 S | 78 S |
| 6 - | 175 80 E | 69 N | 20 N | 7 N | 3 N | 7 S | 31 S | 61 S |
| 7 - | 105 80 NE | 77 E | 36 E | 19 E | 12 E | 4 W | 41 W | 71 W |
| 8 - | 105 85 NE | 66 E | 21 E | 10 E | 6 E | 2 W | 24 W | 56 W |
| 9 - | 85 60 S | 81 W | 43 W | 17 W | 7 W | 17 E | 57 E | 78 E |
| 10- | 85 80 S | 69 W | 20 W | 7 W | 3 W | 7 E | 31 E | 61 E |
| 11- | 85 85 S | 52 W | 10 W | 4 W | 1 W | 4 E | 17 E | 43 E |
| 12- | 75 60 SE | 80 W | 35 W | 10 W | 1 W | 20 E | 55 E | 76 E |
| 13- | 75 80 SE | 65 W | 16 W | 4 W | 0 | 8 E | 29 E | 58 E |
| 14- | 50 60 SE | 77 W | 24 W | 1 W | 7 E | 23 E | 53 E | 74 E |
| 15- | 50 80 SE | 60 W | 10 W | 0 | 3 E | 10 E | 27 E | 54 E |
| 16- | 30 60 SE | 77 NE | 24 NE | 1 NE | 7 SW | 23 SW | 53 SW | 74 SW |
| 17- | 30 80 SE | 60 NE | 10 NE | 0 | 3 SW | 10 SW | 27 SW | 54 SW |

FIGURA A2:

Resultats d'aplicar el mètode d'ETCHECOPAR et al. (1981) als moviments calculats sobre els plans de les falles observades o suposades a la regió estudiada. Cas de Y=N 010 E amb diferents valors de R_{E} .

$R_B = -10$

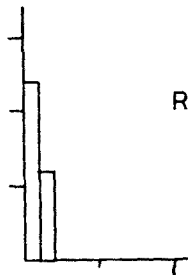
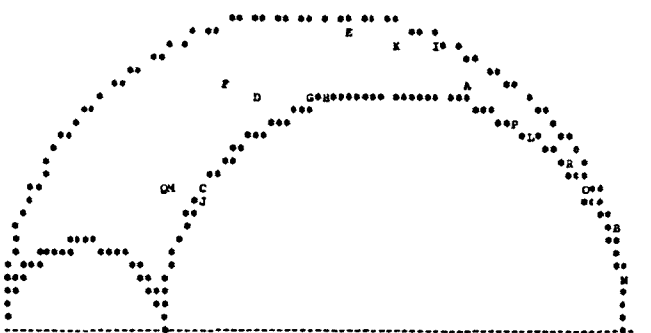
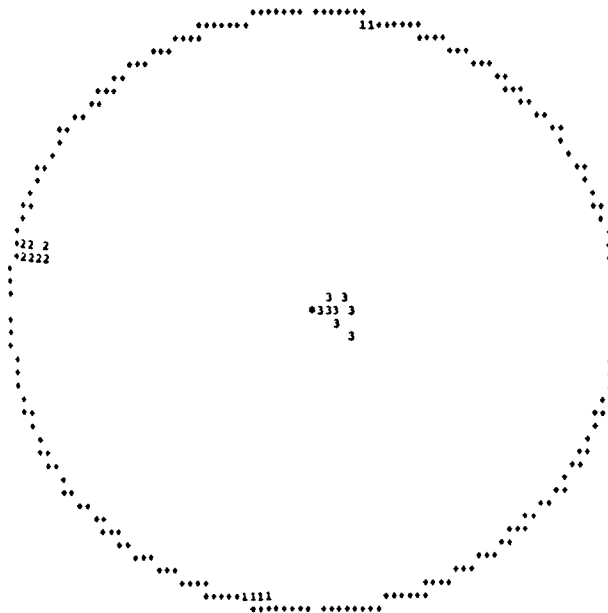
***** 5B12N12 *****



$R = 0.84$
 $\sigma_1 = 191.2 / 2.2$
 $\sigma_2 = 281.4 / 3.7$
 $\sigma_3 = 070.1 / 85.7$

$R_B = -1$

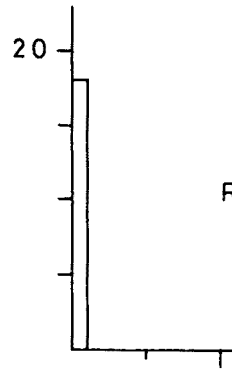
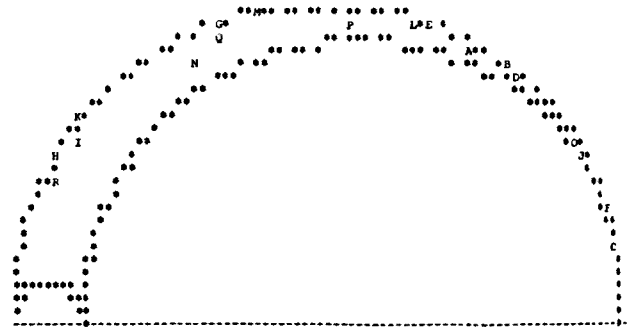
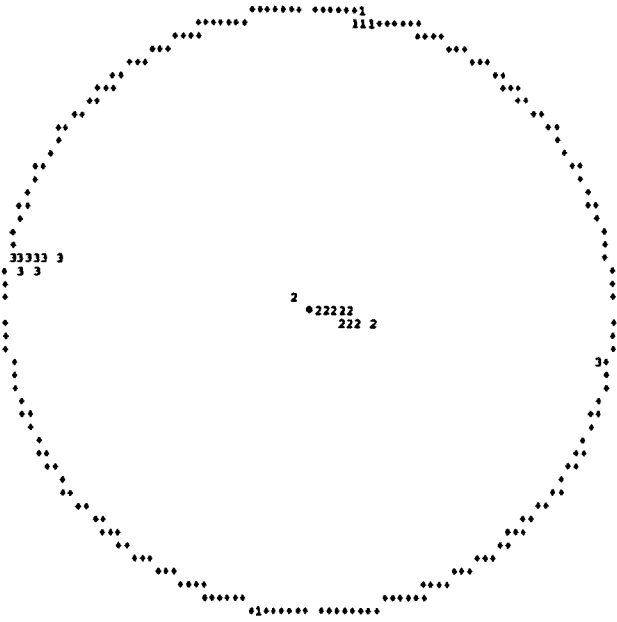
***** 6B10N1 *****



$R = 0.25$
 $\sigma_1 = 191.1 / 1.5$
 $\sigma_2 = 282 / 6.3$
 $\sigma_3 = 088.9 / 83.5$

$R_B = 0$

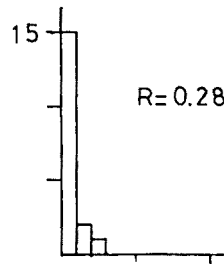
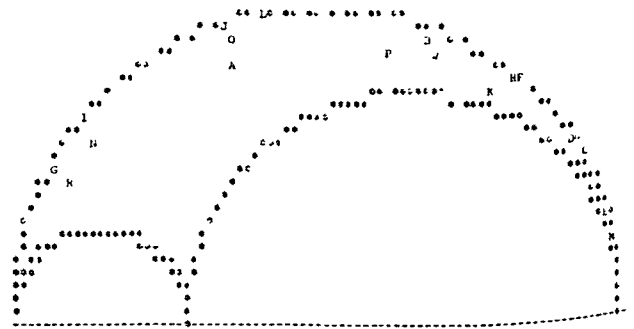
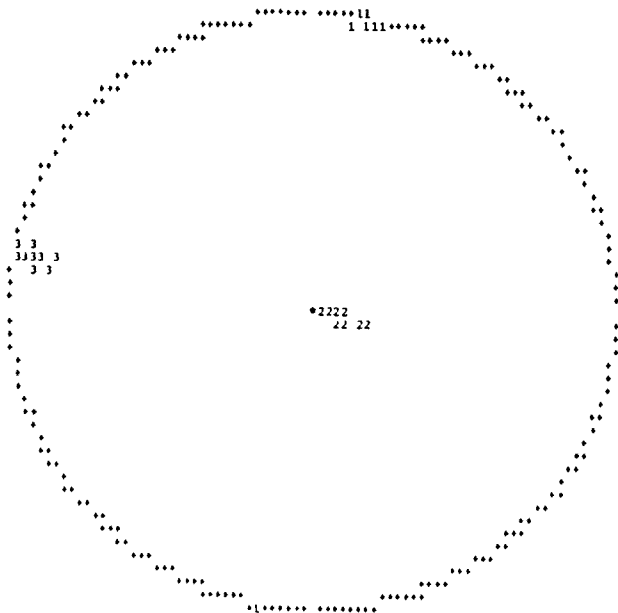
***** GB10-0 *****



$\sigma_1 = 10.4 / 0.3$
 $R=0.12 \quad \sigma_2 = 102.2 / 81.4$
 $\sigma_3 = 280 / 8.6$

$R_B = 0.3$

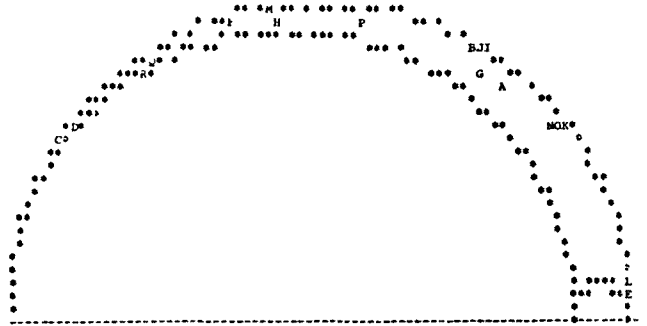
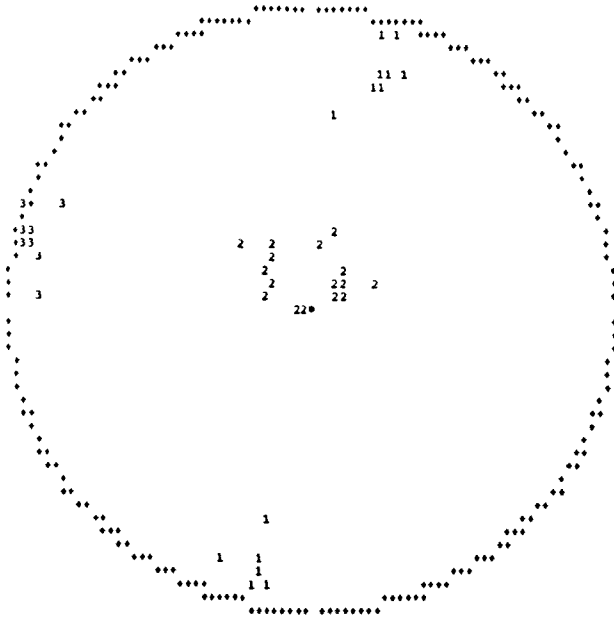
***** GB17C *****



$\sigma_1 = 10.1 / 0.7$
 $R=0.28 \quad \sigma_2 = 105 / 82$
 $\sigma_3 = 280 / 7.9$

$R_B = 1$

***** G310-1 *****



$R=0.91$

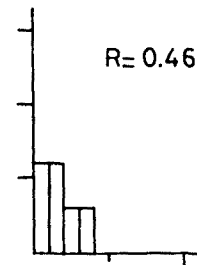
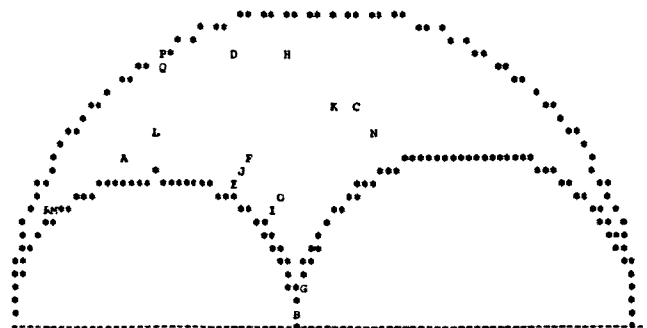
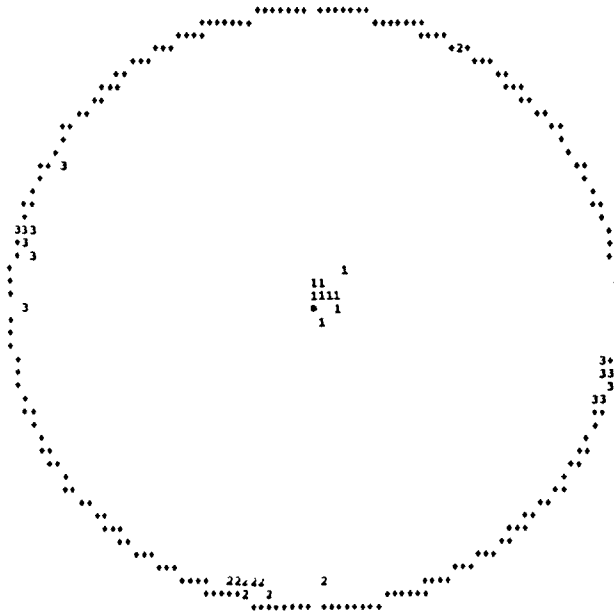
$\sigma_1 = 192.5 / 8.3$

$\sigma_2 = 046.8 / 80$

$\sigma_3 = 283.3 / 5.6$

$R_B = 3$

***** G310-3 *****



$R=0.46$

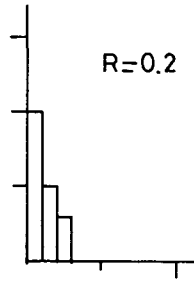
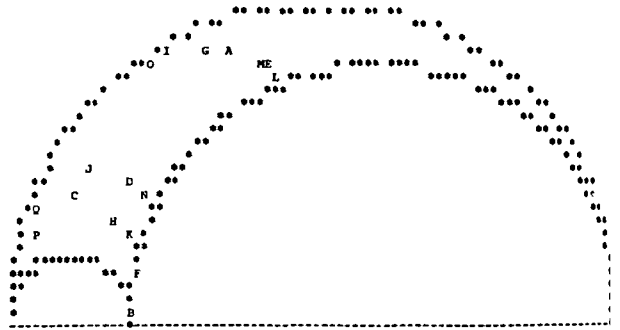
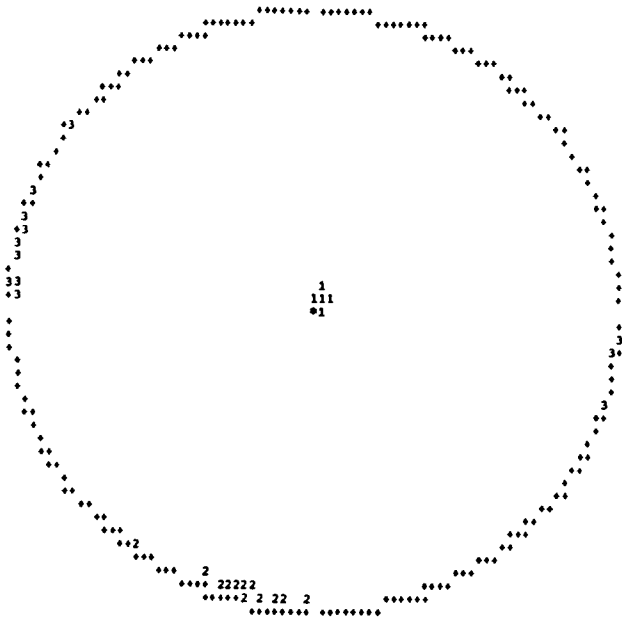
$\sigma_1 = 042.5 / 85.1$

$\sigma_2 = 194.6 / 4.3$

$\sigma_3 = 284.8 / 2.3$

***** GB10-8 *****

$R_B = \theta$



R=0.2

$\sigma_1 = 027.7 / 85.3$

$\sigma_2 = 194.8 / 4.6$

$\sigma_3 = 284.9 / 1.1$

APENDIX III

TECTONIQUE. — *Évolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane.* Note (*) de **Joan Guimerà**, présentée par Michel Durand-Delga.

Dans la région étudiée, la direction de compression pendant le Paléogène a varié depuis une orientation NW-SE (Eocène inférieur-moyen) jusqu'à NE-SW (Oligocène terminal), en passant par N-S, direction qui correspond à la compression la plus importante

TECTONICS — Evolution of Alpine Deformation in the Northeastern Part of the Iberian Chain and in the Catalan Coastal Chain

In the region under study, the compression direction during Paleogene changed from NW-SE (lower-middle Eocene) to N-S — the most important one — and to NE-SW (last Oligocene)

A. LA COMPRESSION.

LES DONNEES DES MACROSTRUCTURES. — Dans la région de contact entre le bassin de l'Ebre et les Chaînes Ibérique et Côtière Catalane, au NE de la Péninsule Ibérique (région qui a été récemment l'objet de quelques essais de synthèse générale [1], [2], [3]), il y a trois régions présentant des structures d'orientation nettement différentes (fig., A) :

(a) La *Chaîne Côtière Catalane*, où dominent de grandes failles du socle ([4], [5]), d'orientation NE-SW, disposées en relais. Les déformations importantes y sont localisées le long d'étroites bandes suivant ces failles [6], et la structure de la couverture est totalement déterminée par le socle. Des argiles de faille (fault gouges) développées dans ces grandes failles ont des microstructures qui indiquent un mouvement sénestre-inverse [7].

(b) La *Chaîne Ibérique*, avec des structures NW-SE qui, parfois, correspondent à de grands plis de fond avec leurs flancs faillés. La structure de la couverture mésozoïque est fortement influencée par le socle, mais avec un décollement général au niveau du Keuper ([8], [9]). Dans les grandes failles affectant le socle, des argiles de faille se sont également développées, avec des microstructures indiquant un mouvement inverse-dextre pour ces failles.

Les failles qui suivent ces deux directions (NE-SW ou NW-SE) sont antérieures à la compression alpine, et elles ont eu une grande influence sur la paléogéographie du Mésozoïque [10].

(c) Dans la *zone de raccord* entre les deux zones mentionnées, il y a un important faisceau de plis et chevauchements, orienté E-W ([11], [12]), développé dans une couverture mésozoïque beaucoup plus épaisse que celles des deux autres zones. Le décollement de la couverture par rapport au socle est ici beaucoup plus important, et certains chevauchements peuvent atteindre une flèche de plusieurs kilomètres [13].

D'après les terrains tertiaires affectés et en fonction des relations spatiales que l'on peut observer entre ces trois zones, l'âge des structures est le suivant :

(a) *Chaîne Côtière Catalane* : D'après P. Anadón et coll. [14] on peut déduire qu'il y a une migration du début de la déformation du NE (Ilerdien-Cuisien) jusqu'au SW (Biarritzien). La déformation continue, au moins, jusqu'au Stampien.

(b) *Chaîne Ibérique* : Dans le massif de Montalbán, les structures de direction NW-SE sont fossilisées par des terrains tarditectoniques du Stampien moyen [15].

Ainsi observe-t-on un synchronisme dans le développement des structures qui suivent ces deux directions. La déformation aurait eu lieu, au moins, pendant l'Oligocène et,

peut-être aussi, pendant l'Eocène supérieur, comme on peut l'observer dans la Chaîne Côtière Catalane.

(c) *Zone de raccord* : Les terrains tertiaires datés les plus récents et affectés tardivement par les structures E-W ont un âge oligocène très élevé [16].

Dans la zone de contact entre ces deux structures E-W et celles NW-SE de la Chaîne Ibérique, on peut constater que les premières sont postérieures aux structures ibériques — NW-SE — d'après les interférences cartographiques de plis [17]. Néanmoins certaines structures NW-SE ont continué à se développer postérieurement au début de la formation des structures E-W. Il y a donc eu, pendant un certain temps, un synchronisme partiel dans le développement des structures liées à ces deux directions. De toute façon, dans le secteur le plus occidental, les plis NW-SE recoupent les plis E-W.

Dans la région d'articulation avec la Chaîne Côtière Catalane, on observe deux virgations (fig., A) des structures E-W, qui peuvent être interprétées comme conséquence de la déformation de la couverture par suite du jeu sénestre des failles NE-SW du socle de la Chaîne Côtière Catalane. Il y a, aussi, un certain synchronisme dans le développement des structures liées à ces deux directions.

LES DONNÉES DES MICROSTRUCTURES. — Les différentes directions de compression déduites à partir des microstructures — failles, stylolites et fentes de tension — sont les suivantes :

(a) *Chaîne Côtière Catalane* : Dans la partie centrale de la chaîne on a identifié ([18], [19]) deux phases de compression dominantes. La première (NW-SE) serait synchrone de la formation des structures majeures; la deuxième (NE-SW) est nettement postérieure et n'a pas donné lieu à la formation des grandes structures. Entre les deux, quelques indices témoigneraient d'une compression N-S.

(b) *Chaîne Ibérique* ([20], [21], [22]) : (1) Phase compressive NW-SE qui a également donné lieu à la formation de quelques plis NE-SW déversés vers le SE. Elle aurait un âge intra-éocène. (2) Phase principale de compression NE-SW qui donnerait aussi lieu à la formation des macrostructure NW-SE. Elle aurait un âge intra-oligocène. (3) Phases tardives, à direction de compression variable, et d'âge miocène, qui se manifestent dans les zones bordières de la chaîne — Sierra de Altomira et aire de contact avec le Sistema Central et avec les Chaînes Bétiques —, en dehors de la région étudiée. Elles sont contemporaines de la tectonique distensive qui conduit au développement des fossés dans la Chaîne Côtière Catalane et dans le Nord du Pays Valencian (fig., A).

(c) *Zone de raccord* : Trois directions de compression ont été reconnues [23]. De la plus ancienne à la plus récente : (1) WNW-ESE; (2) NE-SW et (3) NNW-SSE à N-S.

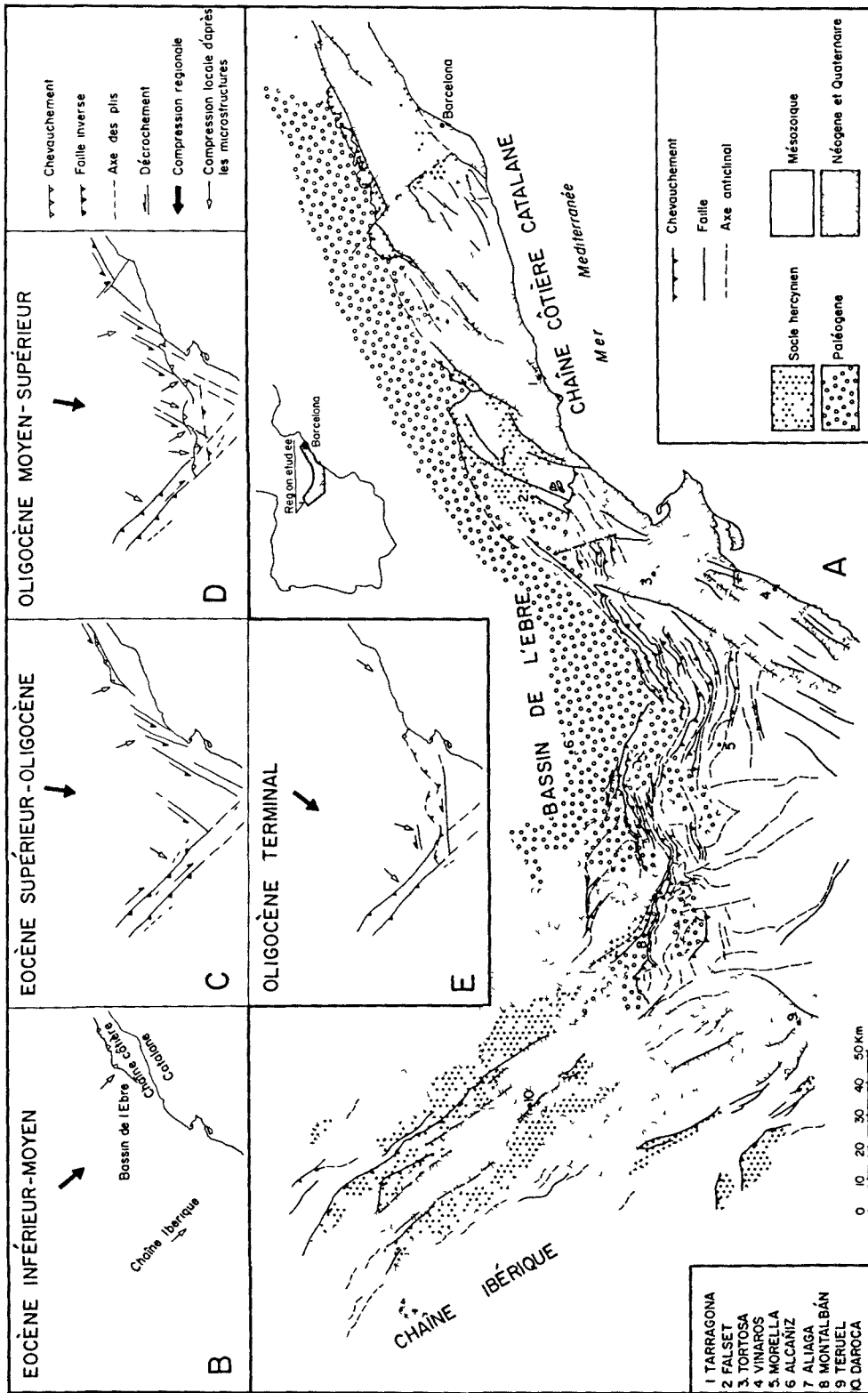
ÉVOLUTION DE LA COMPRESSION. — Compte tenu des relations temporelles et spatiales des macrostructures et de la succession de directions de compression déduite à partir des microstructures, je propose l'évolution ci-après de la compression pendant le Paléogène :

(1) *Eocène inférieur* (fig., B) : Compression NW-SE qui peut être identifiée dans la Chaîne Ibérique à partir des microstructures — et de quelques macrostructures — [22]. Dans la Chaîne Côtière Catalane elle aurait pu produire en partie quelques macrostructures de la zone septentrionale. Elle pourrait correspondre au déplacement vers le NW de la Plaque Ibérique proposé [24] entre le Crétacé terminal et l'Eocène inférieur-moyen.

(2) *Eocène supérieur-Oligocène* (fig., C) : Compression régionale N-S qui aurait causé le jeu sénestre-inverse des failles NE-SW de la Chaîne Ibérique, et aussi les plis ibériques subparallèles à ces dernières failles.

Les microstructures produites indiqueraient une direction de compression plus

⊕ ERRATUM, il y manque cette phrase: "... Chaîne Côtière Catalane et le jeu inverse-dextre des failles NW-SE de la..."



perpendiculaire par rapport aux grandes failles du socle (NE-SW dans la Chaîne Iberique et NNW-SSE a NW-SE dans la Chaîne Côtière Catalane)

A partir d'un certain moment — peut-être a partir du Stampien moyen-superieur (fig. D) —, les intersections des failles du socle orientees NE-SW et NW-SE, auraient rendu leur jeu difficile, ce qui aurait facilite le developpement des structures E-W de la zone de raccord. De toute façon, les failles NE-SW et NW-SE auraient continué a jouer, comme on peut le deduire de la presence de virgations

Cette phase de compression correspondrait à un déplacement de la Plaque Ibérique vers le Nord, synchrone de la mise en place de la plus grande partie des nappes du versant sud des Pyrenees

(3) *Oligocene terminal-Miocène basal* (?) (fig. E) Compression NE-SW, qui aurait donne lieu (1) a la deuxieme generation de microstructures dans la Chaîne Côtière Catalane, (2) a la suite du developpement des plis NW-SE de la Chaîne Iberique, où, dans certaines aires, le plissement iberique s'est probablement poursuivi au tout debut du Miocene [9], (3) au jeu senestre des failles du socle proches de E-W de la zone de raccord et de la region de Valencia ([3], [25]), plus au Sud

En conclusion, cette évolution pourrait correspondre à un processus de variation continue de la direction de compression, dans lequel la compression N-S serait la plus importante et responsable des macrostructures de la région étudiée

B LA DISTENSION — Dans les Chaînes Côtières Catalane et Iberique, comme dans les Pyrenées, la compression généralisée finirait à la fin de l'Oligocène ou dans le Miocène basal. La région étudiée dans cette Note évolua, progressivement, vers un régime distensif, qui provoqua la formation des fossés des régions côtières catalanes et valencianes, des fonds marins avoisinants, et du fosse de Calatayud-Teruel. A cause de leur proximite des Chaînes Betiques, les zones marginales — occidentales et méridionales — de la Chaîne Iberique ont continué à se développer sous un régime compressif ([22], [26]). Il a été propose [26] un passage brusque, à la faveur de l'existence d'une « Faille Hesperique », entre les zones sous compression et celles sous distension. A mon avis ce passage pourrait se produire de manière progressive grâce à une atténuation des contraintes du Sud — Chaînes Betiques — vers le Nord, de façon analogue à ce qui a été propose [27] pour la region de l'Himalaya et le lac Baikal. Suivant ce modèle, on pourrait expliquer aussi les épisodes de raccourcissement horizontal, plus ou moins locaux, postérieurs ou synchrones de la formation des fossés ([28], [29], [30]), dans un cadre général distensif. Ils seraient dus à des variations du champs de contraintes, restreintes dans le temps et dans l'espace, et qui donneraient lieu à des changements du régime tectonique

P. Santanach, J. M. Fontboté et O. Riba ont bien voulu faire une critique du texte de cette Note

(*) Reçue le 5 septembre 1983, acceptée le 19 septembre 1983

[1] J. CANÉROT et P. MARTIN, *Comptes rendus*, 285, serie D, 1977, p. 287

[2] J. CANÉROT, *Arch. Sc. Geneve*, 34, n° 3, 1981, p. 417, et *Arch. Sc. Geneve* (a paraître), 1983

[3] P. VIALLARD, *Comptes rendus*, 291, serie D, 1980, p. 873, et *Comptes rendus*, 295, serie II, 1982, p. 765

[4] J. M. FONTBOTÉ, *R. Soc. Española Hist. Nat.*, Tomo Hom. prof. E. Hernandez Pacheco, 1954, p. 2

[5] N. LLOPIS LLADÓ, *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*, C.S.I.C., Barcelona, 1947, 370 p.

[6] M. JULIVERT, in M. Lemoine, *Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining alpine areas*, 1978, p. 93

[7] P. SANTANACH et R. JULIA, *comm. pers.*

[8] G. RICHTER et R. TEICHMÜLLER, *Abh. Gesell. Wiss. Gottingen*, 3, n° 7, 1933, 118 p.

[9] P. VIALLARD, *These Sc.*, Toulouse, 1973, 445 p. et *Comptes rendus*, 287, serie D, 1978, p. 1103

- [10] M ESTEBÁN et S ROBLES OROZCO, *Acta Geol Hisp*, 11, 1976, p 73
[11] J CANÉROT, *Enadimsa*, 5, n° 4, 1974, 517 p (*These Sc*, Univ Toulouse)
[12] A BAYÓ et coll, *I Sim Nac Hidrogeol*, Valencia, 1976, p 89
[13] S ROBLES OROZCO, *Tesis Doct*, Univ Auton Barcelona, 1974, et *Acta Geol Hisp*, 10, 1975, p 59
[14] P ANADÓN et coll, *Acta Geol Hisp*, 14, 1979-1982, p 242
[15] O RIBA et coll, *Memoria Mapa Geológico de España 1/200000* Daroca (n° 40), 1971, 53 p
[16] L CABRERA et J AGUSTI, *comm pers*
[17] J L SIMÓN GÓMEZ, *Teruel*, 65, 1981, p 195
[18] J GUIMERA et P F SANTANACH, *Acta Geol Hisp*, 13, 1978, p 33
[19] J GUIMERA, *Arxius de la Secció de Ciències*, Inst Est Catalans, Barcelona, 64, 1982, 96 p
[20] J GÓMEZ et R BABIN, *Est Geol*, 29, 1973, p 381
[21] M ÁLVARO, *Est Geol*, 31, 1975, p 241
[22] R CAPOTE in V GABALDÓN et coll, *Temas geológico-mineros*, 5, I G M E, 1982, p 245
[23] J L SIMÓN GÓMEZ, *Tesis Doct*, Univ Zaragoza, 1982, 501 p
[24] S GRIMAUD et coll, *Marine Geol*, 45, 1982, p 63
[25] M ALIA 24^e Congr Géol Intern, sect 3, 1972, p 265
[26] M ÁLVARO et coll, *Acta Geol Hisp*, 14, 1979-1982, p 172
[27] P TAPPONNIER et P MOLNAR, *Nature*, 264, 1976, p 319
[28] M JULIVERT, *Arrahona*, Publ Mus Sabadell, 1954, 17 p
[29] P F SANTANACH et coll, *Bol Geol y Min*, 91, 1980, p 417
[30] J L SIMÓN GÓMEZ, *Acta Geol Hisp*, 16, 1981, p 135

Departament de Geomorfologia i Tectònica, Univ de Barcelona, Gran Via, 585, Barcelona-7, Espagne

Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula

JOAN GUIMERÀ

Departament de Geomorfologia i Tectònica, Universitat de Barcelona, Gran Via 585, Barcelona 7, Spain

(Received 10 October 1983; accepted 13 February 1984)

Abstract – During the Palaeogene Alpine compression three units were differentiated in the studied area (south of the Ebro Basin): the Catalan Coastal Range, dominated by NE–SW major basement faults with a sinistral movement; The Iberian Range, where the important basement faults have a NW–SE direction and a reverse movement (often with a dextral component); the Linking Zone, between these two ranges, where an E–W dominant structural direction is marked by an array of folds and thrusts (with a northward vergence) in the Mesozoic cover.

From the analysis of both these major structures and the small-scale structures, it can be deduced that the compression in the studied area has evolved from a NW–SE direction (lower-middle Eocene) to a N–S direction and to a NE–SW one (uppermost Oligocene). The major structures are due to the N–S compression. Later, the stress-field progressively changed to a distensive regime.

We suggest a relation between the compressive phases and the displacement direction of the Iberian Plate with reference to the European Plate.

1. Introduction

This paper deals with the structure and the tectonic evolution during the Alpine orogeny of the area comprising both the Catalan Coastal Range (Catalanides) and the eastern part of the Iberian Range. It has been carried out taking into account not only the several major structures and their temporal and spatial relations, but also their relationship to small-scale structures as analysed in several outcrops.

