



DEPARTAMENT DE GEOMORFOLOGIA I TECTÒNICA
FACULTAT DE GEOLOGIA
UNIVERSITAT DE BARCELONA

ESTUDI DE LA DEFORMACIÓ EN ELS
GNEISS DEL MASSÍS DEL CANIGÓ.

MARÇ 1.984

JOSEP MARIA CASAS

JOSEP MARIA CASAS I TUSET

ESTUDI DE LA DEFORMACIÓ EN ELS
GNEISS DEL MASSÍS DEL CANIGÓ

DEPARTAMENT DE GEOMORFOLOGIA I TECTÒNICA
FACULTAT DE GEOLOGIA
UNIVERSITAT DE BARCELONA

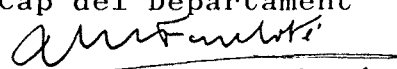
043 Cas
R. 1723


X BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

Memòria presentada pel sotasignat Josep Maria Casas i Tuset, i dirigida pel Dr. Pere Santanach i Prat, per optar al Grau de Doctor en Ciències Geològiques.

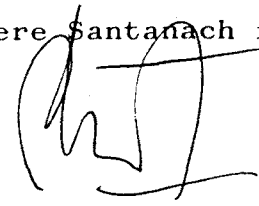
Signat: Josep Maria Casas i Tuset

Vist i Plau del
Cap del Departament


Josep Maria Fontboté i Mussoles


El Director del Treball

Pere Santanach i Prat



AGRAIMENTS

Abans de començar aquest treball vull manifestar el meu agraïment a totes aquelles persones que, d'una manera o altra, han contribuït a la seva realització.

En primer lloc a en Pere Santanach, director d'aquest treball, a qui dec la iniciació en l'estudi de la geologia del Pirineu, així com en el camp de la geologia estructural. El seu ajut i col.laboració han estat fonamentals en els diversos estadis de desenvolupament d'aquest treball, des dels seus inicis fins la revisió crítica de l'original.

A en Jordi Carreras haig d'agrair també la col.laboració i el suport que m'ha proporcionat en tot moment. A ell dec la iniciació en l'estudi de les roques milonítiques que, juntament amb el seu gran coneixement de la problemàtica dels materials hercinians del Pirineu, l'han convertit sovint pràcticament en co-director d'aquest treball.

Vull agrair també totes les hores i els esforços dedicats per en Carles Ayora a l'anàlisi i discussió d'alguns dels problemes tractats en aquesta memòria. El seu ajut ha estat fonamental en el tractament i discussió de les dades microtermomètriques.

Al professor Gérard Guitard, de la Universitat de Paris VI, amb qui he mantingut una sèrie de contactes i d'intercanvis molt positius, i a qui haig d'agrair també que vulgui formar part del tribunal que jutjarà aquest treball. El seu treball en el Canigó, i en el conjunt del Pirineu oriental, han estat per mi un punt de referència imprescindible per a dur a terme aquest treball.

Al professor J. M. Fontboté, que en tot moment m'ha proporcionat el suport necessari per a realitzar aquest treball al Depar-

tament de Geomorfologia i Tectònica d'aquesta facultat.

Així mateix al professor A. San Miguel, del departament de Petrologia i Geoquímica, que m'ha facilitat l'accés i la utilització del material de microscòpia d'aquest departament. A tota la gent de "Petro" que m'han acollit cordialment durant les periòdiques estades entre ells.

A la Dora Casas, en Jordi Trubat, Salvador Galí, Carles Ayora i Mariona Losantos, que m'han acompanyat en algunes, a vegades una mica accidentades, campanyes de camp. I a en J.C. Melgarejo que ha col.laborat en el mostreig dels filons de quars de les Esquerdes. D'una manera especial vull manifestar la meua gratitud a l'Enric Correnzana, per tots els esforços, consells i hores dedicades a la realització de gran part de les figures que il.lustren la memòria. A en J. M. Ros i a la Glòria per la seva col.laboració també en la part gràfica, i a la Núria, Montse i Roser Casas pel seu ajut en la confecció de la memòria.

A la Betty Garzón pel feixuc treball de mecanografia de l'original.

Haig de manifestar també la meua gratitud a N. Guilhaumou de l'E.N.S. de París, per la seva col.laboració en la realització de les determinacions microtermomètriques, i per les aportacions crítiques en el tractament i discussió de les dades referents a les inclusions fluïdes.

A l'Amparo Garcia per una sèrie de discussions molt profitoses sobre la problemàtica de les fàbriques de quars.

A en J. A. Muñoz, J.J. Guimerà, J.M. Vilaplana i F. Sàbat, companys de departament, pel seu ajut durant tots aquests anys, per les nombroses discussions i canvis d'impressions sovint força clarificadores, i per haver suportat estoicament les meves divagacions sobre el Canigó, els gneiss, les milonites ...

A en Jordi Trubat i en Pere Cuquerella, que han patit, a vegades, les conseqüències de l'elaboració d'aquest treball, sempre però d'una manera sofrida i resignada.

I a la Dora, que ha suportat durant aquests anys nombroses absències físiques i mentals, i que m'ha encoratjat en moments de desànim i de cansament.

I a tots aquells i aquelles que hagi pogut oblidar, el meu sincer agraïment.

D'altra banda vull fer constar el meu reconeixement al Vice-Rectorat d'Investigació d'aquesta universitat, que ha contribuït a fer possible la realització d'aquest treball (Ajuts a la Investigació 1980, 1981 i 1982), i a la C.I.R.I.T. que ha proporcionat una subvenció econòmica fonamental (beques per a la realització de tesis doctorals amb greus dificultats econòmiques, convocatòria 1983) que ha permès sufragar les despeses d'edició i de reproducció d'aquesta memòria.

Í N D E X

1. INTRODUCCIÓ	1
1.1. SITUACIÓ DE LA ZONA ESTUDIADA	1
1.2. OBJECTIUS I ESTRUCTURACIÓ DEL TREBALL.	1
2. ANTECEDENTS	4
2.1. INTRODUCCIÓ	4
2.2. ELS GNEISS DEL PIRINEU	6
2.2.1. ELS GNEISS INTERCALATS EN ELS MATERIALS PA- LEOZOICS	7
2.2.2. ELS PARAGNEISS PRECAMBRIANS	9
2.2.3. ELS GNEISS OCELLARS	10
2.3. EVOLUCIÓ ESTRUCTURAL DELS MATERIALS PREHERCI- NIANS	12
2.3.1. L'ESQUISTOSITAT REGIONAL EN ELS GNEISS I ELS MATERIALS MESOZONALS	12
2.3.1.1. RESULTATS AL PIRINEU CENTRAL	13
2.3.1.2. RESULTATS AL PIRINEU ORIENTAL	18
2.3.2. LES BANDES MILONÍTIQUES	21
2.3.2.1. LES MILONITES DELS MASSISSOS NORPIRINENCS 2.3.2.2. LES MILONITES DEL PIRINEU CENTRAL	21
2.3.2.3. LES MILONITES DEL PIRINEU ORIENTAL	23
2.3.2.3. LES MILONITES DEL PIRINEU ORIENTAL	27
2.4. EL MASSIS DEL CANIGÓ-CARANÇA	28
2.4.1. ELS GNEISS DEL CANIGÓ-CARANÇA	31
2.4.2. ORIGEN DELS GNEISS	35
2.4.2.1. ELS RESULTATS DE G. GUITARD	35
2.4.2.2. ELS TREBALLS POSTERIORS	39
2.4.3. ESTRUCTURA DEL MASSÍS	40
2.4.3.1. L'ESQUISTOSITAT REGIONAL EN ELS GNEISS I LES MEGASTRUCTURES ASSOCIADES	40
2.4.3.2. LES DEFORMACIONS TARDANES	43
2.4.4. EL METAMORFISME REGIONAL HERCINIÀ I ELS GRA- NITOIDS INTRUSIUS	45

3.	ALGUNES CONSIDERACIONS PRÈVIES	47
3.1.	CLASSIFICACIÓ I NOMENCLATURA DE LES ROQUES GNÈIS SIQUES I MILONÍTIQUES	47
3.1.1.	INTRODUCCIÓ	47
3.1.2.	LES MILONITES I LES "FAULT ROCKS", TERMINOLO- GIA I CLASSIFICACIÓ.	47
3.1.3.	SOBRE LA UTILITZACIÓ DELS TERMES MILONITA I GNEISS	50
3.2.	ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS	53
3.2.1.	INTRODUCCIÓ	53
3.2.2.	ALGUNES QÜESTIONS SOBRE LA SIGNIFICACIÓ DE L'ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS	56
3.3.	METODOLOGIA I ABREVIACIONS UTILITZADES	64
4.	LES PRIMERES FASES DE DEFORMACIÓ	67
4.1.	INTRODUCCIÓ	67
4.2.	ESTRUCTURES REGIONALS DE DEFORMACIÓ EN ELS GNEISS	67
4.2.1.	ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ	67
4.2.1.1.	ESQUISTOSITAT REGIONAL	68
4.2.1.2.	LINEACIÓ REGIONAL	68
4.2.1.3.	FLECS SINESQUISTOSOS	70
4.2.2.	MICROSTRUCTURA DELS GNEISS	70
4.2.2.1.	ELS GNEISS OCELLARS	72
4.2.2.2.	ELS GNEISS LEPTÍNICS	82
4.2.2.3.	DISCUSSIÓ	86
4.3.	ESTRUCTURES DE DEFORMACIÓ EN ELS MICASQUISTOS DE BALAIG	91
4.3.1.	ESTRUCTURES MENORS	91
4.3.1.1.	LA FASE 2	91
4.3.1.2.	LA FASE 1	92
4.3.1.3.	ESTRUCTURES PRODUIDES PER LA INTERFERENCIA DE LA FASE 2 AMB LA FASE 1	93
4.3.2.	MICROSTRUCTURA DELS MICASQUISTOS DE BALAIG	95
4.4.	DISCUSSIÓ	99
4.4.1.	COMPARACIÓ ENTRE LES ESTRUCTURES DEFORMATIVES DELS GNEISS I DELS MICASQUISTOS	99

4.4.2. LES MEGASTRUCTURES DE LES PRIMERES FASES DE DEFORMACIÓ	101
5. LES DEFORMACIONS TARDANES	106
5.1. LA ZONA MILONÍTICA SEPTENTRIONAL	107
5.1.1. LA ZONA MILONÍTICA DE FONTPEDROSA-NYER.	107
A. LES ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ	109
B. MICROSTRUCTURA	114
5.1.2. LA ZONA MILONÍTICA DE LA VALL DEL LLEC	132
5.1.2.1. ELS GNEISS DE LA COMA	132
A. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ	134
B. MICROSTRUCTURA	135
5.1.2.2. ELS GNEISS DE ST. ESTEVE	138
A. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ	138
B. MICROSTRUCTURA	141
5.1.2.3. ELS GNEISS DEL LLEC	144
A. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ	145
B. MICROSTRUCTURA	152
C. RELACIÓ ENTRE LA S_m i LA S_t en ELS - GNEISS DEL LLEC	159
5.1.2.4. RELACIÓ AMB LES MINERALITZACIONS DE LA VALL DEL LLEC	161
5.1.3. ELS PLECS POSTMILONÍTIQUES	162
5.2. LES DEFORMACIONS TARDANES FORA DE LES ZONES MI- LONÍTIQUES	165
5.2.1. PLECS I CRENULACIONS	165
5.2.1.1. LINEACIONS DE CRENULACIÓ	165
5.2.1.2. PLECS MÈTRICS	166
5.2.1.3. PLECS HECTOMÈTRICS	167
5.2.2. LES ZONES DE TRANSPOSICIÓ I LES BANDES MILO- NÍTIQUES AILLADES	169
5.2.2.1. LES ZONES DE TRANSPOSICIÓ	169
5.2.2.2. LES ZONES DE CISALLA NORMALS	171
5.2.2.3. LES ZONES DE CISALLA INVERSESES	179
5.2.3. MACROSTRUCTURA DEL MASSÍS	186
5.2.4. CONCLUSIONS	188

5.3. ELS GNEISS DE CANAVELLES-NYER	190
5.3.1. DESCRIPCIÓ	190
5.3.2. DISCUSSIÓ	194
5.4. ELS FILONS DE QUARS DE LES ESQUERDES DE ROJÀ	195
5.4.1. DESCRIPCIÓ DELS FILONS	197
5.4.1.1. EL SISTEMA DE PLANS E-W	198
5.4.1.2. EL SISTEMA DE PLANS N-S	200
5.4.2. ESTUDI DE LES INCLUSIONS FLUIDES EN QUARS	202
5.4.2.1. MORFOLOGIA I TIPUS D'INCLUSIONS	203
5.4.2.2. TEMPERATURES D'HOMOGENEITZACIÓ	205
5.4.2.3. MICROTERMOMETRIA	209
5.4.3. DISCUSSIÓ D'ALGUNES HIPÒTESIS GENÈTIQUES	211
5.4.4. EVOLUCIÓ I CARACTERÍSTIQUES DELS FILONS	215
5.5. ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS, RESUM I DISCUSSIÓ	218
5.5.1. DESCRIPCIÓ DE LES FÀBRIGUES, RESUM	218
5.5.2. DISCUSSIÓ	222
5.6. CONCLUSIONS	224
6. LA TECTÒNICA DE FRACTURA	230
6.1. INTRODUCCIÓ	230
6.2. LA FRACTURACIÓ A LA ZONA CENTRAL DEL MASSÍS	232
6.3. LA FALLA DE MENTET-FILLOLS	237
6.3.1. LES ESTRUCTURES MENORS	238
6.3.2. ELS MATERIALS DE FALLA	244
6.3.2.1. LES ROQUES DE LA SÈRIE MILONÍTICA	244
6.3.2.2. LES CATACLASITES I LES BRETJES DE FALLA	252
6.3.2.3. LOCALITZACIÓ I EVOLUCIÓ DE LES ROQUES DE FALLA	253
6.4. CONCLUSIONS	257

7. RESULTATS I CONSIDERACIONS FINALS	259
7.1. EVOLUCIÓ ESTRUCTURAL DEL MASSÍS	259
7.2. L'ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS I LES ESTRUCTURES DE DEFORMACIÓ	264
7.2.1. L'O.C.P. I ELS EPISODIS DEFORMATIUS	264
7.2.2. CONSIDERACIONS GENERALS SOBRE L'O.C.P. DEL QUARS	267
8. BIBLIOGRAFIA	270

1. INTRODUCCIÓ

1.1. SITUACIÓ DE LA ZONA ESTUDIADA

1.2. OBJECTIUS I ESTRUCTURACIÓ DEL TREBALL

1. INTRODUCCIÓ

1.1. SITUACIÓ DE LA ZONA ESTUDIADA

El massís del Canigó-Carança forma part del conjunt de massissos gnèissics que d'una manera esglaonada es troben a la zona axial del Pirineu oriental i central. Està situat al vessant francès del Pirineu català, entre les comarques del Conflent i del Vallespir. Pel nord la vall de Tet constitueix el seu límit natural; a l'oest enllaça amb Cerdanys i el Capcir; a l'est les valls de la Lentilla i de l'Ample el separen de la plana del Roselló, i pel sud la vall del Tec i els cims del Costabona i de roca Colom el separen de l'alta vall del Ter (Ripollès).

Com la resta de materials prehercinians de la zona axial, els gneiss del Canigó han sofert els efectes d'una complexa tectònica polifàsica herciniana, així com d'una sèrie d'aconteixements deformatius lligats a la tectònica alpina posterior. Presenta una megaestructura braquiantiformali esta constituït fonamentalment per un conjunt de gneiss ocellars, amb característiques litològiques comparables a les dels gneiss que formen els altres massissos de la zona axial (L'Aston-Hospitalet, Mont-Lluís, Roc de Fraussa, L'Albera).

1.2. OBJECTIUS I ESTRUCTURACIÓ DEL TREBALL

L'objectiu fonamental d'aquest treball és el reconeixement i anàlisi, a diverses escales d'observació, del conjunt d'estructures de deformació que presenten els gneiss que formen la major part del massís, per tal d'establir la seva evolució estructural.

A partir dels anys seixanta, i fins l'actualitat, el coneixement de l'estructura dels materials prehercini-ans del Pirineu, ha experimentat una sèrie d'avenços molt considerables. Ara bé, des dels treballs dels autors francesos, de finals d'aquesta dècada, no han estat massa nombrosos els estudis dedicats a l'anàlisi de la deformació en els massissos gnèissics del Pirineu oriental. La major dels treballs més moderns han dedicat l'atenció al reconeixement de les deformacions sobreimposades en els meta-sediments infrasilurians, o bé han estat consagrats a l'estudi de determinades estructures. Això plantejava la possibilitat de dur a terme un estudi dedicat específicament a determinar les característiques de la deformació en un massís gnèissic. En aquest sentit, el massís del Canigó ofereix unes condicions immillorables, tan per l'existència d'una sèrie de treballs anteriors realitzats fonamentalment per G. Guitard i que forneixen una base fonamental per el coneixement del massís, com per la seva extensió i les condicions d'aflorament. Durant la realització d'aquest treball hem hagut de modificar però lleugerament algun dels pressupòsits inicials. D'una banda la complexitat de les "deformacions postesquistoses" (en sentit ampli) en alguns sectors del massís, el fet d'haver centrat l'atenció en l'estudi d'una sèrie de qüestions fins ara poc treballades, i la utilització d'algunes tècniques de treball que requereixen una inversió de temps considerable i no proporcionen resultats fàcilment interpretables, han fet que qüestions com l'avaluació del tipus i del règim de deformació responsable de la formació de les diverses estructures planars reconegudes, la comparació entre l'evolució estructural dels gneiss i la dels materials de la cobertora, o la determinació precisa de les transformacions mineralògiques que sofreixen els gneiss lligades als diversos aconeteixements deformatius, no tinguin un tractament específic en aquest treball. Aquest conjunt

de temes entrarien doncs a formar part de les nombroses qüestions encara pendents, i que requereixen el desenvolupament de treballs posteriors, probablement més selectius i no tan diversificats com el present estudi.

Pel que fa al seu plantejament i desenvolupament, aquest treball està estructurat en tres parts fonamentals. A la primera (capítols II i III) es fa un breu repàs a l'estat actual de coneixements sobre els problemes que planteja l'estructura dels materials hercinians del Pirineu. Es fan també algunes consideracions prèvies sobre la terminologia i nomenclatura emprades, i sobre la problemàtica de les fàbriques del quars i la seva relació amb les estructures mesoscòpiques de deformació. A la segona part (capítols IV, V i VI) es descriuen les característiques de les diverses estructures de deformació reconegudes en els gneiss, a diverses escales d'observació, i es fa un intent de reconstruir la seva evolució estructural. A tall de comparació, i/o per establir determinades relacions cronològiques relatives, o per precisar les relacions amb els processos metamòrfics, es comparen les estructures dels gneiss amb les dels micasquistos o amb les d'altres roques deformades que formen part del massís. A la tercera part es discuteixen alguns dels resultats obtinguts, i es fan algunes consideracions sobre els tipus fonamentals d'orientació cristal·logràfica preferent observats en els gneiss afectats pels diversos aconeteixements deformatius.