2. Structure of the studied region

There are three main directions of structures within the studied region (Fig. 1): NE–SW, NW–SE and a third one approximately E–W. The NE–SW direction dominates in the Catalan Coastal Range, while the NW–SE direction dominates in the Iberian Range. Both directions are related to major basement faults which are visible where the basement crops out. The E–W direction dominates in the Linking Zone between these two ranges, where it is marked by an array of folds and thrusts, allowing us to deduce the existence of basement faults even if the basement does not crop out. These basement faults seem to determine the Mesozoic palaeogeography (Esteban & Robles, 1976; Anadón *et al.* 1979–81; Salas Roig, 1983) – clearly during the lower Cretaceous – before determining the Alpine compressive structures and, later, the distensive ones. Therefore, the basement faults are previous to the Alpine deformation.

2.a. The Catalan Coastal Range

The dominant structures are major basement faults whose directions, from NE–SW to ENE–WSW

(Fontboté, 1954), are oblique to the chain and have an *en échelon* disposition (Fig. 1). They had a sinistral or sinistral-reverse movement during the compression as deduced from the small-scale structures of fault gouges (Santanach & Julià, pers. comm.). The somewhat intense deformation is located along and near these faults in thin bands between slightly deformed blocks (Julivert, 1978). The deformation band to the northwest of the Vallès-Penedès rift shows the most intense deformation, with slices of Palaeozoic materials with a slip of several kilometres.

There are some NW–SE faults with a predominant strike-slip movement (Llopis Lladó, 1947) and a dextral or sinistral sense (Guimerà & Santanach, 1978) which are not simultaneously compatible. The NW–SE faults are transverse to the main orientation of the range, and in some cases they displace the NE–SW faults.

The age of the main deformation varies longitudinally from the northeast, where it is older, to the southwest (Ashauer & Teichmüller, 1935). From the data of Anadón *et al.* (1979–81), this variation seems to be related to the successive movement of the major NE–SW basement faults.

The Tertiary sediments affected by the deformation band north of the Vallès-Penedès rift indicate that the deformation started in the Ilerdian–Cuisian (upper Thanetian–upper Ypresian) and extended to the lower Oligocene, with the formation of intra-Tertiary discordances in upper Lutetian and Biarritzian (uppermost Lutetian) times. Sediments of Oligocene (Stampian) age (Anadón & Villalta, 1975) are also affected by the reverse movement of this fault.

The Tertiary sediments affected by the bands of deformation related to the southernmost basement faults indicate that the deformation started in the

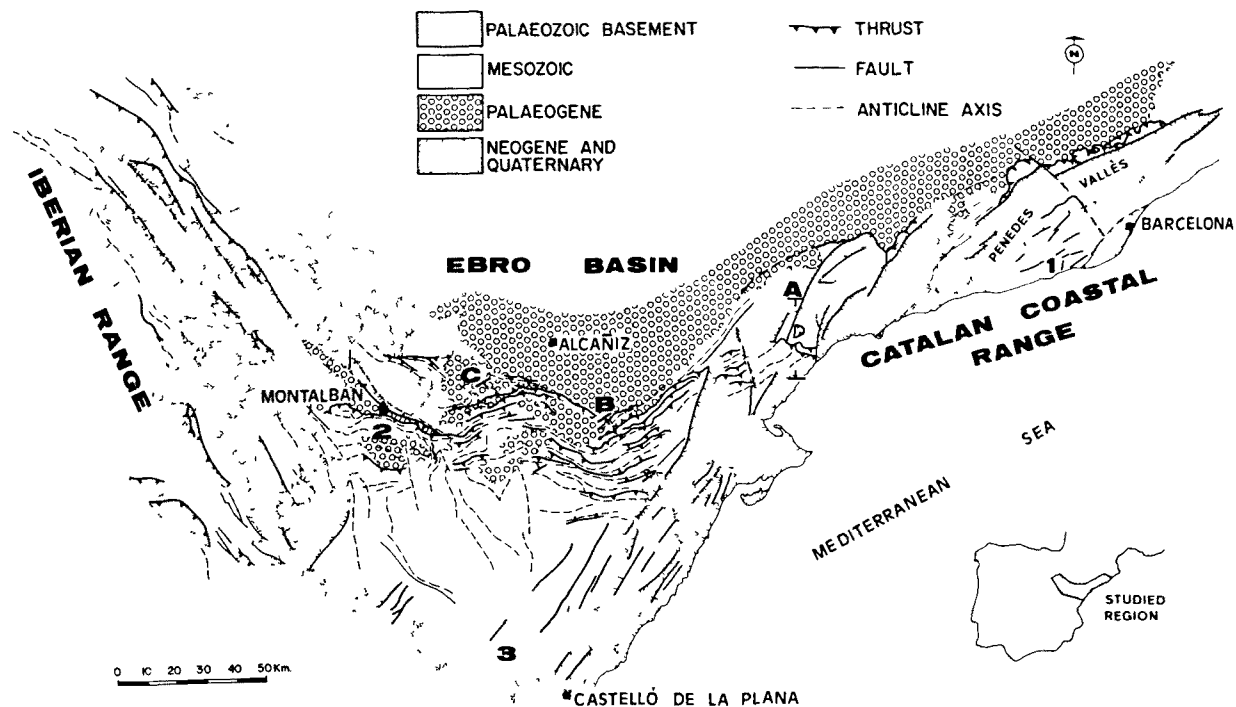


Figure 1. Tectonic scheme of the studied region. A, B, C: location of geological sections (Fig. 2) 1, 2, 3: site of fault population measurements (Figs 3 and 6).

Biarrizian (uppermost Lutetian) and extended to the Stampian, producing an intraTertiary discordance of Sannoisian age.

Therefore, the successive movement of the several *en échelon* faults produced a displacement of the deformation, longitudinally from NE to SW and transversely from SE to NW.

2.b. The Iberian Range

The dominant direction is NW–SE, and it is marked by major basement faults delimiting horsts of Palaeozoic rocks (Fig. 1). These horsts constitute folds with a great radius of curvature. These faults frequently have a clear reverse movement and, sometimes, a dextral component is observed.

The relations between the Tertiary sediments and these NW–SE structures show the existence of several periods, clearly differentiated in time, during the development of the structures. Fossils found near the top of an IntraTertiary progressive discordance in Montalbán show a middle Stampian age (Riba, Villena & Maldonado, 1971) and, therefore, the main development of the major structures affecting these beds is older. However, the deformation that produced the NW–SE major structures in an important part of the Iberian Range started in the middle Stampian–Chattian and it may have lasted until the beginning of the Miocene (Viallard, 1973). According to Adrover *et al.* (1983) the deformation took place between the uppermost Oligocene and the lowermost Miocene. The generalized discordance after the development of the

NW–SE major structures is of Aquitanian age (Riba, Villena & Maldonado, 1971).

The structure of the cover is clearly determined by the basement, but there is a general *décollement* at the Keuper level (Richter & Teichmüller, 1933; Viallard, 1983). The Iberian Range shows a characteristic basement–cover tectonics (Richter & Teichmüller, 1933) and it has been classified as an Intermediate Range (Julivert *et al.* 1974).

2.c. The Linking Zone

Its north front (Figs 1 and 2) is constituted by an array of folds and thrusts (studied by Canérot, 1974; Robles Orozco, unpubl. doctoral thesis, University of Barcelona, 1974; Bayó, Domènech & Custodio, 1976; Canérot & Cadillac, 1977). The dominant structural direction in the cover is approximately E–W, but there are two important virgations where they take a NE–SW direction. E–W structural direction of the cover seems to be facilitated by major basement faults with an approximate E–W direction. These faults are possibly pre-existent (Salas Roig, 1983), but during the compression they showed a predominantly reverse and later a strike-slip movement.

The deformation of the cover in the north front (Fig. 2) is more important than in the other two zones, decreasing to the south and ending in a subhorizontal layering structure (Canérot, 1974) where the strike-slip faults formed during the compression are predominant. The general vergence is to the north, however, there are some reverse faults with a southerly vergence (Fig.

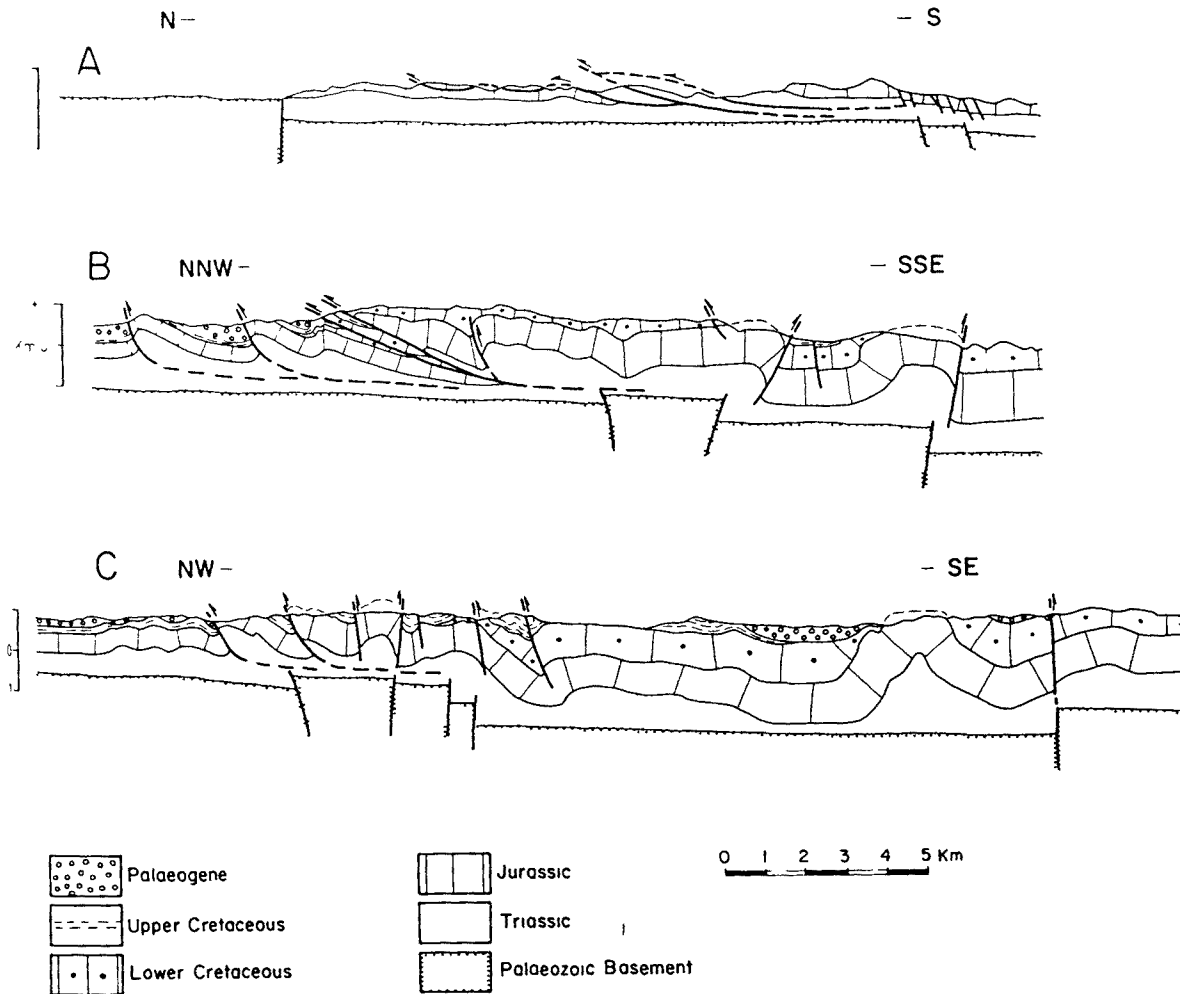


Figure 2 Geological sections of the studied region. Their locations are shown in Figure 1.

Some thrusts show a displacement of several metres (Fig 2a, b) (Robles Orozco, 1975) and they juxtapose units of quite different stratigraphic characteristics. All this deformation is favoured by an important *décollement* level in the Mesozoic cover (middle Muschelkalk and, also, Keuper).

Both the geometry and localization of the two tectonic zones in the cover allow us to think that they were formed due to the action of the NE-SW basement faults with a sinistral movement. These faults acted simultaneously to the formation of E-W folds and thrusts. The eastern virgation was related to the major basement faults in the Catalan Coastal Range.

An important Mesozoic cover, mainly lower Cretaceous (Brinkmann, 1960-62), characterizes the Iberian Range. The lower Cretaceous is frequently present or unimportant both in the Catalan Coastal Range and in the Iberian Range.

The E-W folds of the cover interfere with the NW-SE ones in the contact zone with the Iberian Range (area of Montalbán), and the E-W folds are generally later (Riba, Villena & Maldonado, 1971 and Gómez, 1980). Nevertheless, small-scale structural observations and the geometry of some

interferences of folds locally indicate that during a certain period both structural directions developed simultaneously. The NW-SE folds extend south of the front of the array of the E-W structures.

No interferences of folds are found in the contact zone with the Catalan Coastal Range. This may be due to the lesser development of folds in the Catalan Coastal Range and to the virgation of folds and thrusts of the cover that make it subparallel to the NE-SW structures.

The beginning of the formation and development of these E-W structures was later than the other two, as detailed above and from the different relations of the E-W and NW-SE structures with the Tertiary sediments of Montalbán (Riba, Villena & Maldonado, 1971). Recently (Cabrera, unpubl. doctoral thesis, University of Barcelona, 1983) some sediments of the Ebro Basin (southeast of Alcañiz) affected by the E-W structures have been identified as of a late Oligocene age. Adrover *et al.* (1983) attribute an upper Oligocene-lowermost Miocene age to some calcareous sediments overlying some conglomeratic ones which lap on the E-W structures south of Alcañiz.

3. The evolution of compression deduced from the major structures

The ages of the Tertiary sediments affected by all these structures clearly show that they developed at least partially at the same time. One of the three structural directions dominates in each of the three analysed areas, although it is always possible to find one of the other directions, allowing us to recognize their temporal relations. Thus, we have observed that the NW–SE structures of the Iberian Range are prior to the E–W ones; but when the E–W structures started their development the NW–SE ones also developed and they were partially activated again (Simón Gómez, 1981). The dominant structures in the Catalan Coastal Range and in the Iberian Range are mostly synchronous as deduced from the relations with the Tertiary sediments, although deformation began earlier in the Catalan Coastal Range.

Therefore, we must search for an evolution of the deformation explaining all these structures and their temporal and spatial relations (see Fig. 5b, c).

A regional compression with a global N–S direction explains the observed movements of the major basement faults in the Catalan Coastal Range and in the Iberian Range (NE–SW faults with a sinistral or sinistral-reverse movement; NW–SE faults with a reverse-dextral movement). The N–S compression also explains the E–W basement faults deduced in the Linking Zone with a predominant reverse movement.

The NE–SW structures of the Catalan Coastal Range started their action in the lower Eocene and movements continued into the Oligocene, affecting the Stampian sediments (the same as some of the structures of the Iberian Range). The E–W structures were formed later, but there is a certain simultaneity with the others. The development of these E–W structures probably became important when the interferences (intersections) between NE–SW and NW–SE directions of faults made continued movement difficult.

4. Evidence from small-scale structures

The compressive phases deduced by some authors (Gómez Fernández & Babin Vich, 1973; Álvaro, 1975; Capote, 1982) from the study of small faults, stylolites and tension gashes in the southern and eastern sectors of the Iberian Range can be summarized as follows:

1. NW–SE compressive phase. Major NE–SW structures with a southeasterly vergence are formed. This has an intraEocene age.
2. NE–SW compressive phase. The major NW–SE structures with a double vergence are formed. This was the main phase with an intraOligocene age.
3. Late phases with variable compressive directions and an intraMiocene age. These phases are observed in the marginal areas of the Iberian Range (the

Altomira Chain and the contact zone with the Sistema Central and with the Betic Chain), outside the area of the present study. The late phases were contemporaneous with the distensive process which caused the coastal rifts.

Two dominant compressive phases have been identified (Guimerà & Santanach, 1978; Guimerà 1982) in the central part of the Catalan Coastal Range (Fig. 3a). The first one (NW–SE) was synchronous with the formation of the major structures, the second one (NE–SW) is clearly later and it does not produce any major structures. There are also indications of a N–S compression between these two phases.

Three directions of compression have been recognized (Simón Gómez, unpub. doctoral thesis, University of Zaragoza, 1982) in the Linking Zone between the Iberian Range and the Catalan Coastal Range: WNW–ESE, NE–SW and NNW–SSE to N–S. From our observations it is frequently difficult to establish their temporal relations, and the dispersion in their orientation hinders their differentiation. Figure 3b shows an example of small-scale structures indicating NE–SW and N–S compressions; in this case the NE–SW compressive direction is prior to the N–S one. As will be seen in Section 6 there was a progressive change from compression to distension starting from a NE–SW compressive direction.

5. Evolution of compression

The three directions of major structures dominant in the studied region seem to be solely the result of a compressive process at a large scale. Their temporal and spatial relations can be explained in the context of their evolution. Therefore, it is necessary to correlate the major structures and their evolution with the different directions of compression deduced from the small-scale structures.

Figure 4 summarizes the compressive directions deduced from small-scale structural analysis in the Catalan Coastal Range, the Iberian Range and the Linking Zone. It also shows their relations with the major structures of each area and with the regional directions of compression.

The major structures of the Iberian Range and the Catalan Coastal Range are globally synchronous and so must be the related small-scale structures. The N–S direction of compression related to the major structures dominant in the Linking Zone would be synchronous with the former structures, but began their development after the NW–SE and the NE–SW structures. Considering these relations, we suggest the following evolution of Palaeogene compression in the studied region (Fig. 5):

1. A NW–SE compression is over the whole area. It had a lower–middle Eocene age as it is deduced from the northern Catalan Coastal Range (Fig. 5a).
2. A globally N–S compression that produced the

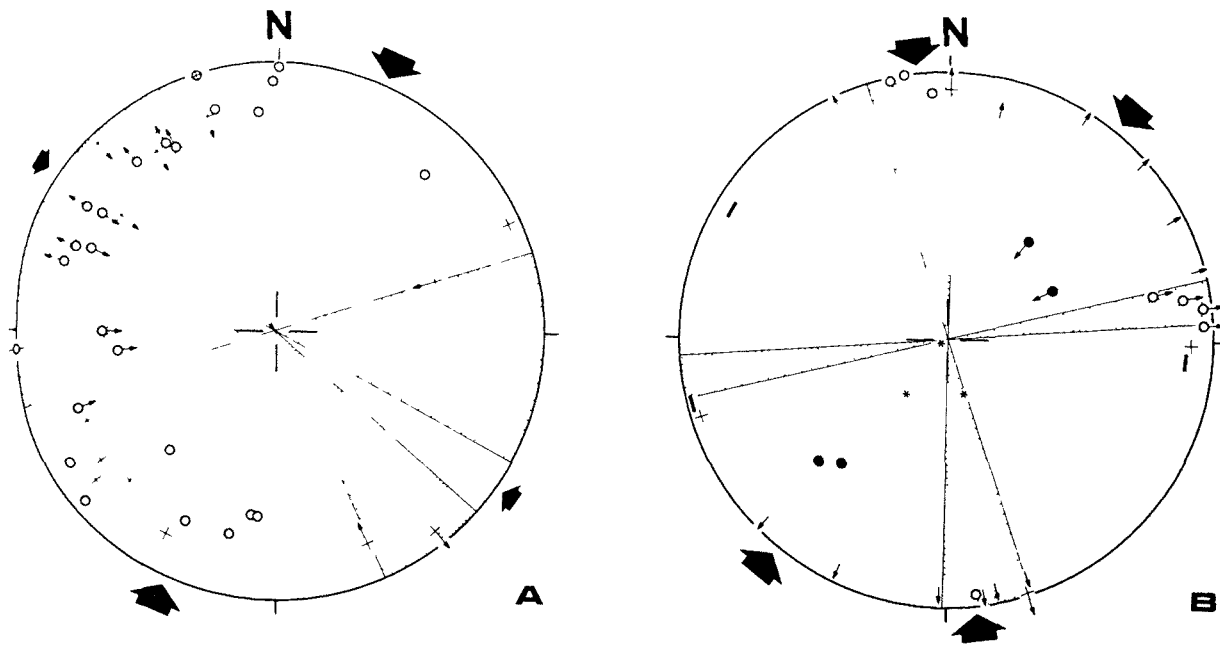


Figure 3. Stereographic diagrams of compressive faulting (Schmidt lower-hemisphere projections). Open circles: poles of sinistral fault planes. Crosses: poles of dextral fault planes. Dots: poles of reverse fault planes. The same symbols with arrows represent the respective striae; centripetal arrows indicate a reverse component, centrifugal arrows indicate a normal component. Bars: tension gashes. Arrows: stylolites. Asterisks: poles of bedding planes.

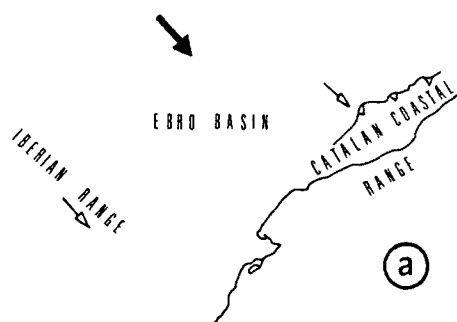
A Corresponding site is shown in Figure 1, point 1. The shaded area shows the direction of two sets of faults, clearly distinct at outcrop scale. There is a coexistence of dextral and sinistral faults in each set of faults. This disposition is interpreted as a result of two subperpendicular compressive directions; the first one WNW-ESE and the second one NNE-SSW.

B Corresponding site is shown in Figure 1, point 2. Dextral, sinistral and reverse faults, tension gashes and stylolites showing a NE-SW direction of compression. Some other stylolites show an approximate N-S direction of compression. The N-S compression is younger than the NE-SW one, and it is synchronous with the approximate E-W folds which are dominant in this area.

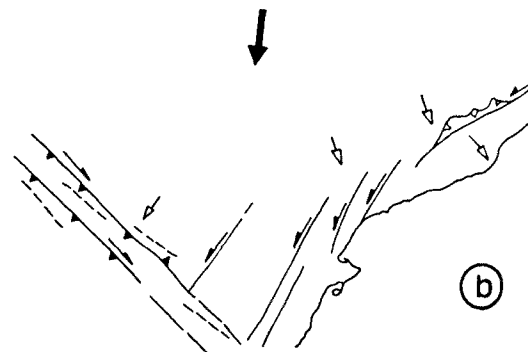
| AGE OF DEFORMATION | REGIONAL COMPRESSION | LOCAL COMPRESSION | | | |
|--------------------|----------------------|---|--------------|---------------|-------------|
| | | CATALAN COASTAL RANGE | LINKING ZONE | IBERIAN RANGE | |
| | | | | NE SECTOR | W&S SECTORS |
| LOWER EOCENE | NW-SE | NW-SE (1) | NW-SE | NW-SE | |
| UPPER EOCENE | N-S | NW-SE(1) | NE-SW(2) | NE-SW(2) | |
| UPPER OLIGOCENE | NE-SW | NE-SW | N-S(3) | | |
| LOWER MIOCENE | | DISTENSION (WITH LOCAL COMPRESSIVE EPISODES) | | | COMPRESSION |

Figure 4 Table showing the compressive directions in the studied region and their relations with the compressive directions deduced from detailed observations. 1: compressive direction which forms the major structures in the Catalan Coastal Range (NE-SW); 2: compressive direction which forms the major structures in the Iberian Range (NW-SE); 3: compressive direction which forms the major structures in the Linking Zone (E-W).

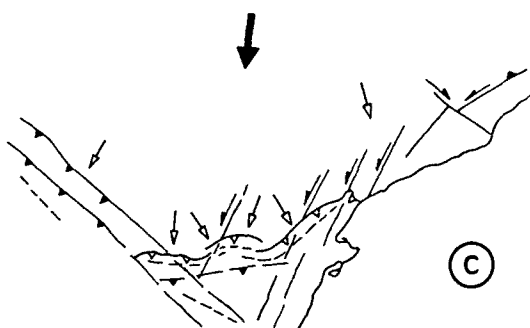
LOWER-MIDDLE EOCENE



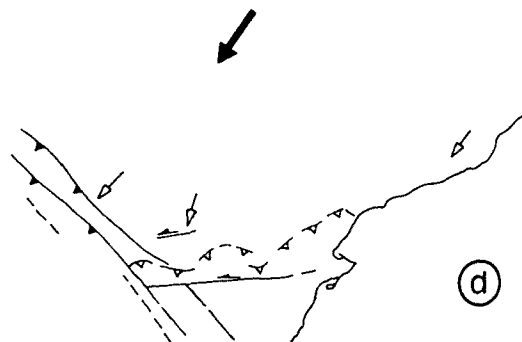
UPPER EOCENE-OLIGOCENE



MIDDLE-UPPER OLIGOCENE



UPPERMOST OLIGOCENE



—▽— THRUST

—▽— REVERSE FAULT

—↔— STRIKE-SLIP FAULT

--- FOLD AXIS

→ REGIONAL COMPRESSION

→ LOCAL COMPRESSION

Figure 5. Evolution of compression and compressive structures in the studied region

sinistral movement of the NE-SW faults in the Catalan Coastal Range, and it also produced the reverse-dextral movement of the NW-SE faults in the Iberian Range (Fig. 5b). The N-S compression would manifest itself, at a smaller scale, by a NNW-SSE to NW-SE and NE-SW compressive direction respectively. These last directions are more perpendicular to the major structures.

The interference of both basement fault directions explains the presence of the two compressive directions in the Linking Zone and, finally, the dominant N-S direction (Figs 4 and 5c). The deformation had an upper Eocene-upper Oligocene age.

3. A NE-SW compression which is only clearly observed in small-scale structures in the Catalan Coastal Range (Fig. 5d), whereas it is confused with the previous small-scale structures in the other areas. This compression produced the sinistral movement of the approximately E-W basement faults in the Linking Zone and in the Valencian region (Alía, 1972 and Viillard, 1979). It would have continued the development of the NW-SE great structures in the Iberian Range, giving rise to the second period of

development of the NW-SE major structures. This phase would have an uppermost Oligocene-lowermost Miocene age.

Therefore, as was previously suggested (Guimerà & Santanach, 1978), a rotation of the compressive direction from NW-SE to NE-SW took place during the Palaeogene. The N-S compression was the dominant one within this process, and it produced the main structures

6. Distension

A generalized distension took place after compression. It caused the Catalan and Valencian coastal rifts, and the rifts of Calatayud and Teruel. The possibility that this process started in the north of the Catalan Coastal Range during the Oligocene can not be excluded (Anadón, unpub. master diploma, University of Barcelona, 1973).

The analysis of faulting at several outcrops (Fig. 6) in the coastal rifts (North of Castello de la Plana) indicates a progressive change from compression to distension. It was produced by a progressive change of

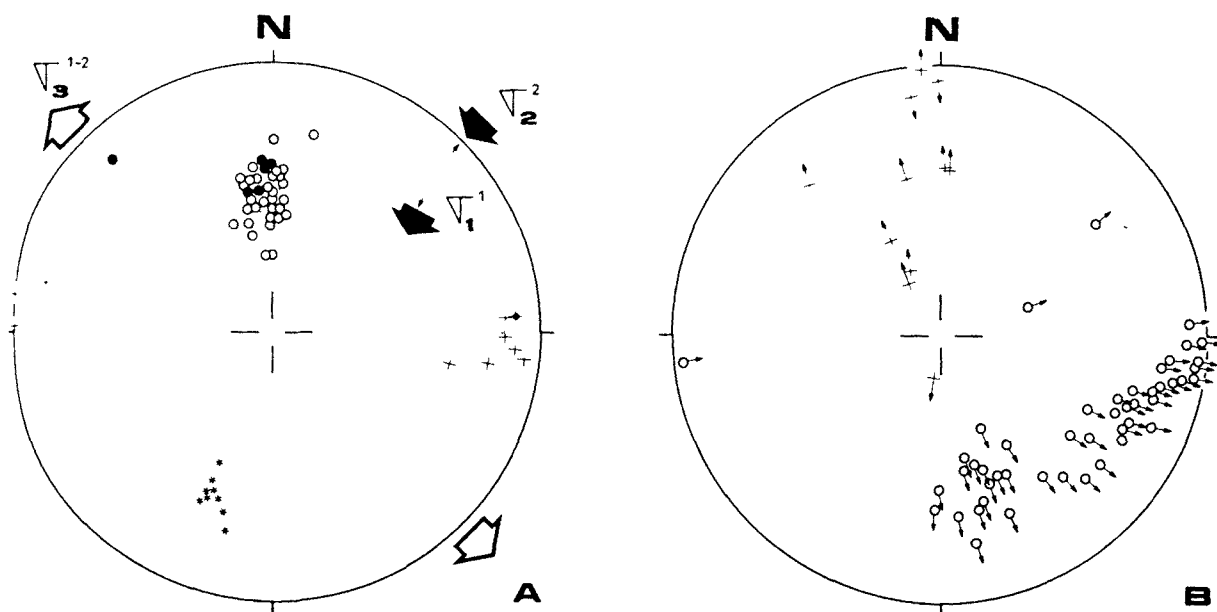


Figure 6. Corresponding site is shown in Figure 1, point 3. Open circles: poles of fault planes with a horizontal-sinistral component. Dots: poles of fault planes with a horizontal-sinistral component and two sets of striae: the first one subhorizontal and the second one subvertical. Crosses: poles of fault planes with a horizontal-dextral component. Dots on crosses: poles of fault planes with a horizontal-dextral component and two sets of striae: the first one subhorizontal and the second one subvertical. The other symbols are the same as those in Figure 3. A: poles of planes. B: striae.

The figure shows the progressive change from a horizontal compressive state (σ_1^1) to a distensive state (σ_2^2 subhorizontal). σ_3 does not change while σ_1 (initially horizontal) and σ_2 (initially vertical) are equalized and their positions are interchanged. A progressive increase in the pitch of the striae on the fault plane is the result of the early mentioned changes. The bedding tilting was synchronous with both the changing process of σ_1^1 and σ_2^2 axes and the distensive process, explaining the present tilt of σ_1^1 .

the relations between the σ_1 axis – initially horizontal – and the σ_2 one – initially vertical – until they reach the same value and change their positions – σ_2 horizontal and σ_1 vertical. During this process the direction of σ_3 was relatively stable, and it was perpendicular to the faults. This interpretation is nearer to our small-scale structural data than the supposition of a rotation of the stress-field that requires intermediate stages with σ_1 and σ_2 axes inclined – an uncommon phenomenon in a deformative process by a quite superficial faulting.

7. Discussion and conclusions

The Tertiary evolution of deformation, as deduced from our observations and interpretations, can be explained by the situation of the studied region between the Pyrenees and the Betic Chain.

The first compressive phase (NW-SE) would be the consequence of the displacement towards the northwest of the Iberian Plate (Grimaud *et al.* 1982) during the uppermost Cretaceous and the lower Eocene. This displacement also produced an important deformation in the Pyrenees.

The second compressive phase (N-S, which will later on become a NE-SW one) would be a consequence of the same process (northward movement of the Iberian Plate) that produced the emplacement of the great nappes – Montsec, Gavarnie – in the southern Pyrenees, where the compressive

deformation lasted up to the end of the Oligocene (Julivert *et al.* 1974). The change between these three compressive directions can be produced in a gradual way.

The compression in the Pyrenees finished at the end of the Oligocene and, as a general process, in the studied region. This progressively changed into a distensive regime (as suggested by Simón Gómez, unpub. doctoral thesis, University of Zaragoza, 1982). The western and southern marginal areas of the Iberian Range (Fig. 4) continued under a compressive regime (Álvaro, Capote & Vegas, 1979-81; Capote, 1982), due to their proximity to the Betic Chain. The transition from compressive to distensive areas has been presented (Álvaro, Capote & Vegas, 1979-81) as if it were produced in an abrupt way through the action of the 'Hesperic Fault' separating both areas. We think that this transition could have been produced by the attenuation of the stresses from south (Betic Chain) to north, as has been similarly proposed for the regions of the Himalayas and the Baikal lake (Tapponnier & Molnar, 1976). In this way, it would be also possible to explain the existence of local episodes of horizontal compression (Julivert, 1954; Santanach, Sanz de Galdeano & Bousquet, 1980) in a general distensive regime. These episodes were due to variations in the stress-field – restricted in time and space – which produced changes in the tectonic regime.

References

- ADROVER, R., FEIST, M., GINSBURG, L., GUERIN, C., HUGUENEY, M. & MOISSENET, E. 1983 Les formations continentales paleogenes de la Sierra Palomera (Prov de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Iberiques orientales *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 7eme serie, **25** (3), 421-31
- ALIA, M. 1972 Évolution posthercynienne dans les regions centrales de la Meseta espagnole *24th International Geological Congress* **3**, 265-72 Montreal
- ÁLVARO, M. 1975 Estilolitos tectonicos y fases de plegamiento en el area de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Iberica) *Estudios Geologicos* **31**, 241-7
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. & VEGAS, R. 1979-81 Un modelo de evolucion geotectonica para la Cadena Celtiberica *Acta Geologica Hispanica* **14**, 172-7
- ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. & SOLE SUGRAÑES, LL. 1979-81 Evolucion tectonoestratigrafica de los Catalanides *Acta Geologica Hispanica* **14**, 242-70
- ANADÓN, P. & VILLALTA, J. F. 1975 Caracterizacion de los terrenos de edad Estampiense en Campins (Valles Oriental) *Acta Geologica Hispanica* **10**, 6-9
- ASHAUER, H. & TEICHMULLER, R. 1935 Die variscische und alpine Gebirgsbildung Kataloniens *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Math.-Phys.*, **3 F**, **16**, 78 pp
- BAYO, A., DOMENECH, J. & CUSTODIO, E. 1979 Estudio geologico del macizo de Vandellos para definir sus caracteristicas hidrogeologicas *I Symposium Nacional de Hidrogeologia*, Asociacion de Geologos Españoles, pp 89-107
- BRINKMANN, R. 1960-62 Aperçu sur les chaines iberiques du Nord de l'Espagne. In *Livre a la Memoire du Professeur Paul Fallot*, vol 1 (ed M Durand-Delga), pp 291-9 Paris Memoires Societe Geologique de France, hors-serie
- CANEROT, J. 1974 Recherches geologiques aux confins des Chaînes Iberique et Catalane (Espagne) *Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S A*, serie 5, Trabajos de Tesis, **4**, 517 pp
- CANEROT, J. & CADILLAC, H. 1977 Sur les relations structurales entre les Chaînes Iberiques et Catalane (Espagne) *Veme Reunion Française de Sciences de la Terre*, Rennes
- CAPOTE, R. 1982 In Evolucion sedimentologica y tectonica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Iberica (ed V Gabaldon) *Temas Geologico-Mineros* **5**, 290 pp Instituto Geologico y Minero de España
- ESTEBAN, M. & ROBLES OROZCO, S. 1976 Sobre la paleogeografia del Cretacico Inferior de los Catalanides entre Barcelona y Tortosa *Acta Geologica Hispanica* **11**, 73-8
- FONTBOTE, J. M. 1954 Las relaciones tectonicas de la depresion del Valles-Penedes con la Cordillera Prelitoral y con la Depresion del Ebro *Tomo Homenaje Profesor E Hernandez Pacheco* Real Sociedad Española de Historia Natural, 281-310
- GOMEZ FERNANDEZ, J. J. & BABIN VICH, R. B. 1973 Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cord Iberica Prov Valencia) *Estudios Geologicos* **29**, 381-8
- GRIMAUD, S., BOILLOT, G., COLETTE, B. J., MAUFFRET, A., MILES, P. R. & ROBERTS, D. B. 1982 Western extension of the Iberian European plate boundary during the Early Cenozoic (Pyrenean) convergence a new model *Marine Geology* **45**, 63-77
- GUIMERA, J. 1982 Estudi estructural de les zones de fractura de Garraf i de Vallcarca (Massis de Garraf) *Arxius de la Seccio de Ciències* **64**, Institut d'Estudis Catalans 96 pp
- GUIMERA, J. & SANTANACH, P. F. 1978 Sobre la compresion alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas *Acta Geologica Hispanica* **13**, 33-42
- JULIVERT, M. 1954 Observaciones sobre la tectonica de la depresion de Calatayud *Arrahona* (Publicaciones del Museo de Sabadell), 17 pp
- JULIVERT, M. 1978 The areas of alpine folding cover in the Iberian Meseta (Iberian Chain, Catalanides, etc.) In *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas* (ed M Lemoine), pp 93-112, Amsterdam Elsevier
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. 1974 Mapa tectonico de la Peninsula Iberica y Baleares Escala 1 1000000 *Instituto Geologico y Minero de España*, 113 pp
- LLOPIS LLADÓ, N. 1947 *Contribucion al conocimiento de la morfoestructura de los Catalanides*, Instituto 'Lucas Mallada', Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, Barcelona, 372 pp
- RIBA, O., VILLENA, J. & MALDONADO, A. 1971 Mapa geologico de España Escala 1 200000, hoja no 40 (Daroca) *Instituto Geologico y Minero de España*, 53 pp
- RICHTER, G. & TEICHMULLER, R. 1933 Die Entwicklung des keltiberischen Ketten *Abhandlungen der Gesellschaft Wissenschaften zu Göttingen, Math.-Phys.*, **3 F**, **7**, 120 pp
- ROBLES OROZCO, S. 1975 Sintesis de la evolucion estratigrafica y tectonica de los materiales secundarios del bloque del Cardo y sectores adyacentes (Prov Tarragona) *Acta Geologica Hispanica* **10**, 59-66
- SALAS ROIG, R. 1983 Las secuencias deposicionales del transito Juracico-Cretacico en la zona de enlace Catalanides-Iberica *Comunicaciones X Congreso Nacional de Sedimentologia* (ed A Obrador), pp 334-338 Menorca
- SANTANACH, P. F., SANZ DE GALDEANO, C. & BOSQUET, J. C. 1980 Neotectonica de las regiones mediterraneas de España (Cataluña y Cordilleras Beticas) *Boletin Geologico y Minero* **91**, 169-92
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. 1980 Estructuras de superposicion de plegamientos en el borde NE de la Cadena Iberica *Acta Geologica Hispanica* **15**, 137-40
- SIMÓN GÓMEZ, J. L. 1981 Reactivacion alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Iberica *Teruel* **65**, 195-209
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. 1976 Slip line field theory and large scale continental tectonics *Nature* **264**, 319-24
- VIALARD, P. 1973 Recherches sur le Cycle alpin dans la Chaîne iberique sud-occidentale *These Sciences Université Paul Sabatier Toulouse* 445 pp
- VIALARD, P. 1979 La Chaîne Iberique zone de cisaillement intracontinental pendant la tectogenese alpine *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris serie D* **289**, 65-8
- VIALARD, P. 1983 Le decollement de la couverture dans la Chaîne Iberique meridionale Effet de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture *Bulletin de la Societe Geologique de France* 7eme serie **25** (3) 379-83

PALEOGENE STRIKE-SLIP DEFORMATION AND SEDIMENTATION ALONG THE SOUTHEASTERN MARGIN OF THE EBRO BASIN

PERE ANADÓN

Instituto "Jaume Almera," C.S.I.C., Martí i Franques s/n, 08028 Barcelona, SPAIN.

AND

LLUÍS CABRERA, JOAN GUIMERÀ, AND PERE SANTANACH

Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Gran Via 585, 08007 Barcelona, SPAIN

ABSTRACT The boundary of sites of sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin during the Paleogene was defined by upthrust structures and by steeply dipping limbs of folds and flexures. These features are related to convergent wrenching along sinistral, right-stepping, en echelon, basement-involved faults located along the Catalan Coastal Range. During Paleogene time, thick alluvial terrigenous deposits accumulated along the fault-controlled basin boundary. The evolution of the alluvial-fan systems and of progressive angular syntectonic unconformities document the timing of slip on the faults. The coarse-grained sediments are diachronous indicating that strike slip was active at different times.

INTRODUCTION

This paper is concerned with the relationships between sedimentation and tectonics observed along the southeastern margin of the Ebro Basin in the northeastern part of the Iberian Peninsula (Fig. 1). During the Paleogene this margin was defined by a system of right-stepping, en echelon, lateral strike-slip faults. Diachronous slip on these faults is recorded by sedimentary facies that were deposited adjacent to active tectonic structures as well as by the pattern of distribution of unconformities that developed in the sedimentary fill of the basin.

GEOLOGICAL SETTING

The Ebro Basin

The Ebro Basin is located on the northeastern Iberian Peninsula (Fig. 1). It is a Tertiary basin that formed during the Alpine orogeny as the foreland basin of three mountain chains: the Pyrenees, the Iberian Range, and the Catalan Coastal Range. The basin is asymmetric. The main sedimentary troughs are located in the north where the pre-Tertiary substratum ranges from depths of 3,000 to 5,000 m (García and Reguant, in press). The overall structure at the surface is very simple. The Tertiary beds are nearly horizontal over most of their extent and significantly deformed only along the margins of the basin. Along the northern margin is the southern Pyrenean thrust belt (Seguret, 1970). The nappes of this belt were displaced southward during the Paleogene, overlapping the main sedimentary troughs of the Ebro Basin (Seguret, 1970; Solé-Sugrañes, 1978; Muñoz et al., in press). The total shortening is several tens of kilometers and locally as much as 50 km. The Iberian Chain consists of an array of northwest-oriented folds and thrusts. The Tertiary beds of this margin are commonly overthrust by the Mesozoic rocks. However, some structures of the chain are unconformably overlapped by upper Tertiary beds. The Catalan Coastal Range along the southeastern margin of the basin, is characterized by an array of en echelon northeast-striking faults. In the area where the Iberian Chain and the Catalan Coastal Range join, there is an array of north-vergent, east-trending folds and thrusts. This area, called the Linking Zone (Guimerà, 1984), differs from the Iberian Range and the Catalan Coastal Range in

having a thicker Mesozoic cover cut by low-angle thrusts of larger displacement.

The Southeastern Margin of the Ebro Basin

The Catalan Coastal Range is located along the southeastern margin of the Ebro Basin (Fig. 2), and is composed of Hercynian basement unconformably overlain by a sedimentary cover of Triassic to Cretaceous terrigenous red beds, carbonates, and evaporitic marine deposits. The upper part of the cover (mainly Jurassic and Cretaceous rocks) is detached from the basement at a *décollement* within Keuper (uppermost Triassic) lutites and evaporitic rocks (Llopis, 1947). The lower part of the cover, however, remains attached to the basement.

The principal structures of the Catalan Coastal Range are nearly vertical, basement-involved, strike-slip faults that constitute a right-stepping, en echelon array (in the sense of Rodgers, 1980). The strike of these faults changes from east-northeast to northeast along the range and is slightly oblique to the overall trend of the range (Figs. 2, 3). There are also some transverse, northwest-striking basement faults with somewhat smaller displacements. All of the basement-involved faults of the Catalan Coastal Range probably developed during the late Paleozoic as strike-slip faults. They were active as normal faults during Mesozoic times as can be inferred from the study of the Mesozoic cover rocks (Esteban and Robles, 1976; Anadón et al., 1979; Marzo, 1980). During the Alpine orogeny the faults were again reactivated as strike-slip faults. Later, during a Neogene extensional phase, they behaved as normal faults associated with the Neogene rifts (Fontboté, 1954).

The most important and intense Alpine deformation in the Catalan Coastal Range took place along these major faults (Julivert, 1978), and led to the development of diverse structures in the basement and the Mesozoic cover. In the basement, motion along the nearly vertical Vallès-Penedès fault, gave rise to the development of fault gouge (up to 500 m wide), as well as to the emplacement of basement slices, which overthrust the Mesozoic cover and even the Paleogene deposits of the Ebro Basin (Fig. 4A). Along other major longitudinal faults (e.g., the Falset fault), fault gouge is less important. The location of basement-involved faults is suggested in the sedimentary cover by flexures and, less commonly, by folds. An example of such folds is the

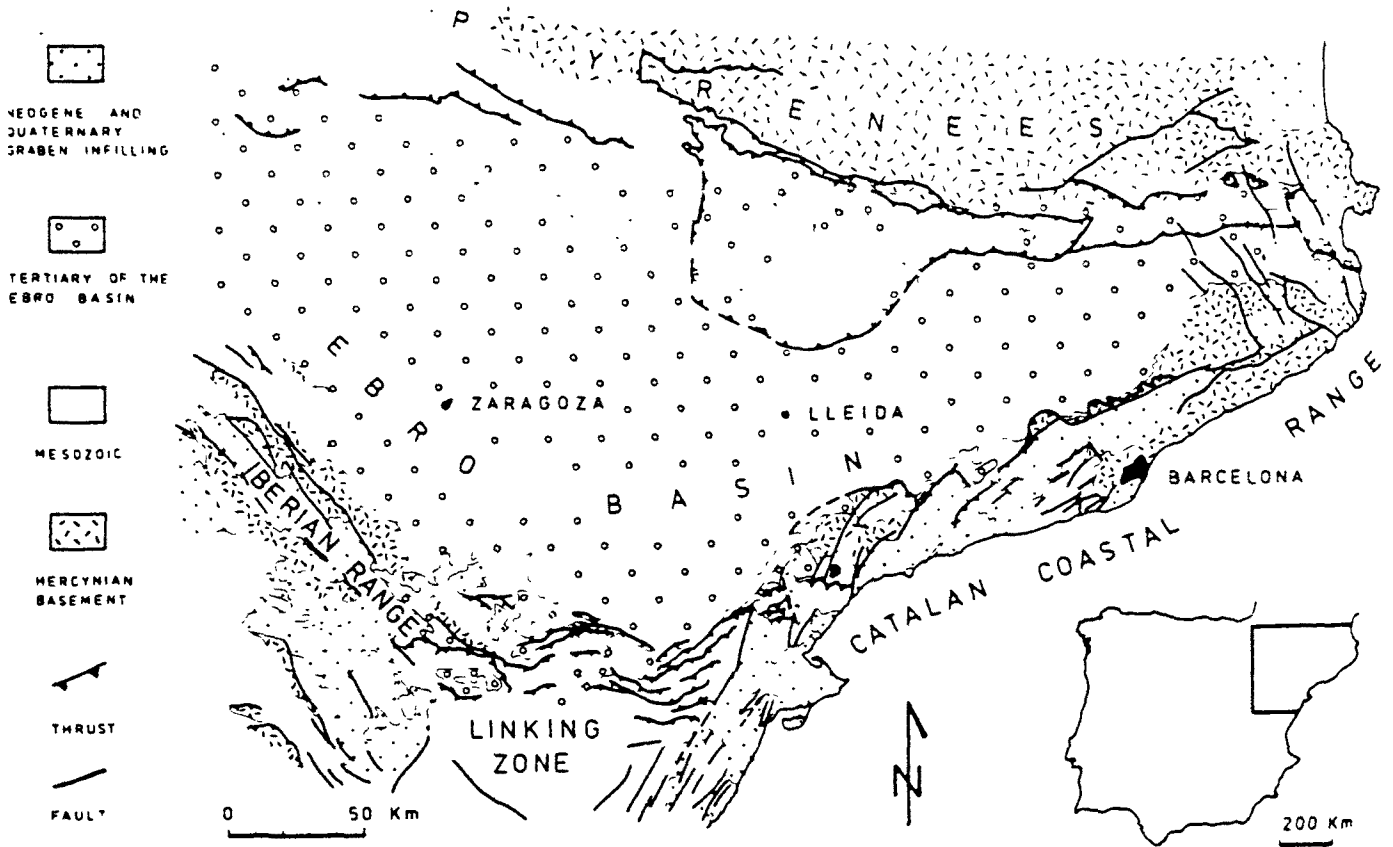


FIG. 1.—Generalized geological map of the northeastern Iberian Peninsula showing the location of the Ebro Basin and the surrounding mountain chains

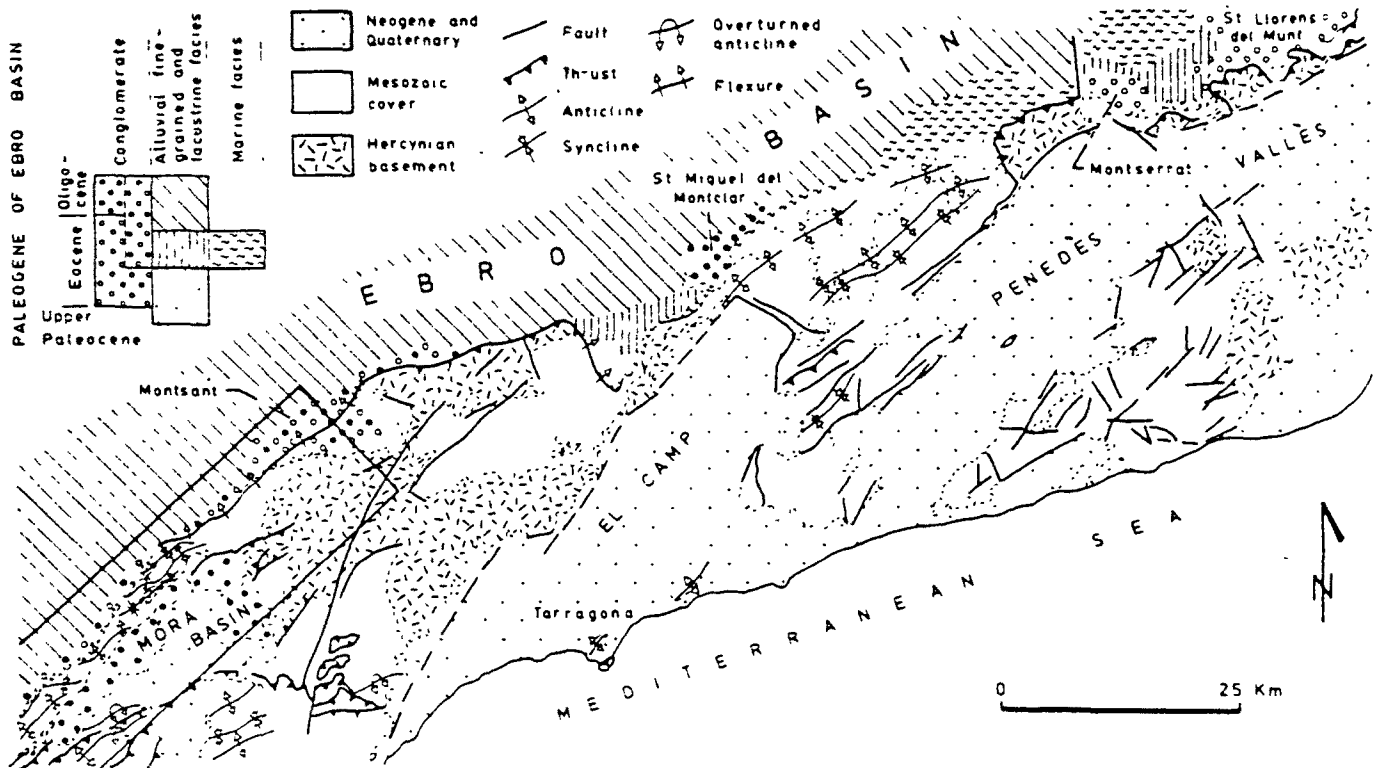


FIG. 2.—Generalized geological map of the Catalan Coastal Range and the adjacent Ebro Basin. Lower Eocene marine facies in the central part have not been indicated for the sake of clarity. See Figure 7 for a more detailed explanation of Paleogene stratigraphy.

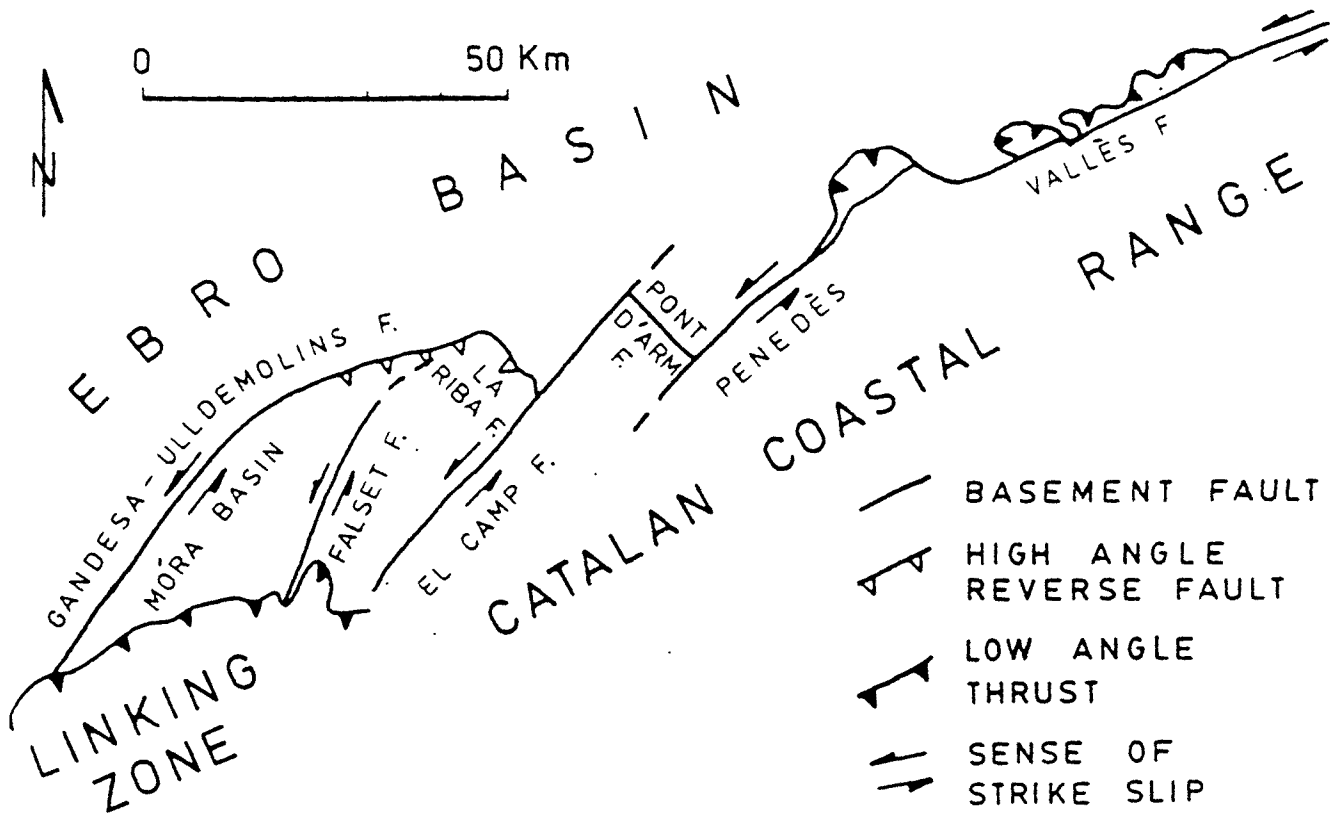


FIG. 3 —Structural pattern of strike-slip faults along the southeastern margin of the Ebro Basin.

Cavalls-Pàndols anticlinorium located between the Ebro Basin and the small Móra Basin (Fig. 2), also of Paleogene age. This complex, elongated (30 km long and 3 km wide), northeast-trending anticlinorium aligns with the Gadesa-Ulldemolins basement fault (Fig. 3), and it contains an array of en echelon, left-stepping folds (Fig. 4B). The folds are confined to the inner part of the anticlinorium, and they do not out on the limbs.

The considerable variability in the structural character of the boundary between the Catalan Coastal Range and the Ebro Basin is largely controlled by whether the Keuper décollement horizon and overlying Jurassic and Cretaceous carbonate cover were present or absent during deformation. Where the décollement horizon and the upper part of the Mesozoic cover were absent, basement-involved faults reached the surface and emplaced basement slices over Lower and Middle Triassic rocks. The latter form a monoclinally and noticeably vergent towards the Ebro Basin (Fig. 4A). However, where the Keuper décollement horizon and the overlying post-Triassic cover were present, basement-involved faults are not obvious at the surface (Fig. 4B). Instead, the cover was deformed into an elongate anticlinorium.

Examples of transverse northwest-striking faults that occur in relay zones between the major northeast-striking faults are the La Riba and El Pont d'Armentera faults (Figs. 2, 3). The La Riba fault is a high-angle reverse fault, the El Pont d'Armentera fault is a normal fault.

STRIKE-SLIP DEFORMATION ALONG THE SOUTHEAST BASIN MARGIN

Evidence for Strike Slip

Sinistral slip on the northeast-striking faults is shown by the following features:

- 1) There are horizontal slickenside striae on kilometers-long fault planes within the Mesozoic cover at the southwestern end of the Vallès-Penedès fault and on the Falset fault (Figs. 2, 3).
- 2) Abundant rod-shaped, ellipsoidal blocks of vein quartz within fault gouge along the Vallès-Penedès fault are subvertical and encircled by near-horizontal striae (Fig. 5). The gouge contains subvertical banding defined by textural variations corresponding to different degrees of crushing (Julià and Santanach, 1984), which is parallel to secondary east-northeast-striking faults. The fault-slip direction is thought to be subhorizontal, perpendicular to rod axes and to the poles of the planes normal to the surfaces containing the striae (movement-plane poles after Arthaud, 1969; Fig. 5). That the slip along the Vallès-Penedès fault is sinistral is shown by slickenside striae on the fault plane in the Mesozoic cover at its southern end.
- 3) The en echelon folds in the sedimentary cover of the Cavalls-Pàndols anticlinorium are left-stepping and are consistent with left slip (Fig. 6).
- 4) The change of strike exhibited by the low-angle thrusts

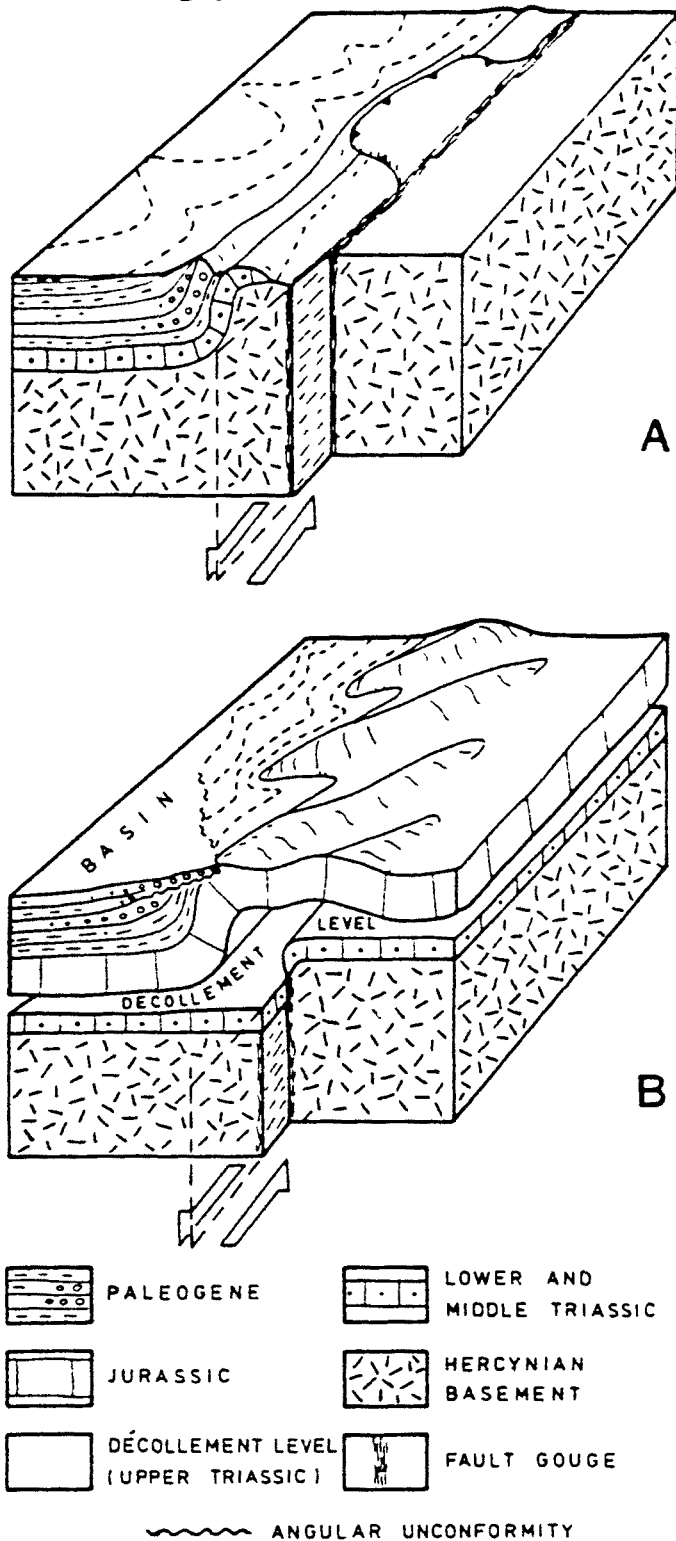


FIG 4—Two examples of relationships between the Hercynian basement and the Mesozoic cover along the southeastern margin of the Ebro Basin. Deformation in the basement resulted in sinistral slip along pre-existing subvertical faults. A) Where decollement levels were missing basement and cover deformed together. Basement-involved faults reached the surface through the cover and locally basement slices were formed. B) Where a decollement level was present deformation of the cover was different from that in the basement. En echelon folding of the cover took place over the basement-involved strike slip faults.

and folds of the Linking Zone where they join the major faults of the southernmost Catalan Coastal Range may be explained as a result of sinistral slip along these major basement-involved faults (Figs. 1–3).

Interpretation of Structures

The sinistral slip along the basement faults of the southeastern Ebro Basin margin has been interpreted as a result of regional north-south shortening that affected the north eastern part of the Iberian Peninsula during Paleogene time (Guimera, 1984). The different orientations and arrangements of basement-involved faults (Fig. 3) suggest different responses to regional shortening.

The east-northeast-striking Vallès-Penedès fault was oriented at an angle of about 60° to the regional shortening direction. As a result, the fault is characterized by oblique slip or convergent wrenching in the manner proposed by Wilcox et al. (1973). To the southwest the El Camp, Falset and Gadesa-Ulldemolins faults range in strike from $N30^\circ E$ to $N45^\circ E$ and do not show basement slices along their traces. This may be due to their orientations closer to the regional shortening direction. In most cases, slip along the northeast-striking basement faults resulted in uplift of basement blocks southeast of the faults (Fig. 4A, B). Displacement on the Gadesa-Ulldemolins fault was accompanied by folding of the sedimentary cover and development of the Cavalls-Pandols anticlinorium.

The right-stepping en echelon arrangement of the basement faults and their sinistral slip led to shortening in overlap zones between the faults (see Rodgers, 1980; Xiaohan, 1983). This resulted in reverse slip along the La Riba fault (perpendicular to the northeast-striking faults) and the formation of a push-up zone (Fig. 3). The El Pont d'Armentera fault may be similar, but in this case any possible Paleogene reverse slip has been concealed by Neogene normal slip. The magnitude of displacement on the major northeast-striking basement faults cannot be calculated accurately because there are few markers that cross the faults. The noticeable development of fault gouge in the basement along the Vallès-Penedès fault and the change of strike exhibited by the thrusts and folds of the Linking Zone suggest several kilometers of displacement.

PALEOGENE SEDIMENTATION

Paleogene Sedimentation in the Ebro Basin

In broad outline the fill of the Ebro Basin consists of a thick pile of Tertiary rocks that range in age from Paleocene to Miocene (Riba and Reguant, in press). The rocks that fill the basin were deposited in a variety of depositional settings ranging from deep- and shallow-marine environments (deep-sea fan, carbonate and terrigenous platform) to non-marine settings (alluvial fan, fluvial, and shallow lake). Today, the outcrops of these sedimentary rocks display a peculiar map pattern. The Paleogene rocks crop out mainly in the northern and eastern areas of the basin whereas the Miocene rocks are exposed mainly in the western and central areas. Three main phases of basin evolution may be distinguished on the basis of paleoenvironmental changes in the basin and the structural evolution of its margins.

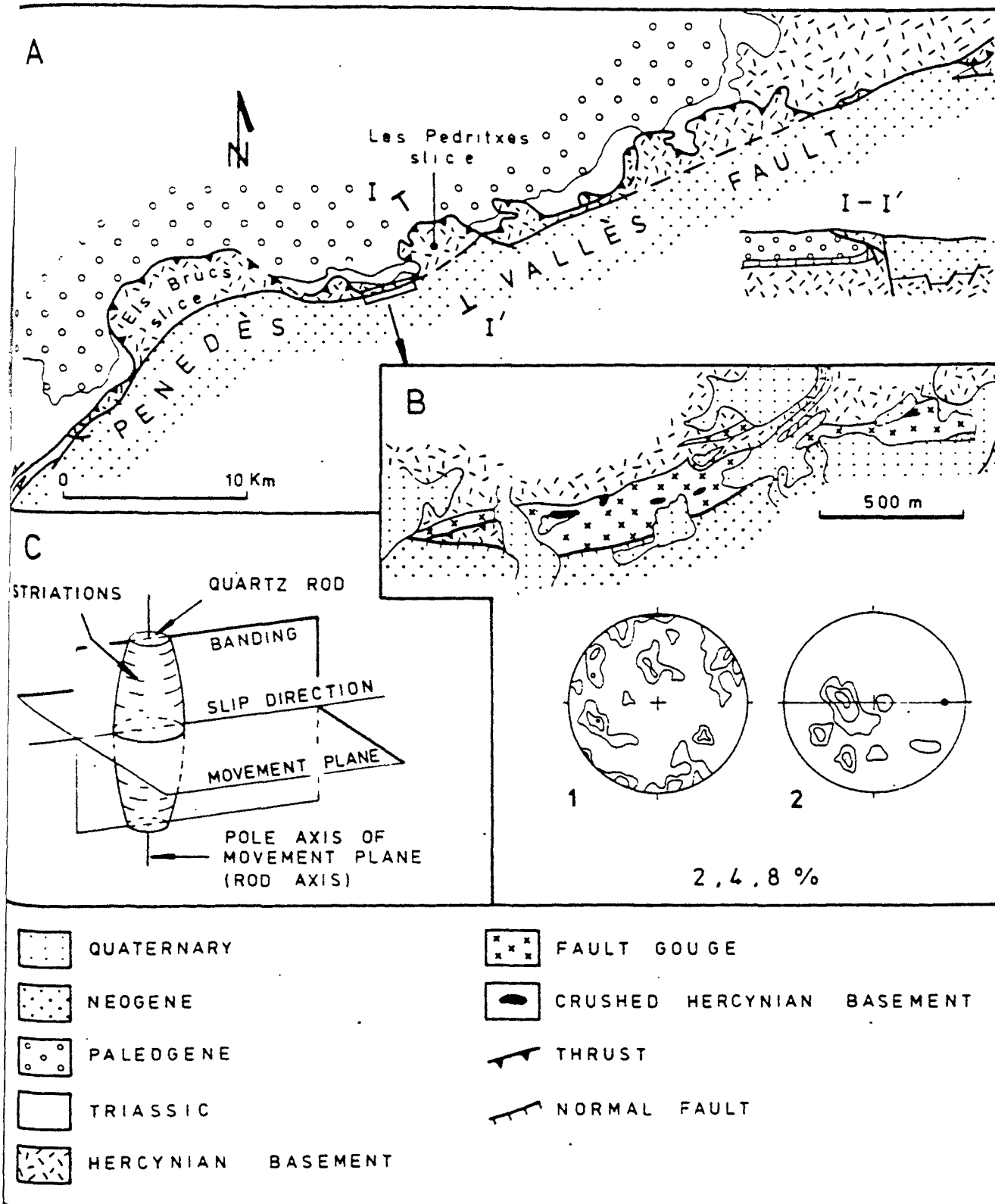


FIG. 5.—The Vallès-Penedès fault. A) Structural scheme and cross-section. B) Attitude of fault-gouge structures within the fault zone and stereo-diagrams (Schmidt net, lower hemisphere projection) of 1—poles of the striated surfaces of quartz blocks showing a dominant subvertical attitude with a great dispersion, and 2—poles of their movement planes showing a nearly horizontal attitude. Solid point in stereo-diagram 2 shows the inferred slip direction. C) Scheme showing the attitude of banding and quartz rods within the fault gouge and their geometrical elements.