2 ANTECEDENTS

2.1. INTRODUCCIÓ

2.2. ELS GNEISS DEL PIRINEU

2.2.1. ELS GNEISS INTERCALATS EN ELS MATERIALS PALEOZOICS

2.2.2. ELS PARAGNEISS PRECAMBRIANS

2.2.3. ELS GNEISS OCEL·LARS

2.3. EVOLUCIÓ ESTRUCTURAL DELS MATERIALS PREHERCINIANS

2.3.1. L'ESQUISTOSITAT REGIONAL EN ELS GNEISS I ELS MATERIALS MESOZONALS

2.3.1.1. RESULTATS AL PIRINEU CENTRAL

2.3.1.2. RESULTATS AL PIRINEU ORIENTAL

2.3.2. LES BANDES MILONITIQUES

2.3.2.1. LES MILONITES DELS MASSISSOS NORPIRINENCs

2.3.2.2. LES MILONITES DEL PIRINEU CENTRAL

2.3.2.3. LES MILONITES DEL PIRINEU ORIENTAL

2.4. EL MASSÍS DEL CANIGÓ-CARANCA

2.4.1. ELS GNEISS DEL CANIGÓ-CARANCA

2.4.2. ORIGEN DELS GNEISS

2.4.2.1. ELS RESULTATS DE G. GUITARD

2.4.2.2. ELS TREBALLS POSTERIORS

2.4.3. ESTRUCTURA DEL MASSÍS

2.4.3.1. L'ESQUISTOSITAT REGIONAL EN ELS GNEISS I LES MEGASTRUCTURES ASSOCIADES

2.4.3.2. LES DEFORMACIONS TARDANES

2.4.4. EL METAMORFISME REGIONAL HERCINIÀ I ELS GRANITIDS INTRUSIUS

2. ANTECEDENTS

2.1. INTRODUCCIÓ

A grans trets l'estructura dels materials prehercinians del Pirineu es caracteritza per: a) presència d'una sèrie de massissos gnèissics, formats fonamentalment per gneiss ocellars, amb una geometria en forma de dom i alineats WNW-ESE aproximadament, b) existència d'una tectònica polifàsica complexa, associada a la formació com a mínim d'una esquistositat dominant en el conjunt de materials prehercinians, c) orientació E-W a WNW-ESE de les estructures de plegament més evidents cartogràficament, d) presència d'un conjunt de bandes milonítiques, especialment desenvolupades en els materials mesozonals, i e) existència d'una sèrie de cossos de granitoids intrusius, sovint amb una geometria estratiforme, que tallen les principals estructures deformatives hercinianes (esquistositat regional) (CARRERAS i SANTANACH, 1983, b).

A partir dels anys seixanta s'han dut a terme nombrosos treballs dedicats fonamentalment a l'estudi de les dues primeres qüestions, és a dir, l'estudi dels gneiss i l'establiment de la successió de les fases deformatives hercinianes. Els resultats obtinguts però difereixen força segons els sectors estudiats, i fan difícil l'elaboració d'un model global vàlid per a tot el Pirineu. D'altra banda a partir dels anys setanta aquests treballs han estat complementats amb una sèrie d'estudis dedicats a analitzar les bandes milonítiques i la seva significació regional. Paral·lelament s'han desenvolupat també una sèrie de treballs monogràfics sobre la petrologia i l'estructura dels massissos de granitoids intrusius. Aquest conjunt de treballs proporciona una quantitat d'informació considerable sobre les característiques estructurals de l'hercinià del Pirineu. Malgrat això

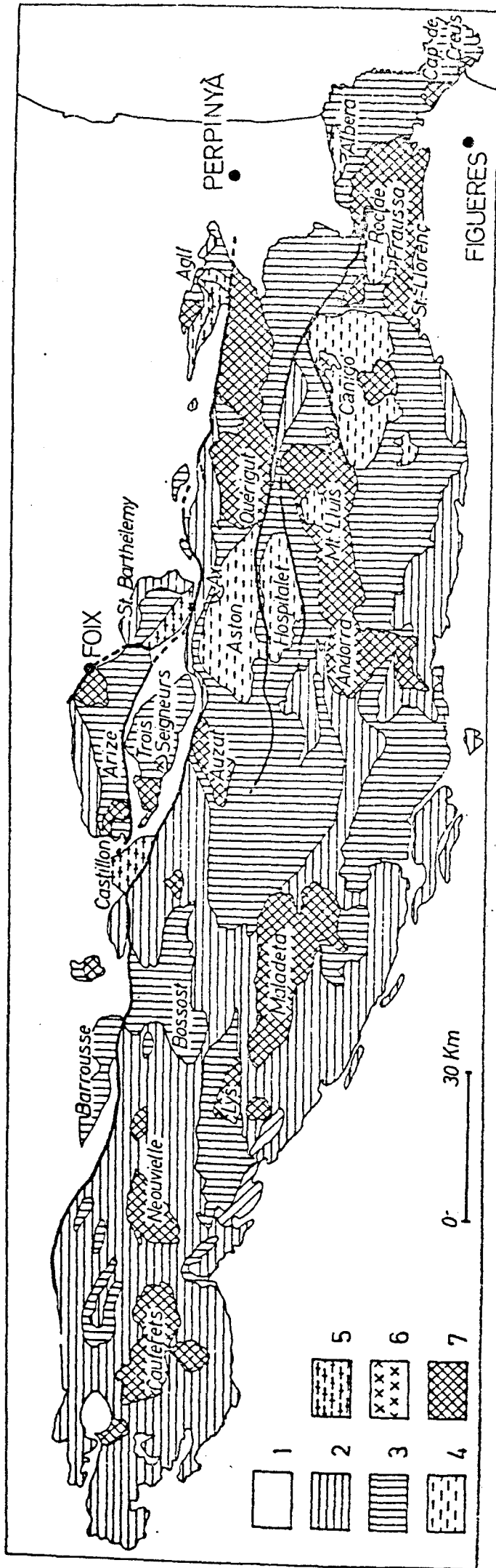


Fig. 1. Mapa geològic de les principals unitats litològiques prehercíniques del Pirineu (segons CARRERAS et al., 1979): 1: materials posthercínians; 2: siluriana, devoniana i carbonífer pretectònic; 3: materials Cambro-ordovicians; 4: gneiss ocellars; 5: gneiss en fàcies granulfa; 6: leucogranits intrusius; 7: granits i granodiorites intrusius.

continua sent impossible construir un esquema que integri d'una manera coherent tots els resultats obtinguts. Els principals punts de desacord entre les interpretacions proposades pels diferents autors, o grups d'autors, fan referència a : a) l'origen de les sèries de gneiss i la seva relació amb els termes més inferiors de la sèrie paleozoica; b) els mecanismes de formació de l'esquistositat regional, la disposició inicial d'aquesta estructura, i la seva relació amb megastructures sincròniques, c) influència de la tectònica alpina en la formació de les estructures "postesquistoses", i la possible edat alpina de les bandes milonítiques.

2.2. ELS GNEISS DEL PIRINEU

Una gran part dels materials prehercinians del Pirineu estan formats per roques de tipus gnèissic. En aquest apartat deixaré de banda els ortogneiss derivats de deformacions milonítiques localitzades (v. 2. 3.2), i els paragneiss resultat del metamorfisme d'alt grau dels metasediments cambroordovicis (esquistos quars-feldspàtics amb sillimanita). Comentaré tan sols alguns dels diversos tipus de roques gnèissiques que adquireixen aquest caràcter durant les principals fases deformatives sinquistoses hercinianes. Des d'un punt de vista descriptiu i considerant també les condicions d'aflorament, aquestes roques es poden agrupar en tres categories:

- a) Orto i paragneiss que formen petits cossos intrusius o concordants amb els termes més inferiors de la sèrie sedimentària infracaradociana.
- b) Paragneiss, localment en fàcies granulita, que afloren sobretot en els massissos nordpirinencs.
- c) Gneiss ocellars, fonamentalment ortoderivats, que formen el nucli d'una sèrie de doms esglaonats al llarg de la zona axial.

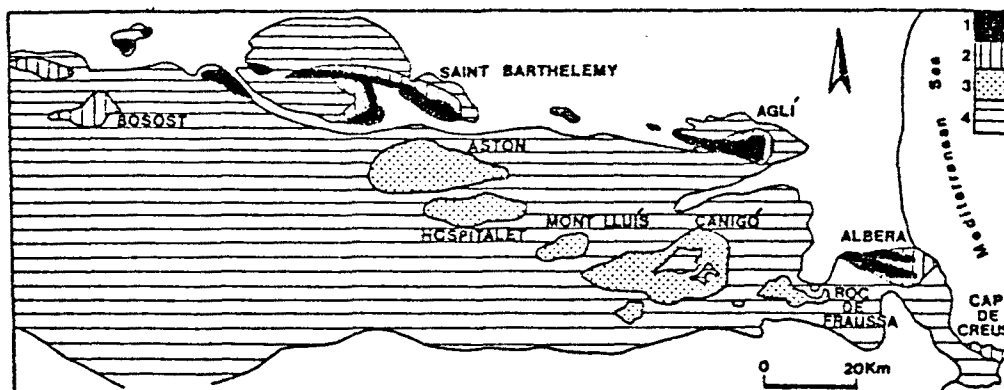


Fig. 2. Els massissos gnèissics del Pirineu (segons FONTEILLES i GUITARD, 1977, modificat a CARRERAS i SANTANACH, 1983 a)
 1: paragneiss parcialment en fàcies granulita; 2: zona peria
 natèctica; 3: ortogneiss; 4: cobertura paleozoica.

2.2.1. ELS GNEISS INTERCALATS EN ELS MATERIALS PALEOZOICS

Intercalats entre els materials més inferiors de la sèrie sedimentària paleozoica hi ha un conjunt molt variat de roques de tipus gnèissic. Són nivells interestratificats o que tenen un contacte intrusiuique en tot cas formen cossos de dimensions relativament reduïdes. La relació d'aquest conjunt de roques entre elles i amb les roques encaixants és difícil d'establir, ja que presenten una certa varietat mineralògica i han estat interpretats de diversa manera. La seva característica comuna és la localització dins la sèrie estratigràfica.

a) Els "gneiss granulés"

Estan formats per grans arrodonits de feldspat, albïta principalment, de dimensions variables inclosos en una matriu quars-pelítica. No tenen caràcter "ocel·lar". Formen nivells discontinuos interestratificats entre els materials més inferiors de la sèrie paleozoica. Són especialment abundants al vessant sud del Canigó i de Carançà (GUITARD i LAFFITTE, 1956; CAVET, 1957; GUITARD, 1970; SANTANACH, 1972). Segons GUITARD i LAFFITTE (1956) i GUITARD (1970) provenen de la deformació de roques vulcano-sedimentàries interestratificades enmig d'una sèrie pelítica marina. Aquests materials presenten accentuats canvis laterals de fàcies cap a materials detrítics més grollers, fins i tot a conglomerats, als voltants d'Espinabell (SANTANACH, com. per.) la qual cosa confirmaria l'origen paraderivat d'aquests gneiss.

b) Els "porfiroides"

Són gneiss leucòcrates que formen nivells discontinuos intercalats també en els materials infracaradocians. Estan formats per porfiroclastos de quars i d'albïta enmig d'una matriu quars-pelítica o quars-feldspàtica. Afloren sobretot al vessant nord del Canigó (voltants d'Oleta) i, en detall, presenten una litologia més variada que els gneiss granulés; segons GUITARD (1970) però deriven també de roques de tipus vulcanosedimentari.

c) Els gneiss del Port de la Selva

Es tracta d'una formació de gneiss leucòcrates que, a diferència dels tipus anteriors, presenta contactes intrusius amb les metapelites que els envolten (RAMIREZ, 1983). Segons aquest autor deriven d'una roca ígnia "porfiroide" de composició granítica, emplaçada

amb anterioritat a les principals fases deformatives hercinianes.

La dificultat per relacionar aquestes roques amb les altres formacions gnèssiques intercalades en els materials infracaradocians, impedeix de moment establir tant les característiques com l'edat de l'episodi magmàtic responsable de la formació d'aquest cos intrusiu.

2.2.2. ELS PARAGNEISS PRECAMBRIANS

Són un grup de gneiss que no ocupen tampoc extensions massa considerables, però que per les seves característiques constitueixen un grup apart. Es tracta de paraganeiss, sovint amb paragènesis complexes, que afloren en els massissos nordpirinencs (l'Aglí, Sant Barthélemy, Trois Seigneurs, Castillon, etc) i en algun dels massissos de la zona axial (l'Albera). En la major part d'aquests massissos són la unitat litològica més profunda observable. Són força heterogenis, i poden estar associats a gneiss ocellars (Albera, AUTRAN et al 1966) o bé presentar intercalacions carbonàtiques, calco-silicatades o amfibòliques. Són interpretats com a paraganeiss derivats de grauvaques o de roques vulcano-sedimentàries que formarien part d'un antic sòcol precambrià afectat pel metamorfisme meso a catazonal hercinià. (FONTEILLES, 1970; GUITARD, 1977; ZWART, 1979). Aquesta interpretació és reforçada per les datacions radiomètriques dels paraganeiss de l'Aglí, que proporcionen una edat de 580 m. a. (VITRAC i ALLEGRE, 1971). D'altra banda la presència de distena relicte en aquests materials és interpretada per diversos autors com la prova de que aquests materials haurien sofert un aconeteixement metamòrfic anterior a l'hercinià. Segons FONTEILLES (1970), ROUX (1977), ZWART (1979) i PASSCHIER (1982) el metamorfisme hercinià, de fet, reequilibraria associacions minerals anteriors re-

sultat probablement d'un metamorfisme precambrià (amb hiperstena i distena formades en condicions de grau mig dins la fàcies granulita.

2.2.3. ELS GNEISS OCEL.LARS

Una de les característiques fonamentals de la zona axial del Pirineu és la presència d'una sèrie de domos formats per gneiss fonamentalment ocel.lars (Aston, Hospitalet, Mont-Lluís, Carançà, Canigó, Roc de Fraussa, Albera). A partir dels anys seixanta, un cop superades les hipòtesis metasomàtiques, els investigadors que han treballat en aquests massissos coincideixen en considerar que la major part d'aquests gneiss deriven de granits prehercinians, deformats durant les principals fases sinesquistoses hercinianes. Ara bé, els diversos autors no coincideixen a l'hora de determinar l'origen d'aquests granits, ni per tant en determinar la seva edat ni la seva significació geodinàmica. En aquests moments hi ha tres interpretacions pel que fa a l'origen d'aquests gneiss:

- a) els gneiss deriven de granits ordovicians emplaçats abans de l'orogènia herciniana.
- b) els granits inicials formaven un sòcol precambrià sobre el que s'haurien dipositat els materials paleozoics.
- c) es tracta de granits sincinemàtics emplaçats diapíricament durant les primers fases deformatives hercinianes.

Els massissos gnèissics del Pirineu Central (L'Aston i l'Hospitalet) han estat estudiats fonamentalment pels geòlegs holandesos (ZWART i col.laboradors), i més recentment pels geòlegs de Toulouse (SOULA fonamentalment).

Segons ZWART (1965) els gneiss de l'Aston estan

en contacte amb diferents nivells litostratigràfics de la sèrie cambro-ordoviciana. Això juntament amb el contacte net que presenten amb els metasediments propers (ZWART, 1968), fan pensar a aquest autor que deriven d'un granit que intruïria abans de l'orogènia herciniana. Les datacions realitzades per JÄGER i ZWART (1968) proporcionen una edat ordoviciana per aquests materials (475 m. a.), la qual cosa confirmaria la hipòtesi d'un granit ordoviciana intrusiu.

Aquesta interpretació no és aplicable, segons alguns autors francesos, als massissos gnèissics més orientals : Canigó-Carança, Roc de Fraussa i l'Albera. En aquests massissos, tot i que la major part dels gneiss són ortogneiss procedents d'una roca ígnia preherciniana, hi ha també nivells de gneiss leptínics i de gneiss leucocràtics interpretats com a paraderivats. Segons AUTRAN et al. (1966) a l'Albera aquests nivells constitueixen la base de la cobertora, i són discordants sobre els gneiss ocellars i els paragneiss precambrians. Al Canigó GUITARD (1970, 1977) desciu també la presència d'una sèrie de gneiss "de transició" per damunt dels gneiss ocellars. Segons aquest autor aquests gneiss marcarien un límit de primer ordre entre un sòcol precambrià (gneiss ocellars) i els materials paleozoics, i juntament amb uns nivells de marbre ("marbre de base") formarien la base de la sèrie cambriana discordant damunt d'aquest sòcol. Les datacions radiomètriques realitzades al Canigó també donen suport a aquesta hipòtesi. VITRAC i ALLEGRE (1971, 1975) obtenen una edat de 550 m.a. per els gneiss del Canigó. Aquesta edat confirmaria la hipòtesi de GUITARD (1970) segons la qual els ortogneiss deriven de granits tardans lligats a l'orogènia cadomiana. Aquests granits formarien un sòcol recobert per materials d'alteració o per productes volcànics i/o vulcano-sedimentaris que marcarien la base de la transgressió cambriana ("gne-

iss de transició").

Recentment SOULA (1982) ha proposat una altra interpretació per l'origen dels gneiss ocellars. A partir de l'estudi dels massissos de l'Aston i l'Hospitalet, aquest autor considera que els gneiss representen granits sincinemàtics de la principal fase deformativa herciniana (D2). Estableix aquesta hipòtesi a partir de la disposició de l'esquistositat regional i dels plecs associats als voltants dels doms gnèissics, i a partir de la reinterpretació de les relacions entre l'esquistositat regional, el metamorfisme regional hercinià i el metamorfisme de contacte associat als granitoids intrusius "tardans". Segons SOULA la formació de l'esquistositat regional en els gneiss i els materials propers és sincrònica amb el clímax regional, i coincideix també amb el desenvolupament del metamorfisme de contacte. Aquest és un argument fonamental per explicar l'origen diapíric dels gneiss, anàlogament a l'emplaçament dels plutons de granits "tardans" (Querigut, Millas, et). De tota manera en els treballs publicats per aquest autor aquest sincronisme no queda prou demostrat

2.3. EVOLUCIÓ ESTRUCTURAL DELS MATERIALS PREHERCINIANS

Els gneiss ocellars i els materials mesozonals propers presenten com a mínim una esquistositat dominant (regional). Aquesta estructura és aproximadament paral·lela al contacte gneiss/ esquistos, té un cabussament suau a les parts centrals dels doms gnèissics que s'accentua progressivament cap als marges d'aquests. Els diversos autors, o grups d'autors, que han treballat al Pirineu han proposat diverses interpretacions per explicar la gènesi i la disposició de l'esquistositat regional.

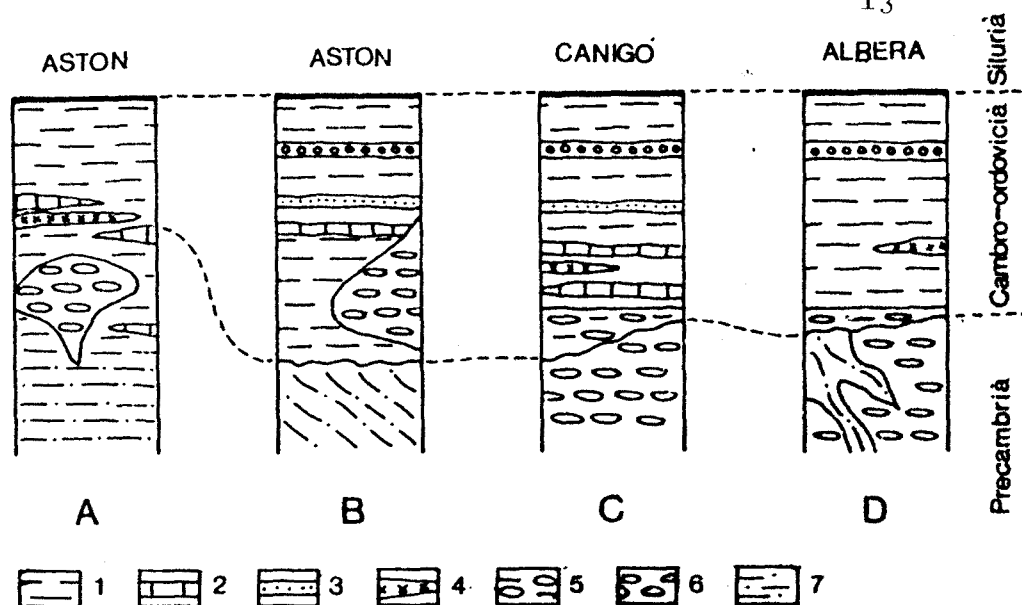


Fig. 3. Esquema de la posició i la significació dels diversos grups gnèissics del Pirineu. A) Segons SOULA; B) Segons ZWART; C) i D) Segons GUITARD et al. 1: materials pelítics; 2: marbres; 3: quarsites; 4: roques vulcano-sedimentàries; 5: paragneiss (gneiss leptínics); 6: ortogneiss (gneiss ocellars); 7: paragneiss parcialment en fàcies granulita. (B,C i D Segons CARRERAS i SANTANACH, 1983 a, modificat).

2.3.1.1. RESULTATS AL PIRINEU CENTRAL

ZWART (1968, 1979) proposa un esquema global per a l'evolució estructural dels materials paleozoics d'ambdós vessants del Pirineu central. Segons ZWART (1968): a) l'esquistositat regional dels gneiss i del conjunt de materials prehercinians és resultat de la primera fase deformativa herciniana (fase principal, F1), b) durant aquesta fase es diferencien dos dominis estructurals sincrònics, infraestructura i supraestructura. A la infraestructura l'esquistositat té un cabussament suau i està associada a plects menors de pla axial subhoritzontal i a lineacions E-W. A la supraestructura l'esquistositat és subvertical o té un fort cabussament i pot estar associada a estructures de gra escala (antiformes i sin-formes) també E-W, c) el límit entre ambdós dominis no és estratigràfic, sinó que és funció del grau metamòr-

fic dels materials, d) una segona fase dóna lloc a plects menors subhoritzontals N-S tan sols a la Infraestructura. Es forma una S2 nova o bé és produeix una reorientació dels plans S1, e) les fases postesquistoses (F3 i F4) són responsables de la formació de plects de pla axial subvertical i tenen poca influència en la disposició de les estructures de F1. El metamorfisme regional començaria durant la F1 i el clímax es produiria aproximadament al voltant de la F3. En aquest esquema evolutiu els cossos de granitoids tardans són considerats com a cossos intrusius emplaçats durant la F4 aproximadament.

Aquest esquema és discutit per alguns autors francesos. SEGURET i PROUST (1968) i MATTE (1969) no accepten l'existència de dos dominis estructurals sincrònics ben diferenciats. Opinen que la disposició subver-

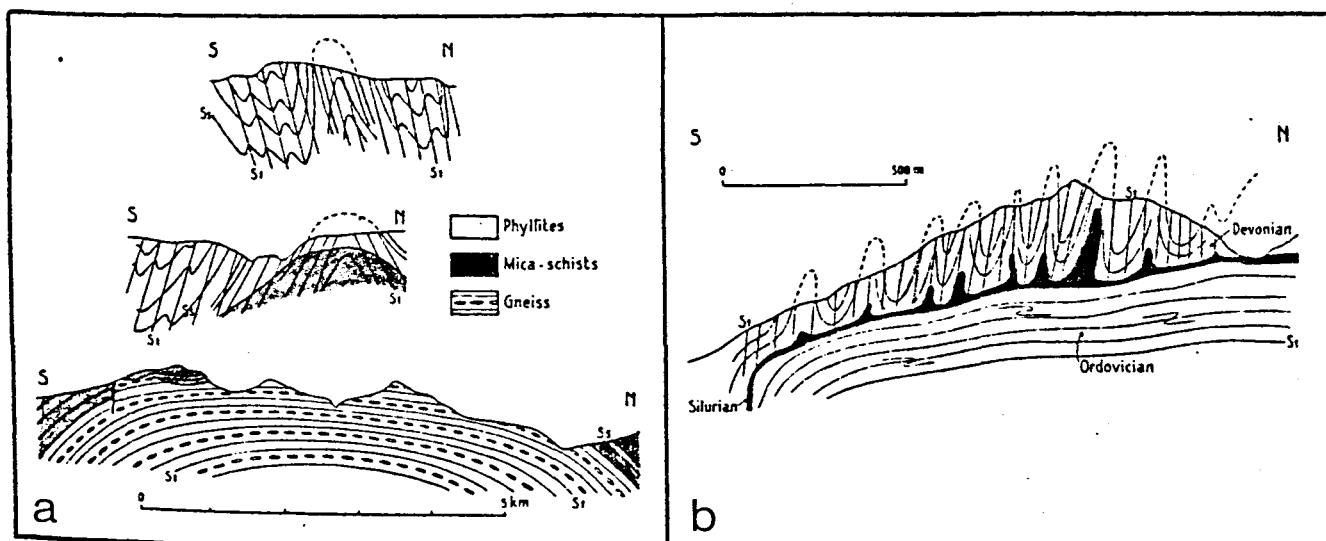


Fig. 4. A) Transició entre la infraestructura i la supraestructura al massís de l'Hospitalet (ZWART, 1963).

B) Infraestructura i supraestructura al dom de Bossost (KLEINSMIEDE, 1960).

tical de la S1 és deguda als efectes de les fases posteriors (F3), que pleguen aquesta estructura o bé originen la formació d'una S3 subvertical que pot transposar localment l'esquistositat regional. Per aquests autors l'esquistositat regional tindria una disposició inicial subhoritzontal en tots els materials paleozoics. Més a més opinen que la segona fase és present en tots els materials fins el Carbonífer i que dona lloc a una S2 també subhoritzontal. Aquests autors anomenen S1-2 a l'esquistositat regional degut a la dificultat per diferenciar sovint ambdues estructures sobre el terreny.

Posteriorment, tot i que no accepta les conclusions dels autors francesos, ZWART (1979) ha posat en dubte el seu esquema inicial. Considera que la sincronia de la infraestructura i la supraestructura no està prou provada, al mateix temps admet que la geometria antiformal dels domos pot ser deguda en part a l'acció dels plecs postesquistosos E-W. Descriu també plecs anteriors a l'esquistositat regional (plecs preesquistosos) que tenen una orientació força variable.

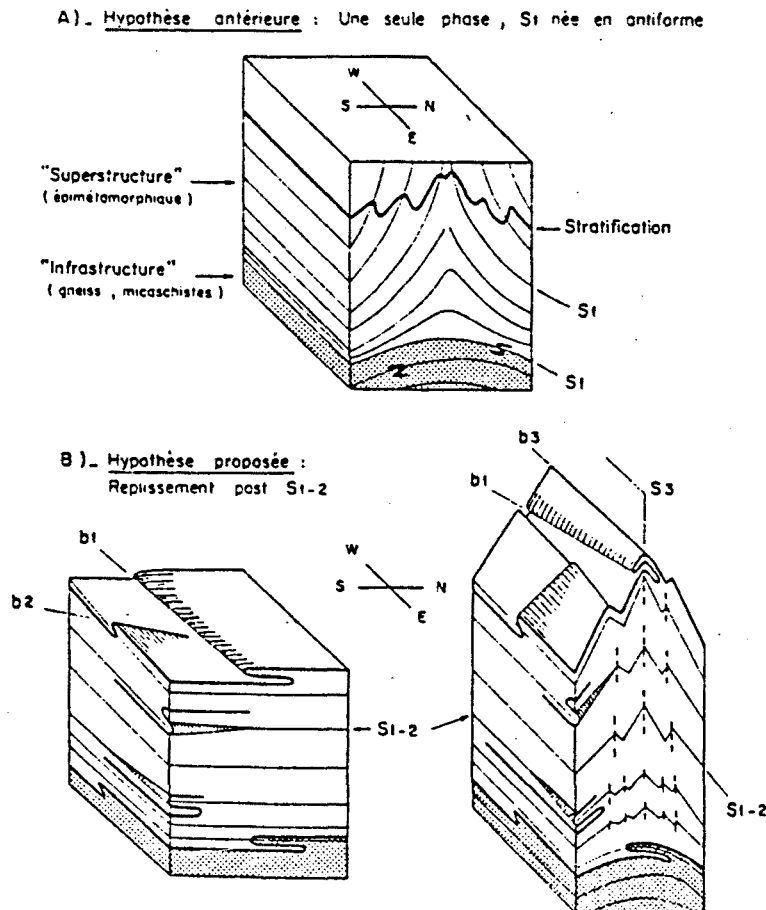


Fig. 5. Comparació entre els esquemes proposats per ZWART (A) i SEGURET I PROUST (B), segons SEGURET I PROUST (1968).

SOULA (1982) ha proposat una altra interpretació diferent. Aquest autor estableix una seqüència de quatre fases deformatives la segona de les quals aniria associada a la formació de l'esquistositat regional (S2). Aquesta fase tindria caràcter sinmetamòrfic i produiria les megastructures actualment observables (doms gneissics). La S2 tindria una disposició originàriament variable al voltant dels doms (N-S als extrems i E-W a les zones centrals). Aquests canvis de direcció s'acompanyen per canvis de cabussament de la S2. Més a més es produeix un augment progressiu de la intensitat de la deformació en els materials més propers als doms gneissics. Aquestes variacions serien segons SOULA característiques singenètiques de l'esquistositat, i es produirien també al voltant dels massissos de granitoids. El metamorfisme regional coincidiria amb el desenvolupament del de contacte al voltant d'aquests cossos.

Tot això fa suposar aquest autor que la formació de l'esquistositat regional està controlada per l'emplaçament diapíric simultani dels gneiss i dels granitoids, durant un episodi compressiu N-S.

A partir de l'estudi detallat de l'acabament occidental del massís de l'Aston, VERHOEF et al. (en premsa) proposen encara una altra interpretació. Aquesta presenta notables diferències tant amb l'esquema clàssic de ZWART com amb els altres models que acabo de comentar. VERHOEF et al. (en premsa) reconeixen quatre aconteixements deformatius fonamentals i reinterpreten la concepció de ZWART sobre les relacions entre la infraestructura i la supraestructura pel que fa a la disposició de l'esquistositat. Segons aquests autors en els materials poc o feblement metamòrfics les estructures observables són de F1. La S1 és deformada progressivament per les fases

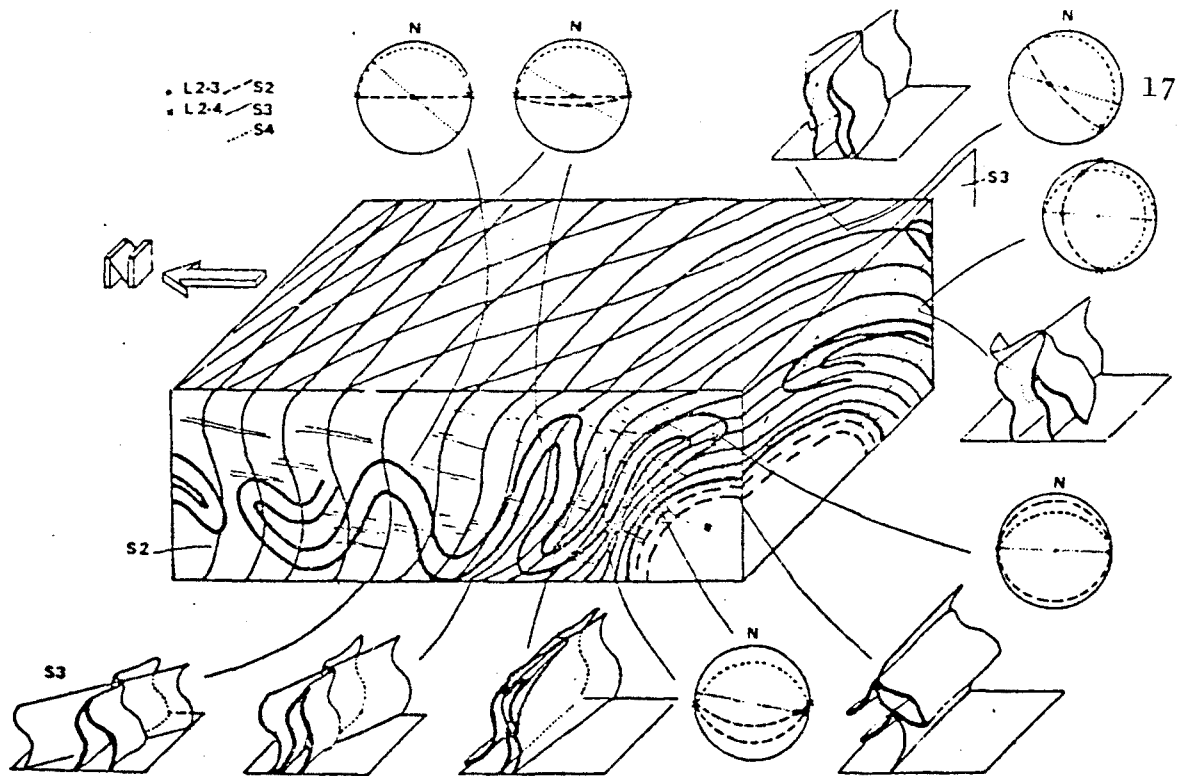


Fig. 6. Canvis en la geometria i en la intensitat de la deformació de l'esquistositat regional als voltants dels doms gnèissics i dels massissos granítics (SOULA, 1982).

2 i 3 en els materials de és alt grau metamòrfic, gneiss i materials mesozonals propers. Aquests presenten una evolució més complexa, ja que les estructures dominants són combinació de les fases 2 i 3. La F2 produiria l'esquistositat S2 que s'originaria en forma de dom, associada a un sistema de plects d'orientació variable (d'ENE-WSW a NNE-SSW) i de pla axial també amb cabussament variable. La F3 fóra responsable de la formació d'una S3 subhoritzontal com a resultat d'un escurçament subvertical, que accentua a la vegada la forma de dom. Dos sistemes de plects i crenulacions representarien les deformacions tardanes. No queda clara la influència de la F1 en els gneiss. Les principals diferències amb el model defensat abans pels autors holandesos són: a) les estructures subhoritzontals al voltants dels doms gnèissics són més joves que les subverticals i no pas sincròniques, és a dir a la infraestructura l'esquistositat dominant és una estructura de F2-F3 i no de F1, b) el clímax metamòrfic és anterior a la formació de la S3 subhoritzontal.

2.3.1.2. Resultats al Pirineu Oriental

Malgrat que no han estat proposats una sèrie d'esquemes evolutius tan radicalment oposats per explicar l'estructura dels materials d'aquest sector del Pirineu, la correlació entre els resultats dels diferents autors també és una qüestió complexa.

Força esquemàticament es poden establir tres episodis principals: un primer anomenat "preesquistós", l'episodi sinesquistós principal i un tercer postesquistós o "tardà".

Diversos autors coincideixen en assenyalar l'existència de plecs anteriors a l'esquistositat regional (GUITARD, 1962, 1970; SANTANACH, 1972; LLAC, 1973 b; LAUMONIER i GUITARD, 1978). Encara que les característiques geomètriques i les dimensions d'aquests plecs no queden massa ben establertes, alguns dels autors opinen que es tracta de plecs poc apretats i sense estructures penetrants associades. Sovint són considerats com els responsables de la dispersió que presenten les estructures sinesquistoses posteriors.

Durant l'episodi sinesquistós es formaria l'esquistositat regional en els gneiss i els materials meso o epizonals de la cobertura. Segons els sectors considerats la formació de l'esquistositat està associada a un o bé a dos sistemes de plecs, en general isoclinals i asimètrics. La seva orientació és força variable. Al massís dels Aspres, que forma la cobertura nord-est del Canigó, LLAC (1969) descriu dues fases responsables de la formació de la S regional (S1-2) La F1 queda mal caracteritzada, mentre que la F2 produiria plecs NE-SW a N-

S amb una vergència cap a l'est i formaria estructures de grans dimensions. En els materials infracaradocians del vessant nord del Canigó LAUMONIER i GUITARD (1978) consideren que la S regional és una estructura de F3, i que estaria associada a plecs amb una orientació molt variable (NE-SW a WNW-ESE). No descriuen plecs de gran escala d'aquesta fase. D'altra banda a la cobertora occidental del massís, LLAC (1973b) descriu plecs sinesquistosos hectomètrics de F1 vergents cap al E-NE, i SANTANACH (1972) opina que en tot cas la vergència dels plecs hectomètrics NW-SE, associats a la formació de l'esquistositat dominant, és cap al sud. En els materials de la zona central dels massís (micasquistos de Balaig) CASAS (1978) descriu dues fases sinesquistoses. D'aquestes la F2 fóra la més evident i la que produiria megaestructures, vergents en tot cas cap al S-SW. En el sector més oriental, Cap de Creus, CARRERAS (1973) considera que els plecs de la fase sinesquistosa principal (F1) tenen una direcció NNW-SSE, mentre que LLAC (1973a) opina que en un sector força proper, vessant oriental de l'Albera, els plecs sinesquistosos tenen una direcció mitjana NOSO. Pel que fa referència als gneiss, l'esquistositat regional en aquests materials és paral·lela a l'esquistositat dominant en els metasediments propers (S3 de LAUMONIER i GUITARD, 1978; S1 de SANTANACH, 1972). Els gneiss mostren però aparentment una evolució estructural més senzilla ja que : a) poques vegades s'hi reconeixen estructures anteriors a la S regional, tret d'alguns petits plecs preesquistosos (GUITARD, 1962, 1970), b) a diferència dels materials de la cobertora, les estructures lineals associades a la S regional tenen en general una orientació NE-SW força constant (GUITARD, 1970; LAGARDE, 1978; CASAS; 1978). Ara bé, segons GUITARD (1970, 1976, 1977) i AUTRAN i GUITARD (1969) la fase sinesquistosa principal va associada, en el massís del Canigó i del Roc de Frau-ssa, a la formació de grans plecs tombats en els què

hi són involucrats els gneiss ocellars. Es tractaria de plecs amb el flanc invers conservat, de dimensions quilomètriques i amb vergència no massa ben determinada (v. 2.4.3.1.).

A tall de resum i força esquemàticament es pot dir que, malgrat aquestes diferències, els diversos autors coincideixen en considerar que: a) l'esquistositat regional està associada a una tectònica tengencial que produiria un o dos sistemes de plecs isoclinals i fortament asimètrics, b) l'esquistositat regional s'hauria format prop de l'horitzontal i la seva disposició actual seria conseqüència de les deformacions posteriors, c) la formació d'aquesta estructura es produeix en unes condicions de metamorfisme progressiu, el clímax del qual sol ser-ne posterior. D'altra banda les principals diferències entre les interpretacions dels diferents autors fan referència a : a) orientació dels plecs sinquistosos, b) nombre de fases involucrades en la formació de la S regional, i c) vergència dels plecs menors i de les megastructures associades a la seva formació.