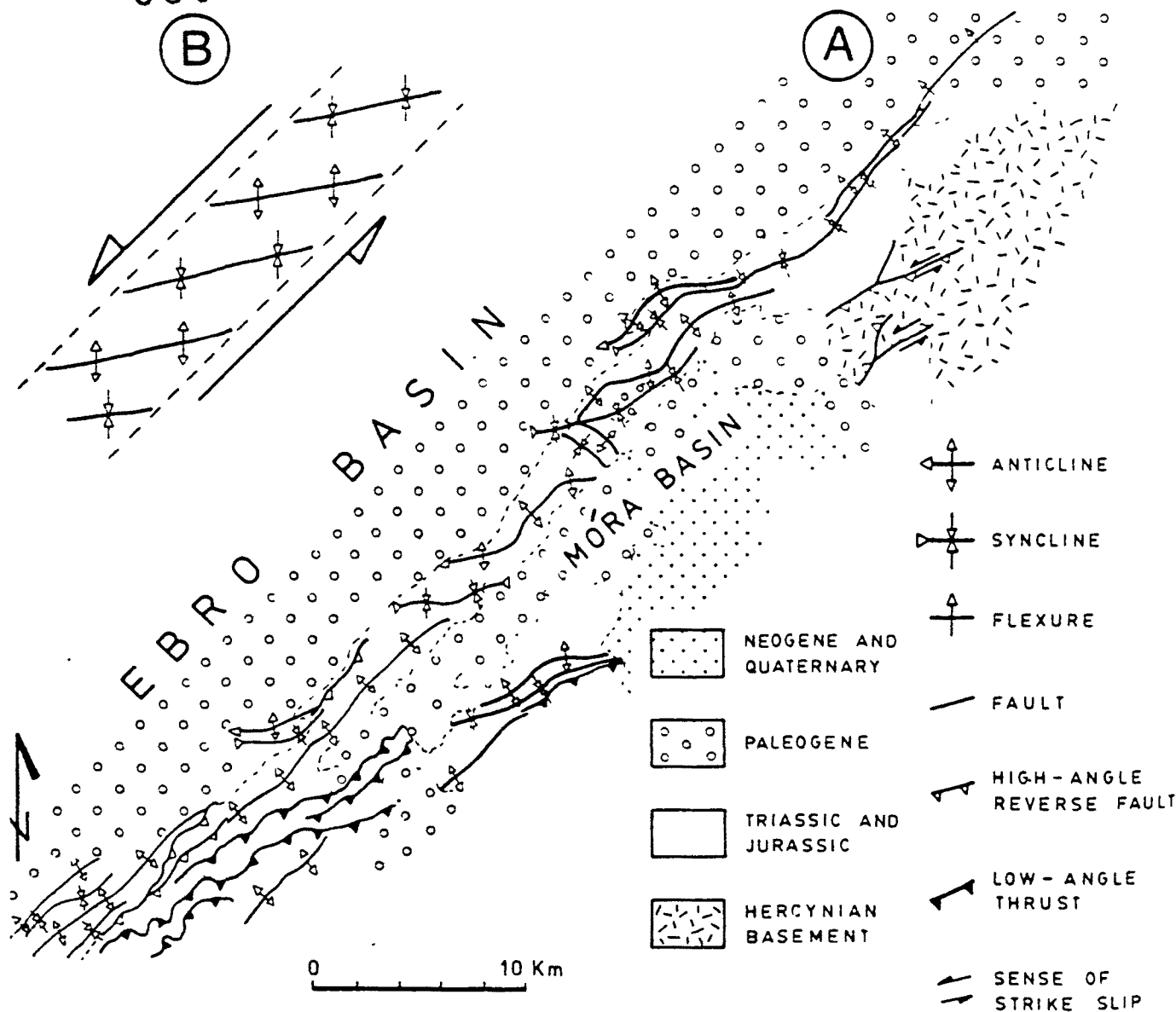


FIG 6—Structural scheme of the Cavalls-Pàndols anticlinorium. See Figure 2 for location. A) En echelon left-stepping folds affect the sedimentary cover in a narrow band 30 km long and 3 km wide. B) Scheme showing the interpretation of this fold pattern as a result of sinistral slip along the Jandesa-Ulledmolins basement-involved fault.

Early to Late Eocene.—During this phase the basin was shaped as a sedimentary trough closely associated with uplift of the Pyrenean Chain and the southward emplacement of its nappes. This trough was bounded to the southeast by the Catalan Coastal Range strike-slip system. The Iberian Chain was located along the southern margin of the basin.

Two transgressive-regressive marine cycles occurred within the basin during this phase: the Ilerdian-Cuisian (early Eocene) and the Lutetian-Priabonian (middle to late Eocene) cycles. These transgressions are related to connections with both the Atlantic and Tethys Oceans (Riba and Reguant, in press). During the Ilerdian and Bartonian transgressive maxima, most of the basin was flooded, although the southernmost part remained above sea level.

In Ilerdian (early Eocene) time, the basin was covered

by a wide shallow carbonate platform (Plaziat, 1975). During the Cuisian regression there was basinward expansion of alluvial, fluvial, and lacustrine systems from the basin margins, in part related to pronounced tectonic activity along the Pyrenean Chain and the Catalan Coastal Range. This resulted in deposition of a variety of terrigenous deposits: carbonates, and evaporites. During the Bartonian transgressive maximum (Lutetian-Priabonian cycle), alluvial fans and the fluvial systems along the basin margins gave rise to delta and fan-delta systems. Shallow-water siliciclastic sedimentation was widespread, whereas sites of carbonate deposition (including reefs), were relatively restricted (Ferrer, 1971; Puigdefàbregas, 1975). Turbidite deposition occurred throughout the Eocene in the northern part of the basin (Muttu et al., 1972; Rosell and Puigdefàbregas, 1975).

Paleogene Sedimentation Along the Southeastern Ebro Basin Margin

ing the Prabonian, however, a pronounced regression led to the restricted conditions that led to extensive acclation of evaporites. Subsequently, non-marine environments prevailed (Riba and Reguant, in press)

Oligocene to Middle Miocene—From earliest Oligocene to middle Miocene time the Ebro Basin was a molle-like basin, surrounded by the Pyrenees, the Catalan Coastal Range, and the Iberian Chain. Subsidence was greatest in the western part (Puigdefàbregas, 1975). The deposits are predominantly fluvial (including conglomerate and finer-grained sedimentary rocks, Van Houten, 1974), lacustrine-paludine (including limestones, nonmarine evaporites, and red mudstones).

Miocene to Present.—During the late Miocene the drainage of the Ebro Basin was connected again with the Mediterranean and rivers debouched into the Mediterranean (Riba and Reguant, in press). Since then, the basin has been subject to erosion.

Recent stratigraphic and sedimentological studies of the Paleogene deposits that crop out in the study area have recognized several lithostratigraphic units (Ferrer et al., 1968; Ferrer, 1971; Rosell et al., 1973; Anadón, 1978a; Colombo, 1980; Plaziat, 1981). Stratigraphic relationships and lateral facies changes between these lithostratigraphic units are shown on Figure 7. Dating and correlation of the non-marine units have been established on the basis of biostratigraphic work on charophyte, gastropoda, and micromammal fossil remains (Rosell et al., 1966; Anadón and Feist, 1981; Anadón et al., 1983). The age of the alluvial coarse-grained facies, despite their scarce content of fossil remains, has been inferred from their relations with units whose ages are well known. The ages and correlation of the marine rocks are based mainly on the study of fossil micro-

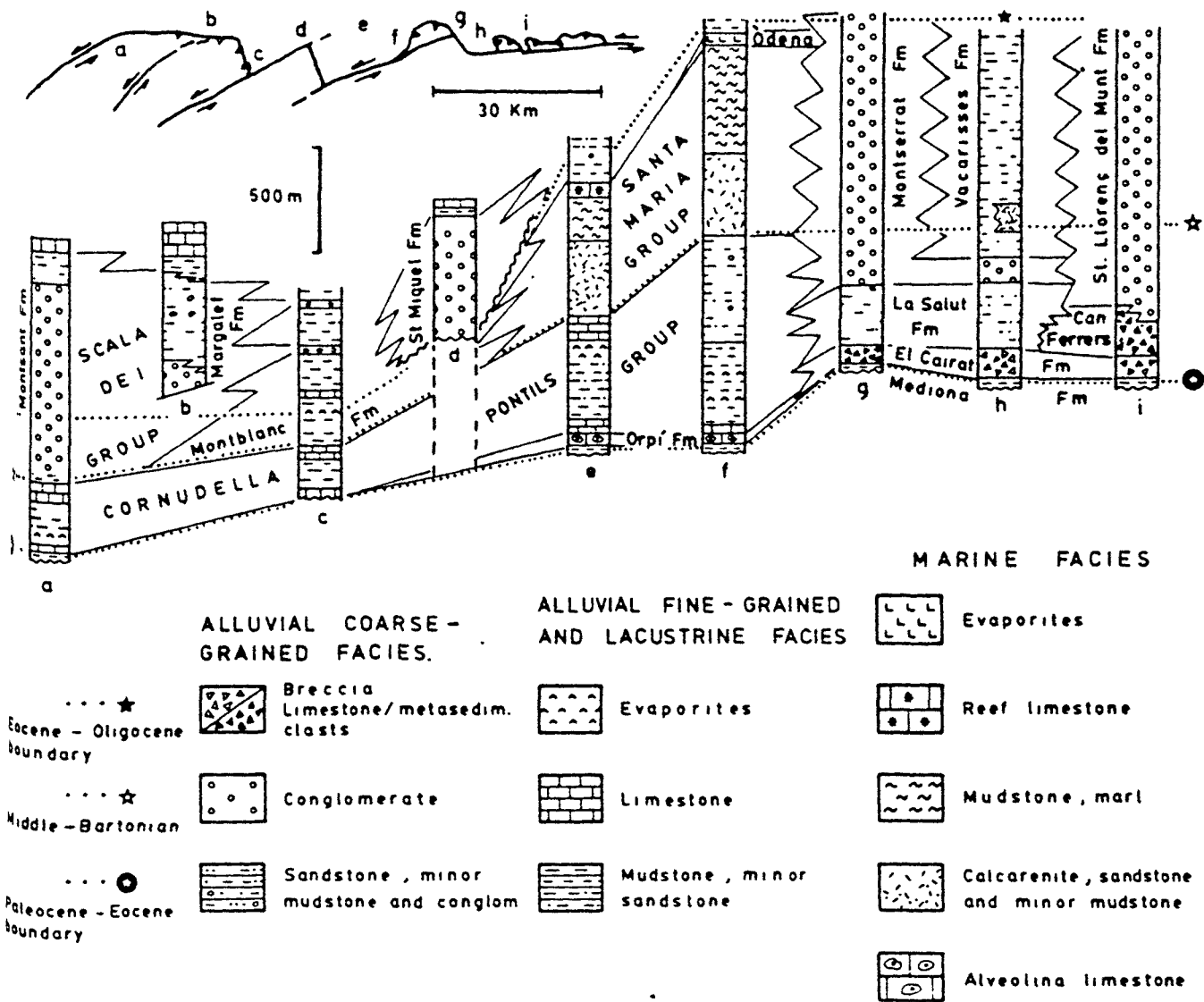


FIG 7 —Stratigraphic units, correlation, and facies of the Paleogene strata along the southeastern margin of the Ebro Basin

foraminifers (Ferrer, 1971) and a few data on calcareous nannoplankton (Anadon et al., 1983)

The Paleogene units in the southeastern Ebro Basin can be grouped into three main facies associations: (1) coarse-grained alluvial facies, (2) fine-grained alluvial and lacustrine facies, and (3) marine facies

Coarse-grained alluvial facies—In the northern parts of the study area, coarse-grained alluvial facies developed from the early Eocene to early Oligocene. In other areas this facies was deposited from late Eocene to Oligocene, showing a shorter time span of deposition (Fig. 7)

In the northeast the lowest unit is the *Cairat Breccia* (lowermost Eocene). This formation is as much as 200 m thick, and consists of limestone and dolostone breccia with interbedded red sandy mudstones (Anadon, 1978a). The breccia beds range from clast- to matrix-supported, and consist of small pebbles to boulders in a red matrix of sandy mudstone or sandstone. The beds range in thickness from a few centimeters to 4 m, and they tend to be laterally extensive (hundreds of meters). Interbedded red sandy mudstones are from a few centimeters to several meters thick. They are poorly sorted and locally include dispersed or aligned clasts. Paleosols and caliche crusts are common in the breccia, sandstone, and mudstone beds. The Cairat Formation does not display obvious cyclicity and consists mainly of debris-flow, mud-flow and carbonate-slide deposits derived from the Mesozoic and Paleocene cover. These sediments accumulated on alluvial fans and talus cones closely associated with the uplift of the southeastern block of the Vallès-Penedès fault (Anadón, 1980)

The *Can Ferrers Breccia* (lower to middle Eocene) consists mainly of massive, very poorly sorted, clast- to matrix-supported breccias with interbedded lenses of red pebbly sandstones and mudstones. Unlike the Cairat Formation the breccia clasts were derived locally from the basement and consist of crystalline and metasedimentary rocks. The sedimentological features of the Can Ferrers Formation are very similar to those of the Cairat Formation, again suggesting deposition on small alluvial fans or talus cones

The *Montserrat and Sant Llorenç del Munt Conglomerates* (middle to upper Eocene) consist of massive conglomerates more than 1,000 m thick. Clasts are well to moderately rounded and include carbonate, crystalline, and metasedimentary types, suggesting derivation from both the Mesozoic cover and Hercynian basement. The Montserrat conglomerates are characterized by overall coarsening- and thickening-upward megasequences which consist of thinner coarsening-upward sequences ranging from 50 to 200 m thick. The lower parts of the thinner sequences consist of red mudstones, cross-bedded sandstones, and minor channelized pebble-to-cobble conglomerates. The upper parts of the sequences consist mainly of horizontally stratified, clast-supported, coarse (pebble to cobble in size), imbricated conglomerates with minor channelized and cross-bedded sandstones. Similar coarsening-upward sequences have been observed in the Sant Llorenç del Munt Conglomerate. However, this unit does not display obvious cyclicity. The Montserrat and Sant Llorenç del Munt Conglomerates developed on the inner parts of sizeable basinward-spreading alluvial fans whose source area was located in internal parts

of the Catalan Coastal Range, where both Mesozoic and Hercynian rocks cropped out over a wide area. These conglomerates thus differ from the locally-derived Can Ferrers Breccia

The *Montserrat and Sant Llorenç del Munt Conglomerates* pass laterally into predominantly sandy units, the *Vacarisses* and *La Salut Formations* (Anadon, 1978a). The *La Salut Formation* consists of medium- to coarse-grained red sandstone, minor mudstone, and pebble conglomerate. Sandstone beds are as thick as 10 m and display a sheet-like or broadly lenticular geometry. The sandstones and conglomerates show trough and planar cross-bedding and represent channel and sheet-flood deposits. Paleosols and some thin lacustrine limestone beds are present locally. The *Vacarisses Formation* consists of red mudstones and sheet-like, fine-grained sandstone beds, with interbedded channel bodies composed of cross-bedded sandstones and pebble conglomerates. Paleosols are widespread

The *Sant Miquel del Montclar Conglomerate* (upper Eocene–lowermost Oligocene) extends over the central part of the study area and consists of more than 500 m of massive, conglomerates with interbedded red sandstone, and mudstone lenses (Colombo, 1980). The conglomeratic bodies are sheet-like, and for the most part horizontally stratified with clast-supported pebbles and cobbles that are commonly imbricated. The clasts are rounded and consist largely of Mesozoic and lowermost Eocene marine limestones. Intraformational angular unconformities occur in the upper part of the formation. The map pattern of this unit shows its fan-shaped geometry as well as the basinward transition from massive conglomerates to red sandstone, mudstone, and minor conglomerate (upper Montblanc Formation). Only an overall coarsening- and thickening-upward megasequence overlain by a fining-upward sequence has been described in this unit, which records the development and retreat of a relatively large alluvial-fan system

In the southwestern part of the area studied, the upper Eocene–Oligocene *Scala Dei Group* (Colombo, 1980) crops out, overlying the fine-grained deposits of the Pontils-Cornudella Group (Fig. 7). The *Scala Dei Group* consists of alluvial-fan conglomerates of the *Montsant Formation* and laterally equivalent red sandstones, mudstones, and conglomerates of the *Margalef Formation* (Allen et al., 1983)

In its type area, the *Montsant Formation* is as much as 900 m thick and displays an overall coarsening- and thickening-upward megasequence (Colombo, 1980). The lower part of this unit consists of cross-bedded sandstone and pebble-to-cobble polymictic channel-filling conglomerate. The channels are cut in red mudstone and sheet-sandstone deposits that include paleosols. Conglomerates are more widespread higher in the section, and the upper part of the megasequence consists of sheet-like conglomeratic bodies as thick as 30 m with interbedded thin sandstone and red mudstone. These thick conglomerates are also polymictic but dominated by Mesozoic carbonate clasts of cobble and boulder size. Crude horizontal bedding, clast imbrication and tabular cross bedding are commonly observed in the conglomeratic beds. Minor channelized conglomerates are also present. In the northwestern areas of outcrop the uppermost conglomerates of the *Montsant Formation* contain

formational angular unconformities. Southwest of the area the formation consists of stacked megasequences at least 12 km along the basin margin, suggesting progradation and retrogradation of the whole alluvial-fan system or the lateral shifting of distributary channels (Robles Colombo and Robles 1983).

More distal alluvial-fan facies of the Scala Dei Group are represented by the *Margalef Formation*. This largely fluvial unit consists of thick sections of red to mottled mudstones interbedded with cross-bedded conglomerates and sandstone channel bodies up to 8 m thick. The channel-fill conglomerates are polymictic and clast supported, with well rounded and sorted clasts, ranging in size from granules to small cobbles. Channel-fill sandstones range from fine- to medium-grained and show low-angle trough cross-bedding. Progradation in the fluvial style within this unit has been described by Allen et al. (1983). The overbank deposits consist mainly of red and highly mottled mudstones with interbedded sheet sandstones and lacustrine limestones. Paleosols are also widespread.

Fine-grained alluvial and lacustrine facies — In general these facies represent the distal deposits derived from the lateral progradation of the above-mentioned coarser alluvial facies, but in some cases their proximal equivalents are not known. Sedimentation in those areas located far from the margins of the basin and/or from the areas of coarse-grained deposition, mainly resulted in mudstone-dominated sections interbedded with sandstone, limestone, and evaporites.

The *Mediona Formation* (upper Paleocene) unconformably overlies either the Mesozoic cover or the Hercynian basement. This unit is up to 50 m thick, and consists of red sandy mudstones with interbedded sandstones and calcareous paleosols. Calcareous crusts with *Microcodium* are well developed at the base (Esteban, 1972, 1974) and locally constitute the only record of the unit. The Mediona Formation represents nonmarine sedimentation on very wide alluvial mud flats, before the onset of tectonic activity and the Ilerdian (early Eocene) marine transgression (Anadón, 1978a).

The *Pontils-Cornudella Group* directly overlies either the Mediona Formation (in southwestern areas) or the marine limestones of the Orpi Formation (in the central region affected by the Ilerdian transgression). The thickness of this unit ranges from 100 to 800 m, the thickest sections being observed in the central part of the study area. The unit consists mainly of fine-grained terrigenous rocks with minor carbonates and evaporites (Anadón, 1978a, Colombo, 1980).

The terrigenous rocks consist of thick red mudstones interbedded with sheet-like units as thick as a few meters of fine-grained rippled, cross-bedded and horizontally laminated sandstone. In places, the sandstone composes fining-upward sequences with point-bar surfaces that are covered by thin beds of mudstones. Mudstones are also locally interbedded with channelized pebble-conglomerate. The limestones make up either single beds up to 1 m thick or laterally extensive packets several meters thick. They are mainly wackestones with a high content of charophytes, ostracodes, and gastropod fragments. Intraclast packstones and grainstones are also present. These limestones were deposited in a lacustrine environment. Root traces, paleosols and

fine-grained diagenetic dolostones which characterize shallow lakes and marginal lacustrine areas, are widespread. Gypsum is present as sparse nodules in some red mudstones as well as nodular gypsum bodies up to 40 m thick with stringers of mudstone, dolostone, and limestone ("chicken wire" structure). These nodules resulted from the late diagenetic hydration of anhydrite developed in the vadose zone of either marginal or ephemeral lacustrine areas. Laminated gypsum, probably of lacustrine origin, has also been reported.

The Pontils-Cornudella Group rocks were deposited in a complex of closely related depositional environments including flood plains, dry and ponded mud flats and paludine-lacustrine areas. These environments were located far away from basin margin during the early and middle Eocene (Anadón, 1978a, Colombo 1980).

The *Montblanc Formation* (upper Eocene to lowermost Oligocene) consists mainly of red mudstones with minor sandstone, pebble conglomerate, and nodular or laminated gypsum. Both the gypsum and the terrigenous beds are interbedded with thick sections of red mudstone containing paleosols (Colombo 1980). The beds of sandstone and conglomerate are as thick as 3 m and tend to be laterally extensive. They generally display cross-bedding and parallel lamination.

The Montblanc Formation was deposited on wide mudflats marginal to alluvial fans of the Sant Miquel del Montclar Conglomerate and Scala Dei Group. It passes laterally into the marine Santa Maria Group, described below.

Marine Facies — Marine facies were deposited during the two main marine transgressions that spread across the Ebro Basin from north to south. The first transgression, during the early Eocene (Ilerdian transgression), resulted in the deposition of shallow-water carbonates including *Alveolina* limestone of the *Orpi Formation*. The bulk of this unit consists of foraminiferal grainstones to wackstones locally as much as 100 m thick (Ferrer, 1971). The second transgression was most widespread during the middle Bartonian (middle Eocene, Anadón et al., 1983), and was responsible for deposition of the *Santa Maria Group* far from the basin margin. This unit, 400 to 1,000 m thick, is composed of fine-grained terrigenous rocks and subordinate carbonates (Ferrer, 1971). Transgressive sandstones at the base are overlain by coral and foraminiferal limestones, and in turn, by thick grey mudstones. Near the margins of the basin, marine deposits, including reef limestones, interfinger with deltaic and fan-delta facies characterized by coarsening- and thickening-upward sequences a few meters to more than 50 m thick (Montserrat-Sant Llorenç del Munt area). Such sequences typically grade upward from grey mudstones to coarse-grained sandstones and pebble to boulder conglomerates. The *Odena Gypsum* accumulated near the basin margin during the late Eocene (Prabonian) regression.

RELATIONSHIP BETWEEN STRIKE SLIP TECTONICS AND SEDIMENTATION

The Paleogene deposits of the Ebro Basin contain two kinds of features that record strike-slip deformation in the Catalan Coastal Range. These are (1) the distribution pat-

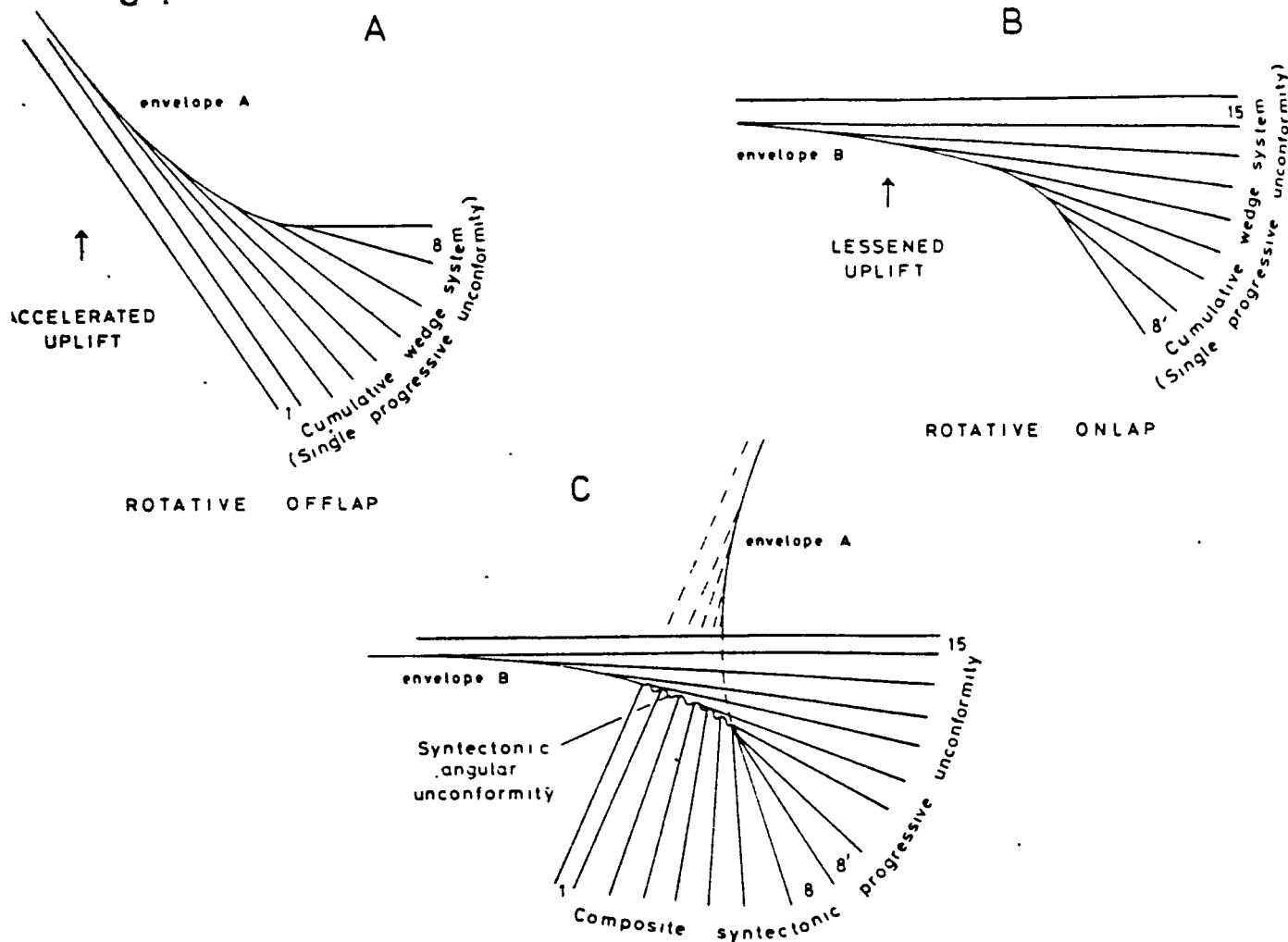


FIG. 8.—Genetic model of progressive and syntectonic angular unconformities (after Riba, 1976). A) Rotative offlap developed during accelerated uplift of a block adjacent to the basin. B) Rotative onlap records a decrease in the rate of uplift. C) Combination of A and B. A composite syntectonic progressive unconformity results in the inner zones of the basin, and a syntectonic angular unconformity develops near the uplifted block.

terms and sequential arrangement of facies, described above, and (2) the presence of what have been termed progressive unconformities (Riba, 1976).

Riba (1976) defined a progressive unconformity as one that forms adjacent to an uplifting structure (anticline, high-angle fault, etc.). Stratal units associated with a progressive unconformity are characterized by rotative offlap or rotative onlap (Figs. 8A, B). Rotative offlap develops during intervals of accelerated uplift of the adjacent block (Fig. 8A); rotative onlap records a decrease in the rate of uplift (Fig. 8B). A sedimentary wedge with rotative offlap is commonly overlain by one with rotative onlap (Fig. 8C), and the two wedges are separated by an angular unconformity (angular syntectonic unconformity of Riba, 1976) that can be laterally persistent parallel to the uplifting structure, but basinward, disappears abruptly into a correlative conformity. Several progressive unconformities have been observed along the convergent strike-slip basement faults of the southeastern margin of the Ebro Basin (Fig. 9). Both the distribution of facies and of progressive unconformities in-

dicate that strike-slip deformation was diachronous, beginning in early Eocene time in the northern part of the study area, but not until middle to late Eocene time in the south. There is also stratigraphic evidence for a basinward (northwestward) migration in fault activity. The youngest deformation appears to be of late Oligocene age.

The earliest tectonic activity along the Catalan Coastal Range is recorded by the development during the early Eocene (Ilerdian–early Cuisian?) of small alluvial fans (Carat Formation) along the northern part of the Vallès-Penedès fault, and the emplacement of small olistostromes of Triassic carbonate (Anadón, 1980) (Fig. 10B). Correlative deposits in the remainder of the study area include shallow-marine carbonate and alluvial to lacustrine mudstone, sandstone, gypsum, and limestone (Pontils-Cornudella Group). From early to middle Eocene time (Cuisian to early Bartonian), coarse-grained alluvial-fan facies extended southward along the Vallès-Penedès fault, but fine-grained alluvial and lacustrine sediments accumulated over much of the study area (Fig. 10C). In the Montserrat area tectonic

541

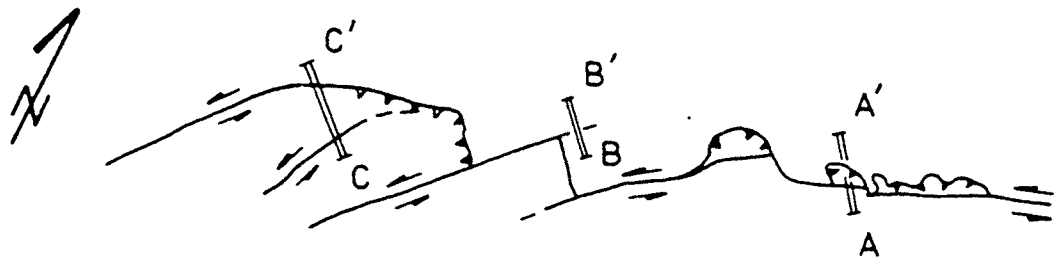
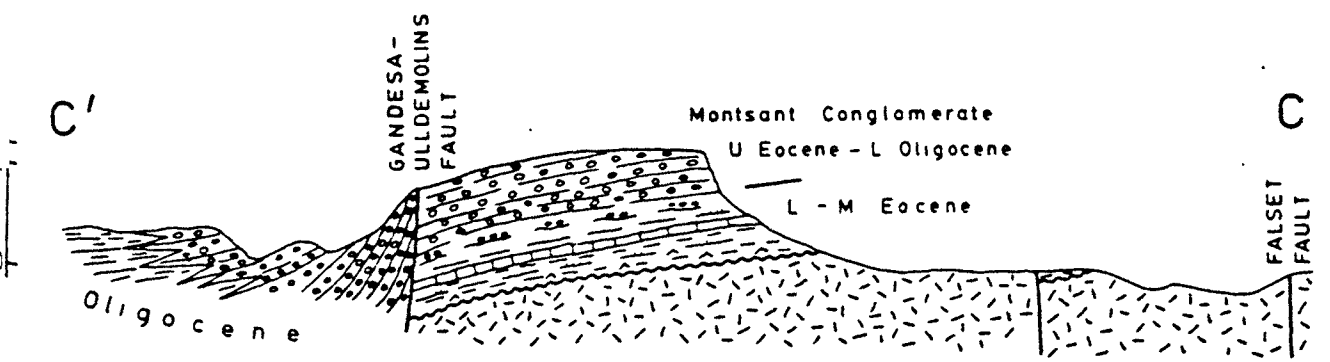
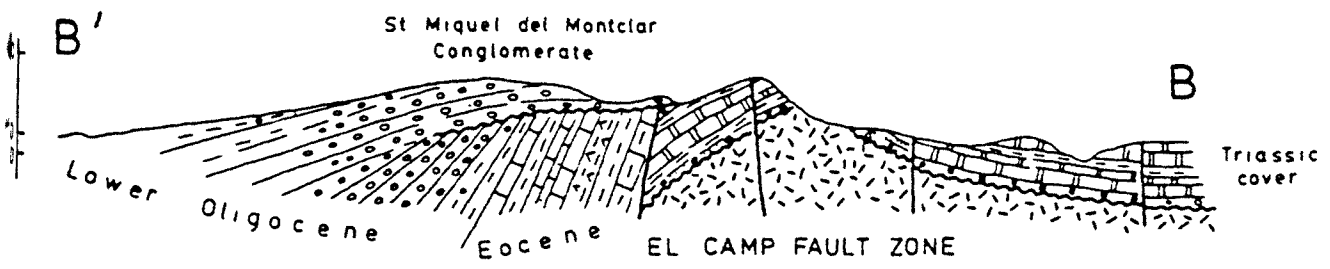
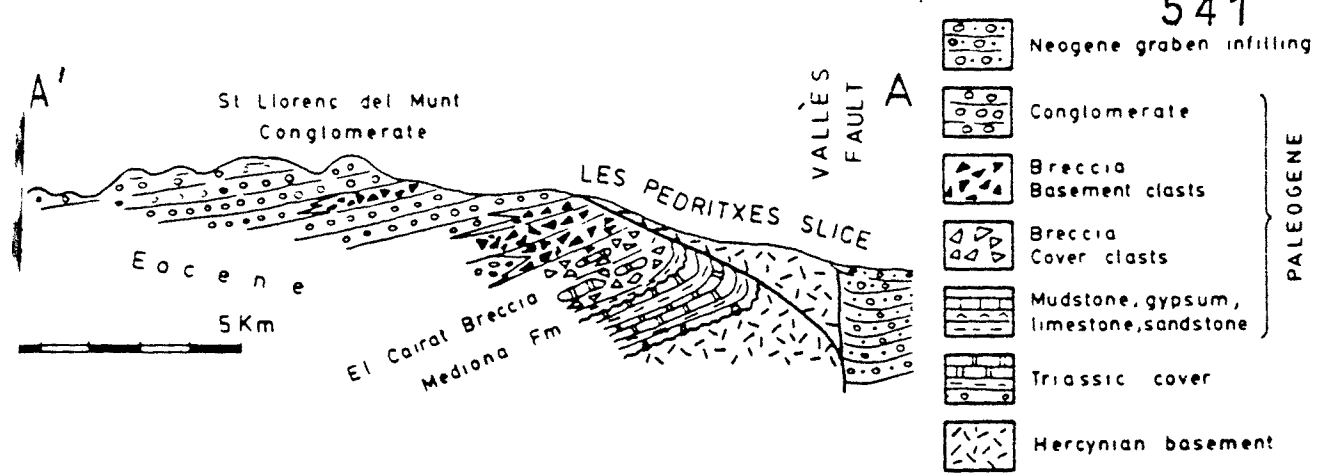


Fig. 9—Schematic cross-sections through the southeastern margin of the Ebro Basin. Note the diachroneity of the conglomerate deposits, the progressive and angular syntectonic unconformities within the Sant Miquel del Montclar Conglomerate, and the progressive unconformity within the levels of the Montsant Conglomerate.