En detall les fases deformatives posteriors, també anomenades "tardanes" o "postesquistoses" presenten una cronologia complexa. Així LAUMONIER i GUITARD (1982) descriuen quatre fases posteriors a la S3 en el "sinclinal" de Vilafranca, i RAMIREZ (1983) en descriu cinc en els materials dels voltants del Port de La Selva. En conjunt però: a) aquestes fases són les responsables de la disposició de la S regional, b) produeixen plecs de pla axial força redreçat o subvertical i una esquistositat de fractura o de crenulació, c) la interferència d'alguns d'aquests sistemes de plecs origina la formació d'antiformes o sinformes cònics (GUITARD, 1970, SANTANACH, 1972; CARRERAS, 1973), i d) la dispersió que presenten en general els plecs postesquistosos és resultat de diversos sistemes de plecs formats durant el mateix episodi

(CARRERAS i SANTANACH, 1983 b).

2.3.2. LES BANDES MILONÍTIQUES

La presència de bandes milonítiques en els materials de la zona axial havia estat observada ja fa temps per diversos autors (RAGUIN, 1933; ZWART, 1958; GUITARD, 1958; FONTBOTÉ et al., 1958). De tota manera sovint aquestes estructures eren considerades conjuntament amb d'altres típicament de fractura; fet que fins fa poc temps ha dificultat de precisar la seva edat i significació estructural. . A partir dels anys setanta, les estructures milonítiques han començat a ser considerades prou importants com per ser tractades separatament de l'estudi de les roques i processos de fractura.

2.3.2.1. Les milonites dels massissos nordpirinencs

Segons PASSCHIER (1982) les principals estructures deformatives hercinianes del massís de Sant Barthélemy, són resultat d'una deformació milonítica associada a un important encavalcament NW-SE que cabussa cap al NE. Aquesta deformació afecta a una part dels gneiss en fàcies granulita i als cossos de migmatites i de roques ígnies producte del metamorfisme regional hercinià. Segons aquest autor la deformació milonítica es produeix posteriorment al clímax metamòrfic regional, en unes condicions equivalents a les de la part alta de la fàcies esquistos verds (estabilitat de la biotita). L'esquistositat milonítica té una orientació E-W a NW-SE i la lineació associada una direcció NNW-SSE amb un fort cabussament cap al Nord. Les dades meso i microestructurals indiquen que la milonitització està associada al moviment de l'encavalcament principal, i a una sèrie de zones de cisalla de dimensions variables amb una disposició i un moviment comparables a les d'aquest gran accident.

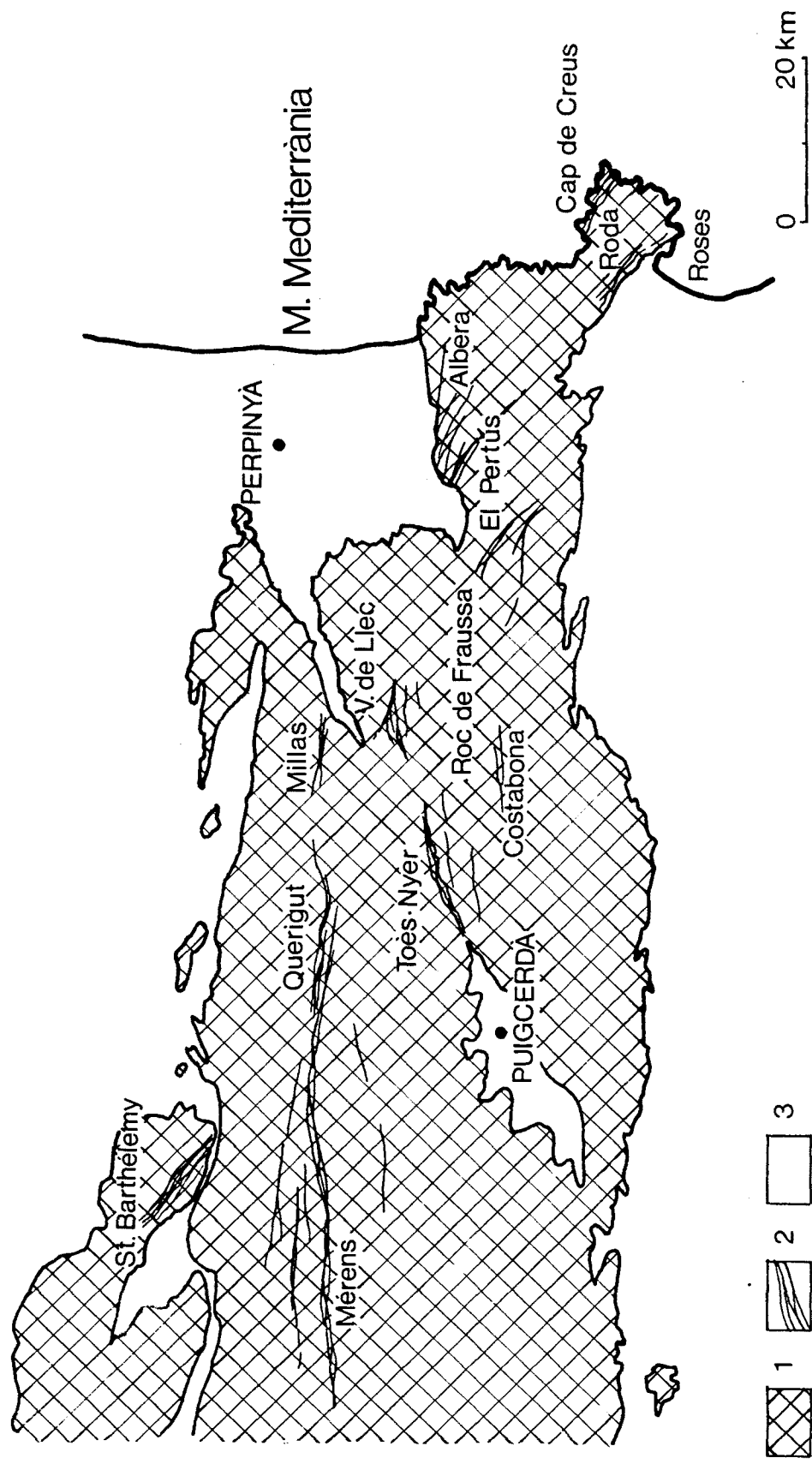


Fig. 7. Situació de les principals zones milonítics del Pirineu. 1: materials prehercinians; 2: bandes milonítics; 3: materials posthercinians.

Un procés de deformació continua, en unes condicions cada cop més superficials, provocaria la formació d'una sèrie de bandes d'ultramilonites i de pseudotaquilites, estretes i allargades, disposades també paral·lelament a l'encavalcament principal. Les condicions metamòrfiques i la similitud amb altres zones de característiques semblants, fan suposar a aquest autor que la formació de les milonites és un aconteixement relacionat amb una fase herciniana posterior al clímax del metamorfisme regional. No troba però una relació entre aquestes milonites i cap sistema de plecs tardans.

Al massís de l'Aglí segons GUITARD, (com pers.) alguns dels gneiss que formen el complex inferior (gneiss de Belesta) estan afectats per una deformació milonítica, produïda en condicions retrògrades i que és posterior a la formació de l'esquistositat regional.

2.3.2.2. Les milonites del Pirineu Central

RAGUIN (1933) ja descriu una sèrie de "dislocacions" i de zones milonítiques a l'interior del massís granític de Querigut, orientades E-W i amb un fort cabussament. Descriu també la milonitització dels gneiss de l'Aston deguda a la "falla" de Mérens. Atribueix una edat alpina a aquestes estructures, formades com a resultat d'un escurçament N-S. ZWART (1958) precisa les característiques de la falla de Mérens i opina que és una falla inversa dúctil, que cabussa cap al nord i que presenta lineacions N-S també amb un fort cabusament cap al nord i plecs paral·lels a aquesta lineació. No entra en consideracions sobre l'edat d'aquest accident. En un treball posterior (ZWART, 1979) suggereix que podria tractar-se d'una estructura herciniana que actués també durant el cicle alpi. D'altra banda VERHOEF et al. (en premsa) sense explicitar cap argument consideren que

la falla de Mérens tindria una edat alpina.

Les milonites del Pirineu central han estat també estudiades pels geòlegs de Toulouse. Segons SOULA i BESSIERE (1980) i LAMOUROUX et al. (1980 i 1981) les principals zones milonítiques que afecten els massissos de l'Aston, Bassiés, etc tindrien una edat alpina o com a mínim havien actuat durant el cicle alpi. Distingeixen dues generacions d'estructures milonítiques subverticals: un sistema "longitudinal" associat a accidents ben coneguts (falles de Mérens, Nordpirenaica, etc) orientat E-W a N 120, i una sèrie de zones milonítiques "oblíques", de dimensions més reduïdes i orientades NW-SE. Aquests autors descriuen dues paragènesis sincinemàtiques associades a les zones longitudinals: una d'alta temperatura (amb biotita i quars i a vegades sillimanita), i una de baixa temperatura (amb quars, clorita, moscovita, epidota i albita). A les zones obliques tan sols reconeixen la segona paragènesi. Segons LAMOROUX et al. (1980, 1981) a més els materials posthercinians del Pirineu estan afectats per les zones longitudinals (materials mesozoics afectats per les falles dels Banys d'Arles i per la Nordpirenaica). A partir d'aquestes observacions suggereixen l'existència de dues generacions de milonites: 1) les zones longitudinals es formarien durant l'hercinià, tindrien un moviment de direcció fonamentalment sinistre i produirien les associacions d'alta temperatura, i 2) les zones obliques sincròniques amb les associacions de baix grau, tindrien també un moviment sinistre i es formarien durant la compressió alpina. Serien sincròniques a la reactivació de les primeres milonites formades. Cal notar però que segons BLES i GROS (1980) les falles NW-SE que travessen el massís de Bassiés són falles de direcció dextres, formades sota una compressió NNE-SSW. Aquestes falles corresponen a les zones "oblíques" de LAMOUROUX et al (1981) i formen part d'un conjunt d'es-

estructures típiques de fractura que afecten el granit de Bassiés i que s'agrupen en quatre direccions principals.

SAILLANT (1982) ha realitzat un estudi detallat de la falla de Mérens i de les estructures associades des del Pirineu central fins l'oriental. Les conclusions d'aquest autor són radicalment diferents a les dels geòlegs de Toulouse pel que fa a l'edat i cinemàtica d'aquest accident.

Segons SAILLANT la falla de Mérens és un accident tardihercinià i que en tot cas hauria tingut un moviment alí insignificant. Les observacions microestructurals fan suposar a aquest autor que el seu joc fonamental seria com a falla inversa, amb un aixecament relatiu de bloc nord, amb una component dextre. Una sèrie de zones milonítiques amb una orientació WNW-ESE semblant especialment ben desenvolupades en el granit de Querigut-Millàs. haurien actuat de la mateixa manera. L'esquistositat milonítica té un fort cabussament cap al nord i conté una lineació subvertical o amb pitch cap a l'oest. L'edat tardiherciniana de la falla vindria assenyalada per : a) els plans d'esquistositat milonítica són paral·lels o subparal·lels als plans axials dels plecs postesquistosos més freqüents als voltants de la falla, b) hi ha una relació entre el gradient tèrmic provocat en els materials de la cobertora pels granitoids intrusius i les pragènesis sincinemàtiques observades a la falla, c) la falla de Mérens i les dels Banys d'Arles són dues estructures diferents i que produeixen roques difícilment comparables. És difícil per tant afirmar que la falla de Mérens afecta materials posthercinians, i d) no reconeix la dualitat de paragènesis descrita pels geòlegs de Toulouse. Més a més aquest autor no ha trobat cap evidència de moviments en direcció, anteriors o posteriors,

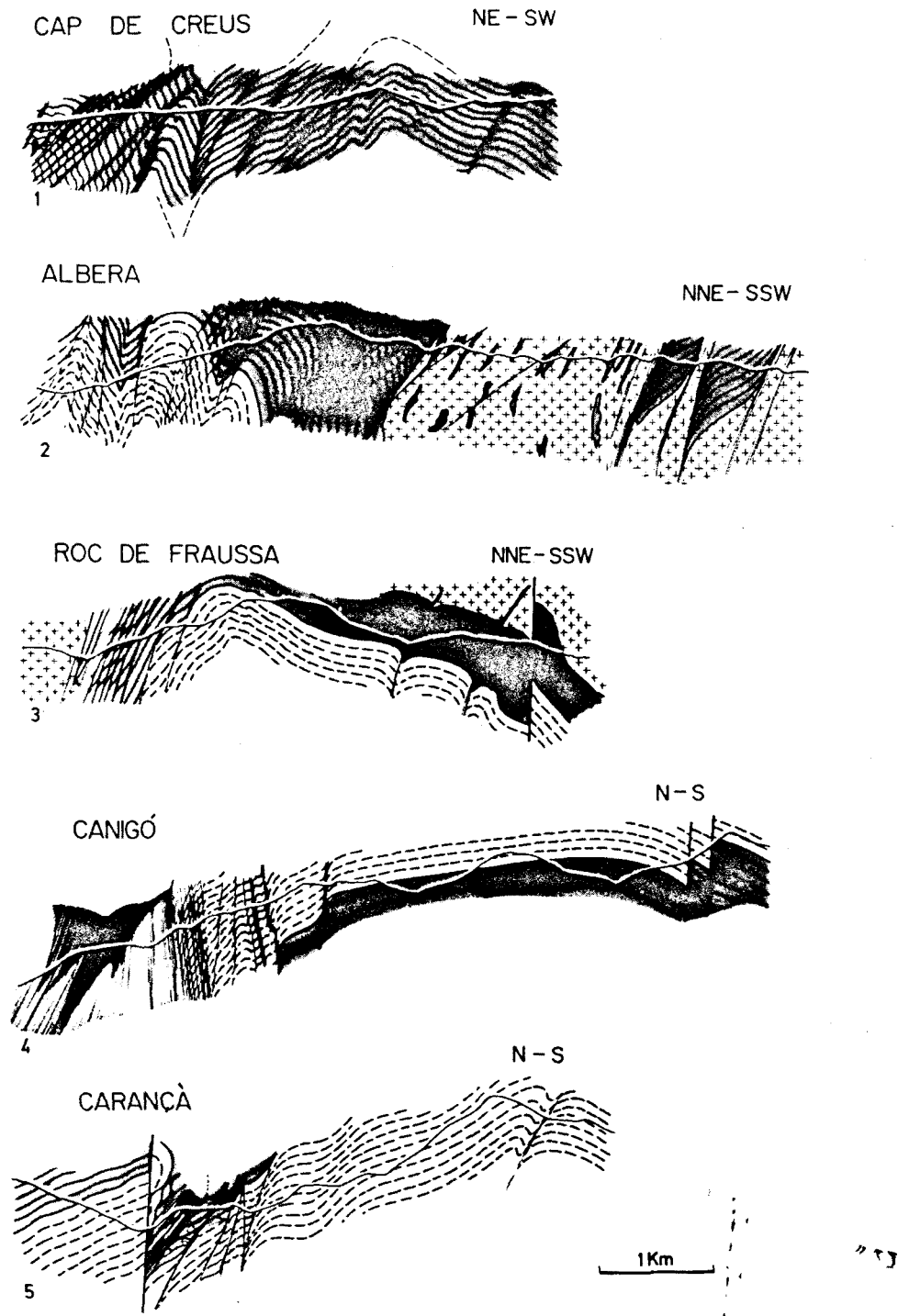


Fig. 8. Cinc tallers de les principals zones milonítiques del Pirineu oriental. Gris: metasediments; línies discontinües: gneiss; creus: granitoids intrusius. (CARRERAS et al., 1980).

al moviment invers de la falla.

2.3.2.3. Les milonites del Pirineu Oriental

En els primers treballs en els quals es descriu la presència de milonites en el Pirineu oriental, aquestes roques són relacionades amb accidents de fractura ben coneguts, alguns dels quals varen tenir un joc important durant el cicle alpí (falla de la Tet, GUITARD, 1958; falles E-W i falla dels Banys d'Arles o d'Amèlia, FONTBOTÉ i GUITARD, 1958). Posteriorment GUITARD (1970) i AUTRAN i GUITARD (1975) proposen una edat tardiherciniana per aquestes estructures, i les relacionen amb plecs tardans vergents cap al sud o bé amb orientacions N120E (massís dels Aspres).

Les estructures milonítiques han estat especialment ben estudiades en el sector més oriental del Pirineu. Cal esmentar els treballs de CARRERAS (1973, 1975, 1979), CARRERAS i SANTANACH (1973), CARRERAS et al. (1977) i CARRERAS i GARCIA-CELMA (1982) dedicats a l'estudi de la significació regional, la cinemàtica i la microestructura de les bandes milonítiques del Cap de Creus. En aquest sector les bandes milonítiques estan associades a una sèrie de zones de cisalla dúctil, NW-SE a grans trets, amb moviment dextre amb una component inversa. Aquestes estructures (CARRERAS, 1975) es formarien a partir de plecs postesquistosos hercinians i en unes condicions de metamorfisme regressiu (fàcies esquistos verds): a partir d'un cert estadi la deformació es concentraria en una sèrie de bandes paral·leles als plans axials d'aquests plecs tardans. Aquest esquema, que relaciona les milonites amb un episodi de plegament postesquistós, ha estat aplicat per CARRERAS et al. (1980) a la interpretació de les bandes milonítiques que voregen la major part dels massissos mesozonals del Pirineu oriental.

GEYSSANT et al. (1980) coincideixen en determinar una edat tardiherciniana per a les milonites del vessant nord del Canigó, però les relacionen amb un encavalcament dúctil de direcció NW-SE que involucra els materials de la cobertora del NE del massís. En alguns casos (CARRERRAS i LOSANTOS, 1982) el desenvolupament de zones milonítiques és sincrònic amb un sistema de plecs que afecta els cossos de granodiorita intrusiva (granodiorita de Roses).

En conjunt els treballs recents sobre les milonites del Pirineu oriental coincideixen en que: a) la formació de les bandes milonítiques està associada a plecs tardans i/o encavalcaments, b) en qualsevol cas aquestes estructures són clarament postesquistoses, són posteriors també al clima del metamorfisme regional i la seva formació té lloc en unes condicions retrògrades, c) les milonites són posteriors als diversos cossos de granitoids intrusius, i d) les milonites tindrien una edat tardiherciniana. Malgrat aquestes coincidències l'estudi d'aquestes estructures planteja encara nombroses qüestions d'interès: entre elles cal esmentar la probable existència de més d'una generació de milonites en nombrosos sectors del Pirineu, i la relació entre aquestes i la formació dels filons de quars de grans dimensions, que sovint tenen unes característiques geomètriques i ocupen una posició estructural comparables a les de les zones milonítiques.

2.4. EL MASSÍS DEL CANIGÓ-CARANCA

Tal com han mostrat els treballs de GUITARD (1953-1970) el massís del Canigó està format per una potent sèrie de gneiss fonamentalment ocellars, que tenen una disposició estratiforme. Estan situats entre els materials cambroordovicians (CAVET, 1957) que envol-

ten el massís, i una unitat de micasquistos que afloren a la part central del massís, situats estructuralment per sota els gneiss (micasquistos de Balaig, GUITARD, 1970). Aquesta successió litològica, observable a la zona central del massís, i la presència d'una unitat gnèissica litològicament força variada, situada entre la gran massa de gneiss ocellars i els materials pelítics infra i suprajacents, fa que el massís del Canigó presenti certes particularitats respecte la resta de massissos gnèissics del Pirineu.

Els materials paleozoics que envolten el massís formen una sèrie que comprén des de materials cambro-ordovicians fins a carbonífers pretectònics. Tan sols la part superior d'aquesta sèrie, a partir del Caradoc-Asghill, està ben datada paleontològicament.

En alguns sectors SANTANACH (1972b) opina que aquests nivells de l'Ordovicià superior són discordants respecte la sèrie azoica inferior. Aquesta sèrie infracaradociana ha estat dividida per CAVET (1957) al vessant nord del massís, a la vall de la Tet, en dues unitats litostratigràfiques que no presenten però un límit net sinó més aviat progressiu (Sèrie de Canavelles i Sèrie de Jujols). De tota manera, els treballs cartogràfics recents realitzats en els materials del vessant sud del massís de Carançà, mostren que en aquest sector és difícil establir la presència de dues unitats amb característiques litològiques ben diferenciades, i assimilables a les sèries de Jujols i de Canavelles definides al vessant nord.

Força esquemàticament, els termes més inferiors de la sèrie infracaradociana que estan en contacte amb els gneiss, estan formats per esquistos i micasquistos amb nombroses intercalacions de marbres, gresos grauà-

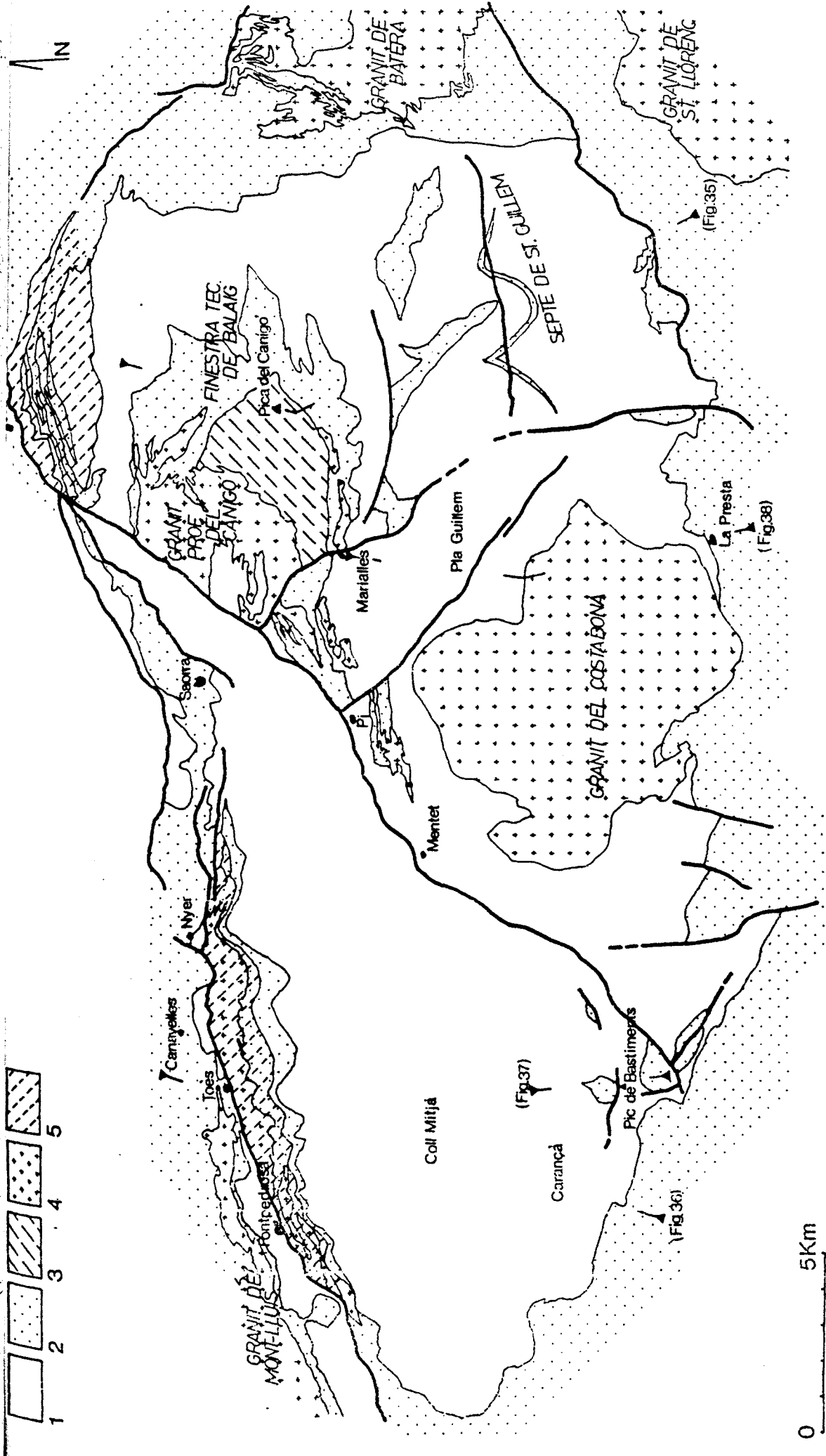


Fig. 9. Esquema geològic del massís del Canigó-Carançà. 1: gneiss del Canigó-Carançà; 2: materials de la cobertura; 3: gneiss de Casemí; 4: granitòids intrusius; 5: principals zones milonítiques. (segons GUITARD, 1970 i SANTANACH, 1972, lleugerament modificat).

quics, conglomerats, gneiss granulés, esquistos ampelítics i quarssites. Al voltant de Núria KONZALOVA et al. (1982) suggereixen una edat ordoviciana inferior (Tremadoc) per aquests materials, a partir de determinacions de microfòssils; es tracta en tot cas d'una observació puntual que caldria contrastar amb d'altres determinacions paleontològiques.

Per sota dels gneiss, a la part central del massís afloren els micasquistos de Balaig. Es tracta de micasquistos amb andalusita i cordierita, que segons GUITARD (1970) presenten les mateixes característiques litològiques i químiques que els termes més inferiors de la cobertura paleozoica que envolta el massís. Com aquests presenten també nombroses intercalacions: marbes, quarssites, amfibolites i els gneiss de Casemí. Aquesta darrera formació és interpretada per GUITARD (1970) com un cos estratiforme ortoderivat, format a partir d'una roca volcànica àcida o d'un microgranit.

2.4.1. ELS GNEISS DE CANIGÓ-CARANCA

Són un conjunt de gneiss fonamentalment ocellars que inclouen nivells de gneiss no ocellar i de gneiss leptínics. Estan situats entre els materials de la cobertura paleozoica i els micasquistos de Balaig (Fig. 9), i formen la major part del massís. Segons GUITARD (1970) tenen un gruix variable, de l'ordre dels 2.000 metres, i una composició mineralògica global força senzilla: quarss, biotita, moscovita, feldspat potàsic (microclina fonamentalment) i plagiòclasi. Segons les seves característiques litològiques (mida de gra, composició, presència de filosilicats, vetejats, fenocristalls de quarss, etc) i la seva posició estructural GUITARD distingeix diversos tipus de gneiss: gneiss G1, G2, G3 i diverses formacions de gneiss leptínics. En els capítols VI i VII de la seva

extensa memòria GUITARD (1970) dóna una exhaustiva descripció de les característiques petrològiques, químiques i mineralògiques de cadascun d'aquests tipus de gneiss. Per això faré tan sols un breu comentari de les principals característiques litològiques que permeten la seva identificació sobre el terreny i el seu tractament com a unitats litològiques cartografiables.

a) Els gneiss G2

Formen la major part dels gneiss del Canigó-Carançà. Són gneiss biotítics de gra gros i molt homogenis. No presenten vetejats ni diferenciacions litològiques. La seva característica fonamental és el caràcter ocellar, que ve donat per la presència de grans megacristalls de microclina (0,5 - 5 i 10 cm) fonamentalment, que destaquen en una matriu quars-feldspàtica. Aquests megacristalls presenten sovint estructures "rapakiwi". Inclouen a vegades nivells de gneiss leptínics (gneiss leucocràtics de gra fi). Tenen la composició química d'un granit o d'una granodiorita, i la seva potència màxima és de l'ordre dels 1500 m, disminuint cap a l'est.

b) Els gneiss G1

Estan situats entre els materials de la cobertora i els G2, o bé entre aquests i els micasquistos de Balaig. A diferència dels G2 constitueixen d'una formació força heterogènia. GUITARD (1970) distingeix dos subtipus fonamentals de gneiss G1: els G1 tipus La Presta, i els G1 tipus Carançà.

Els G1 tipus La Presta formen el sostre dels gneiss del Canigó al vessant sud del massís (Vallespir). Sovint contenen nòduls de quars blau que els dóna un aspecte característic. En general són clars, amb poca

biotita, massissos, sense vetejats ni llitatges, i presenten una esquistositat i lineació poc marcades. Poden ser ocellars o no. La seva potència màxima és de l'ordre de 1000 prop de La Presta. Formen una llentia que s'aprima progressivament.

Els G1 tipus Carançà afloren també fonamentalment al vessant sud del massís, per sobre dels G2, però també a la Finestra de Balaig per sota d'aquests. A diferència dels anteriors no presenten nòduls de quars, l'esquistositat i la lineació estan molt ben definides, i presenten nivells amb vetejats ("rubanements") molt visibles. Són molt variables litològicament, els que estan a sobre dels G2 presenten nombroses intercalacions de nivells leptínics, mentre que els de la base presenten nivells de micasquistos i d'amfibolites intercalats. Prop dels micasquistos de Balaig s'observa un nivell de gneiss leptínics que segueix aproximadament aquest contacte. El gruix d'aquesta formació és molt variable. Els de la base tenen una potència aproximada de 200 m, i els del sostre tenen un gruix màxim de 1000 m.

c) Els gneiss G3

Aquests gneiss afloren tan sols en alguns sectors de la zona central del massís, entre els G2 i els micasquistos de Balaig. Són molt biotítics (gneiss foscos), no presenten vetejats, i són també ocellars. Els ulls feldspàtics tenen però unes dimensions menors que els dels G2. Contenen intercalacions de quarsites i micasquistos. El seu gruix màxim és de l'ordre dels 500 m a la Finestra de Balaig.

d) Els gneiss leptínics

Són gneiss de gra fi en general i amb aspecte leucocràtic degut al reduït contingut en biotita. Formen nivells situats a l'interior de la gran massa dels G2, o bé alternen amb els G1 tipus Carançà. Sovint formen nivells cartografiats situats a la base dels G1, entre aquests i els materials de la cobertora o els micasquistos de Balaig. A vegades estan intercalats entre els termes més inferiors dels materials de la cobertora.

e) Els gneiss del Cadí

Són la unitat litològica més profunda observable en el massís. Són gneiss ocellars biotítics i homogenis, homòlegs als G2. Ocupen una extensió reduïda a la zona occidental de la Finestra de Balaig. La part més baixa d'aquesta formació sovint és migmatítica (vall del riu Cadí prop de Vernet), mentre que al sostre hi ha emplaçat el Granit Profund del Canigó. Aquestes condicions d'aflorament fan difícil la seva caracterització, però segons GUITARD de l'estudi de les dades petrogràfiques i químiques se'n desprèn una total identitat amb els gneiss G2.

f) Els gneiss del voltant del riu Freser

Al vessant sud del massís del Carançà, als voltants de Núria i de Queralbs, afloren una sèrie de materials gnèissics estudiats per SANTANACH (1972) i SEBASTIAN (1981). El primer autor distingeix els gneiss del riu Freser i els gneiss del Carançà. Els primers afloren en el nucli del braquiantiforme del Freser, són ocellars amb un aspecte massiu molt "granític". Presenten l'esquistositat mal definida. A diferència d'aquests els gneiss de Carançà presenten sovint vetejats, i l'es-

quistositat es fàcilment observable sobre el terreny. En algun sector formen una unitat intercalada en els termes més inferiors dels materials infracaradocians (Núria Queralbs), o bé representen (Setcases-Ull de Ter) els afloraments més meridionals dels gneiss que formen el flanc sud del dom de Carançà.

2.4.2. ORIGEN DELS GNEISS

2.4.2.1. Els resultats de G. Guitard

Aquest autor estableix una interpretació de l'origen dels diversos tipus de gneiss del massís de Canigó-Carançà a partir de les anàlisis químiques, les

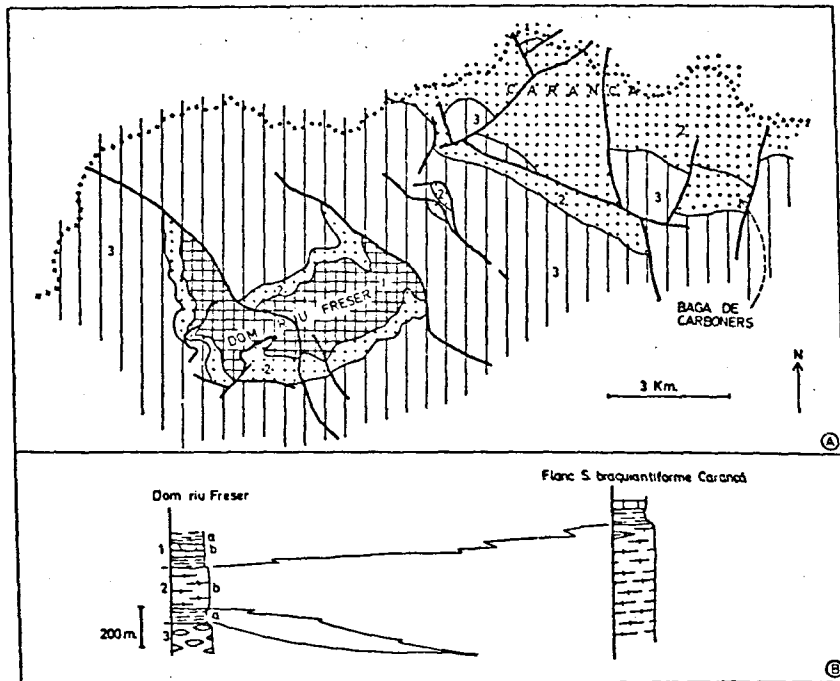


Fig. 10. Els gneiss del Freser i de Carançà (SANTANACH, 1972) A) 1: gneiss del riu Freser; 2: gneiss de Carançà; 3: materials de la cobertura. B) La sèrie gnèissica al dom del Freser i al vessant sud del massís de Carançà. 1: Sèrie de Canavelles (a, esquistos; b, marbres); 2: gneiss de Carançà (a, esquistos; b, gneiss); 3: gneiss del riu Freser.

característiques mineralògiques i petrogràfiques, la posició estructural, i la relació entre els gneiss i els metasediments propers.

a) Els gneiss G2 i els gneiss del Cadí

Donada la identitat de característiques entre els G2 i els gneiss del Cadí, GUITARD (1970) fa extensibles a aquests darrers les conclusions que obté de l'estudi dels gneiss G2. Segons aquest autor provenen de la deformació d'una roca ígnia formada a partir de la cristallització d'un magma calco-alcalí.

En els capítols VI i VII de la seva memòria (1970) descriu les dades petrogràfiques i químiques que donen suport a un origen orto per aquests materials ("ulls" feldspàtics iguals als que presenten nombrosos granits postectònics, zonació de les plagiòclasi típica d'una roca magmàtica, composició de les biotites, presència d'enclaus mesòcrates, composició química d'una roca de tipus granític, granodiorític i/o quarsdiorític, identitat de composició amb els granits del Pirineu oriental, etc).

Els G2, que formen la massa principal i més homogènia de la sèrie gnèissica ocellar, provenen doncs d'un granit de composició calco-alcalina. Aquests granits representarien per GUITARD els antics granits precambrians tarditectònics d'aquesta regió.

b) Els gneiss G1

A diferència dels anteriors aquests tindrien un origen divers. En part són també ortogneiss (G1 tipus La Presta), però GUITARD distingeix nivells de paragneiss a l'interior d'una formació que conté també materials

ortoderivats (G1 tipus Carançà). Segons GUITARD (1958 a i b, 1970, 1977) els gneiss de La Presta són ortogneiss derivats de roques volcàniques àcides (riolites) o roques de composició granítica. Com els G2 aquest conjunt de roques formarien part de l'antic sòcol precambrià. D'altra banda els gneiss tipus Carançà en part provindrien de formacions volcàniques àcides i en part de productes de remobilització i/o d'alteració de roques ígnies ja consolidat (arcoses). Aquest fóra el cas dels G1 que presenten vetejats, diferenciacions litològiques i intercalacions de caràcter pelític o quarsític.

c) Els gneiss G3

Com els anteriors tindrien un origen complex. Es tracta fonamentalment d'ortogneiss, formats a partir de roques que presenten fenòmens de contaminació per part de sediments pelítics. Aquesta interpretació explica la composició química de determinades mostres de gneiss G3. D'altres serien paragneiss formats a partir de roques amb una composició d'arena o d'arcosa. De la mateixa manera que alguns G1 representarien productes de "remaniement" d'antics granits G3.

d) Els gneiss leptínics

Aquest grup de gneiss tindria un origen molt variat. Els nivells situats a l'interior dels G2 o dels G1 tipus La Presta derivarien d'antics dics de microgranit, aplita o pòrfirs àcids emplaçats a l'interior dels granitoids inicials. D'altra banda els nivells de leptinites intercalades en els materials de la base de la cobertora (tall de La Presta), o bé que formen "nivells de transició" entre aquests i els G2 (talls dels Graus de Canavelles) provindrien de metavulcanites. Altres formacions semblants (gneiss leptínics de Cambres d'Ase) són

interpretats com antigues arcoses assimilables a alguns dels G1 tipus Carançà, o bé com a ortogneiss procedents de roques granítiques (gneiss de Bonabosc).

En conclusió, a partir d'aquest conjunt d'interpretacions GUITARD proposa:

Els gneiss G2, la major part dels G3 i els gneiss G1 La Presta derivarien d'antics granitoids que formaven un sòcol probablement precambrià. Damunt d'aquest sòcol es dipositarien una sèrie de productes d'alteració i/o remobilització (arcoses) que donen lloc als parganeiss. Simultàniament tingueren lloc també una sèrie de manifestacions volcàniques àcides.

La sèrie sedimentària paleozoica se situa transgressivament damunt d'aquest sòcol.

Aquesta interpretació permet explicar segons aquest autor una sèrie d'observacions:

- La disposició dels gneiss G1 entre els G2 i els esquistos de la cobertora o de Balaig.
- La regularitat del contacte gneiss/cobertora i l'absència d'apòfisis i de filons dins dels esquistos.
- La disposició obliqua de les isogrades del metamorfisme regional respecte el contacte gneiss/esquistos. Aquesta disposició no fora explicable si les isogrades estiguessin relacionades amb un metamorfisme de contacte produït per un granit intrusiu sincinemàtic.

Aquesta interpretació implica doncs l'existència d'una discordança infrapaleozoica i d'una orogènia precambriana en aquesta regió.

2.4.2.2. Els treballs posteriors

Tot i que accepta que la major part dels gneiss del Canigó representaven un "sòcol" représ per la tectònica herciniana, LAGARDE (1978) proposa una altra interpretació per alguns dels gneiss del Canigó. Aquest autor opina que els gneiss leptínics són "gneiss milonítics" resultat de la deformació de gneiss inicialment ocellars. L'estructura ocellar en aquests gneiss hauria desaparegut com a resultat d'una deformació més intensa que la soferta per la resta de materials que formen el massís. Aquests gneiss milonítics formarien unes bandes, concentrades sobretot a la base de la "nappe" del Canigó, en les quals es concentraria la deformació durant l'encaïllament dúctil que situaria una escata de gneiss per damunt dels materials de la cobertora. (micasquistos de Balaig).