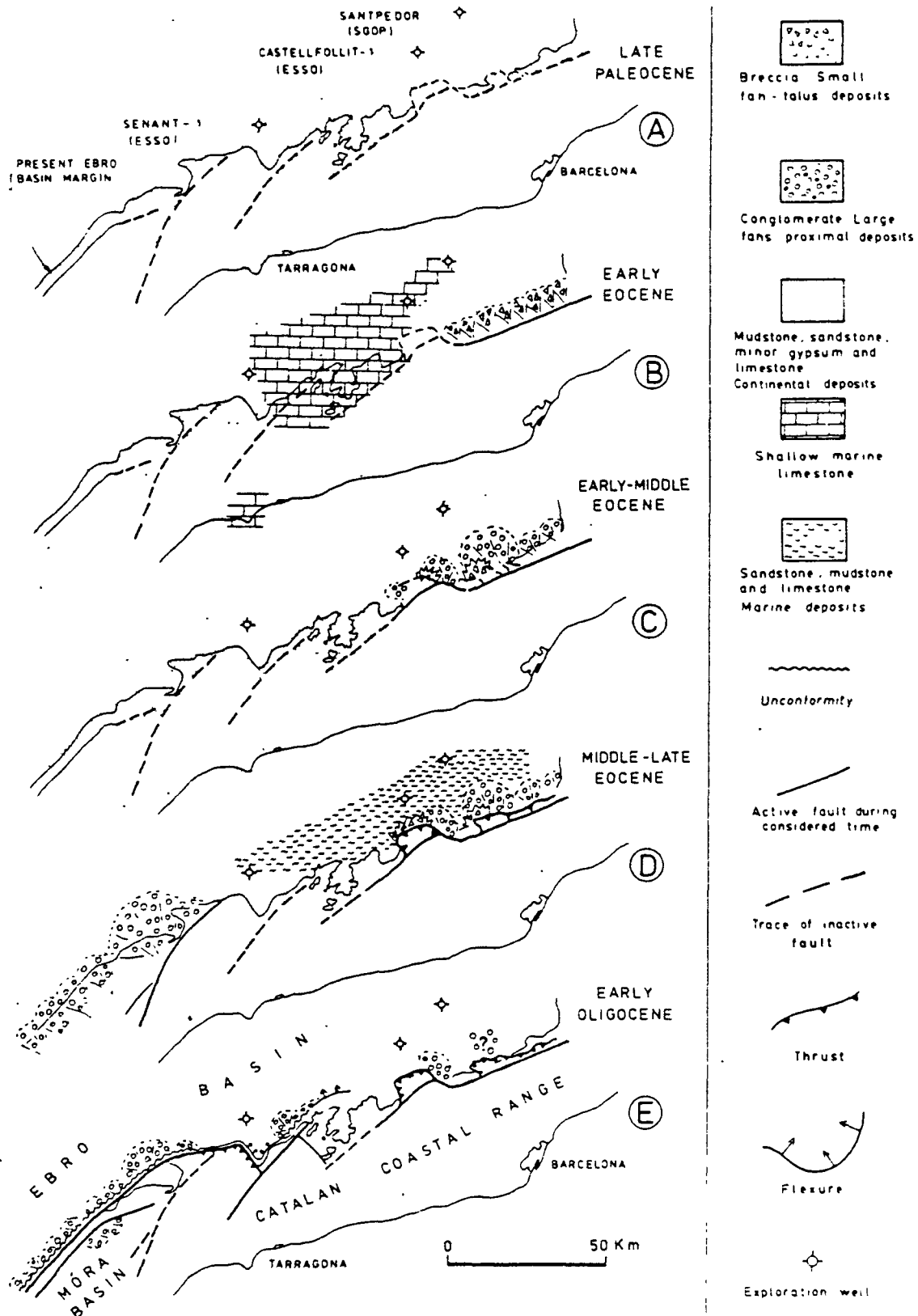
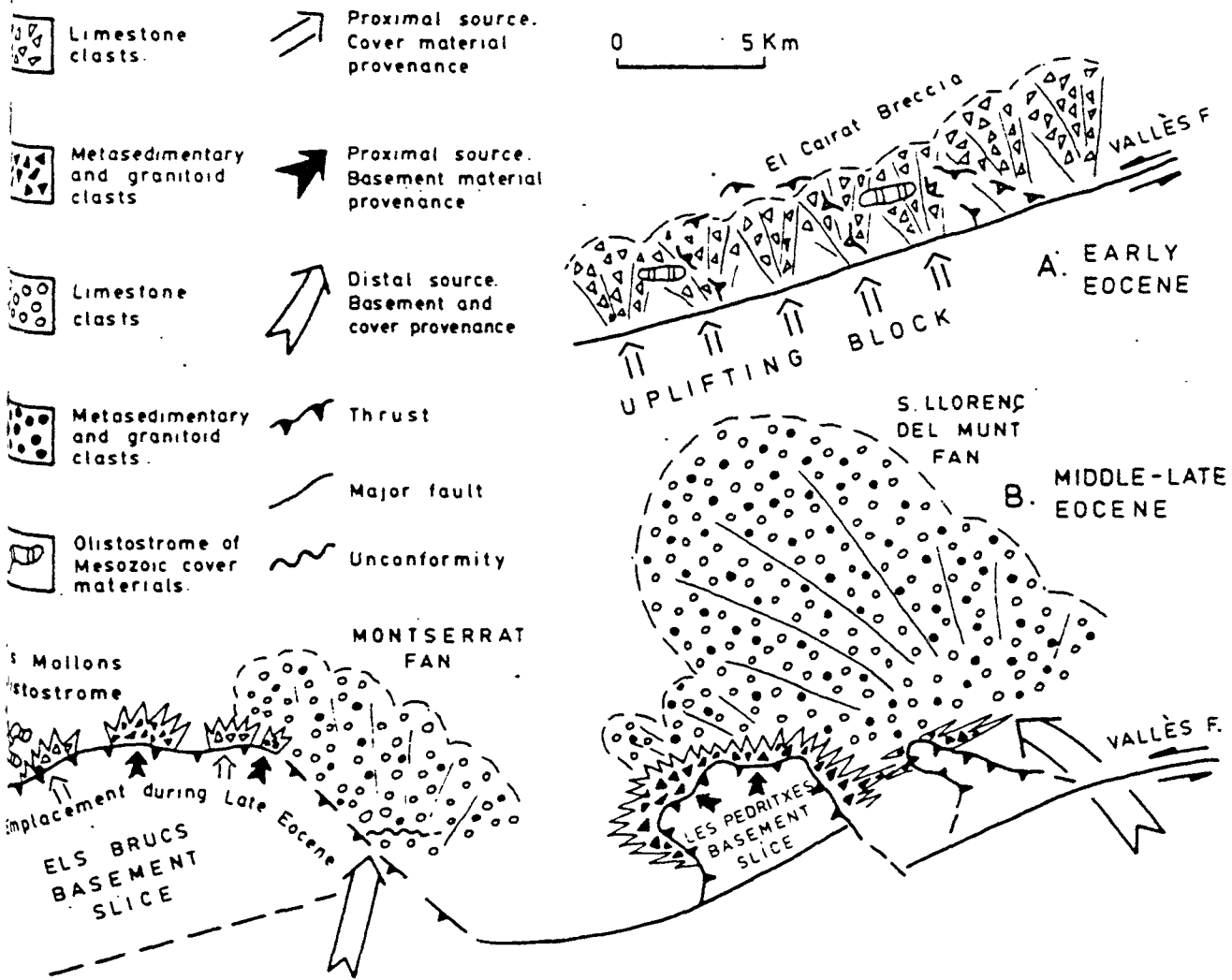


FIG. 10.—Summary paleogeographic maps of the southeastern Ebro Basin margin showing the evolution of facies distribution and tectonic activity during the Paleogene.

is recorded by the development of syntectonic un-
 omities. The alluvial fans appear to be of two types.
 pe extends into the Ebro Basin for a considerable
 e. displays a clear fan geometry and received a great
 of rounded, lithologically varied clasts (e.g., the Sant
 del Munt Conglomerate), originating from the in-
 ts of the Catalan Coastal Range. The other type is
 ed to marginal areas uplifted close to fault-slices of
 ent rocks. These fans were fed by angular, locally
 d clasts (e.g., Can Ferrers Breccia). The first fan type
 s regional uplift of the terrane southeast of the Vallès-
 s fault, whereas the second records the local em-
 ent of basement slices.

ing middle to late Eocene time (late Bartonian–Pria-
), conglomeratic sedimentation continued in the
 m area (Figs. 10D, 11). At the same time, coarse
 merates were also deposited across the trace of the
 ctive Gandesa-Ulldemolins fault (as a result of uplift
 Falset fault (Fig. 3). During the early Oligocene (Fig.
 conglomeratic alluvial-fan facies were deposited along

the northwestern and southeastern limbs of the Cavalls-
 Pàndols anticlinorium (Garcia-Boada, 1974). Sediment was
 transported both to the northwest (Ebro Basin) and to the
 southeast (Móra Basin). These observations indicate an early
 Oligocene age for the earliest slip along the Ulldemolins-
 Gandesa fault and corresponding uplift of the Cavalls-Pàndols
 anticlinorium, formation of the Móra Basin, and elevation
 of the Prades block near the northeastern end of the fault
 (Fig. 12). The Sant Miquel de Montclar conglomerates were
 also deposited during the latest Eocene–earliest Oligocene,
 closely associated with the northern end of the El Camp
 fault (Fig. 12). These conglomerates display an obvious
 syntectonic unconformity, and therefore they record the be-
 ginning of slip along this fault which had not been previ-
 ously active. Conglomeratic sedimentation in the north-
 eastern parts of the study area probably ended in the early
 Oligocene. The cessation of slip along the Vallès-Penedès
 and Falset faults is difficult to date precisely because the
 stratigraphic record is inadequate. However, the expansion
 of carbonate and lutite facies of late Oligocene age from



11.—Paleogeographic sketch maps of the Montserrat-Sant Llorenç del Munt area, showing distribution of the breccia and conglomerate facies related with activity of the Vallès fault.

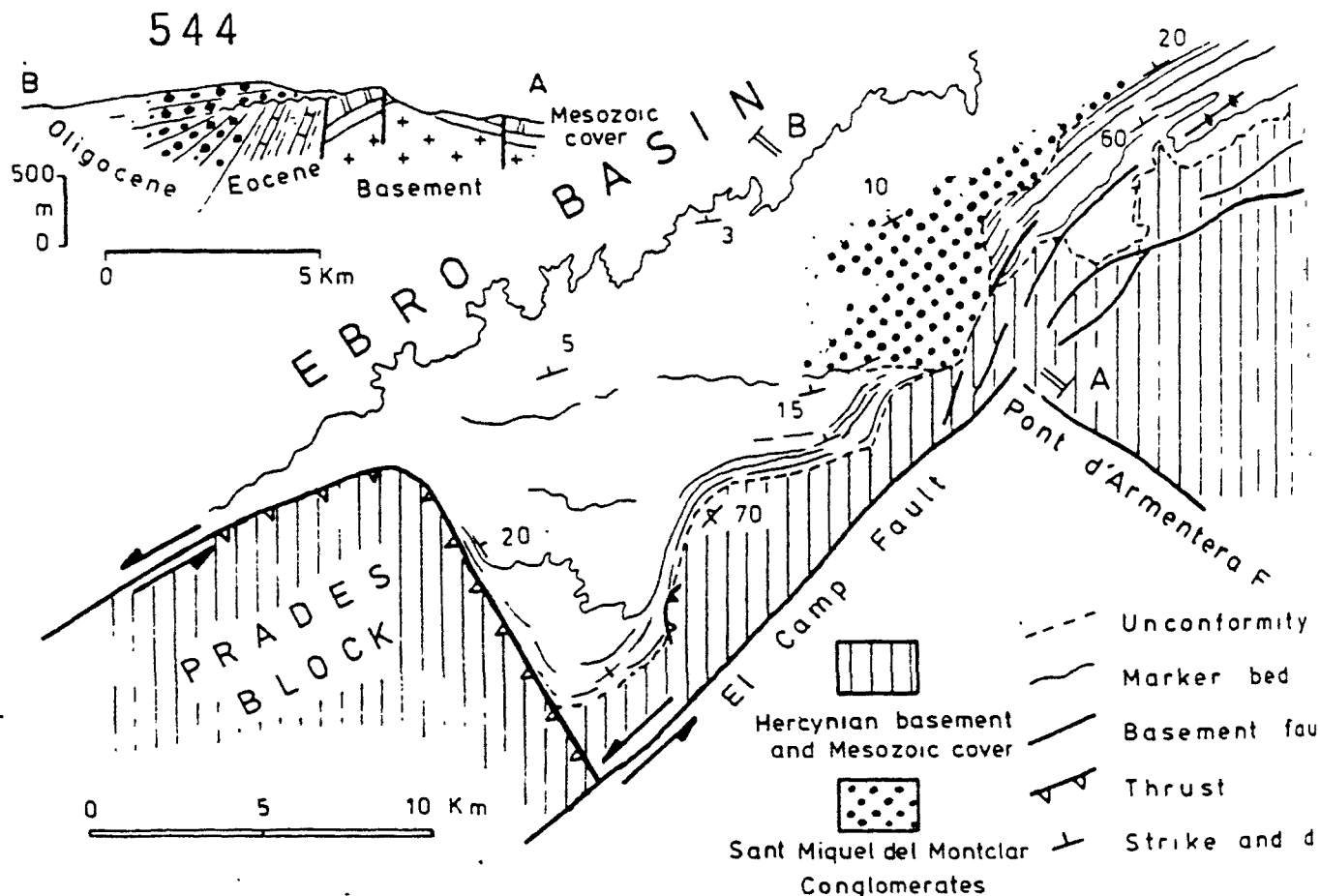


FIG. 12.—Sketch map of the push-up zone of the Prades block. Note the progressive and angular syntectonic unconformities within the Sant Miquel del Montclar Conglomerate at the northern end of the El Camp fault.

basinal areas towards the northwestern limb of the Cavalls-Pàndols anticlinorium suggests that slip along the Ulldemolins-Gandesa fault may have gradually decreased at that time.

In summary, slip along the different basement-involved strike-slip faults started at different times. The northernmost faults were the first to be active, and later on, faults located progressively farther south were successively set in motion. At the same time, the migration of deformation northwestward resulted in the successive initiation of en echelon strike-slip faults in that direction and caused the correlative migration of the basin margin in the same directions (Guimerà, 1984). The development of coarse-grained sedimentation linked to the tectonic activity along the newly created basin boundary is the main record of this process.

CONCLUSIONS

1) The southeastern margin of the Ebro Basin consists of a series of sinistral, right-stepping, en echelon, basement-involved faults. Convergent sinistral slip on these faults resulted in the upthrust of basement rocks (convergent wrenching) and the folding of the Mesozoic cover

2) Large amounts of terrigenous sediment accumulated

in alluvial systems along the basin boundaries. In the northeastern part of the study area these systems developed from the early Eocene to the early Oligocene. Farther from the basin boundaries sediments are predominantly alluvial and lacustrine mudstone, sandstone, limestone, and evaporite. Two marine transgressions spread across the southeastern Ebro Basin from north to south. The first of these resulted in the formation of a shallow-water carbonate platform during the early Eocene (Ilerdian transgression). During the middle-late Eocene the second transgression affected just the northern half of the study area (Bartonian transgression). Under these conditions some of the alluvial fans along the basin margin became fan-deltas in which conglomerate grades basinward into fine-grained terrigenous and carbonate deposits. Late Eocene regression resulted in the deposition of evaporites. Since then the Ebro Basin has been continuously above sea level

3) The timing of deformation along the southeastern margin of the Ebro Basin is established by the evolution of the alluvial-fan systems which sourced from uplifted blocks and by the occurrence of progressive, angular syntectonic unconformities that developed within the coarsest sediments. Strike-slip deformation was diachronous, beginning in early Eocene time in the northern part of the study area, but not

middle to late Eocene time in the south. Deformation migrated basinward (northwestward). The youngest deformation appears to be of late Oligocene age.

ACKNOWLEDGMENTS

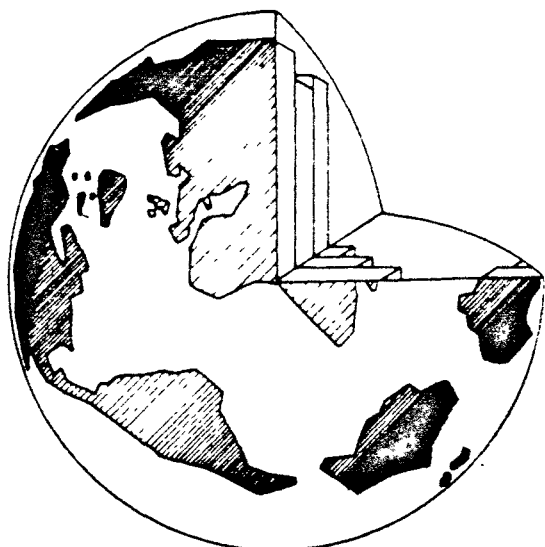
I would like to thank K. T. Biddle, N. Christie-Blick, Esteban, B. Ward, and an anonymous reviewer for their comments on the first draft of this paper. K. T. Biddle and N. Christie-Blick also provided considerable assistance in the preparation of the final version of the manu-

REFERENCES

- PHILLIP, CABRERA LLUIS, COLOMBO, FERRAN, AND MATTER, AL. 1983. Variation in fluvial style of the Eocene-Oligocene alluvial fan of the Scala Dei Group, SE Ebro Basin (Spain). *Journal of Geological Society of London*, v. 140, p. 113-146.
- PEDRO. 1978a. El Paleogeno continental anterior a la transgresión Barmutzense (Eoceno medio) entre los rios Gaià y Ripoll (prov. Tarragona y Barcelona). *Estudios Geológicos*, v. 34, p. 341-440.
- 1978b. Deslizamientos gravitacionales y depositos asociados en el cenozoico marino del borde oriental de la Cuenca del Ebro (sector de la falla de Cardener). *Acta Geologica Hispanica*, v. 13, p. 47-53.
1980. Olistostromas asociados a depositos de cono de deyección del Eoceno inferior continental del borde oriental de la Cuenca del Ebro (zona de Sant Llorenç del Munt, Prov. de Barcelona). *Resúmenes de las Comunicaciones del IX Congreso Nacional de Sedimentología (Océano)*, v. 1, p. 41-42.
- PEDRO, COLOMBO, FERRAN, ESTEBAN, MATEL, MARZO, MARIANO, ROBLES, M. S., SANTANACH, PERE, AND SÓLE-SUGRANES, LLUIS. 1979. Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geologica Hispanica*, v. 14, p. 242-270.
- PEDRO, AND FEIST, MONIQUE. 1981. Charophytes et biostratigraphie du Paleogene inferieur du bassin de l'Ebre oriental. *Palaeontologica*, v. 178 (Ser. B), p. 143-168.
- PEDRO, FEIST, MONIQUE, HARTENBERGER, J. L., MULLER, CARLA, VILLALTA, J. F., 1983. Un exemple de correlation biostratigraphique entre échelles marines et continentales dans l'Eocène, la coupe de Sant Llorenç del Munt (Bassin de l'Ebre, Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 25, p. 747-755.
- FRANÇOIS, 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une zone de failles. *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 21, p. 729-737.
- FERRAN. 1980. Estratigrafia y sedimentologia del Terciario incontinental de los Catalánides (unpubl. Ph.D. thesis) Barcelona. Universitat de Barcelona, 609 p.
- FERNANDO, AND ROBLES, SERGIO. 1983. Evolucion de los sistemas sedimentarios del borde SE de la Depresion del Ebro entre Gaià y Horta de St Joan (Prov. de Tarragona). *Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca*, p. 176-179.
- MATEL. 1972. Presencia de Caliche fosil en la base del Eoceno de los Catalánides, provincias de Tarragona y Barcelona. *Acta Geologica Hispanica*, v. 7, p. 164-168.
1974. Caliche textures and "Microcodium". *Bollettino della Società Geologica Italiana*, v. 92, p. 105-125.
- MATEL, AND ROBLES, SERGIO. 1976. Sobre la paleogeografía del Eoceno inferior de los Catalánides entre Barcelona y Tortosa. *Acta Geologica Hispanica*, v. 11, p. 73-78.
- JORGE, 1971. El Paleoceno y Eoceno del borde suroccidental de la Cuenca del Ebro (Cataluña). *Memoires suisses de Paleontologie*, v. 1, p. 1-70.
- JORGE, ROSELL, JUAN, AND REGUANT, SALVADOR, 1968. Síntesis estratigráfica del Paleogeno del borde oriental de la Depresion del Ebro. *Acta Geologica Hispanica*, v. 3, p. 2-4.
- J. M. 1954. Las relaciones tectonicas de la depresion del Ebro con la cordillera prelitoral catalana y con la depresion del Ebro. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Homenaje al Profesor E. Hernandez Pacheco*, p. 281-310.
- GARCIA-BOADA, JUAN. 1974. El Terciario de la Depresion de Mora y su relacion con el borde oriental de la Depresion del Ebro (prov. Tarragona). *Seminarios de Estratigrafia*, v. 9, p. 11-20.
- GLIMERA, JOAN. 1984. Palaeogene evolution of deformation in the north-eastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, v. 121, p. 413-420.
- JULIA, RAMON, AND SANTANACH, PERE. 1984. Estructuras en la salbanda de falla paleogeno de la falla del Valles-Penedès (Cadenas Costeras Catalanas) su relacion con el deslizamiento de la falla. *Primer Congreso Español de Geología*, v. 1, p. 47-59.
- JULIVERT, MANUEL. 1978. The areas of alpine cover folding in the Iberian Peninsula (Iberian Chain, Catalanides, etc.). In Lemoine, M., ed. *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Areas*. Amsterdam, Elsevier, p. 93-112.
- LLOPIS, NOEL. 1947. Contribucion al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Barcelona. Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, Instituto Lucas Mallada, 372 p.
- MARZO, MARIANO. 1980. El Buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafia y procesos de sedimentacion (unpubl. Ph.D. thesis) Barcelona. Universitat de Barcelona, 317 p.
- MUNOZ, JOSEF-ANTON, MARTINEZ, ALBERT, AND VERGES, JAUME. in press. Thrust sequences in the Spanish eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, v. 8.
- MUTTI, EMILIANO, LUTERBACHER, HANS-PETER, FERRER, JORGE, AND ROSELL, JUAN. 1972. Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno marino nella zona centrale subpirenaica tra Tremp (Catalagna) e Pamplona (Navarra). *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 11, p. 391-416.
- PLAZIAT, J. C. 1975. L'Ilerdien a l'interieur du Paleogene languedocien, ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyreneen, l'Ypresien et le Paleocene. *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 7, p. 168-182.
1981. Late Cretaceous to late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 36, p. 263-320.
- PUIGDEFABREGAS, CAI. 1975. La sedimentacion molásica en la Cuenca de Jaca. *Monografias del Instituto de Estudios Pirenaicos*, n. 104, 188 p.
- RIBA, ORIOL. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener. Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, v. 15, p. 213-233.
- RIBA, ORIOL, AND REGUANT, SALVADOR. in press. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro. In *Libro Jubilar Jose Ma. Rios, Estudios sobre Geología de España*, Chapt. III, 3-8.
- ROBLES, M. S. 1982. Estudio comparativo del sistema aluvial del borde suroccidental de los Catalánides, en la transversal de Prat de Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de la Pobla de Segur (Prepirineo de Lérida). *Acta Geologica Hispanica*, v. 17, p. 255-269.
- RODGERS, D. A. 1980. Analysis of pull-apart basin development produced by *en echelon* strike-slip faults. In Ballance, P. F. and Reading, H. G., eds., *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones*. International Association of Sedimentologists Special Publication No. 4, p. 27-41.
- ROSELL, JUAN, JULIA, RAMON, AND FERRER, JORGE. 1966. Nota sobre la estratigrafia de unos niveles con Carofitas existentes en el tramo rojo de la base del Eoceno al S de los Catalánides (Provincia de Barcelona). *Acta Geologica Hispanica*, v. 1, p. 17-20.
- ROSELL, JUAN, FERRER, JORGE, AND LUTERBACHER, H. P., 1973. El Paleogeno marino del NE de España. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontologia. Madrid, Enadimsa, p. 29-62.
- ROSELL, JUAN, AND PUIGDEFABREGAS, CAI. 1975. The sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin. 9th International Congress on Sedimentology, International Association of Sedimentologists, Nice, Guidebook 19, 104 p.
- SEGURET, MICHEL. 1970. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Publications Université des Sciences et Techniques du Languedoc*, Montpellier, serie géologie structurale, v. 2, 161 p.
- SÓLE-SUGRANES, LLUIS. 1978. Gravity and compressive nappes in the Cenozoic of the Ebro Basin. *Acta Geologica Hispanica*, v. 13, p. 1-10.

546

- tral southern Pyrenees (Spain): *American Journal of Science*, v. 278, p. 609-637
- VAN HOUTEN, F. B., 1974. Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of southern Europe. *in* DOH, R. H., Jr., and Shaver, R. H., eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 19, p. 260-273
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P., AND SEELY, D. R., 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 57, p. 74-96
- XIAOHAN, LIU, 1983. *Partie I. Perturbation de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc; Partie II. Mesure de la déformation fine à l'aide de la méthode Fry. Application aux gneiss de Bornes (Massif des Maures)* [unpubl. thesis]. Montpellier, Université des Sciences et Techniques de Languedoc, 152 p.



**University
of Durham**

18-20th April '85

Continental Extensional Tectonics

sponsored by

The Geological Society of London

**Stress regime changes during Neogene rifting in the
Northeastern Iberian Peninsula**

J M Fontboté, J Guimerà and P F Santanach, University of Barcelona

In the Northeastern Iberian Peninsula rift structures are widespread along the Catalan Coastal Range and in the Iberian Range (fig. 2). Field data points out the Miocene age of their main development. This rifting is superimposed to compressional structures -- folds, thrusts, reverse and strike-slip faults -- due to N-S compression, which age is Eocene-Oligocene (fig. 2).

In the Catalan Coastal Range, and farther to the south, the Neogene extensional structures are mainly represented by horst and graben, and tilted blocks elongated in N 30-40 and N 70 strikes. Similar blocks are found in the Iberian Range but their elongation have a roughly N 130 strike. Some N-S striking blocks have been also recognized.

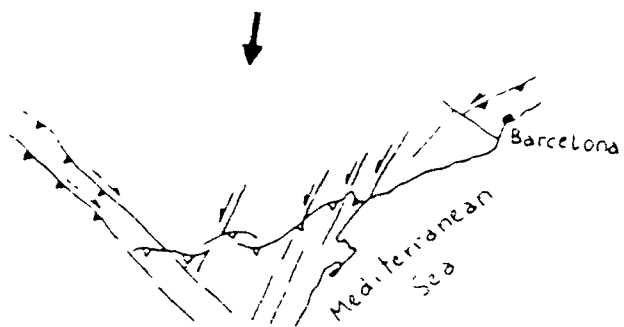
Accurate data on the geometry of faults -- including slickensides lineations, stylolites, tension gashes, etc., have been collected from numerous outcrops. Their interpretation, by using the method of Etchécopar et al., (1981) has yielded new precisions on the mechanical conditions of the block faulting development.

According to these results the principal extensional direction (σ_3) remained roughly perpendicular with the elongation of the faulted blocks, and σ_2 or σ_1 (fig. 2) was roughly parallel with the elongation (NE-SW along the Catalan Coastal Range and NW-SE in the Iberian Range). Evidences have been found from σ_1 and σ_2 permutations, σ_1 is replaced by σ_2 in the position of block elongation axis (fig. 3). This event occurred at least in the Langhian and once again in the Pliocene. The same process would also take place during the upper Oligocene-lower Miocene giving place to a progressive transition from mainly compressional structures to mainly extensional ones.

Such permutation may be explained by dropping of horizontal compressive stress in the way as its magnitude would have remained sometimes above, sometimes below the vertical one, so that the $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$ ratio would approach 1 during this process. Thus, both strike-slip regime and extension regime are present during rifting.

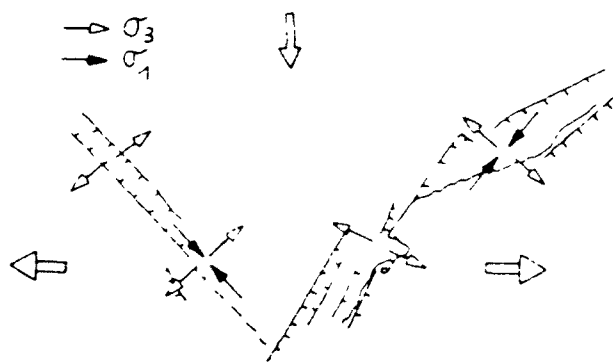
According these results and interpretations, both Palaeogene compressional and Neogene extensional structures of the Northeastern Iberian Peninsula had originated within the framework of the same large-scale tectonic process: the convergent motion of the European (and Iberian) and African plates. Ultimately, relative variations in the magnitude of compressive stress, perhaps associated with some autonomous process of crustal dilation, can explain the origin and development of Varied structures which at first glance may appear unrelated.

Etchécopar, A., Vasseur, G. and Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. Journal of Structural Geology, 3:51-65.



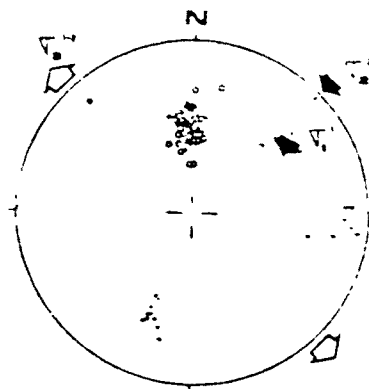
EOCENE-OLIGOCENE

Fig. 1

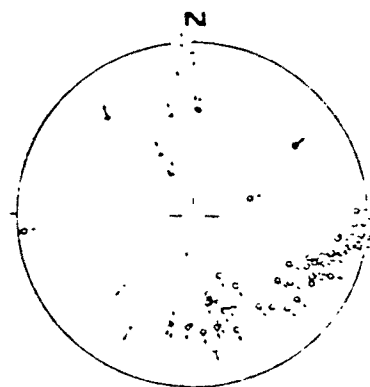


NEOGENE

Fig. 2



poles of fault planes



striae

- * bedding
- + dextral fault
- o sinistral fault

Fig. 3

TWO EXAMPLES OF A CONTINUOUS AND PROGRESSIVE VARIATION OF A STRESS-FIELD FROM FAULT STRIATIONS ANALYSIS.

Joan Guimerà and Jordi Amigó
 (Dep. de Geologia Dinàmica, Univ. de Barcelona. Gran Via 585, Barcelona 08007).

Two examples of a continuous variation of striations on fault planes of similar orientation are shown. The pitch of the striations on the fault planes range from 0° to 90° (Fig. 1). Two different striations on the same fault plane are observed in some cases, the striation of greater angle of pitch are younger than the striation of smaller angle of pitch.

Different computing methods of stress analysis from fault patterns are used. Those which aim is looking for individual solutions find two or three main solutions, but do not show the gradual changes between them. The methods that search for a wide range of possible solutions give a better approach to the progressive change of the stress-field. Nevertheless, the best methods are those allowing to look for a solution to any individual striation on a fault plane: a variation of the method of Armijo (1977) and the stereographic method proposed by Etchécopar (1984) after the formula of Bott (1959).

The application of the Armijo's method (Fig. 2) shows the progressive change from a stress-field having σ_1 oriented N 050 E- and σ_3 horizontal, and $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, to a final state with $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ and σ_1 vertical.

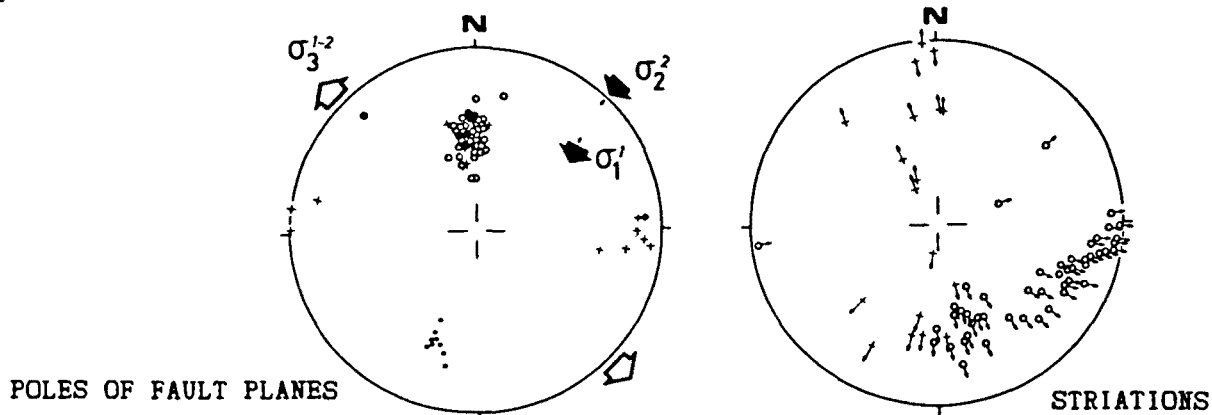


FIGURE 1
 Open circles = sinistral faults
 Crosses = dextral faults
 Dots = fault planes with two striations

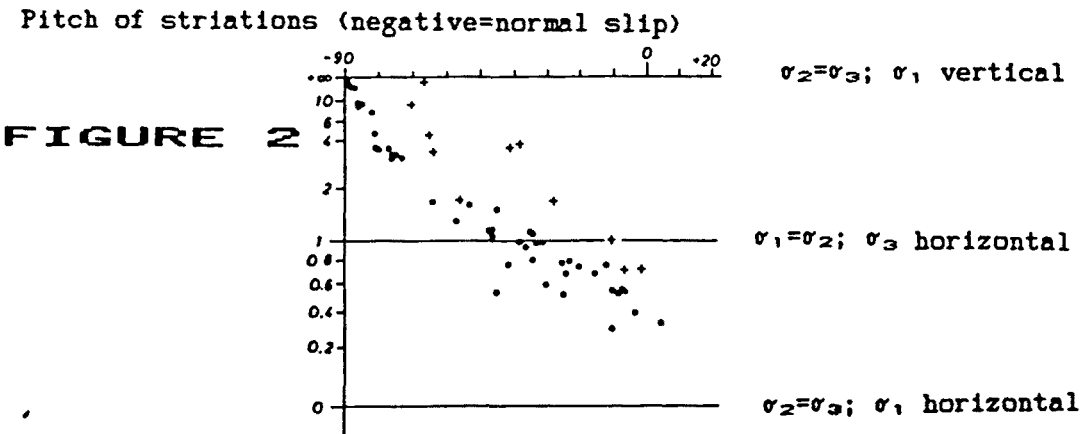


FIGURE 2

Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesalbes (prov. de Castellón de la Plana) (*)

Por J. GUIMERA (**)

RESUMEN

En la parte oriental de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costera Catalana el desarrollo y actuación de las macroestructuras compresivas —cabalgamientos, pliegues y fallas de dirección— finalizó alrededor del límite Oligoceno-Mioceno. El desarrollo de las macroestructuras distensivas —fosas costeras y fosas del interior de la Cordillera Ibérica— comenzó claramente durante el Mioceno Inferior —como mínimo a partir del Burdigaliense Inferior—.