Els gneiss de Núria i de Queralbs també han estat objecte d'interpretacions diverses. Segons SANTANACH (1972) els gneiss del Freser són ortogneiss derivats d'una granodiorita biotítica que representaria un granit pre-tectònic (sòcol pre-tectònic). Els gneiss de Carançà podrien ser antigues roques volcàniques àcides, o bé podrien ser paragneiss procedents d'arcoses formades per alteració d'un antic sòcol. No es defineix aquest autor per cap d'aquestes dues possibilitats, però fa notar la similitud entre aquests gneiss i els G1 tipus Carançà estudiats per GUITARD més al nord.

SEBASTIAN (1981) ha proposat una altra interpretació per aquests gneiss apartir d'un estudi fonamentalment petrològic i geoquímic. Segons aquest autor ambdós grups de gneiss (els del Freser i els de Carançà) representen fragments d'un mateix granit que hauria intruït en la sèrie sedimentària abans de l'orogènia her-

ciniana, probablement durant l'ordovicià. Aquesta interpretació està fonamentada en : a) ambdós gneiss tenen una composició de leucogranit, b) els esquistos propers presenten restes de textures que podrien indicar un acon-teixement tèrmic anterior a la formació de l'esquistositat regional (òxids en textura de niu), i c) a la vora del contacte gneiss/esquistos s'observen petits filons d'aplita que intrueixen en els esquistos propers i fragments d'esquistos dins dels gneiss.

2.4.3. ESTRUCTURA DEL MASSÍS

2.4.3.1. L'esquistositat regional en els gneiss i les megaestructures associades.

Segons GUITARD (1960, 1970) les estructures deformatives que presenten els gneiss són resultat fonamentalment de la primera fase sinesquistosa herciniana. Durant aquesta s'hauria format l'esquistositat regional que afecta tots els materials del masís, tret dels cossos de leucogranit i de granodiorita intrusius. Associada a l'esquistositat, els gneiss presenten una lineació d'estirament amb una orientació NE-SW força constant a nivell de tot el massís. Segons aquest autor durant aquesta fase s'haurien format una sèrie de plects tombats de dimensions quilomètriques en els que hi són involucrats els gneiss i els materials de la cobertora. Una megaestructura d'aquest estil explicaria la successió d'unitats litològiques observable a la zona central del massís, que seria per tant una repetició tectònica i no reflectiria la disposició inicial d'una sèrie d'unitats pelítiques que alternen amb d'altres de caràcter gnèissic. Un dels arguments fonamentals d'aquest autor per establir la presència d'aquestes megaestructures de Fl és la repetició d'una sèrie de nivells característics, situats per sota i per damunt de la gran massa dels gneiss

G2, que formarien el nucli d'aquest plec. Entre aquests nivells cal destacar els "marbres de base" situats a la base dels materials de la cobertora i al sostre dels micasquistos de Balaig, i les diverses formacions de gneiss G1 que segons aquest autor, estan també disposades simètricament al voltant dels G2.

Al massís veí del roc de Fraussa AUTRAN i GUITARD (1969) descriuen també una successió litològica comparable a la que s'observa a la zona central del Canigó, segons aquests autors es tracta de la continuació oriental

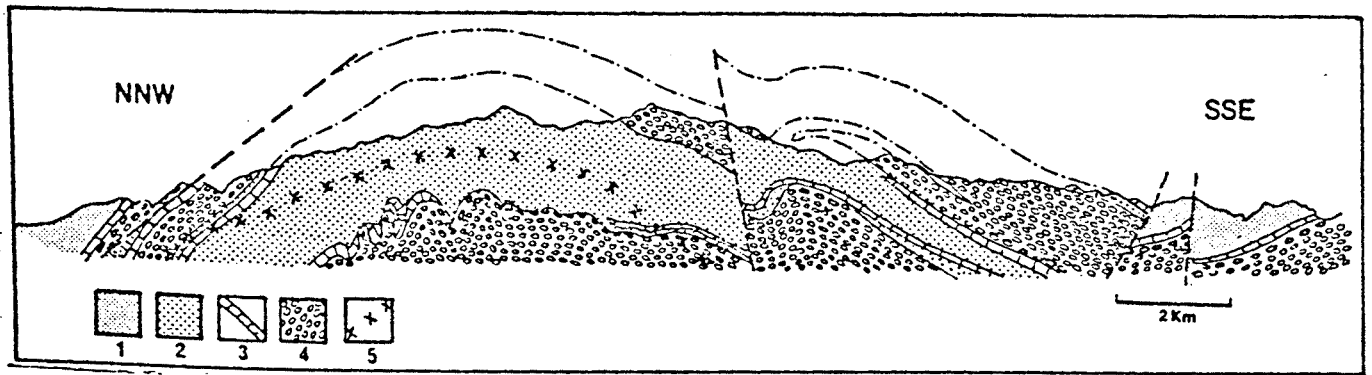


Fig. 11. Tall esquemàtic del massís del Canigó (GUITARD, 1976, simplificat). 1: materials de la cobertora; 2: micasquistos de Balaig; 3: marbres de base; 4: gneiss ocellars (gneiss del Canigó i del Cadí); 5: límit superior de l'emplaçament del granit Profund del Canigó.

de la megaestructura del Canigó. Al Roc de Frausa AUTRAN i GUITARD dedueixen que el plec tombat té una vergència cap al NE. GUITARD (1976, 1977) suggereix també una vergència cap al NE per a la "nappe" del Canigó. Cal recordar però que segons SANTANACH (1972) la vergència dels plecs hectomètrics sinesquistosos dels gneiss de Núria-Queralbs és cap al sud i que CASAS (1978) dedueix també una vergència cap al S-SW per a la nappe del Canigó.

Segons LAGARDE (1978) l'esquistositat i la lineació regional dels gneiss són també estructures de Fl, però que no estarien associades a plecs tombats quilomètrics, sinó a un gran encavalcament dúctil que situa una escata de gneiss a l'interior dels materials de la cobertora. Segons LAGARDE els gneiss del Canigó representarien una "escata de sócol" i no el nucli d'un plec tombat. La lineació regional dels gneiss seria paral·lela a la direcció de moviment de l'escata. Diversos arguments, presència de plecs sinesquistosos amb els eixos corbats, variacions en la intensitat de la deformació que donarien lloc als "gneiss milonítics" (v. 2.4.2.2) fan suposar a aquest autor l'existència d'una important deformació per cisalla paral·lela a l'esquistositat. D'altra banda dedueix a partir de l'asimetria dels diagrames de fàbrica del quars, un sentit de moviment cap al SW per a l'encavalcament. Els eixos c del quars del gneiss i dels micasquistos de Balaig defineixen una garlanda obliqua respecte l'esquistositat i inclinada cap al SW.

L'esquistositat regional dels gneiss és associada per GUITARD i LAUMONIER (1978) a la S 3 dels esquistos de la cobertora nord. Cal notar però que segons aquests autors la F3 no produiria en aquests materials plecs de dimensions comparables als del Canigó, sino que aquest a tot estirar serien d'ordre decamètric o hectomètric.

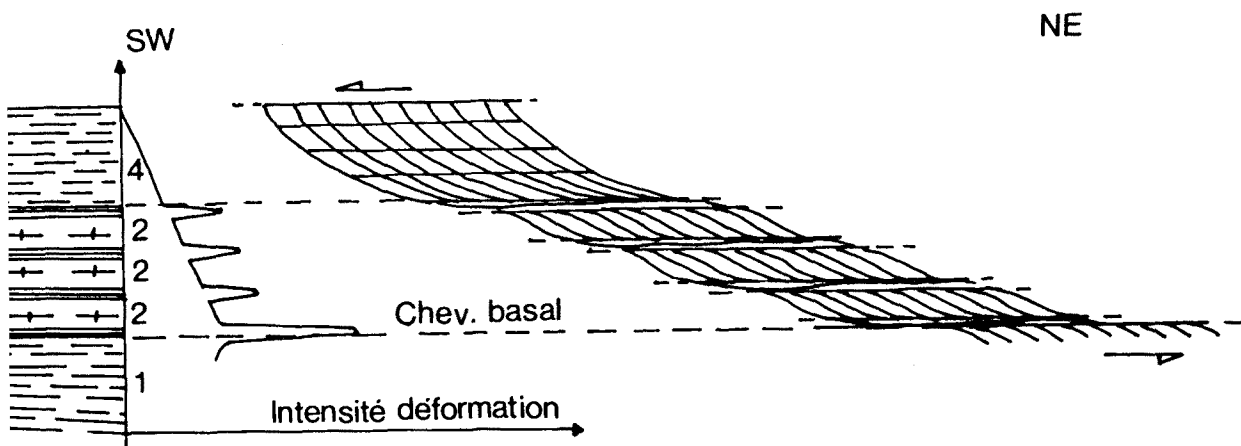


Fig. 12. Relacions entre els gneiss del Canigó i els materials infra i suprajacents (LAGARDE, 1978). 1: micasquistos de Balaig; 2: gneiss; 3: milonites, 4: esquistos de la cobertura.

Després d'aquest treball d'altra banda queda plantejat el problema de la incidència de les dues fases anteriors (F1 i F2) en els gneiss del Canigó.

2.4.3.2. Les deformacions tardanes

Els diversos autors (GUITARD, 1970; SANTANACH, 1972; LAGARDE, 1978) que han treballat en aquest massís admeten que la disposició braquiantiformal dels gneiss és deguda a les fases postesquistoses. De tota manera la caracterització geomètrica i cronològica d'aquestes deformacions ha estat realitzada fonamentalment en els materials de la cobertura que envolten el massís, ja que en els gneiss és difícil reconèixer estructures deformatives posteriors a l'esquistositat regional. Cal remarcar però que al massís del Roc de Fraussa GEYSSANT et

al. (1978) reconeixen dues direccions de plecs tardans predominants i pràcticament ortogonals (NE-SW i NW-SE), mentre que LAGARDE (1978) descriu en aquest massís tan sols una fase deformativa responsable de la formació de plecs N120E que produeixen el "serrage de la nappe" paral·lelament al seu eix.

Pel que fa al vessant nord del massís CARRERAS et al. (1980) i GEYSSANT et al. (1980) descriuen la presència d'importants zones milonítiques (v.2.3.2.3.). Ambdós grups d'autors coincideixen en atribuir una edat herciniana a aquestes estructures. Segons GEYSSANT et al. (1980), la formació d'aquestes zones milonítiques fóra posterior a la d'un sistema de plecs E-W que origina localment una crenulació subvertical en els gneiss i els materials de la cobertura propers.

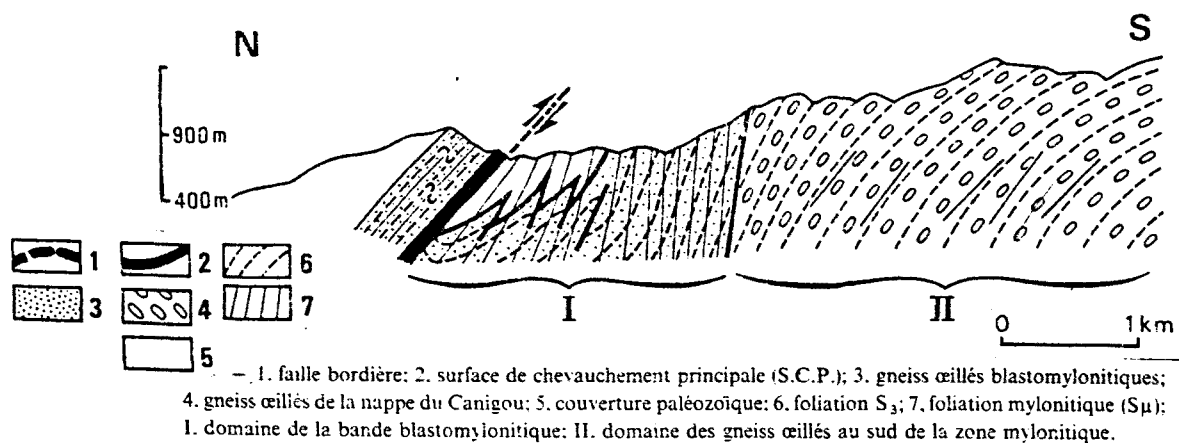


Fig. 13. Tall de la zona milonítica del vessant nord del Canigó. (GEYSSANT et al., 1980).

2.4.4. EL METAMORFISME REGIONAL HERCINIÀ I ELS GRANITOIDES INTRUSIUS

Els gneiss del Canigó i els metasediments infra i suprajacents estan afectats per un metamorfisme regional hercinià del tipus baixa pressió-alta temperatura (GUITARD, 1965, 1970, 1976).

L'epizona estaria representada pels materials de la cobertora, la mesozona pels gneiss i els materials infrajacents, i la catazona no s'ateny. És un conjunt menys metamòrfic que els massissos de l'Albera o l'Agllí, on la catazona està ben representada i està situada a nivell dels gneiss ocellars. Els micasquistos de Balaig presenten associacions minerals de grau mig i localment elevat dins la fàcies amfibòlica. A partir de les relacions microestructurals entre el creixement dels diversos minerals metamòrfics i l'esquistositat regional, és possible deduir que el clímax del metamorfisme regional es produeix, a l'interior del massís, posteriorment a la fase sinessquistosa principal; tot i això els processos metamòrfics s'haurien iniciat sincrònicament amb la formació de l'esquistositat regional.

A partir de la disposició de les isogrades del metamorfisme regional respecte el límit gneiss/cobertora FONTEILLES i GUITARD (1964) i GUITARD (1970,1976) defineixen l'anomenat "efecte de sòcol". Aquest efecte es caracteritza perquè les isogrades es disposen paral·lelament a aquest límit, és a dir se centren aproximadament sobre els massissos gnéissics. Segons aquest esquema hi ha una relació entre la intensitat en un punt del metamorfisme i la seva distància al sòcol.

Els materials intrusius estan representats en aquesta regió per un seguit de cossos de composició granítica o granodiorítica, que s'emplacen sobretot en els materials de la cobertora (Granits de Batera, Mont-Lluís, St. Llorenç - La Jonquera, etc). Segons AUTRAN et al. (1970) en conjunt l'emplaçament d'aquests cossos és posterior al climax del metamorfisme regional. Alguns d'ells desenvolupen un metamorfisme de contacte amb característiques diferents respecte al regional. L'emplaçament del granit del Costabona tindria lloc també posteriorment a la formació de l'esquistositat regional i del climax del metamorfisme. A diferència dels anteriors encaixa en els gneiss G2 del vessant sud del massís i no presenta una geometria estratiforme. En conjunt aquests granits es presenten poc acompanyats de manifestacions filonianes i serien exemples de "massissos superiors circumscrits" segons la classificació d'AUTRAN et al. (1970). A la zona més profunda de la part central del massís s'hi troba situat al Granit Profund del Canigó (GUITARD, 1970). És un leucogranit amb moscovita que, a diferència dels massissos superiors, presenta uns límits difussos i poc clars. La seva base és migmatítica i heterogènia i constituiria un exemple dels massissos intermedis d'AUTRAN et al. (1970). Ocupa una extensió reduïda i GUITARD (1970) suggereix un cert sincronisme entre el seu emplaçament i la principal fase deformativa postesquistosa reconeguda a l'interior del massís. (F2).

3 ALGUNES CONSIDERACIONS PRÈVIES

3.1. CLASSIFICACIÓ I NOMENCLATURA DE LES ROQUES GNEIS- SIQUES I MILONÍTIQUES

3.1.1. INTRODUCCIÓ

3.1.2. LES MILONITES I LES "FAULT ROCKS", TERMINOLO- GIA I CLASSIFICACIÓ

3.1.3. SOBRE LA UTILITZACIÓ DELS TERMES MILONITA I GNEISS

3.2. ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS

3.2.1. INTRODUCCIÓ

3.2.2. ALGUNES QUESTIONS SOBRE LA SIGNIFICACIÓ DE L'ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS

3.3. METODOLOGIA I ABREVIACIONS UTILITZADES

3 ALGUNES CONSIDERACIONS PREVIES

3.1. CLASSIFICACIÓ I NOMENCLATURA DE LES ROQUES GNEISSIQUES I MILONÍTIQUES

3.1.1. INTRODUCCIÓ

En el camp de la geologia estructural i de la petrologia metamòrfica, la utilització de les paraules "gneiss" i "milonita" és una qüestió que ha introduït sens dubte una certa confusió. Això és degut a què no hi ha unanimitat en els criteris que cal adoptar per definir cadascuna d'aquestes roques, i a què, amb el temps, ambdues paraules han adquirit una sèrie de connotacions per a cada grup d'autors, o d'escoles, en funció de diversos factors (context regional en el qual es troben aquestes roques, influència de les concepcions tradicionals, etc). El resultat és que malgrat els intents per estandaritzar aquests termes (vegeu discussió a HIGGINS, 1971), cada autor utilitza les paraules gneiss, milonita, o gneiss milonític, per exemple, segons criteris pràcticament personals. Per això considero convenient fer uns advertiments previs per aclarir en quin sentit seran utilitzades aquestes paraules, i els seus derivats, en aquest treball.

3.1.2. LES MILONITES I LES "FAULT ROCKS" TERMINOLOGIA I CLASSIFICACIÓ

Sembla ser que LAPWORTH (1885) fou el primer en utilitzar la paraula milonita (del grec milon = molí) per designar roques quars-feldspàtiques coherents deformades i amb senyals de recristal·lització. D'ençà fins ara, aquest terme s'ha popularitzat i ha estat utilitzat sovint per anomenar un conjunt de roques que presenten poques característiques comunes.

Els diversos autors que han proposat una classificació de les roques milonítiques, coincideixen en agrupar-les dins d'un conjunt més ampli de roques anomenades "roques cataclàstiques" (REED, 1964; SPRY, 1969; HIGGINS, 1971) o bé "fault rocks" (SIBSON, 1977). Ambdós termes tenen evidents implicacions genètiques. Alguns autors opinen que els processos de "cataclasi" són essencials en la gènesi d'aquestes roques, altres consideren que aquestes roques estan essencialment relacionades amb "zones de dislocació per cisalla, tant a nivells estructurals profunds com superficials, i la seva textura és deguda en part com a mínim a processos de cisalla" (SIBSON, 1977). De fet nombrosos treballs recents mostren que la utilització del terme "cataclasi", que implica fonamentalment fracturació fràgil dels diversos components amb rotació dels fragments, és en certa manera restrictiu per definir globalment aquest grup de roques. Encara que aquests processos poden ser presents en la gènesi de moltes milonites, la recristal·lització i la deformació plàstica intracristal·lina són sovint els mecanismes de deformació predominants.

Pel que fa a la classificació d'aquestes roques, he adoptat en aquest treball la proposada per SIBSON (1977), ja que d'una banda integra nombrosos elements de classificacions anteriors (SPRY i HIGGINS fonamentalment), i més a més està basada en una sèrie de criteris texturals descriptius. (Fig. 14). Són dos els criteris fonamentals que utilitza aquest autor per diferenciar els diversos tipus de "roques de falla": la presència o absència d'esquistositat i la coherència o incoherència primària d'aquestes roques.