En el área estudiada —Lluçena-Ribesalbes— se observa que, contrariamente a lo afirmado en varios trabajos recientes, *a)* no existe un diapirismo de edad terciaria; *b)* la extensión en la cobertera mesozoica es producto de la distensión neógena, y no de un estiramiento producido en la parte posterior de dicha cobertera por efecto de un desplazamiento gravitacional de ésta hacia el norte; *c)* en los sedimentos miocenos de la cubeta de Ribesalbes no se observan estructuras que demuestren que han sufrido una deformación compresiva.

Del estudio de las mesoestructuras frágiles en diversos afloramientos se deducen cambios progresivos entre los diversos campos de esfuerzo que las formaron.

ABSTRACT

Both in the eastern part of the Iberian Range and in the Catalan Coastal Range the development and movement of the compressive major structures —thrusts, folds and strike-slip faults— ended near the Oligocene-Miocene border. The development of the distensive major structures —coastal rifts and rifts in the Iberian Range— started clearly during the lower Miocene —at least from the lower Burdigalian—.

In the studied area —Lluçena-Ribesalbes—, unlike it had been stated in recent papers, *a)* there is no diapirism of Tertiary age; *b)* extension in the Mesozoic cover was produced by Neogene distension, and not by extension rear a gravitational-gliding cover during Palaeogene compression; *c)* Miocene sediments of the Ribesalbes basin do not show any compressional deformation.

From the study of brittle small-scale structures in many outcrops, progressive changes between different stress-fields can be deduced.

INTRODUCCION

En la región que comprende la Cordillera Costera Catalana y la parte oriental de la Cordillera Ibérica hay tres direcciones de estructuras compresivas principales (fig. 1): NE-SO, NO-SE y, la tercera, aproximadamente E-O, marcadas por la existencia de cabalgamientos, fallas y pliegues. La dirección NE-SO domina en la Cordillera Costera Catalana, mientras que la NO-SE domina en la Cordillera Ibérica; las dos están ligadas a grandes fallas de zócalo visibles cuando éste aflora.

En la Cordillera Costera Catalana dichas fallas NE-SO tuvieron un movimiento predominantemente sinistral durante la compresión alpina (GUIMERA, 1984; JULIÀ y SANTANACH, 1984); en la Cordillera Ibérica las fallas NO-SE tuvieron un movimiento predominantemente inverso, pero con un cierto componente dextro (ALVARO et al., 1979, y GUIMERA, 1984). En la Zona de Enlace entre las dos (GUIMERA, 1983 a y b, 1984) es la dirección estructural E-O la dominante en la cobertera mesozoica fracturada y plegada y, a partir de ella, se puede deducir la existencia de fracturas de esta dirección en el zócalo, que no aflora.

(*) Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto núm. 3.170-83 de la CAICYT.

(**) Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.

Las tres direcciones de fallas de zócalo han

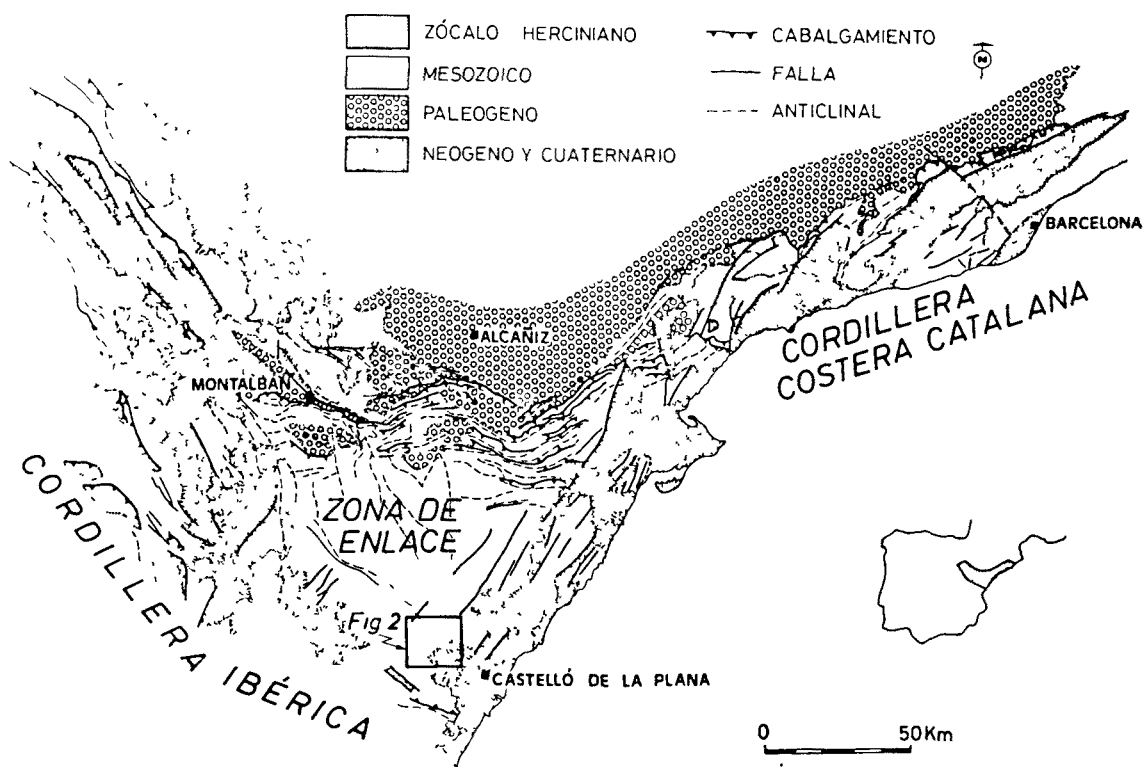


Figura 1.—Esquema estructural de la parte nororiental de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costera Catalana. El rectángulo de la parte inferior indica la localización del área estudiada (fig. 2).

tenido una gran importancia en la paleogeografía del Mesozoico (ALVARO et al., 1979) —sobre todo durante el Malm y el Cretácico Inferior (SALAS, 1983)—; así, pues, son accidentes anteriores a la deformación alpina.

La edad de la formación de las estructuras compresivas es eocena-oligocena, tal como se deduce de su relación con los sedimentos de dicha edad en los bordes meridionales de la Cuenca del Ebro y en las depresiones terciarias internas de las Cordilleras Ibérica y Costera Catalana.

La edad eocena de la deformación compresiva solamente se ha podido identificar con seguridad en la Cordillera Costera Catalana, donde la deformación comienza en el Eoceno Inferior-Medio y se prolonga hasta el Oligoceno Superior (ANADÓN et al., 1979; ANADÓN et al., 1985).

En la Cordillera Ibérica y en la Zona de Enlace la deformación compresiva importante debió comenzar durante el Oligoceno y acabar en el Oligoceno terminal o Mioceno basal (RIBA y RÍOS, 1960; RIBA et al., 1971; VIALLARD, 1973; CANÉROT,

1974; DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1979; ADROVER et al., 1983; PARDO et al., 1984). Las edades de todos los yacimientos estudiados hasta ahora en materiales sin o tarditectónicos con respecto a los cabalgamientos y pliegues de la parte frontal de la Zona de Enlace dan, como edades más modernas, el Oligoceno Superior-Terminal (CABRERA, 1983; AGUSTÍ et al., 1983). Por tanto, a la luz de los datos actuales, no tiene base la afirmación de SIMÓN (1981 a, 1984) de que la totalidad o parte de las estructuras E-O de la parte norte de la Zona de Enlace sean de edad miocena media.

Posteriormente a los pliegues y cabalgamientos que marcan las tres direcciones descritas, se desarrollaron unas fosas limitadas por fallas predominantemente normales —estructuras distensivas—. Dichas fosas se superpusieron a las estructuras anteriores (JULIVERT et al., 1974), y se formaron aprovechando los accidentes de zócalo anteriormente descritos: fosas NE-SO en la Cordillera Costera Catalana y en la parte oriental de la Cordillera Ibérica y la Zona de Enlace, y fosas predominantemente NO-SE en la mayor parte de

la Cordillera Ibérica. Al sur de la Zona de Enlace, en el área de intersección entre ambas directrices, se produjo una extensión de la cobertera mesozoica sin que llegaran a formarse fosas comparables a las anteriores.

Las edades de los sedimentos más antiguos que rellenan buena parte de las fosas corresponde al Mioceno Inferior. En la fosa del Vallès-Penedès (CABRERA, 1981; ANADÓN et al., 1983) es a partir del Burdigaliense Inferior cuando se sedimentan grandes potencias de materiales de una manera generalizada. En la fosa de Teruel (Cordillera Ibérica), y en las cubetas de Rubielos de Mora y de Ribesalbes (sur de la Zona de Enlace) los sedimentos más antiguos corresponden al Aragoniense Inferior (ANADÓN et al., 1983). Finalmente, los datos existentes sobre las fosas costeras del Baix Maestrat (ANADÓN et al., 1983) apuntan hacia una edad miocena inferior, para sus sedimentos más antiguos.

La región objeto de este trabajo se sitúa en la parte meridional de la Zona de Enlace (figs. 1 y 2). La mayor parte de su superficie la ocupan materiales mesozoicos y, en su borde sureste, miocenos —cubeta de Ribesalbes (fig. 2)—. Su estructura y su evolución han sido objeto de varios trabajos recientes en los que se manifiestan diversas opiniones, en algunos casos contrapuestas sobre: a) la estructura de los materiales triásicos; b) el significado de la extensión de la cobertera mesozoica mediante fallas normales, y c) la edad de las deformaciones.

Así, en la parte meridional de la Zona de Enlace, CANÉROT (1974) y, posteriormente, SIMÓN GÓMEZ y PÉREZ CUEVA (1980) suponen la existencia de extrusiones de materiales triásicos. Según dichos autores este proceso habría tenido lugar durante la distensión miocena, a partir de las acumulaciones de materiales plásticos en el núcleo de los anticlinales formados durante la compresión paleógena.

MARTÍN et al. (1974), CANÉROT y CADILLAC (1977), CANÉROT y MARTÍN (1977) y TRELLE ESCUDERO et al. (1981) abandonan la interpretación de las extrusiones y diferencian en esta región tres niveles tectónicos separados por contactos anormales:

a) Un «zócalo» formado por los materiales del Paleozoico y su tegumento del Buntsandstein y el Muschelkalk Inferior, con una estructura subtabular.

b) Un nivel incompetente intermedio formado por el Muschelkalk Medio y Superior y el Keuper, con una estructura «caótica».

c) La cobertera jurásico-cretácica, afectada por gran cantidad de «fallas ciloidales de distensión» (TRELLE ESCUDERO et al., 1981) que no llegarían a atravesar el nivel incompetente subyacente.

Según estos últimos autores durante la compresión paleógena la cobertera de la Zona de Enlace se desplazó gravitacionalmente hacia el Norte, dando lugar al haz de pliegues y cabalgamientos de la parte frontal de la Zona de Enlace. La estructura de la región estudiada —situada en la parte meridional de la Zona de Enlace— sería el resultado de la extensión producida en la parte posterior de la cobertera mesozoica mientras ésta se desplazaba hacia el Norte. Por tanto, estas estructuras extensivas serían de edad paleógena y sincrónicas con la deformación en el frente norte de la Zona de Enlace.

Por lo que respecta a la edad de las deformaciones, SIMÓN (1981 b) supone que la compresión alpina duró hasta el Mioceno Medio (Vindoboniense), basándose en la supuesta presencia de estructuras compresivas en los materiales neógenos de la cubeta de Ribesalbes.

La finalidad de este trabajo es aportar nuevos datos sobre la estructura de este sector de la Zona de Enlace y discutir, por una parte algunas de las observaciones realizadas por los autores anteriormente citados, y por otra las interpretaciones que, desde un punto de vista más regional, han sido deducidas de ellas.

ESTRATIGRAFIA

Triásico

Buntsandstein

Aflora escasamente en el área estudiada, y lo hacen únicamente los términos más superiores de la serie.

En la región vecina del Desert de les Palmes, MARZO et al. (1983) distinguen tres unidades, de base a techo:

a) Areniscas y lutitas del Desert de les Palmes (220 m.).

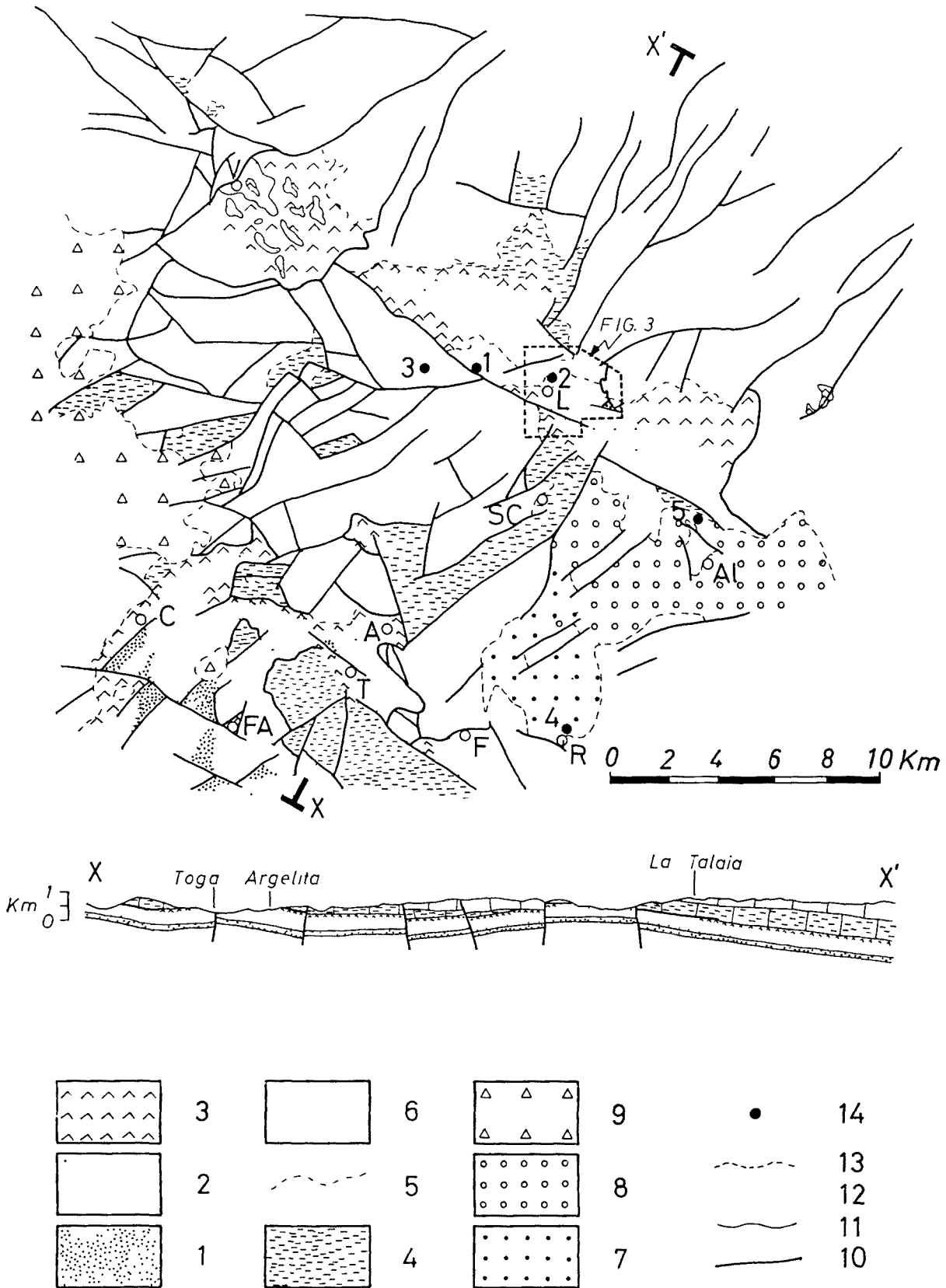


Figura 2.—Mapa geológico del área estudiada (simplificado y modificado de IGME, 1983) y corte correspondiente. Para su localización ver figura 1. *Mesozoico*: 1, Buntsandstein; 2, Muschelkalk; 3, Keuper; 4, Jurásico; 5, contacto discordante de la base de los materiales de facies Weald; 6, Cretácico. *Mioceno*: 7, unidad inferior; 8, unidad superior; 9, indiferenciado; 10, falla; 11, contacto mecánico; 12, contacto concordante; 13, contacto discordante; 14, localización de las estaciones de mesoestructuras. A: Argelita; Al: L'Alcora; C: Cirat; F: Fanzara; FA: Fuentes de Ayodar; L: Llucena; R: Ribesalbes; SC: barranco del Salt del Cavall; T: Toga; V: Villahermosa del Río. Enmarcada en trazo discontinuo se indica la localización de la figura 3.

b) Areniscas de Vilafamés (160 m.).

c) Complejo lutítico carbonatado superior (10-20 m.), que constituye el paso progresivo hacia el Muschelkalk.

Muschelkalk

Constituye la mayor parte de los afloramientos triásicos de la región estudiada. MARTÍN et al. (1974), en la hoja de L'Alcora, distinguen tres tramos: uno inferior calcáreo-dolomítico de 30 a 50 metros de potencia, uno intermedio predominantemente lutítico y rojizo con intercalaciones de yeso, y uno superior formado por tres cejos calizos separados por dos niveles margosos, con una potencia aproximada de 120 m.

Nuestras observaciones coinciden con la sucesión propuesta por estos autores: hemos podido observar la existencia de cuatro barras predominantemente dolomíticas separadas por tramos más lutíticos.

La barra inferior, de una potencia que puede aproximarse al centenar de metros, está formada predominantemente por dolomías de color gris oscuro, con intercalaciones de bancos de un color marrón oscuro característico.

Sobre ella se encuentra un nivel predominantemente margoso-lutítico, con intercalaciones de capas calcáreas a veces de aspecto carniolar y niveles de yeso laminado de pocos metros. Su potencia suele ser superior a 50 metros; contiene capas de colores abigarrados —predominantemente rojizos— pero que normalmente no llegan a ser dominantes.

Sobre estos materiales se encuentra una sucesión de tres barras con dos intercalaciones margosas. Las barras están constituidas predominantemente por dolomías oscuras en capas finas, aunque también hay niveles bioclásticos y de calizas con fucoïdes; su potencia es del orden de 30-40 metros. Los niveles margosos tienen una potencia similar o ligeramente inferior.

La potencia total del Muschelkalk puede cifrarse del orden de 300 metros.

Keuper

ORTÍ (1974) en su trabajo sobre el Keuper del levante español distingue cinco unidades litostratigráficas, de base a techo, con una potencia total que varía entre 200 y 400 metros:

— Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K₁).

— Fm. Areniscas de Manuel (K₂).

— Fm. Arcillas de Cofrents (K₃).

— Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K₄).

— Fm. Yesos de Ayora (K₅).

Estas cinco unidades no han estado identificadas en su totalidad en la región estudiada. Así MARZO et al. (1983) al norte de la Sierra de Espadán identifican solamente los cuatro primeros niveles, pero con un espesor para toda la serie de unos 50 a 80 metros solamente; en el área de Lluçeneta identifican solamente los niveles K₁, K₃ y K₄, y estiman la potencia total de la serie entre 60 y 100 metros.

Jurásico y Cretácico

En el área estudiada se ha reconocido una sucesión jurásica bastante completa (CANÉROT, 1974), con una potencia del orden de 200 metros. Sobre ella se disponen las capas de tránsito del Jurásico al Cretácico (Portlandiense Superior-Valanginiense) con una potencia del orden de 50 metros.

En discordancia angular (REIG, 1961; MICHEL, 1974) sobre los materiales preexistentes descansan los de facies Weald (Neocomiense-Barremiense Inferior). Según MICHEL (1974) llegan a reposar directamente sobre el Muschelkalk. Su potencia es muy variable; según SALAS (1984) varía entre 150 y 400 metros.

Por encima sigue un Barremiense-Gargasiense calcáreo-margoso con intercalaciones dolomíticas y, también, con gran variación de su potencia en el área estudiada: SALAS (1984) la cifra entre 150 y 650 metros.

Por último el Albiense en facies Utrillas, con una potencia del orden de 50 metros, y el Cretácico Superior —principalmente Cenomaniense— con una potencia superior a los 100 metros, completan la serie mesozoica del área estudiada (MARTÍN et al., 1974).

Terciario

Los materiales terciarios de la cubeta de Ribesalbes han sido objeto de diversos trabajos, entre

los más recientes CASERO (1974) y ANADÓN et al. (1983).

ANADÓN et al. (1983) distinguen dos unidades estratigráficas principales:

Unidad inferior

Constituida de base a techo por:

A) Un nivel basal de brechas con una potencia de 300 metros.

B) Calizas y margas con niveles bituminosos y abundantes *slumps*. 100 metros.

C) Lutitas con intercalaciones de calizas y areniscas. 90 metros.

D) Un tramo con acumulación de grandes bloques calizos mesozoicos (olistolitos). 70 metros.

E) Calizas micríticas. 25 metros.

FERNÁNDEZ MARRÓN (1971), a partir del estudio de la flora, le atribuye una edad aquitaniense al nivel B), aunque posteriormente (FERNÁNDEZ MARRÓN, com. oral in ANADÓN et al., 1983) sitúa la edad de la flora en el Mioceno Inferior s. l. (Aquitaniense-Burdigaliense). AGUSTÍ et al. (1983), del estudio de varios yacimientos de vertebrados incluidos en el tramo C), deducen que éste corresponde a la zona MN4 de Mein (Aragoniense Inferior, o sea, Mioceno Inferior-Medio).

Unidad superior

Formada por conglomerados, areniscas y lutitas rojas o amarillentas, con cambios laterales de facies importantes. En el extremo noroeste de la cubeta —donde es predominantemente conglomerática— tiene más de 200 metros de potencia. En esta unidad no se han encontrado restos fósiles. ANADÓN et al. (1983) le atribuyen una edad miocena media o posterior.

ESTRUCTURA DEL AREA ESTUDIADA

Estructura de los materiales triásicos

Los materiales triásicos que afloran —desde el Buntsandstein hasta el Keuper— lo hacen casi exclusivamente en dos áreas (fig. 2): la primera —al Noreste— es una alineación NO-SE que va

desde Villahermosa del Río hasta L'Alcora, pasando por Llucaena, y la segunda —al Sur— entre Cirat y Fanzara.

Tanto en el área de Cirat-Fanzara como en la mayor parte de la de Llucaena, los materiales triásicos se mantienen subhorizontales o están ligeramente basculados; sólo en los alrededores de Llucaena se observa un anticlinal de orientación ibérica (fig. 3) que se amortigua rápidamente hacia el sureste y acaba periclinalmente al noroeste de dicha población; en sus flancos las capas del Muschelkalk llegan a estar verticales.

Las estructuras tectónicas dominantes son fallas de orientación NO-SE y NE-SO, con saltos verticales que pueden llegar a ser del orden de los 400 m., ya que ponen en contacto el Buntsandstein con el Keuper.

La mayor parte de la superficie de los afloramientos triásicos la constituye los materiales del Muschelkalk. En varios puntos puede observarse la continuidad estratigráfica desde el Buntsandstein hasta la parte alta del Muschelkalk y/o el Keuper: al sureste de Fuentes de Ayódar, en la carretera de Toga a Argelita (fig. 2); o entre el Muschelkalk y el Keuper: en los alrededores de Llucaena (fig. 3).

Ninguna de las intercalaciones margoso-lutíticas del Muschelkalk sirve de nivel de despegue generalizado ni atraviesa las barras calcáreo-dolomíticas superiores para mezclarse con el Keuper; no hay ningún nivel de estructura «caótica». Las deformaciones a escala de afloramiento que se observan en los niveles margoso-lutíticos son similares a las observables a gran escala: presencia de fallas normales que pueden llegar a tener una geometría lítrica (fig. 4-A).

Las pequeñas acumulaciones de yesos del Keuper observables en los alrededores de Llucaena —que han sido explotadas en pequeñas canteras— están claramente recubiertas en discordancia por los materiales de facies Weald, como veremos más adelante.

Estructura de los materiales jurásico-cretácicos

Se caracteriza por la presencia de dos familias principales de fallas —NO-SE a E-O y NE-SO— de escala hectométrica a kilométrica, que han tenido un movimiento predominantemente normal. Estas fallas producen una disposición en

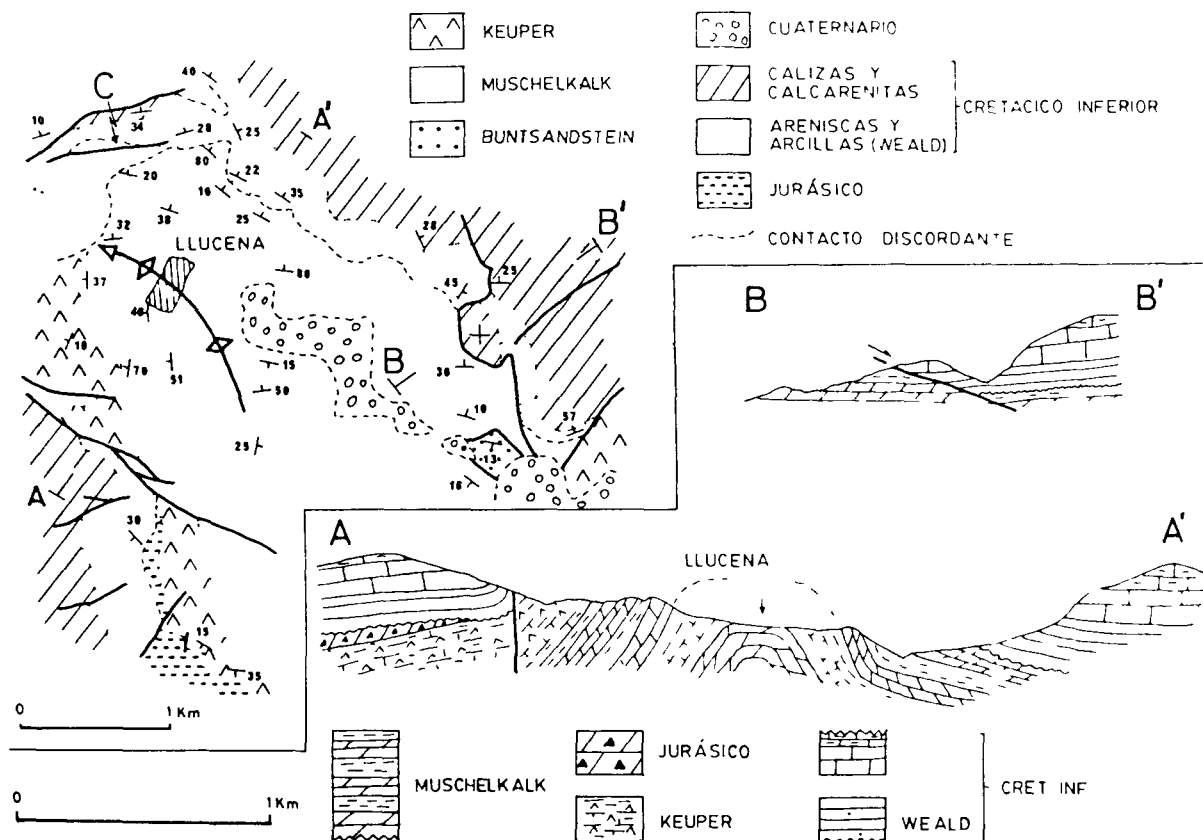


Figura 3.—Esquema geológico de los alrededores de Lluçena, y cortes correspondientes. Para su localización ver la figura 2.

horsts y grabens, alargados o en forma de dados, debido a la intersección de fallas de las dos familias (fig. 2).

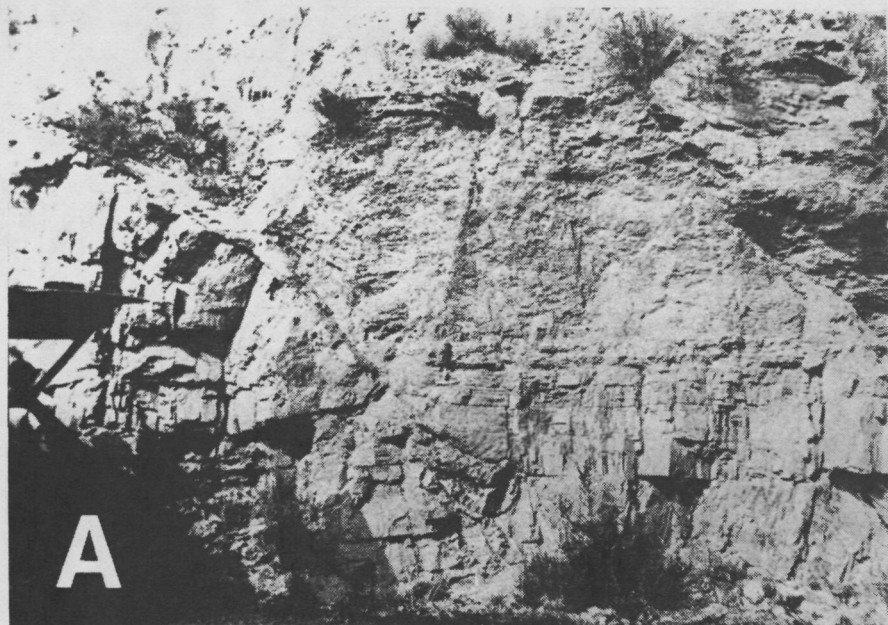
Algunas de estas fallas tienen una geometría lística y, mediante planos de falla de muy poca inclinación —localmente subhorizontales— se pueden llegar a poner materiales del Cretácico Inferior sobre materiales triásicos. Esto puede observarse al este de Lluçena (fig. 3, corte B), en Ludiente y al sur de Argelita.

El contacto entre los materiales triásicos y los jurásico-cretácicos

Geoméricamente dicho contacto es poco inclinado, la mayor parte de las veces paralelo a la estratificación de los materiales suprayacentes. Nunca se observan materiales triásicos encima de los jurásicos o cretácicos.

En una parte importante de su extensión cartográfica corresponde al contacto discordante de los materiales detríticos de facies Weald sobre los del Muschelkalk o el Keuper; dichos materiales wealdienses también reposan discordantemente sobre el Jurásico. Estos hechos ya fueron observados por MICHEL (1974). El contacto entre el Keuper y el Jurásico es normal o ligeramente tectonizado en muchos puntos de la región estudiada.

La naturaleza discordante de los materiales de facies Weald sobre los materiales más antiguos se observa claramente en los alrededores de Lluçena. En el barranco del Salt del Cavall —carretera de Lluçena a Argelita, fig. 2, punto SC— se observa una discordancia angular —va descrita por MICHEL (1974)— entre los materiales de facies Weald y los jurásicos (fig. 5). Al sur de Lluçena (fig. 3) la potencia de los materiales jura-



A



B

Figura 4.—A: Fallas normales de geometría lístrica que afectan a los materiales del nivel margoso lutítico más inferior del Muschelkalk —«Muschelkalk Medio»—. B: Aspecto del afloramiento de Muschelkalk entre Toga y Argelita —panorámica orientada O-E—. Obsérvese la disposición tabular de las barras calcáreo-dolomíticas del Muschelkalk. La flecha indica la situación de A.

sicos conservados disminuye rápidamente hacia el norte hasta que éstos desaparecen, pasando entonces a descansar los materiales de facies Weald sobre el Keuper —donde recubren una pequeña acumulación de yeso visible en una cantera— y, más hacia el norte, sobre el Muschelkalk. Dicho contacto se observa claramente a nivel de afloramiento en la carretera que va de Lluçena hacia el río de Lluçena (fig. 3, punto C). En los alrededores de dicha población —como en otros lugares

del área estudiada— el contacto entre los materiales de facies Weald y los triásicos o jurásicos subyacentes es paralelo a la estratificación de los primeros, hecho que, conjuntamente con las observaciones puntuales expuestas, apunta su origen sedimentario.