Les roques de falla incoherents són de resultat d'una fragmentació fràgil produïda per processos deformatius que tenen lloc en condicions força superficials;

		NO FOLIADES	FOLIADES		
INCOHESIVES (sense cohesió primària)	Bretxa de falla (Fragments visibles > 30% Massa de la Roca)		_____		
	Farina de falla (fragments visibles < 30% Massa de la Roca)		_____		
COHESIVES (amb cohesió primària)	Vidre o Vidre desvitricat	Pseudotaquilita	_____		
	Tipus de matriu de Reducció tectònica de la mida de gra predominant amb el creixement per recristal·lització i/o naomimerització	Bretxa de trituració Bretxa fina de trituració Microbretxa	(fragments > 0,5 cm) (0,1 cm < fragments < 0,5 cm) (fragments < 0,1 cm)	PROPORCIÓ DE MÀTRIU 0-10% 10-50% 50-90% 90-100%	
		Protocataclasisita	Sèrie de les cataclasisites		Protomilonita
		Cataclasisita			Milonita
	Ultracataclasisita	Sèrie de les cataclasisites Varietats filoníiques	Ultramilonita		
	Notable grau de fragmentació i/o fraga de		_____	Blotomilonita	

Fig. 14. Classificació textural de les roques de falla (SIBSON, 1977).

són les anomenades bretxes de falla i farina de falla (fault gouge) que estan associades sobretot a zones de fractura amb moviment de tipus "sísmic". Les roques coherents sense esquistositat formen la sèrie de les cataclasisites, i són productes de zones de fractura formades en unes condicions equivalents a les d'una certa profunditat, que permeten que les roques adquireixin una coherència primària com a resultat de processos de recristal·lització de la matriu. Un cas una mica especial el constitueixen les pseudotaquilites. Són roques formades en unes condicions d'elevada temperatura com a resultat de deformacions localitzades que originen elevacions locals de la temperatura. De tota manera l'origen de moltes d'aquestes roques, i la seva relació amb la formació de roques de la sèrie milonítica o bé cataclàstica,

encara no està ben establert i és objecte de discussió (vegeu ALLEN, 1979).

Les milonites "sensu stricto" són "roques foliades, comunament lineades que contenen megacrystals. Generalment estan associades a zones planars d'intensa deformació. Normalment amb una mida de gra menor que les roques que les envolten, i hi ha una gradació de la mida de gra de la roca preexistent fins la milonita" (BELL I ETHERIDGE, 1973). Les milonites es formen en condicions de deformació dúctil que permeten l'actuació dels mecanismes de deformació plàstica intracrystal.lina de molts dels seus components. Presenten també processos de fracturació fràgil de determinats elements, així com recristal.lització, neoformació, etc d'altres.

La temperatura, la velocitat de deformació, el contingut en aigua de la roca i la pressió de confinament, són els factors predominants que controlen el pas del comportament fràgil/ductil en roques deformades (SIBSON, 1977; TULLIS I YUND, 1977, 1980), i per tant la formació dels diversos tipus esmentats de roques de falla.

3.1.3. SOBRE LA UTILITZACIO DELS TERMES "MILONITA" I "GNEISS".

En aquest treball utilitzaré la paraula milonita per designar aquelles roques associades a zones localitzades d'intensa deformació dúctil que s'han format com a resultat d'aconteixements deformatius posteriors al clímax del metamorfisme regional herciniá. Aquesta utilització està en certa manera justificada per alguns elements introduïts en la definició proposada per BELL

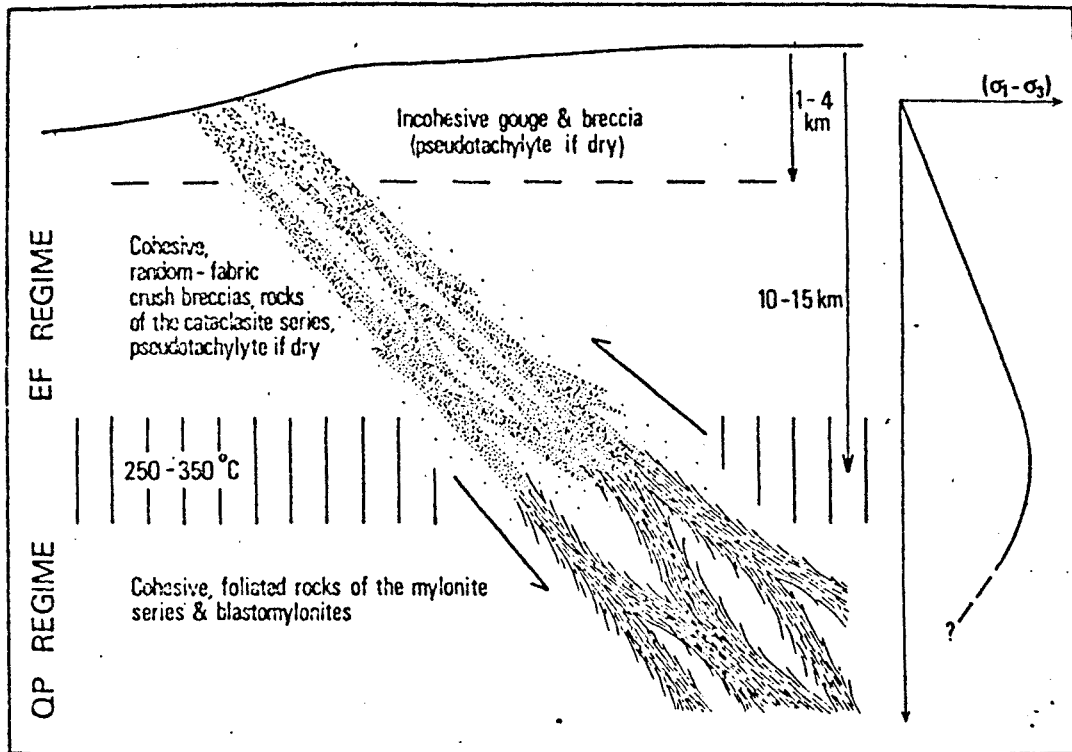


Fig. 15. Distribució idealitzada dels diversos tipus de roques en una zona de fractura. (SIBSON, 1977).

I ETHERIDGE (1973) que considero interessant comentar: a) les milonites estan associades a zones localitzades d'intensa deformació, b) hi ha una diferència de la mida de gra entre les milonites i les roques que les envolten. Aquesta variació introdueix el concepte de pas progressiu entre les milonites i els seus equivalents no deformats o bé deformats homogèniament, i per tant la possibilitat de reconèixer mesoscòpicament la roca inicial ("protolith" d'alguns autors anglesos). c) la utilització de la paraula milonita no implica que la roca presenti una determinada mineralogia, sino que pot ser aplicada a roques de composició quars-feldspàtica, quarsítica, carbonata, etc. (milonites quarsítiques, milonites quars-feldspàtiques, etc.). En el context del Pirineu hercinià aquestes condicions les compleixen les roques associades a zones de cisalla, flancs de plect laminats, encavalcaments dúctils, etc. Aquest conjunt d'estructures s'han

desenvolupat posteriorment al clímax del metamorfisme regional i a les fases sinquistoses principals hercínies (v. 2.3.2.).

Pel que fa a la paraula "gneiss", aquesta ha estat utilitzada també per designar un conjunt molt variat de roques, la característica comuna de les quals és la seva composició quars-feldspàtica i el fet de presentar esquistositat i sovint lineació. HIGGINS (1971) proposa el terme "gneiss milonític" per designar aquelles roques, intermèdies entre les protomilonites i els "gneiss cristal·lins", en les que els processos cristal·loblàstics i cataclàstics estarien equilibrats. Aquesta proposta no ha tingut massa acceptació, ja que sovint és difícil de calibrar la influència relativa d'ambdós processos en la gènesi de moltes microstructures, o bé, cas més freqüent, ambdós processos presenten un desenvolupament molt variable en roques associades a un mateix aconteixement deformatiu (presència d'una fase que inhibeix el creixement de determinat mineral, presència o no d'elements susceptibles de ser deformats per fracturació, variacions en la intensitat de deformació que provoquen variacions en la mida de gra, presència d'aigua disponible que afavoreix els processos de recristal·lització, etc.).

En aquest treball utilitzaré la paraula gneiss per designar les roques fonamentalment quars-feldspàtiques, amb esquistositat i sovint lineació, que poden contenir o no megacristalls i que tenen una mida de gra molt variable. Característiques comunes d'aquestes roques són la gneissificació contemporània amb la formació de les estructures deformatives més evidents en els materials que les envolten (esquistositat regional), i que en la major part dels casos no és possible observar la roca inicial no deformada. En el cas del Pirineu hercinià, i del massís de Canigó-Carança més concretament, aquesta

definició és aplicable als diversos tipus de roques quarfeldspàtiques que formen una sèrie de complexos situats "estratigràficament" prop de la base dels paleozoics. Aquesta utilització de la paraula "gneiss" coincideix amb la que en fan la major part dels autors que han treballat en aquest sector del Pirineu.

3.2. ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS

3.2.1. INTRODUCCIÓ

En els darrers anys s'han realitzat una gran quantitat de treballs dedicats a l'estudi de l'orientació cristal·logràfica preferent (o.c.p.) dels quars en roques deformades naturalment en condicions dúctils. En aquestes roques tant els cristalls amb signes de deformació plàstica intracristal·lina (extinció ondulant, bandes de deformació, subgrans, etc.) com els grans nous formats per recristal·lització dinàmica solen presentar una marcada o.c.p. D'altra banda els assaigs experimentals de deformació de roques, també en condicions dúctils, mostren que els eixos òptics del quars no es disposen a l'atzar, sinó que, a partir de certs estadis deformatius, tendeixen a presentar distribucions analitzables geomètricament.

La major part dels autors admeten que l'o.c.p. es forma com a resultat de processos de lliscament (slip) intracristal·lí que tenen lloc mitjançant el moviment de dislocacions segons una sèrie de plans i en unes direccions determinades. En els quars dos d'aquests sistemes més importants estan relacionats amb el pla basal (segons la direcció a) i amb el pla prismàtic (paral·lelament a la mateixa direcció cristal·logràfica). Les deformacions experimentals, i una sèrie de casos reals en els quals les condicions metamòrfiques en les que té lloc

la deformació estan ben establertes, mostren que la temperatura, la velocitat de deformació i el contingut en aigua de la roca són factors que controlen en bona mesura el sistema de lliscament més efectiu. En condicions de temperatura relativament elevada (part alta de la fàcies esquistos verds, fàcies amfibòlica), o a baixes velocitats de deformació, el lliscament segons el pla prismàtic ($10\bar{1}0$) sembla ser un dels més efectius. A temperatures més baixes, o a més elevades velocitats de deformació el lliscament es produeix fonamentalment segons el pla basal (0001) del quars (TULLIS et al., 1973; WILSON, 1975). Segons el pla que actui, els eixos c adopten determinades distribucions en un diagrama de punts (Fig. 16). És freqüent observar però nombroses situacions intermèdies o bé d'altres en les que actuen, amb major o menor importància, altres sistemes de plans (romboèdric per exemple).

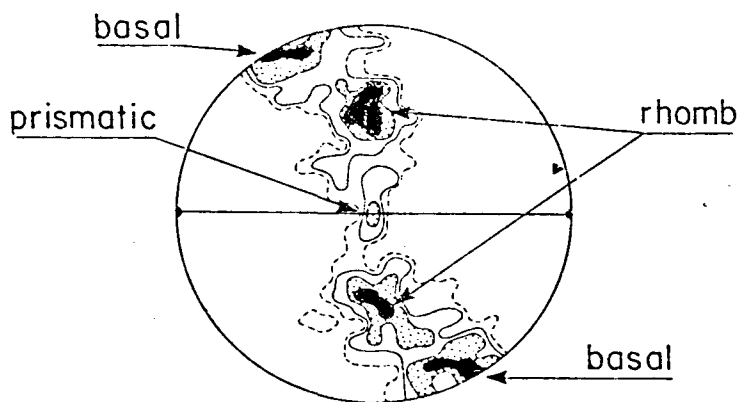


Fig. 16. Distribució dels eixos c en una sèrie de submàxims ("basal", "prismàtic" i "romboèdric") en una garlanda única inclinada (BOUCHEZ I PECHER, 1981).

Una gran part dels treballs sobre l'o.c.p. del quars han estat realitzats en roques milonítiques associades a zones planars d'intensa deformació dúctil (zones de cisalla, encavalcaments, etc). En moltes d'a-

questes zones que corresponen a les "shear zones" de RAMSAY I GRAHAM (1970) o "S - bands" de COBBOLD (1977) es pot considerar que la deformació és del tipus cisalla simple heterogènia.

En la major part dels treballs sobre roques milonítiques associades a aquestes shear zones es fan les següents consideracions: a) els límits de la zona de cisalla són aproximadament paral·lels al pla de cisalla (pla de flux o pla de moviment), b) la lineació milonítica és paral·lela a la direcció de moviment, c) l'esquistositat neoformada a l'interior d'aquestes zones, sobretot en roques prèviament isòtropes, correspon al pla X/Y de l'elipsoid finit de deformació, d) el desplaçament d'elements "marcadors" presents dins i fora de la zona deformada, i la disposició de l'esquistositat milonítica, permeten deduir el sentit de moviment, i e) hi ha un increment progressiu de la intensitat de la deformació cap a l'interior de la zona de cisalla, a mesura que l'esquistositat es paral·lelitzava amb l'orientació del pla de moviment.

Molts treballs sobre les fàbriques del quarz intenten establir una sèrie de relacions entre el tipus d'o.c.p. observada i alguns dels elements cinemàtics i/o geomètrics descrits més amunt (sentit de moviment, orientació del pla de cisalla, disposició de l'esquistositat), o bé entre les fàbriques del quarz i la intensitat de la deformació per cisalla (γ). Un altre grup d'augors estableixen prediccions teòriques sobre l'o.c.p. a partir de simulacions per ordinador. Cal remarcar que, malgrat la gran quantitat de literatura disponible sobre el tema, hi ha encara una sèrie de punts de desacord importants i moltes qüestions no del tot aclarides: els resultats ob

tinguts en diversos exemples naturals no concorden entre ells, ni a vegades amb els resultats obtinguts experimentalment o teòricament.

3.2.2. ALGUNES QUESTIONS SOBRE LA SIGNIFICACIÓ DE L'ORIENTACIÓ CRISTAL·LOGRÀFICA PREFERENT DEL QUARS.

Sovint els eixos c del quars formen una mena de garlanda en els diagrames, que pot estar més o menys ben definida, però que és obliqua respecte els elements estructurals de referència (esquistositat i lineació) (Fig. 17). Sol presentar simetria monoclínic i estar centrada al voltant de l'eix Y en els diagrames. Es tracta de distribucions "asimètriques" respecte l'orientació mitjana de l'esquistositat observable mesoscòpicament.

Aquesta asimetria ha estat sovint utilitzada per deduir el sentit de moviment ("vorticity") de les zones de cisalla, d'encavalcaments i fins i tot dels mantells de corriments, la qual cosa ha popularitzat sens dubte les fàbriques de quars, i la seva utilització en aquells casos en que les zones deformades són de grans dimensions, presenten límits difusos o poc clars, o bé la manca d'altres elements marcadors no permet establir el sentit de moviment per altres criteris (BOUCHEZ I PECHER, 1976; LAURENT I ETCHECOPAR, 1976; BRUNEL I GEYSSANT; 1978 ; BURG I LAURENT, 1978; BERTHE et al., 1979; BRUNEL; 1980 ; SIMPSON, 1980; BOULLIER I QUENARDEL, 1980, etc). Per establir aquesta relació entre la fàbrica del quars i el sentit de moviment, alguns d'aquests autors fan els següents pressupòsits : a) l'o.c.p. del quars és resultat del lliscament segons un sistema predominant de plans, b) en una situació de deformació progressiva per cisalla simple, aquests plans compleixen les prediccions teòriques establertes per ETCHECOPAR (1977). Es a dir, aquests plans tendeixen a paral·lelitzar-se amb

l'orientació del pla de flux a partir de certs valors de la deformació per cisalla. c) el lliscament damunt d'aquests plans es fa segons una direcció perpendicular a l'orientació de l'eix \underline{c} i paral·lela a la direcció de moviment. Aquest conjunt de pressupòsits teòricament implica que: a) la direcció de lliscament és paral·lela a la direcció de cisalla, b) es pot determinar ràpidament l'orientació del pla de cisalla, que serà per tant normal a la garlanda definida pels eixos \underline{c} , c) l'angle entre el pla d'esquistositat i la normal a aquesta garlanda (anomenat angle α) disminueix progressivament en augmentar la deformació. Aquest conjunt de relacions estan esquematitzats a la figura 17.

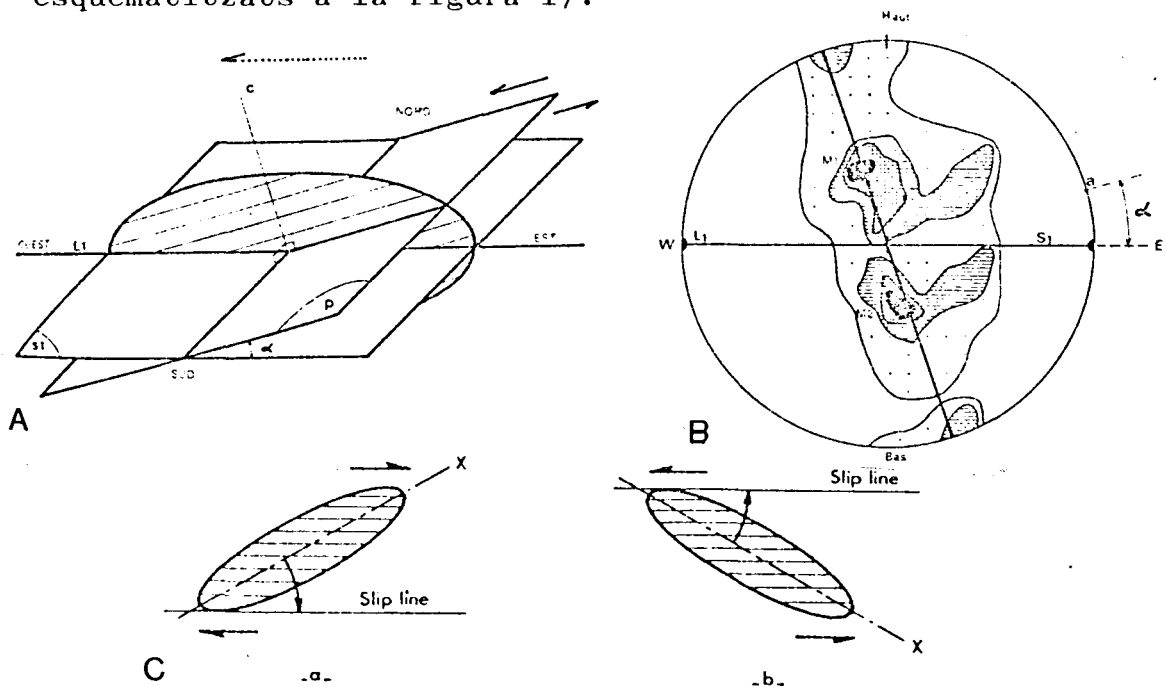


Fig. 17. Esquema de la deformació per lliscament intracrystal·lí segons el pla basal (0001) d'un gra de quars orientat favorablement. Sl és l'esquistositat, Ll la lineació, l'elipse representa la secció ZX de l'elipsoid finit de deformació, \underline{c} és l'eix òptic del quars (LAURENT I ETCHECOPAR, 1976). B) Exemple d'una garlanda asimètrica respecte l'esquistositat i inclinada segons el sentit de moviment de la zona de cisalla (LAURENT I ETCHECOPAR, 1976). C) Relació entre el sentit de cisalla (a, dretre; b, sinistre), l'orientació del pla de lliscament predominant i la rotació de la direcció d'allargament (X) de l'elipse de deformació finita, en una deformació per cisalla simple (BOUCHEZ et al., 1983).