En una parte pequeña, pero no despreciable, del área estudiada, dicho contacto es claramente por falla. Dichas fallas pueden ser o bien subho-

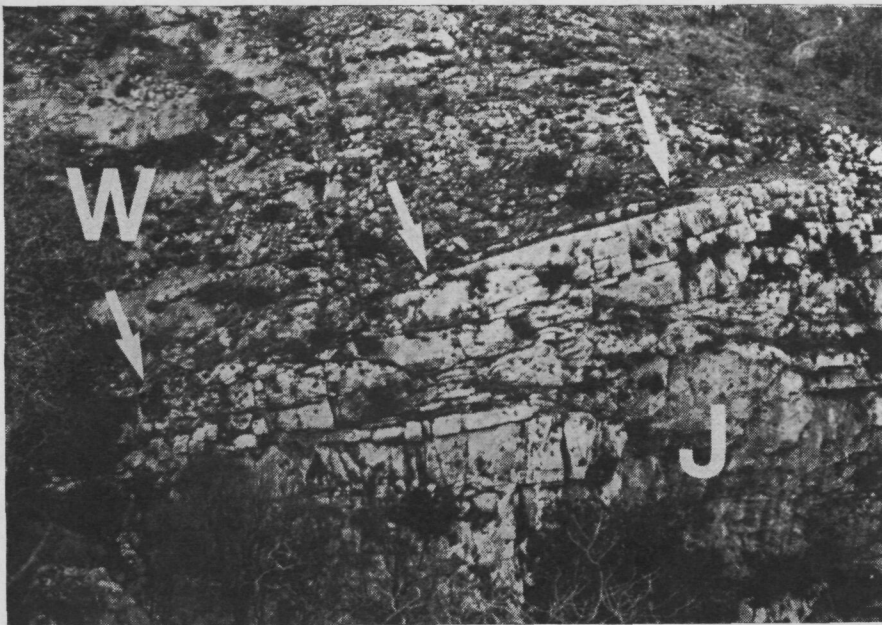


Figura 5. — Discordancia angular de los materiales de facies Weald sobre los jurásicos en el barranco del Salt del Cavall —para su localización ver la figura 2—. Las flechas indican el trazado de la superficie de discordancia. J: Jurásico; W: facies Weald.

horizontales y tener una cierta geometría lítrica —como ya hemos apuntado—, o bien, más a menudo, corresponder a fallas de mayor inclinación de las dos familias que hemos visto que afectan tanto a los materiales triásicos como a los jurásicos y cretácicos. Un ejemplo claro de este último tipo de contacto por falla lo constituye prácticamente todo el borde suroeste del afloramiento triásico de Lluca (fig. 2).

Estructura de la cubeta de Ribesalbes

La cubeta de Ribesalbes (fig. 2), rellena de materiales miocenos, está limitada en sus bordes occidental y suroriental por fallas normales orientadas NNE-SSO y ENE-OSO respectivamente; en su interior se encuentran diversos afloramientos mesozoicos limitados por fallas de idéntica orientación.

En sus bordes septentrional y meridional no existen fallas importantes que limiten los afloramientos miocenos; éstos reposan discordantemente sobre los mesozoicos. En el borde sur —alrededores de Ribesalbes— son los niveles basales de la unidad inferior los que reposan discordantemente sobre el Mesozoico, mientras que en el borde norte son los materiales de la unidad superior. Por tanto dichos límites no se correspon-

den necesariamente con los originales de la cubeta.

El buzamiento generalizado de los materiales de la unidad inferior en los alrededores de Ribesalbes es normalmente inferior a 30° hacia el NE, y no se observan pliegues ni fallas inversas ni de dirección de escala decamétrica o superior, que puedan indicar la presencia de una deformación compresiva.

Los abundantes pliegues de escala decimétrica observables en las calizas y margas del nivel B de la unidad inferior corresponden a *slumps* sin-sedimentarios, tal como reconocen SIMÓN (1981 b) y ANADÓN et al. (1983). La orientación de los ejes de dichos pliegues es alrededor de N 060 E, y pueden llegar a tener morfologías complicadas, como «pliegues plegados» (fig. 6). El pliegue disarmónico reproducido por SIMÓN (1981 a, fig. 1) corresponde a uno de los *slumps* de morfología más simple, y no a un pliegue de origen tectónico como interpreta dicho autor.

Las deformaciones frágiles que afectan estos materiales —pequeñas fallas normales y grietas de tensión asociadas— las describiremos en el apartado siguiente. SIMÓN (1981 b) describe la presencia de dos familias de fracturas «cuyo diedro agudo tiene la bisectriz en 165° E» y supone



Figura 6.—Pliegue sinsedimentario (*slump*) en el nivel B de la unidad inferior del Mioceno de la cubeta de Ribesalbes. Obsérvese su geometría de «pliegue plegado».

que «este hecho obliga a pensar que su origen se halla en planos de cizalla conjugados de tipo desgarre, causados por una compresión SSE». Dicha interpretación es altamente discutible, ya que, como se admite comúnmente (p. ej., MATTAUER, 1973, p. 361), las diaclasas no pueden usarse para definir los ejes de esfuerzo o de deformación regionales, sino que es por comparación con dichos ejes —definidos por otros métodos— que puede a veces hablarse de diaclasas formadas bajo un campo de esfuerzos de tipo compresivo, direccional o distensivo.

DATOS MESOSTRUCTURALES

En la región estudiada hemos realizado diversas estaciones de mesoestructuras frágiles, de las

cuales incluimos cinco en el presente trabajo. Tres de ellas han sido hechas en materiales mesozoicos de los alrededores de Lluçena, las otras dos en los materiales miocenos de la cubeta de Ribesalbes.

De las tres estaciones realizadas en materiales mesozoicos (fig. 2, estaciones 1, 2 y 3) una —estación 1— es en el Cretácico Inferior, otra —estación 2— en el Muschelkalk y la tercera —estación 3— en el Cretácico Superior.

Las dos primeras han sido tratadas por el método de ETCHÉOPAR et al. (1981), y los resultados obtenidos pueden agruparse en dos tipos de soluciones (fig. 7):

a) Soluciones con σ_1 subhorizontal (fig. 7 a y c). En ambas estaciones éste tiene una orientación NE-SO y, en la solución que contiene un número mayor de fallas —21 (est. 1, solución a)— la posición de σ_3 es también subhorizontal con una orientación NO-SE. Los valores de la relación

$$R = \frac{\sigma_2 \sigma_3}{\sigma_1 \sigma_3}$$

son bajos en las dos soluciones minoritarias (estación 1, solución d; estación 2, solución b) y de 0,5 en la mayoritaria (estación 1, solución a); valores bajos de R indican proximidad entre las magnitudes relativas de σ_2 y σ_3 , mientras que valores próximos a 0,5 indican magnitudes relativas diferentes para los tres ejes principales del elipsoide de esfuerzos.

b) Soluciones con σ_1 subvertical (fig. 7 b y d). Se observa cómo en las dos estaciones se obtienen soluciones en que σ_2 y σ_3 intercambian sus posiciones mientras σ_1 se mantiene vertical: en la estación 1 la solución mayoritaria es la b, con σ_3 orientado NO-SE, mientras que en la solución c es σ_2 el que ocupa dicha posición; en la estación 2, en la solución a —la mayoritaria— σ_3 se orienta NNE-SSO, mientras en la solución c en dicha orientación se encuentra σ_2 . Los valores de R tienen tendencia a ser bajos, excepto en la solución b de la estación 1.

En la estación 3 (fig. 8) se observa cómo sobre planos de falla de idéntica orientación se encuentran estrías de *pitch* muy diferente —desde 0° a 90°— sin solución de continuidad; las estrías de *pitch* bajo son siempre anteriores a las de *pitch* elevado. Hemos interpretado esta disposición (GUI-

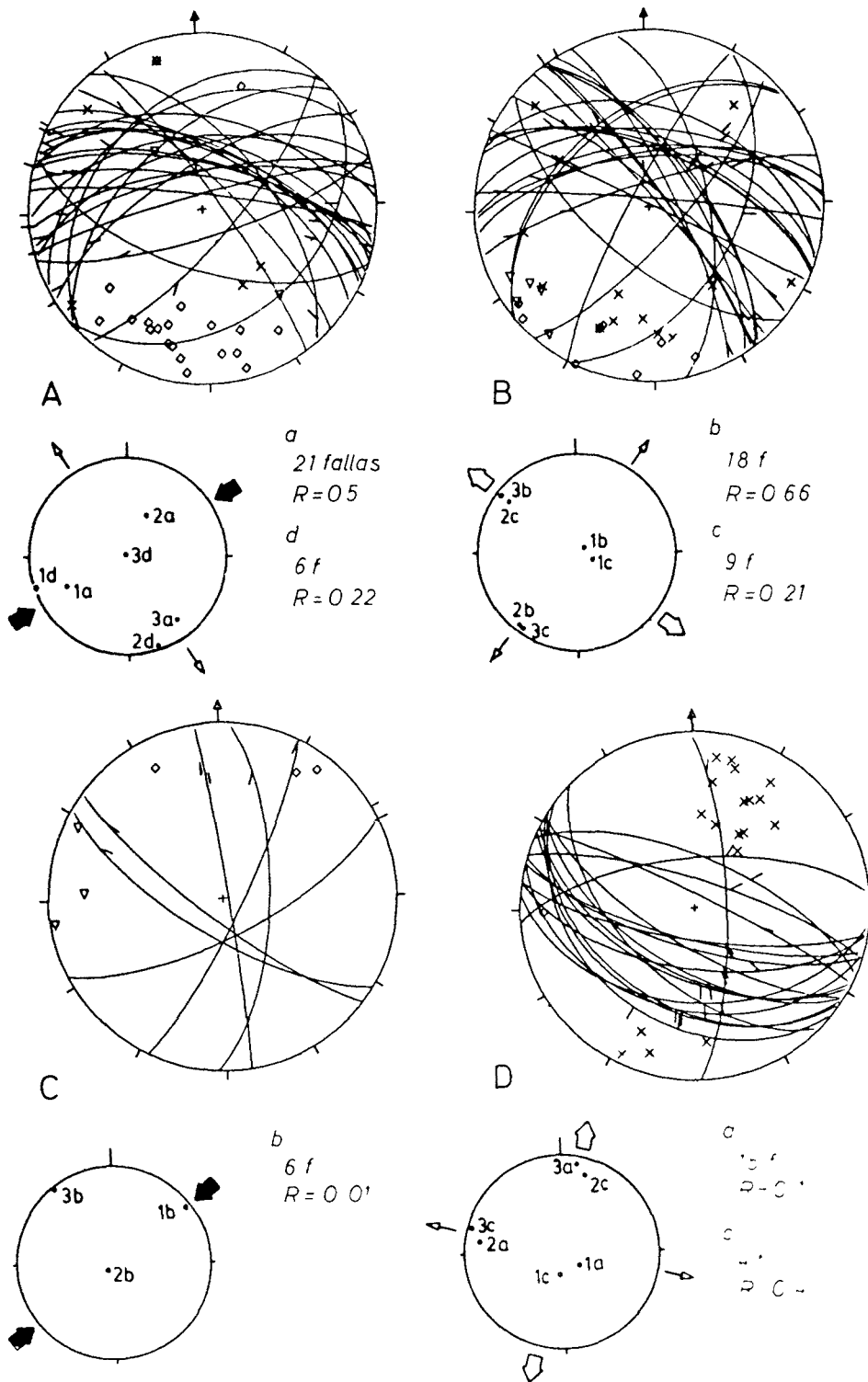


Figura 7—Representación de los resultados obtenidos mediante el método de EICHENCOFFER et al (1981) en las poblaciones de fallas de las estaciones 1—A y B— y 2—C y D—. Para su localización ver la figura 2. Los diagramas superiores representan las proyecciones estereográficas de las fallas incluidas en las soluciones calculadas. Los diagramas inferiores representan las orientaciones de los ejes de esfuerzo obtenidos. La simbología de las proyecciones estereográficas está explicada en la figura 10.

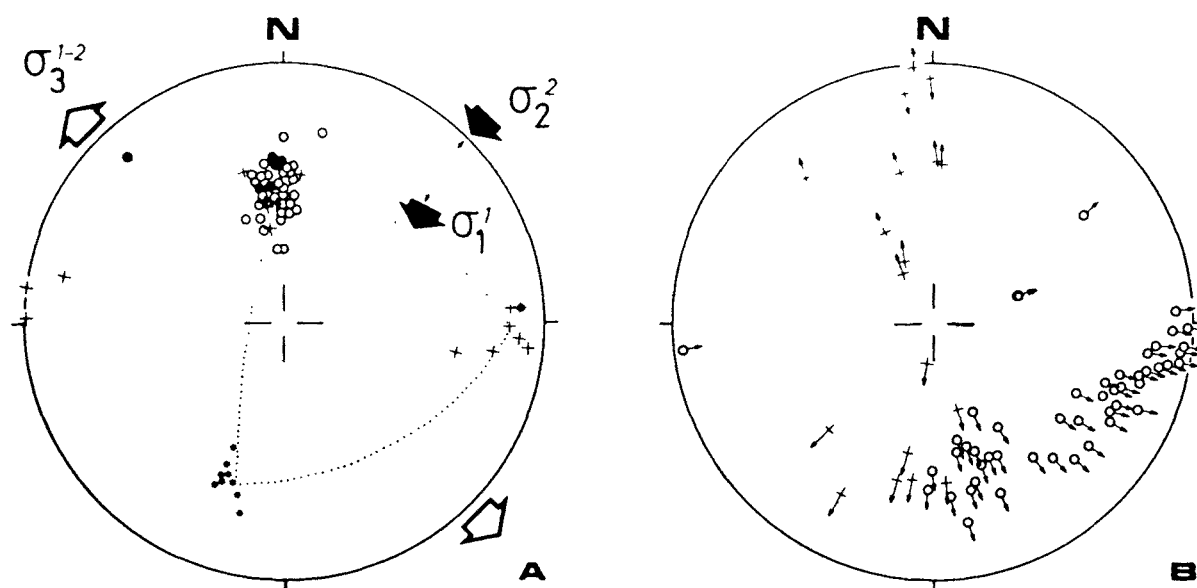


Figura 8.—Representación estereográfica de las fallas observadas en la estación 3 —para su localización ver la figura 2—. A: Polos de los planos de falla; círculos vacíos: con estrías que indican un componente horizontal sinistro; círculos llenos: igual que en el caso anterior pero que contienen dos tipos de estrías, las primeras de *pitch* bajo, y las posteriores de *pitch* más elevado; cruces: con estrías que indican un componente horizontal dextro; círculos llenos sobre cruces: como en el caso anterior pero con dos tipos de estrías, unas de *pitch* bajo y otras de *pitch* más elevado. Asteriscos: Polos de planos de estratificación. B: Estrías correspondientes. Las flechas que apuntan hacia el exterior de la proyección indican componente vertical normal, las que lo hacen hacia el interior indican componente vertical inverso.

MERÀ, 1984) como el resultado de un cambio progresivo desde un estadio de compresión horizontal — σ_1^1 orientado NE-SO— a un estadio distensivo — σ_2 horizontal y orientado NE-SO—; la orientación de σ_3 no cambió durante este proceso, mientras σ_1 —inicialmente horizontal— y σ_2 —inicialmente vertical— igualaban sus valores e intercambiaban sus posiciones. El basculamiento que se observa en las capas debió ser sincrónico de dicho proceso o, en todo caso, posterior a las fallas de dirección.

La figura 9 ilustra dicho proceso tal como se desprende de la aplicación del método gráfico de ARMIJO (1977) —ver apéndice—. Aplicando una dirección de Y —eje de máxima compresión o mínima tensión horizontal— de N 050° E se obtienen diferentes valores de R_A en función del *pitch* de la estría sobre el plano de falla; dichos valores están representados en unos ejes de coordenadas construidos similarmente a los propuestos por SIMÓN (1982) para los diagramas Y-R. Se observa cómo para las estrías de *pitch* próximo a 0° el valor de $R_A \sim 0,3$ (que equivale a un valor

de $R \sim 0,5$ con σ_1 y σ_3 subhorizontales), mientras que para estrías de *pitch* próximo a 90°, $R_A \rightarrow \infty$ que equivale a $R \sim 0$ con σ_2 y σ_3 subhorizontales y de magnitud similares); a las estrías con *pitch* del orden de 40° les corresponde un $R_A \sim 1$ (que equivale a $R \sim 1$, con σ_3 subhorizontal y σ_1 y σ_2 de igual valor: tránsito desde un campo de esfuerzos direccional a uno distensivo).

En resumen, se observa el cambio progresivo entre los tipos de campos de esfuerzo observados en las estaciones 1 y 2: desde un campo de esfuerzos de tipo direccional (σ_1 —orientado NE-SO— y σ_3 horizontales) a otro distensivo (σ_2 y σ_3 horizontales) en que progresivamente aumenta la extensión horizontal en todas direcciones y, por tanto, σ_2 y σ_3 tienden a tener magnitudes similares; dentro de dicho proceso pueden producirse intercambios de las posiciones de σ_2 y σ_3 .

De las estaciones realizadas en la cubeta de Ribesalbes, la 4 lo fue en los materiales del tramo B de la Unidad Inferior, y la 5 en conglomerados de la Unidad Superior. En ambas estaciones úni-

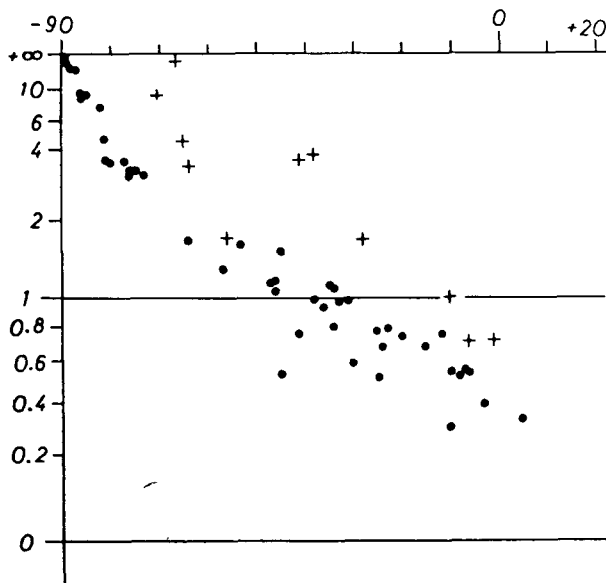


Figura 9.—Valores obtenidos al aplicar el método gráfico de ARMIJO (1977) a las fallas de la estación 3. Los puntos representan fallas sinistras y las cruces fallas dexas. En ordenadas se representan los valores de R_A y en abscisas los valores del *pitch* de la estria sobre el plano de falla —valores negativos indican componente vertical normal, y positivos componente vertical inverso—.

camente se obtienen soluciones claramente distensivas (fig. 10) a partir de grietas de tensión —que a veces son pequeñas fallas con salto normal— en la estación 4 y de fallas en la estación 5.

CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES

En función de las observaciones realizadas en el área estudiada y de los trabajos sobre áreas vecinas a que hemos hecho referencia, pueden hacerse las siguientes consideraciones:

a) En ningún lugar se observan estructuras importantes que hagan pensar en fenómenos de diapirismo. La mayor parte de la superficie que ocupan los afloramientos triásicos corresponde a la alternancia de los materiales calcáreo-dolomíticos y margoso-lutíticos del Muschelkalk, en cuyo interior no se observa ningún nivel de despegue importante. En algunos lugares —por ejemplo, entre Toga y Argelita— se observa la continuidad estratigráfica desde el techo del Buntsandstein hasta el Keuper.

b) El contacto entre el Triásico y los materiales suprayacentes corresponde —en la mayor parte de su extensión— a la discordancia de la base de la facies Weald. También es debido a fallas poco inclinadas —donde siempre los materiales jurásico-cretácicos se encuentran en el labio superior— o a fallas más verticales.

c) Aunque aparentemente la densidad de la fracturación en los materiales jurásicos y cretácicos es mayor que en los triásicos, las direcciones de fallas que afectan a ambos son las mismas, y hay fallas que afectan a ambos. Tal vez la aparente mayor densidad en los materiales más superiores sea debida a que es más fácil poner en evidencia las fallas, a causa de una mayor variedad litológica.

d) La estructura de los materiales del Muschelkalk no es en absoluto caótica en ninguno de sus niveles. En ningún caso se observa que materiales margoso-lutíticos del Muschelkalk perforen las barras calcáreas superiores y se mezclen con los materiales del Keuper.

e) Las acumulaciones locales de yesos del Keuper —que se observan principalmente en los alrededores de Lluca— están fosilizadas por los materiales de facies Weald; por tanto, su acumulación es intramesozoica y no producto de un diapirismo terciario.

f) Puede concluirse, por tanto, la no existencia de fenómenos extrusivos ni diapíricos en el área estudiada, ni durante la compresión paleógena ni durante la distensión neógena. Así, pues, los afloramientos triásicos del norte de la Sierra de Espadán no deben ser asimilados a los que, en áreas más meridionales (ORTÍ CABO, 1981) tienen una estructura claramente diapírica.

g) No hay ningún criterio ni macroestructural ni mesoestructural en función del cual se puedan diferenciar las estructuras distensivas que afectan al Mesozoico del área estudiada de las responsables de la formación de la cubeta de Ribesalbes. Cabe, por tanto, suponer que son sincrónicas.

h) En los materiales miocenos de la cubeta de Ribesalbes no se observan estructuras que muestren que han sufrido una deformación compresiva. De las estructuras descritas por SIMÓN (1981 b), los pliegues son claramente *slumps* sinsedimentarios y las diaclasas por sí solas no indican ningún tipo de campo de esfuerzos unívoco.

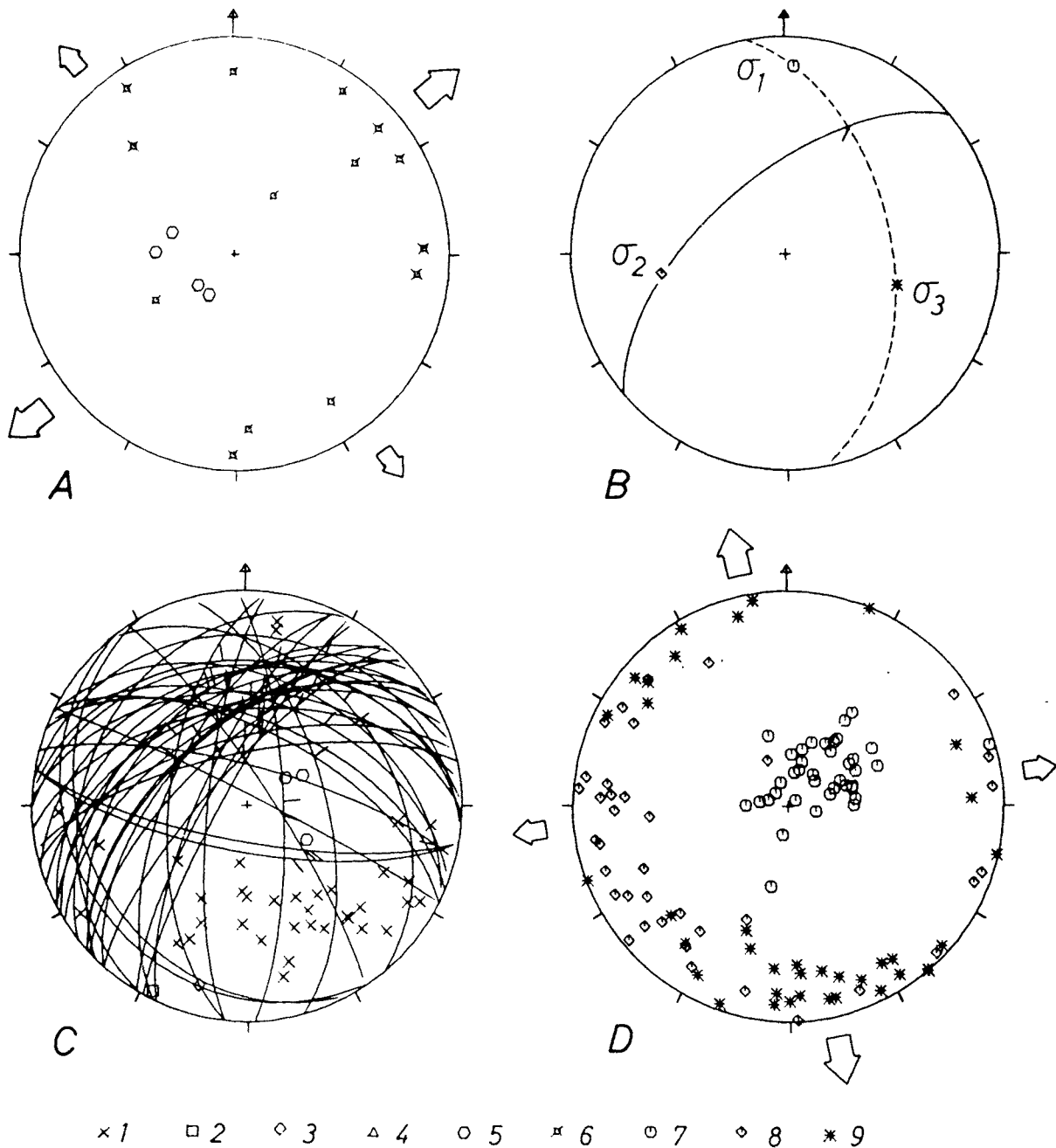


Figura 10.—Representación de los datos obtenidos en las estaciones 4 —A— y 5 —C y D—. El diagrama B indica la manera de calcular los ejes de esfuerzo teóricos según el método gráfico de ЕТЧЕКОПАР (1984), que se representan en D para la estación 5. Símbolos: polos de planos de: 1, falla normal; 2, inversa; 3, sinistra; 4, dextra; 5, estratificación; 6, grietas de tensión. 7, σ_1 ; 8, σ_2 ; 9, σ_3 . En B y C se representan también las ciclográficas de los planos, con las estrías correspondientes que, si apuntan hacia el exterior de la proyección indican un componente vertical normal y, si lo hacen hacia el interior, indican un componente vertical inverso.

i) Los cabalgamientos y pliegues del haz frontal de la Zona de Enlace finalizaron su movimiento cerca del límite Oligoceno-Mioceno, tal como hemos visto en el apartado introductorio, y no durante el Mioceno Medio como supone SIMÓN (1981 a, 1984).

j) La hipótesis de CANÉROT y MARTÍN (1977) y de TRELLE ESCUDERO et al. (1981) sobre el deslizamiento gravitacional durante el Oligoceno de la cobertera mesozoica de la Zona de Enlace, formándose en el norte de ésta el haz frontal de cabalgamientos y pliegues, es difícilmente sostenible. Dicha hipótesis implica un menor acortamiento en el zócalo que en la cobertera, y una extensión en la parte posterior de la masa desplazada sincrónica con los cabalgamientos de la parte frontal. El segundo punto ya ha sido rebatido en párrafos anteriores (g e i). Respecto al primero, ZEYEN et al. (1985), a partir de un perfil sísmico profundo, observan un engrosamiento de la corteza en el área inmediatamente al sur del haz frontal de la Zona de Enlace; dicho engrosamiento provoca que la profundidad del Moho pase de 27 Km. a 35 Km. en una distancia de 20 Km. Dichos autores interpretan este hecho como consecuencia de un acortamiento en el zócalo, del cual el de la cobertera sería la consecuencia.

k) El final de la actuación de las macroestructuras compresivas —cabalgamientos y pliegues asociados, grandes fallas de dirección— en la parte oriental de la Cordillera Ibérica, en la Zona de Enlace y en la Cordillera Costera Catalana, se sitúa cerca del límite Oligoceno-Mioceno. Los primeros sedimentos que, de una manera generalizada, rellenan las fosas y cubetas que se superpusieron —reaprovechándolas— a las estructuras anteriores son de edad miocena inferior (Burdigaliense Inferior o Aragoniense Inferior). La proximidad en el tiempo entre el final de un proceso y el inicio del otro, conjuntamente con las informaciones extraídas del análisis de la fracturación a escala mesoestructural —del cual en este trabajo se da un ejemplo—, llevan a suponer un tránsito progresivo de la compresión a la distensión (SIMÓN, 1982; GUIMERA, 1983) que se produciría a principios del Mioceno.

P. Anadón la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias realizadas sobre el mismo.

APENDICE

ARMIJO (1977), basándose en BOTT (1959), propuso un método gráfico sencillo para el cálculo de la forma del elipsoide de esfuerzos a partir de una población de fallas y sobre unas direcciones dadas de los ejes de esfuerzo. Suponiendo que, a menudo, un campo de esfuerzos tiene dos ejes horizontales y uno vertical, dicho autor denomina a los dos primeros X (eje de máxima tensión o de mínima compresión horizontal) e Y (eje de máxima compresión o de mínima tensión horizontal). A partir de la fórmula de BOTT (1959) obtiene la siguiente relación entre los ejes de esfuerzo:

$$R_A = \frac{\tan \Theta - \tan \Theta_y}{\tan \Theta_x - \tan \Theta_y}$$

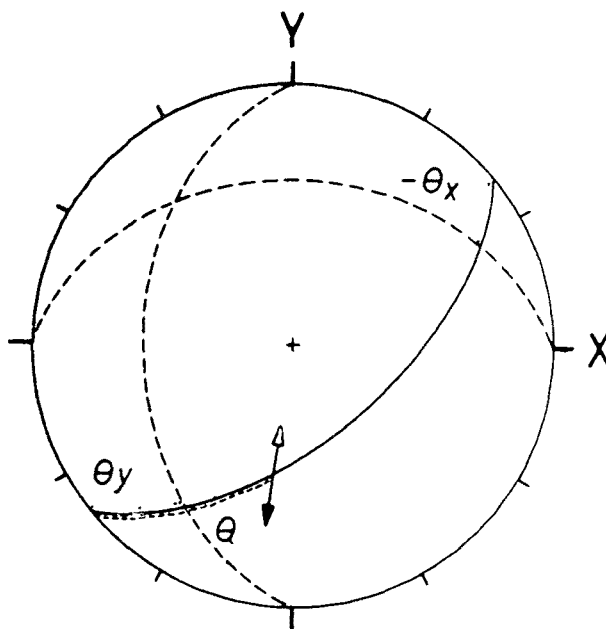


Figura 11.—Cálculo de los ángulos Θ_x y Θ_y , en el método gráfico de ARMIJO (1977). La flecha blanca indica un movimiento sobre el plano de falla compatible con el campo de esfuerzos representado, la negra indica un movimiento incompatible.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a P. Santanach, F. Sabat y

onde Θ es el *pitch* de la estría sobre el plano de falla y Θ_1 y Θ_2 unos ángulos obtenidos a partir de la intersección entre el plano de falla y los planos perpendiculares a éste que contienen los ejes X e Y, respectivamente, tal como se muestra en la figura 11. El rango de variaciones de R_A es entre $+\infty$ y $-\infty$.

Este valor R_A indica no solamente la forma del elipsoide, sino también que ejes principales de esfuerzo están horizontales y cuál está vertical. Así, para los valores de $R > 1$ tendremos σ_2 y σ_3 horizontales, para $0 < R < 1$ serán σ_1 y σ_3 los horizontales y para $R < 0$ tendremos σ_1 y σ_2 horizontales. En los casos particulares en que $R=1$ y $R=0$ tendremos $\sigma_1=\sigma_2$ con σ_3 horizontal y $\sigma_2=\sigma_3$ con σ_1 horizontal, respectivamente; estos dos casos están en el límite entre los tres tipos de campos de esfuerzo anteriores.

BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; FEIST, M.; GINSBURG, L.; GUERIN, C.; HUGUENEY, M., y MOISSENET, E.: *Les formations continentales paléogènes de la Sierra Palomera (Prov. de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Ibériques orientales*. Bulletin de la Société Géologique de France, 7ème série, 25 (3):421-431 (1983).
- AGUSTÍ, J.; GIBERT, J., y MOYÀ SOLÀ, S.: *Biostratigrafía del Terciario*. In: IGME (ed.): *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 3, pp. 189-225. Inédito (1983).
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R.: *Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica*. Acta Geológica Hispánica, 14:172-177, 1981 (1979).
- ANADÓN, P.; CABRERA, L.; CALVET, F. et al.: *El Terciario*. In: IGME (ed.): *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 3, pp. 1-179. Inédito (1983).
- ANADÓN, P.; CABRERA, L.; GUIMERA, J., y SANTANACH, P.: *Paleogene strike-slip deformation along the southeastern margin of the Ebro Basin*. Special Publication on Strike-slip Tectonics and sedimentation, núm. 37, pp. 303-318. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa (1985).
- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P., i SOLÉ SUGRAÑES, L.: *Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides*. Acta Geológica Hispánica, 14:242-270 (1979).
- ARMILLO, R.: *La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Etude tectonique et Neotectonique. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII, 98 pp. (1977).
- BOTT, M. H. P.: *The mechanisms of oblique slip faulting*. Geological Magazine, 96:109-117 (1959).
- CABRERA PÉREZ, L.: *Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la Cuenca del Vallès-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior*. Acta Geologica Hispanica, 16 (3):163-169 (1981).
- CABRERA PÉREZ, L.: *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Fac. de Geología, Univ. de Barcelona, 443 pp. Inédita (1983).
- CANÉROT, J.: *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*. Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., serie 5, Trabajos de Tesis, 4, 517 pp. (1974).
- CANÉROT, J., y CADILLAC, H.: *Sur les relations structurales entre les Chaînes Ibériques et Catalane (Espagne)*. Vème Réunion Française de Sciences de la Terre, Rennes (1977).
- CANÉROT, J., y MARTÍN, M.: *Sur la tectogenèse de la Chaîne ibérique orientale (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, 285:287-290 (1977).
- DÍAZ MOLINA, M., y LÓPEZ MARTÍNEZ, N.: *El terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca)*. Bioestratigrafía y Paleogeografía. Estudios Geológicos, 39:149-167 (1979).
- ETCHÉOPAR, A.: *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de deformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse Sciences, Univ. Sc. Tech. Languedoc, 269 pp., Montpellier (1984).
- ETCHÉOPAR, A.; VASSEUR, G., y DAIGNIÈRES, M.: *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis*. Jour. Str. Geol., 3:51-65 (1981).
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M. T.: *Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español*. Tesis Doctoral. Publ. Fac. Ciencias Univ. Madrid, 152 pp. (1971).
- GUIMERA, J.: *Tectónica*. In: IGME (ed.), *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 3, pp. 264-294. Inédito (1983 a).
- GUIMERA, J.: *Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane*. C. R. Acad. Sc. Paris, sér. II, pp. 505-508, 1 plancha (1983 b).
- GUIMERA, J.: *Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula*. Geological Magazine, 121 (5):413-420. Cambridge (1984).
- IGME (ed.): *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3 tomos. Inédito (1983).
- JULIÀ, R., i SANTANACH, P. F.: *Estructuras en la salbanda de falla paleógena de la falla del Vallès-Penedès (Cadenas Costeras Catalanas): su relación con el deslizamiento de la falla*. Primer Congreso Español de Geología, vol. I, pp. 47-59 (1984).
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L.: *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp. (1974).

- MARTÍN, M., et al.: *Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Hoja núm. 615 (L'Alcora), 2.ª serie, memoria, 16 pp.* IGME, Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid (1974).
- MATTAUER, M.: *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.* Collection Méthodes, Ed. Hermann, 493 pp., Paris (1973).
- MARZO, M.; CALVET, F., y ORTÍ, F.: *El Triásico.* In: IGME (ed.), *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 1, pp. 58-213. Inédito (1983).
- MICHEL, B.: *Contribution à l'étude des mineralisations plombo-zincifères dans le Cretacé inférieur du Maestrazgo (Provinces de Castellón et Teruel, Espagne).* Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 141 pp. (1974).
- ORTÍ CABO, F.: *El Keuper del Levante español.* Estudios Geológicos, 30:7-46 (1974).
- ORTÍ CABO, F.: *Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo, en el sector central valenciano (España).* Estudios Geológicos, 37:245-256 (1981).
- PARDO, G.; VILLENA, A.; PÉREZ, A., y GONZÁLEZ, A.: *El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán: relación tectónica-sedimentación.* Publicaciones de Geología, 20:355-363 (1984).
- REIG, F.: *La discordancia paleoalpina del Jurásico superior en la Península Ibérica.* Bol. Serv. Geol. Ob. Publ., 10:51-54, 4 planchas (1961).
- RIBA, O., y RÍOS, J. M.: *Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la chaîne ibérique (Espagne).* In: *Livre Mém. Professeur Paul Fallot*, vol. 1, Soc. Géol. France, Mém. hors sér., pp. 275-290 (1960).
- RIBA, O.; VILLENA, J., y MALDONADO, A.: *Mapa geológico de España, escala 1:200.000, hoja núm. 40 (Daroca).* Instituto Geológico y Minero de España, 53 pp. (1971).
- SALAS ROIG, R.: *Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona de Enlace Catalánides-Ibérica.* Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología, pp. 3.34-3.38. Menorca, 26-30 septiembre 1983 (1983).
- SALAS ROIG, R.: *Las construcciones arrecifales de corales y rudistas del Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica Oriental.* I Congreso Español de Geología, pp. 227-246. Segovia (1984).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica.* Teruel, 65: 195-209 (1981 a).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Presencia de una fase compresiva intramiocena en el Maestrazgo (sector oriental de la Cadena Ibérica).* Acta Geológica Hispánica, 16 (3):135-138 (1981 b).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental.* Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 504 pp. Publicado por Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp., 1984 (1982).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Principales rasgos de la Evolución de la Cadena Ibérica centro-oriental.* In: XVIII Curso de Geología práctica, M. Gutiérrez Elorza y J. L. Peña Monné (eds.), pp. 1-17. Colegio Universitario de Teruel, Inst. de Estudios Turolenses, Dto. Geomorfología y Geotectónica Univ. de Zaragoza (1984).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L., y PÉREZ CUEVA, A. J.: *El Triás extrusivo del norte de la Sierra de Espadán: aspectos tectónicos y morfotectónicos.* Cuadernos de Geografía, 27:143-156. Valencia (1980).
- TRELL ESCUDERO et al.: *Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Hoja núm. 592 (Villahermosa del Río), 2.ª serie, memoria, 22 pp.* IGME, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid (1981).
- VIALARD, P.: *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale.* Thèse Sciences, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 445 pp. (1973).
- ZEYEN, H. J.; BANDA, E.; GALLART, J., y ANSORGE, J.: *A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain.* Earth and Planetary Science Letters, 75:393-402 (1985).

Recibido: Junio de 1986.

**Comentarios sobre "APORTACIONES AL CONOCIMIENTO DE LA
COMPRESION TARDIA EN LA CORDILLERA IBERICA CENTRO-
ORIENTAL: LA CUENCA NEOGENA INFERIOR DEL MIJARES (TERUEL-
CASTELLON)", de J. Paricio Cardona y J.L. Simón Gómez**

J. Guimerà (*)

Introducción

El artículo que se comenta y otros trabajos publicados anteriormente por J.L. Simón, individualmente o en colaboración, establecen una evolución de la deformación terciaria compresiva y distensiva en el ámbito de la Cadena Ibérica que, en mi opinión, tiene aspectos discutibles, ya que se basa, parcialmente, en algunos datos poco representativos y en una aplicación de los conceptos de compresión y de distensión a mi entender errónea. Esta es la razón de los presentes comentarios que se centrarán, principalmente, en la discusión de las edades del final de la compresión y del inicio de la distensión, en el uso de las estructuras frágiles a la escala del afloramiento y en los conceptos de compresión y de distensión.

Comentarios sobre las localidades citadas como ejemplos de compresión intramiocena:

De las siete localidades citadas por los autores del artículo comentado (Paricio y Simón, 1986, Cuadro I), una —*Rubielos de Mora*— reconocen ya los propios autores que no es claramente atribuible "a un régimen de esfuerzos compresivo (σ_1 horizontal)" (Paricio y Simón, 1986, p. 315). Por tanto la descartan e, implícitamente, reconocen que no existe ninguna falla inversa que limite por el sur la cubeta neógena de Rubielos de Mora, como había sido afirmado anteriormente por uno de ellos (Simón, 1983).

En la cubeta de *Ribesalbes*, los micropliegues citados por Simón (1981 y 1982) son claramente *slumps* producidos sinsedimentariamente, tal como reconocen Simón (1981 y 1982) y Anadón *et al.* (1983). Su tamaño es de decimétrico a métrico, de aspecto caótico en la mayoría de los casos y no se observan pliegues de tamaño ma-

yor; pueden llegar a tener morfologías complicadas, como "pliegues plegados" (Guimerà, 1987). El pliegue disarmónico reproducido por Simón (1981) corresponde a uno de los *slumps* de morfología más simple, y no a un pliegue de origen tectónico como interpreta dicho autor.

En cuanto a la localidad de *Bueña*, la posibilidad que el macropliegue que, según Paricio y Simón (1986) afecta a materiales estimados como de edad ageniense, sea de origen compresivo queda implícitamente descartada por esos mismos autores cuando, en la misma página, afirman: "Son raras, eso sí, las macroestructuras producidas bajo el influjo de esta compresión (quizá cabe citar sólo las de *Cobatillas*)..." (Paricio y Simón, 1986, p. 315).

Por lo que respecta a la localidad de *Cobatillas* (cubeta de Hinojosa de Jarque o de Aliaga), es necesario remarcar, de entrada, que las estructuras que afectan a los materiales terciarios de esta cubeta son de una naturaleza y de una escala totalmente diferente a las del resto de las localidades citadas por Paricio y Simón (1986). Dicha cubeta se encuentra en el interior de un haz de cabalgamientos —con pliegues asociados— que llegan, en varios casos, a tener flechas plurikilométricas (Robles, 1974 y Guimerà, 1983a) y que se extiende desde Portalrubio (prov. de Teruel) hasta el Mediterráneo en Vandellós (en el sur de Cataluña). Dicho haz tiene, *grosso modo*, una orientación E-W y constituye el frente norte de la Zona de Enlace entre la Cadena Ibérica y la Cadena Costera Catalana (Guimerà, 1983a y b y 1984).

El borde sur de la cubeta terciaria de Hinojosa de Jarque está constituido por el flanco vertical o invertido de un pliegue monoclinial de escala kilométrica, vergente hacia el norte, en materiales mesozoicos. Dicho pliegue afecta también a los

(*) Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona. Gran Via, 585. 08007 Barcelona.

materiales terciarios del interior de la cubeta que, localmente, son cabalgados por los mesozoicos. La parte superior de la serie terciaria se encuentra progresivamente menos basculada hacia el norte por la acción del pliegue monoclinial, llega a disponerse en *onlap* sobre los materiales mesozoicos y pasa insensiblemente a los materiales postectónicos.

La *Chara notata* citada por Adrover *et al.*, (1983), tal como afirman estos mismos autores en su trabajo, no se encuentra exclusivamente en el Aquitaniense, sino también en el Oligoceno terminal. Si dichos autores atribuyen al Aquitaniense los materiales en que la encontraron es porque suponen, erróneamente, que son ya postectónicos —en este mismo trabajo sitúan el límite entre los materiales sin y postectónicos en el tránsito Oligoceno-Mioceno—.

En el haz de cabalgamientos de Portalrubio a Vandellós es usual encontrar dispositivos en *onlap* en la parte alta de la serie terciaria (Anadon *et al.*, 1983, Guimerà, 1983a), ya descritos por Ashauer y Teichmüller (1935). Dichos dispositivos están relacionados con los cabalgamientos y pliegues *grosso modo* E-W, como en Cobatillas. En los lugares donde han podido ser datados con seguridad los materiales terciarios que los constituyen (cubeta de Aiguaviva: Anadon *et al.*, 1983 y Agustí *et al.*, 1983) tienen edades comprendidas entre el Oligoceno superior y el terminal; no hay en ningún lugar de la Zona de Enlace materiales datados paleontológicamente como miocenos que estén afectados por los cabalgamientos y pliegues *grosso modo* E-W que caracterizan la unidad (Guimerà, 1987).

Por tanto —aún sin excluir que los más modernos de los materiales terciarios afectados por las estructuras E-W puedan ser de edad miocena basal—, en función de los datos existentes, la posibilidad que la estructura que limita por el sur la cubeta de Hinojosa de Jarque se desarrollara todavía durante el Aragoniense —tal como suponen Paricio y Simón (1986)— no está demostrada. Siendo esta la única macroestructura que dichos autores citan realmente como producto de una comprensión tardía y no estando demostrada fehacientemente su edad aragoniense, no puede usarse como prueba de la existencia de una deformación compresiva intraaragoniense.

Resumiendo, de las siete localidades citadas por Paricio y Simón (1986), dos (Rubielos de Mora y Bueño) son, explícita o implícitamente, eliminadas por los mismos autores como ejemplos de materiales de edad francamente miocena afectados por estructuras compresivas. En Coba-

tillas no hay dataciones paleontológicas que muestren que los sedimentos terciarios afectados por macroestructuras compresivas sean de edad aragoniense, mientras que los datos regionales —basados en dataciones con micromamíferos— sobre la edad de cabalgamientos y pliegues de idéntica orientación en el interior de la misma unidad estructural (haz de cabalgamientos de Portalrubio a Vandellós) indica el final de la actuación de las estructuras E-W hacia el Oligoceno terminal o, como mucho, Mioceno basal. En Ribesalbes, los micropliegues citados son *slumps* sinsedimentarios. Por tanto quedan cuatro localidades (Mijares, Ribesalbes, Libros y Lechago) en que las estructuras observadas en materiales de edad miocena inferior son “microfallas direccionales”, algunas de ellas ligeramente inversas en el caso de la cubeta del Mijares.

Significado de las mesoestructuras frágiles

La presencia —a nivel de afloramiento— de fallas direccionales que afecten a los materiales neógenos que rellenan las fosas y depresiones del noreste peninsular, no se limita a las localidades mencionadas por Paricio y Simón (1986), ni a materiales del Mioceno inferior. En la fosa del Vallés-Penedés las citan Julia y Santanach (1980) en materiales burdigalienses, yo mismo las he observado en las calizas arrecifales pertenecientes al Burdigaliense inferior-Langhiense en Pacs y Amigó (1983) en conglomerados pliocenos. En la cubeta de Calatayud, además de en Lechago —donde afectan a materiales del Aragoniense (Paricio y Simón, 1986)—, las he observado también en las proximidades de Daroca (carretera de Zaragoza a Teruel, Km. 79) en materiales que en el mapa geológico 1:50.000 de Daroca (I.G.M.E., 1983) se atribuyen al Turolense superior-Rusciense.

Respecto a la existencia de estas estructuras afectando a materiales de edad miocena y pliocena en las fosas y cubetas del noreste peninsular, cabe hacer varias consideraciones:

El número de ellas observadas en cada afloramiento suele ser muy reducido: 14 y 7, respectivamente, en el Burdigaliense y en el Plioceno del Penedés (Julià y Santanach, 1980 y Amigó, 1983) y un número no especificado en Ribesalbes, Libros y Lechago (Simón, 1983). En la cubeta del Mijares, los autores del artículo comentado han observado un total de 33 fallas —algunas de ellas de movimiento predominantemente normal— en los seis afloramientos situados en materiales miocenos (Paricio y Simón, 1986, fig. 3C), o sea, una media de menos de seis fallas por afloramiento.

Las fallas observadas en todas las localidades mencionadas son a escala del afloramiento —tamaño centimétrico a, como mucho, métrico—; a partir de estructuras a esta escala solo puede intentarse definirse tensores de esfuerzo a la escala del afloramiento en que han sido observadas; mezclar en un mismo análisis datos procedentes de estaciones distantes —en el caso de la cubeta del Mijares, hasta cinco kilómetros— es un error metodológico, como lo sería, también, mezclar, en el análisis de un mismo afloramiento, fallas de escala centimétrica y hectométrica.

En estas condiciones es imposible definir un tensor de esfuerzos fiable en la mayoría de las estaciones citadas: aunque es teóricamente posible determinar un tensor con solamente cuatro planos estriados —siempre que tengan orientaciones suficientemente diferentes—, en la práctica esto no es así y el número de datos ideal “dépendra beaucoup de la dispersion des plans dans l'espace, cependant une quinzaine de mesures bien dispersées suffise généralement” (Étchécopar, 1984, p. 37); el subrayado es mío. Esta cifra no se refiere, claro está, al número de observaciones por estación, sino al número de superficies estriadas que entran en cada solución. En el caso de la cubeta del Mijares, la media de observaciones por estación —ya que Paricio y Simon (1986) no desglosan por estaciones el conjunto de los datos— es la tercera parte del número ideal recomendado —por el autor del método que utilizan— para definir un tensor; mucho menos se podrán definir dos tensores diferentes.

Por tanto, en las estaciones mencionadas, como mucho puede obtenerse una indicación aproximada de la orientación de los ejes de esfuerzo, pero, en ningún caso, puede llegar a definirse un tensor de esfuerzo.

En los casos en que el número de datos es suficiente puede llevarse a cabo un cálculo de los tensores de esfuerzo. Así, en la estación realizada en la fosa del Vallès-Penedès, en materiales calcáreos de edad Burdigaliense superior-Langhienense, he observado un total de 92 fallas de escala decimétrica a métrica. En esta estación se observa como, en fallas de orientación similar, las estrías se disponen en un continuo que varía desde estrías subhorizontales hasta subverticales, siendo las segundas posteriores a las primeras; esta disposición ha sido interpretada (Fontboté *et al.*, 1985 y Guimerà y Amigó, 1987) como el resultado de un cambio progresivo en el tensor de esfuerzos desde una situación inicial en que σ_1 y σ_3 se disponían horizontalmente con una orientación de N 030 E y N 120 E respectivamente, a una situación final en que era σ_2 , el que se disponía ho-

rizontalmente —orientado N 030 E—, σ_1 era vertical y la posición de σ_3 no variaba. Este cambio se produciría por una disminución del valor relativo de σ_1 respecto a σ_2 , hasta llegar a igualarse ambos y, con la continuación del proceso, ser σ_2 horizontal y σ_1 vertical, habiendo ambos intercambiado sus posiciones.

Consideraciones sobre los conceptos de compresión y de distensión

A partir de los datos de fracturación mencionados puede intuirse que el campo de esfuerzos —a escala del afloramiento— ha variado en el tiempo y en el espacio durante el Neógeno: en un mismo afloramiento y sobre un mismo plano de falla se observan estrías que indican movimientos direccionales y otras que indican movimientos normales. A partir de las primeras puede deducirse la posición horizontal de σ_1 y su orientación con una fiabilidad que depende del número de datos y del grado de certeza que permita la calidad del afloramiento. Aceptemos, a modo de hipótesis, que en todas las localidades mencionadas puede deducirse que, durante la totalidad o parte de la fracturación, σ_1 se disponía horizontalmente; a partir de una tal situación, los autores del artículo comentado y, singularmente, uno de ellos (Simon, 1982, 1983 y 1986), deducen que “el régimen compresivo se mantuvo en toda la Cadena Ibérica centro-oriental hasta el límite Aragoniense-Vallesiense, aproximadamente”. (Paricio y Simon, 1986). En función de los datos que manejamos, la compresión debería extenderse también a la Cadena Costera Catalana y, en toda la región considerada, hasta el Plioceno, si no de una manera continuada, al menos sí intermitentemente.

La cuestión fundamental a discutir es, en mi opinión, qué entendemos por compresión y por distensión. Desde un punto de vista clásico, tradicional, se ha hablado de compresión y de distensión en un sentido y en un ámbito regional, haciendo referencia a unos tipos determinados de estructuras a gran escala. Se ha hablado de compresión donde y cuando se formaban pliegues, cabalgamientos, fallas inversas y fallas direccionales, normalmente asociadas formando zonas, bandas o cinturones deformados: por ejemplo las grandes cordilleras de plegamiento (Alpes, Pirineos, etc.) o las zonas de antepaís plegado (Jura, Cadena Ibérica, etc.). Se ha hablado de distensión en los lugares y en los momentos en que las estructuras formadas han sido fallas de movimiento fundamentalmente normal, generalmente asociadas produciendo fosas tectónicas y horsts:

por ejemplo, la fosa del Rhin, el *rift* del Africa oriental o las fosas de la costa oriental de la Península Ibérica.

En diversos campos de la Geología Estructural y de la Tectónica —por ejemplo en la tectónica de placas— compresión y distensión tienen unos significados diferentes en cada caso y diferentes del punto de vista tradicional expuesto anteriormente.

Esta situación de diferentes significados para términos iguales o similares, se repite en el campo de la deformación frágil, puesto que, sobre la base del modelo de fracturación de Anderson (1951), diversos autores franceses —por ejemplo Armijo, Carey y Cisternas (1982)— utilizan una nomenclatura en la que se habla de *regímenes tectónicos compresivos, direccionales* (de “*décrochement*”) y *distensivos*, según si el campo de esfuerzo deducido a partir de la fracturación estudiada posea, respectivamente, σ_3 , σ_2 o σ_1 en posición vertical. Esto no presupone que, en cada uno de éstos “regímenes tectónicos de la deformación frágil”, sólo puedan formarse fallas de un tipo, sino que lo pueden hacer cualquiera de los tres tipos (inversas, direccionales y normales).

Por una aplicación fuera de su contexto de ésta última nomenclatura se ha llegado a hablar de compresión —regímenes compresivo y direccional, ambos con σ_1 horizontal— o de distensión —régimen distensivo— sin tener en cuenta en qué contexto regional se producen. Tanto en las cordilleras de plegamiento como en las zonas de *rift* pueden encontrarse estructuras a partir de las cuales se puede deducir cualquiera de los tres tipos de campos de esfuerzo —por ejemplo: Angelier y Bergerat (1983) y Angelier *et al.*, (1985) para mesoestructuras frágiles o Mitra (1979) para la deformación en mesoestructuras dúctiles— aunque es más usual deducir en el primer caso campos de esfuerzo compresivos y direccionales y en el segundo direccionales y distensivos. La similitud de los términos entre ésta última nomenclatura y la “tradicional” —a pesar a tratarse de conceptos diferentes a escalas, también, diferentes— es lo que ha llevado a confundirlos y a hablar de compresión a escala regional cuando se encuentran estructuras frágiles a pequeña escala de las que se dedujeran no sólo campos de esfuerzo de tipo compresivo, sino incluso direccional, siendo éste último a menudo presente en el desarrollo de las fosas.

Como consecuencia de lo expuesto, opino que si “(a) casi siempre son depósitos de edad aproximada Ageniense los que fosilizan las grandes estructuras de plegamiento”; y “(b) materiales datados en el Ageniense-Aragoniense forman parte,

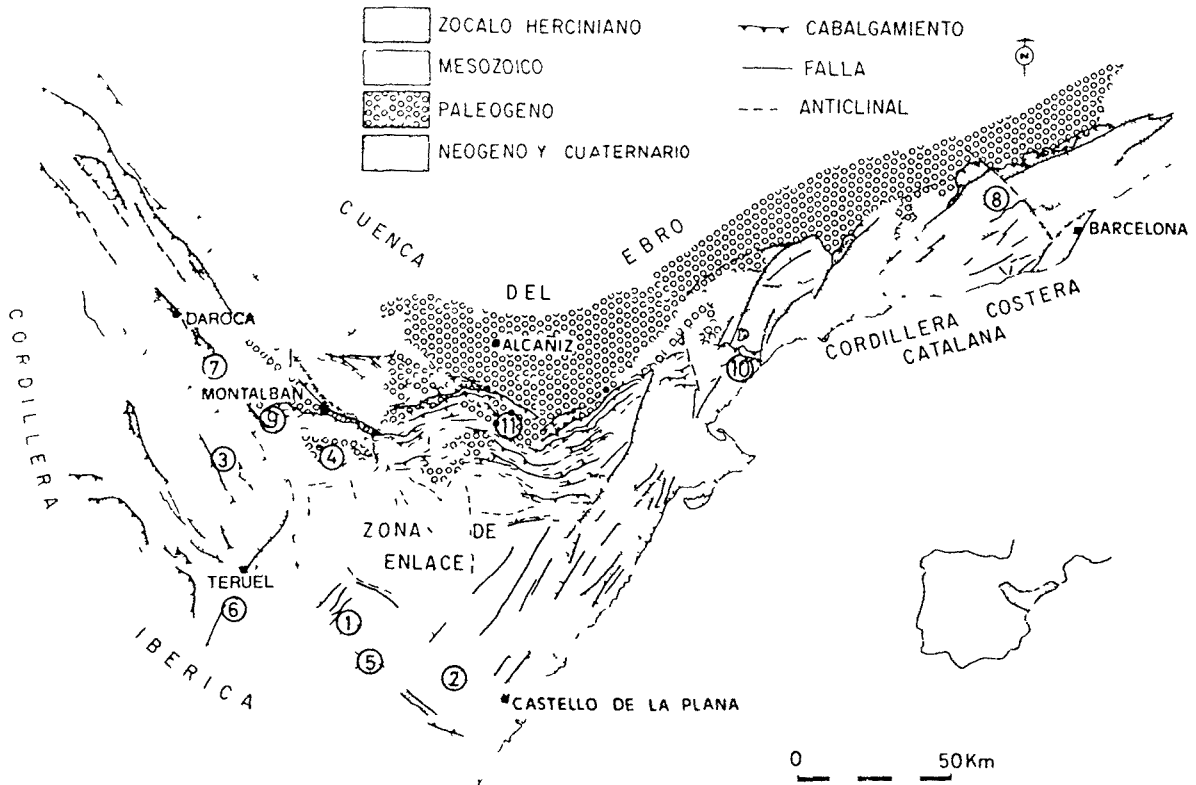
aparentemente, del relleno sedimentario de las fosas internas de la cadena, genéticamente relacionadas con el proceso de *rifting* del margen mediterráneo que origina asimismo la Cuenca de Valencia” (Paricio y Simón, 1986, p. 316), el primer punto expuesto por estos autores marca el fin de la compresión y el segundo el inicio de la distensión, tal como se ha entendido tradicionalmente: por ejemplo Fontboté (1954) para la Cordillera Costera Catalana y Álvaro *et al.*, (1979) para la Cordillera Ibérica.

Además, en el área que nos ocupa, las macroestructuras distensivas se sobreimpusieron a las compresivas, a menudo con directrices paralelas o, incluso, siendo los mismos accidentes de zócalo los que actúan de manera muy diferente o, incluso, opuesta. Por tanto, opino que es éste el cambio cualitativo importante que indica una transformación en las condiciones de deformación en el área considerada, y no lo es la posibilidad que, después del cese del plegamiento cerca del límite Oligoceno-Mioceno “pueda mantenerse un campo compresivo de magnitud moderada capaz de producir fallas inversas y direccionales a escala de afloramiento”. (Paricio y Simón, 1986, p. 317). En cuanto a la hipótesis de que “Basta concebir un régimen transtensivo en las fallas que las limitan para asegurar el hundimiento de las cubetas aún manteniéndose activa la compresión”. (Paricio y Simón, 1986, p. 317), mi opinión es que no basta concebirlo, sino que hay que aportar datos a escala macroestructural y criterios sedimentológicos, a partir de los materiales que rellenan las cubetas, que abonen dicha hipótesis; en el trabajo comentado no se aporta ninguno que apoye esa hipótesis para la cubeta del Mijares, y en el otro ejemplo mencionado por estos autores —en una falla NNE-SSW que limita una de las fosas costeras del “Maestrazgo oriental” (Simón, 1986)— los datos han sido recogidos sobre materiales mesozoicos y, por tanto, no se les puede atribuir una edad precisa por sí solos.

Consideraciones finales

1) Es a partir de la finalización de la actuación de las macroestructuras compresivas que debería situarse el final de la compresión alpina en la Cadena Ibérica y en la Cadena Costera Catalana y, a partir del inicio del desarrollo de las fosas que se sobreimpusieron, debería situarse el inicio de la distensión, sobretudo con la deposición de potencias importantes de sedimentos en su interior.

2) Las edades de estos acontecimientos no tienen porqué ser exactamente las mismas en toda la región:



(a) En la mayor parte de la Cadena Ibérica y de la Cadena Costera Catalana, el final de la actuación de las macroestructuras compresivas se sitúa cerca del límite Oligoceno-Mioceno o, como mucho, en el Mioceno basal (Ageniense); Riba *et al.*, 1971; Viillard, 1973; Canérot, 1974; Díaz Molina y López Martínez, 1979; Adrover *et al.*, 1983 y Pardo *et al.*, 1984.

(b) Las edades de los sedimentos más antiguos que rellenan buena parte de las fosas corresponde al Mioceno inferior. En la fosa del Vallès-Penedès (Cabrera, 1981 y Anadón *et al.*, 1983) es a partir del Burdigaliense inferior cuando se sedimentan grandes potencias de materiales de una manera generalizada. En la fosa de Teruel y en la cubeta de Rubielos de Mora (Anadón, 1983) y en cubeta de Ribesalbes (Anadón *et al.*, 1983) los sedimentos más antiguos corresponden al Aragoniense inferior. Finalmente, los datos existentes en las fosas costeras del Maestrazgo (Anadón *et al.*, 1983) apuntan hacia una edad miocena inferior para sus sedimentos más antiguos.

(c) En algunas áreas existen macroestructuras compresivas que afectan a materiales posteriores al Mioceno basal. En Daroca Julivert (1954) describió una alineación NW-SE de cabalgamientos

de materiales paleozoicos sobre materiales miocenos que, en la hoja 1:50.000 de Daroca (I.G.M.E., 1983), se datan como aragonienses. En el norte de la Sierra de la Demanda y de la Sierra de los Cameros se localizan unos cabalgamientos de orientación aproximada E-W que, en función de su gran continuidad lateral, deben tener una flecha plurikilométrica; según Riba (1964) y Colchen (1966) estos cabalgamientos llegan a afectar a materiales miocenos.

3) Que en la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costera Catalana las macroestructuras compresivas no dejaron de actuar simultáneamente en todos los sitios y que, mientras en algunas zonas ya se desarrollaban las fosas, en otras continuaban actuando los cabalgamientos y el inicio del desarrollo de las fosas se produjera con posterioridad propusimos explicarlo (Guimerà, 1983 a y b, 1984 y Fontboté *et al.*, 1985) mediante el modelo de Tapponier y Molnar (1976) que Tapponier (1977) aplicó a la colisión Africa-Eurasia. Propusimos que la atenuación de los esfuerzos hacia el interior de la subplaca ibérica podría explicar las diferencias en las estructuras que se desarrollaban simultáneamente, en sitios diferentes, durante el Mioceno.

4) El estudio de la fracturación a la escala del afloramiento, tanto en las áreas compresivas como en las distensivas, sirve para definir, si se tienen un número mínimo de datos y un buen grado de certeza en su observación, el estado de esfuerzos a la escala de los datos y en el punto en que éstos se han recogido. Es erróneo utilizarlos por sí solos para decidir si el área en que se han recogido estaba sometida a compresión o a distensión en el momento de su formación, ya que estructuras frágiles a partir de las cuales se pueda deducir campos de esfuerzo en regímenes compresivo, direccional o distensivo, se pueden encontrar en muy diferentes ámbitos regionales o geodinámicos.

Referencias

- Adrover, R.; Feist, M.; Ginsburg, L.; Guerin, C.; Huguency, M. y Moissenet, E. (1983): Les formations continentales de la Sierra Palomera (Prov. Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Ibériques orientales. *Bull. Soc. Géol. France*, 7ème sér., 25:421-431.
- Agusti, J.; Gibert, J. y Moya Sola, S. (1983): Biostratigrafía del Terciario. In: I.G.M.E. (ed.), *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3. 189-225. (Inédito).
- Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geologica Hispanica*, 14:172-181.
- Amigo i Mitjana, J. (1983): *Estructura del contacte entre la Serralada Prelitoral i la depressió del Penedès (Torrelles de Foix, Pontons, Font-rubí)*. Tesis de Licenciatura, Fac. Geologia, Univ. Barcelona. 100 págs.
- Anadon, P. (1983): *Estudio sedimentológico del Terciario de la hoja de Teruel (escala 1/200.000)*. I.G.M.E. (Inédito).
- Anadon, P.; Cabrera, L.; Calvet, F.; Gallart, F.; Lopez, C.; Permanyer, A. y Serra, J. (1983): El Terciario. In: I.G.M.E. (ed.), *Estudio Geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3, 1-179.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting*. Oliver & Boyd, 206 p., 2.ª ed.
- Angelier, J. y Bergerat, F. (1983): Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7: 137-147.
- Angelier, J.; Coletta, B. y Anderson, R.E. (1985): Neogene paleostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geol. Soc. America Bull.*, 96:347-361.
- Armijo, R.; Carey, E. y Cisternas, A. (1982): The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82:145-160.
- Ashauer, H. y Teichmüller, R. (1935): Die Variscische und Alpinische Gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Gessells Göttingen Math. Phys. Kl. Het.*, p. 16-98. Trad. castellana: Publ. Alemanas Geol. España, vol. 3.
- Cabrera Pérez, L. (1981): Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la Cuenca del Vallès-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geologica Hispanica*, 13: 163-169.
- Canérot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*. Trabajos de Tesis. E.N.A.D.I.M.S.A., ser. 5, 4, 517 pp.
- Colchen, M., (1966): Sur la tectonique tertiaire du massif paleozoïque de la Sierra de la Demanda (Espagne) et sa couverture mésozoïque et cénozoïque. *Bull. Soc. Geol. France*, 7ème, sér., 8:87-97.
- Díaz Molina, M. y López Martínez, N. (1979): El Terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca). Biostratigrafía y Paleogeografía. *Estudios Geol.*, 39:149-167.
- Étchépar, A. (1984): *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations des déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse Sciences, Univ. Sc. Tech. Languedoc 269 págs.
- Fontboté, J.M. (1954): Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallès-Penedès con la Cordillera Prelitoral y con la Depresión del Ebro. *Tomo Homenaje Prof. E. Hernández Pacheco R. Soc. Española Hist. Nat.* 281-310.
- Fontboté, J.M.; Guimera, J. y Santanach, P. (1985): Stress regime changes during neogene rifting in the northeastern Iberian Peninsula. *Continental extensional tectonics*, T.S.G. Meeting. Univ. Durham, 18-20 abril 1985.
- Guimera, J. (1983a): Estudio tectónico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides. In I.G.M.E. (ed.); *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, vol. 3. (Inédito).
- Guimera, J. (1983b): Evolution de la deformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, 297: 425-430.
- Guimera, J. (1984): Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.
- Guimera, J. (1987): Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesalbes (prov. de Castelló de la Plana). *Boletín Geológico y Minero*, en prensa.
- Guimera, J. y Amigó, J. (1987): Two examples of a continuous and progressive variation of a stress field from fault striations analysis. *Paleostresses and fault systems*, T.S.G. Meeting, Univ. Swansea, 28 de febrero de 1987.
- I.G.M.E. (1983): *Mapa geológico de España, escala 1.50.000. 2a serie*, hoja núm. 465 (Daroca). Serv. Publ. Ministerio de Industria.
- Julià, R. y Santanach, P. (1980): Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. pp. 417-425 in P. Santanach, C. Sanz de Galdeano y J.C. Bousquet: Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Boletín Geológico y Minero*, 91: 417-440.
- Julivert, M. (1954): Observaciones sobre la tectónica de la depresión de Calatayud. *Arrahona* (Publ. Mus. de Sabadell), 17 p.
- Mitra, G. (1979): Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains. *Geol. Soc. America Bull.*, 90:935-951.
- Pardo, G., Villena, A., Pérez, A. y González, A. (1984): El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán: relación tectónica-sedimentación. *Publicaciones de Geología*, 20:355-363.
- Paricio Cardona, J. y Simón Gómez, J.L. (1986): Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón). *Estudios Geol.*, 42:307-319.
- Riba, O. (1964): Estructura sedimentario del terciario continental de la depresión del Ebro en su parte riojana y navarra. *C.R. XXème. Congr. Geograph. Intern.*, p. 127-138.
- Riba, O., Villena, J. y Maldonado, A. (1971): *Mapa geológico de España, escala 1:200.000, hoja núm. 40 (Daroca)*. I.G.M.E. Memoria. 53 p.
- Robles Orozco, S. (1974): *Estudio geológico del Mesozoico del Macizo del Cardó y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma Barcelona, 436 p. (Inédito).
- Simón Gómez, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. 504 pp. Publicada en: Inst. Est. Turolenses, 269 pp., 1984.
- Simón Gómez, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69:21-97.

- Simon Gomez J I (1986) Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain Spain) *Tectonophysics* 124 37-53
- Tapponier P (1977) Evolution tectonique du systeme alpin en Mediterranee poinçonnement et écrasement rigide-plastique *Bull Soc Geol France*, 7eme ser, 19 437-460
- Tapponier P y Molnar, P (1976) Slip line field theory and large-scale continental tectonics *Nature*, 264 319-324
- Viallard P (1973) *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Iberique sud-occidentale* These Sciences, Univ Paul Sabatier, 445 pp

Recibido el 18 de marzo de 1987
Aceptado el 22 de mayo de 1987