BOUCHEZ et al (1983) apliquen aquest model per explicar l'adquisició d'orientacions preferents en altres minerals (olivina i gel) en peridotites i gel deformats dúctilment.

Ara bé han estat descrits nombrosos casos naturals que no s'avenen estrictament amb aquest model. Sovint és possible observar que: a) les variacions de l'angle α no són les previstes, o bé aquest angle es manté constant en situacions de deformació progressiva, b) són freqüents les distribucions amb una asimetria inversa a la prevista per aquest model en zones en que el sentit de cisalla ha estat deduit per altres criteris. c) també és freqüent observar la coexistència de distribucions simètriques i asimètriques, d) en altres casos la fàbrica del quars presenta orientacions variables en funció de la disposició de l'esquistositat i no guarda una relació constant amb el pla de cisalla.

SIMPSON (1980) descriu uns exemples en els quals l'angle α no pot ser utilitzat per quantificar la deformació per cisalla (γ), ja que no troba cap relació clara entre el valor d'aquest angle i el que formen l'esquistositat i la zona de cisalla (θ). SAILLANT (1982) i CARRERAS i GARCIA-CELMA (1982) tampoc observen, en les milonites de la falla de Mérensídel Cap de Creus, una disminució progressiva d'aquest angle en roques que enregistren un augment progressiu de la deformació. BRUNEL (1980) obté d'altra banda a partir d'aquest angle uns valors de deformació per cisalla que no coincideixen amb els que proporcionen altres mètodes (còdols deformats), i BOULLIER i QUENARDEL (1981) tampoc obtenen uns valors semblants als previstos teòricament. Aquests resultats no coincideixen amb els de LAURENT i ETCHECOPAR (1976) i els de BURG i LAURENT (1978). Segons aquests autors l'obliquitat entre la normal al pla d'esquistositat i la traça mitjana de la garlanda permet precisar,

a part del sentit, el valor de la deformació per cisalla.

Una altra qüestió que cal considerar són els nombrosos exemples de distribucions que presenten una asimetria inversa al sentit de moviment deduit pel conjunt de la zona de cisalla (BOUCHEZ I PECHER, 1976, fig. 8; BOULLIER i QUENARDEL, 1981, fig. 3; BOUCHEZ I PECHER, 1981, fig. 9; PASSCHIER, 1983, fig. 3 etc). Això fa que en molts casos la determinació del sentit de cisalla tingui un caràcter estadístic, i que es pugui realitzar tan sols a partir d'un nombre relativament elevat de fàbriques. Aquestes distribucions "inverses" han estat explicades de manera molt diversa (vegeu discussió a BOUCHEZ et al 1983): zones amb un moviment de cisalla invers respecte al sentit de moviment general, presència de fàbriques anteriors que emmascaren les noves distribucions, etc.

L'origen de les fàbriques simètriques també ha estat objecte de diverses interpretacions. Aquestes fàbriques es caracteritzen per estar formades per dues garlandes creuades, igualment poblades, centrades al voltant d'Y en els diagrames, i disposades simètricament respecte l'esquistositat observable mesoscòpicament ("pseudo-two-girdles"). A partir de l'aplicació del model de lliscament segons un pla predominant, diversos autors (LAURENT I ETCHECOPAR, 1976; BRUNEL I GEYSSANT, 1978; BURG I LAURENT, 1978) proposen que aquestes distribucions són el resultat de dos sistemes de lliscament diferents però que actuarien simultàniament. El primer produiria la garlanda normal al pla de cisalla, mentre que el segon fóra menys important, i afectaria tan sols a aquells grans amb una determinada orientació prèvia. Aquest segon sistema seria efectiu tan sols en estadis poc deformats i produiria un lliscament "invers" respecte al sentit general de cisalla. (Fig. 18).

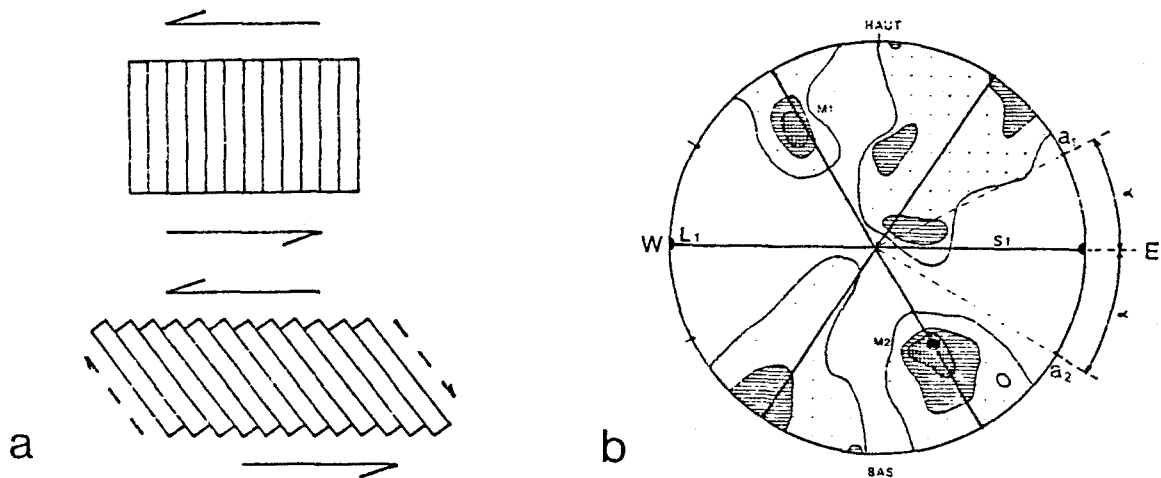


Fig. 18. Formació de distribucions simètriques per lliscament en sentit invers al sentit de cisalla general (LAURENT I ETCHECOPAR, 1976). A) Esquema de formació del lliscament invers per determinades orientacions inicials. B) Exemple de fàbrica simètrica respecte l'esquistositat interpretada mitjançant aquest mecanisme.

Altres autors (BOUCHEZ I PECHER, 1976, 1981; SHELLEY, 1971) opinen que les fàbriques simètriques reflectirien una situació de deformació irrotacional amb una direcció d'allargament paral·lela a la de la lineació milonítica. MARJORIBANKS (1976) descriu també nombroses distribucions simètriques, i opina que les fàbriques són indicadors molt sensibles del tipus de règim deformatiu. BOUCHEZ i PERCHER (1976, 1981) opinen que l'o.c.p. el quars permet no tan sols deduir les característiques cinemàtiques de la zona de cisalla sinó més a més, detectar possibles variacions en el règim deformatiu a l'interior d'un mateix accident (deformacions sobreimposades, heterogeneïtats de la deformació, etc).

Un altre grup d'autors (LISTER I PRICE, 1978; LISTER I WILIAMS, 1979; LISTER I HOBBS, 1980) discuteixen el problema de les fàbriques asimètriques des d'un

punt de vista més teòric. Utilitzen simulacions per ordinador basades en la teoria de Taylor-Bishop-Hill i discuteixen els mecanismes que intervenen en la formació de les fàbriques. LISTER I HOBBS (1980) produeixen fàbriques asimètriques simulant una deformació progressiva per cisalla simple. Molt esquemàticament segons aquests autors: a) les fàbriques no varien d'orientació en variar els eixos de deformació finita, són per tant teòricament independents de la disposició de l'esquistositat mesoscòpica, b) són fixes respecte els elements cinemàtics de la zona de cisalla (pla de flux, direcció de moviment, etc.). Això implica que els elements geomètrics de les fàbriques han de tenir determinades relacions angulars fixes amb el pla de cisalla, per exemple; c) les fàbriques asimètriques estan formades per una garlanda principal normal al pla de cisalla, de la que neixen dues branques a una certa distància de l'eix Y (Fig. 19). L'aplicació d'aquest model teòric presenta d'entrada una greu limitació: moltes fàbriques asimètriques reals no presenten aquesta geometria. Segons LISTER I WILLIAMS (1979) algunes d'aquestes distribucions podrien ser resultat d'orientacions prèvies. PASSCHIER (1983) intenta aplicar aquest model en un cas, les milonites del massís de St. Bathélemy, en el qual el sentit de moviment és ben conegut per altres criteris meso i microestructurals. Aquest autor opina que l'aplicació exclusiva de les fàbriques té una utilitat limitada, ja que moltes (gairebé un 40%) o bé presenten una asimetria inversa o bé no proporcionen informació. Atribueix aquest fet a que en els casos reals poques vegades es donen les condicions necessàries perquè es compleixin les prediccions teòriques (homogeneïtat de la deformació a nivell de gra, absència d'orientacions prèvies, etc.). D'altra banda els intents de LISTER I WILLIAMS (1979) per explicar segons aquest model algunes fàbriques

amb asimetria inversa (vegeu discussió a CARRERAS I GARCIA-CELMA, 1982 i SIMPSON I SOHMID, en premsa) no semblen massa convincents.

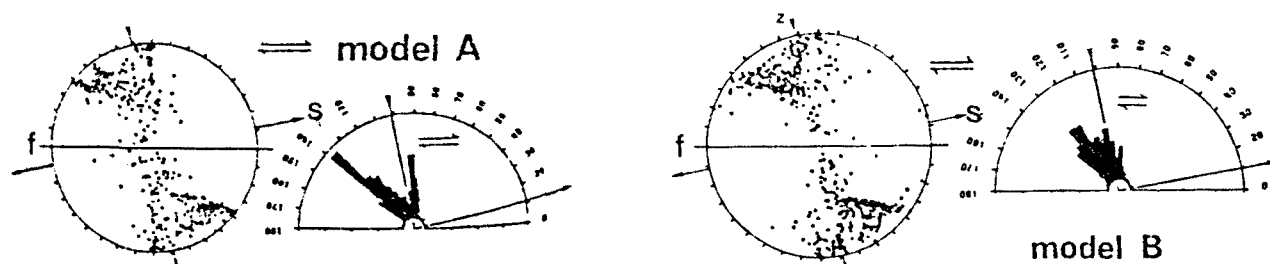


Fig. 19. Distribucions asimètriques a partir de simulacions per ordinador en una deformació per cisalla simple en els models de quarsita A i B de LISTER I HOBBS (1980). F és el pla de cisalla i S el de "flattening", les fletxes indiquen el sentit de cisalla.

El problema de la gènesi de les distribucions simètriques i la influència dels elements cinemàtics en el tipus de fàbrica, han estat analitzats detalladament per CARRERAS I GARCIA-CELMA (1982) en una zona de cisalla de geometria ben coneguda. Aquests autors observen, en una situació de deformació progressiva, el pas de les distribucions simètriques a les asimètriques. Les primeres les presenten les mostres menys deformades, i consten de dues garlandes igualment poblades. La desaparició dels elements que defineixen una d'aquestes garlandes, sense que variïn però les relacions angulars entre l'esquistositat i l'altra garlanda, origina la formació de distribucions asimètriques (Fig. 20). El sentit d'asimetria és coherent amb el sentit de cisalla. D'altra

banda observen que l'orientació dels eixos c varia també progressivament en variar la disposició de l'esquistositat respecte el pla de cisalla. Aquesta relació, entre l'esquistositat i els eixos c , és comprovada per aquests autors mitjançant l'anàlisi de diversos sectors de dimensions centimètriques a mil·limètriques de la zona de cisalla. Aquests resultats contradiuen tant les prediccions teòriques de LISTER i col.laboradors, com les observacions realitzades per altres autors (BURG I LAURENT, 1978; SIMPSON, 1980; etc).

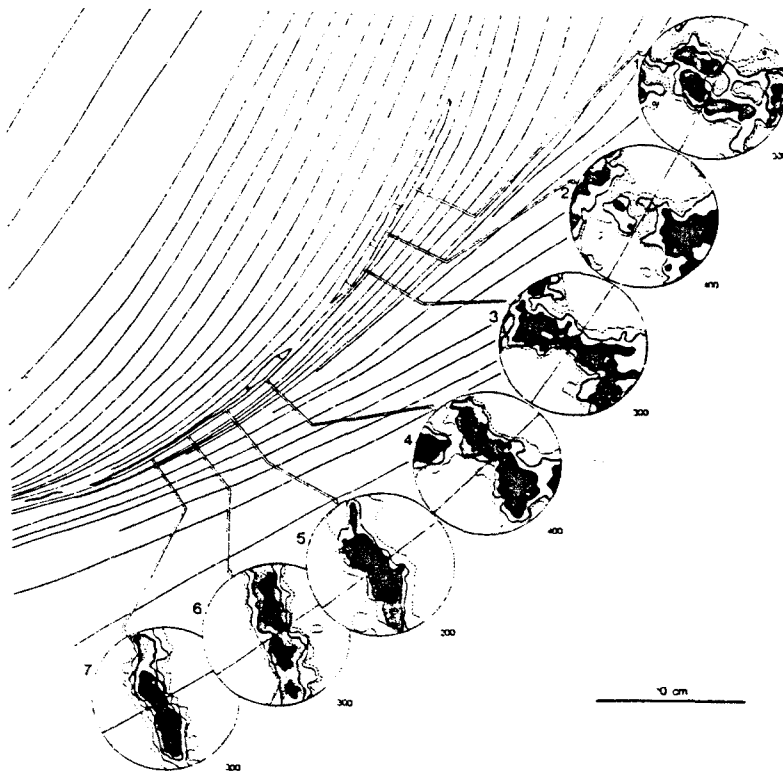


Fig. 20. Desenvolupament progressiu de l' o.c.p. del quarç en una zona de cisalla (CARRERAS I GARCIA-CELMA, 1982).

3.3. METODOLOGIA I ABREVIACIONS UTILITZADES

Una qüestió prèvia que considero necessari comentar és la utilització que es fa en aquest treball de les paraules "sòcol" i "cobertora". Aquests termes han estat utilitzats per alguns dels autors francesos que han treballat al Pirineu oriental, per designar respectivament els gneiss (sòcol) i els materials paleozoics (que són els que formarien la cobertora). Cal fer alguns comentaris sobre aquesta qüestió: a) tant els gneiss com els materials paleozoics han estat deformats dúctilment durant les fases sinesquistoses hercinianes. Com a resultat d'aquesta tectònica ambdós grups de materials, a grans trets, presenten les mateixes estructures de deformació. No són doncs dues unitats que hagin presentat un comportament diferent respecte els principals acontejaments deformatius que les afecten. b) el contacte litològic gneiss/ esquistos no separa tampoc dues unitats amb un grau metamòrfic molt diferent (sòcol cristal·lí, cobertora no o feblement metamòrfica), c) en aquest cas la diferència entre el sòcol i la cobertora es fonamenta tan sols en criteris litològics. Tot i que no s'ha de descartar, no està prou provocat que en el Canigó, els materials del sòcol hagin sofert una evolució tectono-metamòrfica més complexa que els de la "cobertora", com a conseqüència d'haver estat sotmesos a cicles orogènics anteriors. En el marc del Pirineu hercinià, i del massís del Canigó més concretament, aquesta terminologia ha estat utilitzada doncs d'una manera una mica forçada. Tanmateix ha tingut una notable acceptació, i les expressions "sòcol gnèissic" i "cobertora paleozoica" són freqüents en molts dels treballs que fan referència a l'estructura, al metamorfisme o a l'estratigrafia dels materials hercinians d'aquest sector de la zona axial. Per aquesta raó, i fonamentalment per un problema de comoditat, algunes vegades utilit

zaré aquestes expressions en aquest treball, i parlaré de "sòcol" per referir-me abreujadament al conjunt de gneiss situats estructuralment per sota els materials paleozoics, i utilitzaré la paraula "cobertora" per designar els materials paleozoics suprajacents.

En aquest treball he procedit al reconeixement, mesura i anàlisi de les diverses estructures deformatives presents, fonamentalment, en els gneiss. Aquest conjunt de dades ha estat complementat amb la recol·lecció de mostres per al seu posterior estudi microscòpic. He procedit també a la determinació de l'orientació cristal·logràfica preferent del quars en mostres afectades per les diverses estructures reconegudes. Més a més han estat utilitzades d'una manera força més puntual altres tècniques d'anàlisi per tal d'obtenir informació complementària (estudi microtermomètric d'inclusions fluïdes, anàlisis químiques, difracció de raig X, etc). La determinació de l'orientació cristal·logràfica del quars ha estat feta mitjançant una platina universal, a partir de làmines de seccions perpendiculars a l'esquistositat (S en els diagrames) i paral·leles a la lineació (L en els diagrames de fàbrica). En els casos, poc freqüents, de roques que no mostren una lineació ben definida, les seccions utilitzades són normals a l'esquistositat i paral·leles a la direcció de cabussament d'aquesta estructura. En tots els diagrames les projeccions han estat realitzades sobre l'hemisferi inferior, i per realitzar els contatges de densitat he utilitzat una falsilla de KALSBECK.

Les abreviacions utilitzades més freqüentment en el text son:

Sg = esquistositat regional
Lg = lineació regional
Sm = Esquistositat milonítica
Lm = lineació milonítica
Sb = Shear bands (bandes de cisalla)
St = esquistositat de crenulació
Lt = estructures lineals associades a la St
Bc = bandes cataclàstiques
o.c.p. = orientació cristal·logràfica preferent
L1 = lineació de fase 1 (F1)
S1 = esquistositat de base 1 (F1)
L2 = lineació de fase 2 (F2)
L2r = lineació de fase 2 de "rodding"
S2 = esquistositat de fase 2 (F2)
P = eixos de plecs
S = esquistositat
L = lineació
Ss = estratificació

- 4. LES PRIMERES FASES DE DEFORMACIÓ
 - 4.1. INTRODUCCIÓ
 - 4.2. ESTRUCTURES REGIONALS DE DEFORMACIÓ EN ELS GNEISS
 - 4.2.1. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ
 - 4.2.1.1. ESQUISTOSITAT REGIONAL
 - 4.2.1.2. LINEACIÓ REGIONAL
 - 4.2.1.3. FLECS SINESQUISTOSOS
 - 4.2.2. MICROSTRUCTURA DELS GNEISS
 - 4.2.2.1. ELS GNEISS OCEL.LARS
 - 4.2.2.2. ELS GNEISS LEPTÍNICS
 - 4.2.2.3. DISCUSSIÓ
 - 4.3. ESTRUCTURES DE DEFORMACIÓ EN ELS MICASQUISTOS DE BALAIG
 - 4.3.1. ESTRUCTURES MENORS
 - 4.3.1.1. LA FASE 2
 - 4.3.1.2. LA FASE 1
 - 4.3.1.3. ESTRUCTURES PRODUIDES PER LA INTERFERÈNCIA DE LA FASE 2 AMB LA FASE 1
 - 4.3.2. MICROSTRUCTURA DELS MICASQUISTOS DE BALAIG
 - 4.4. DISCUSSIÓ
 - 4.4.1. COMPARACIÓ ENTRE LES ESTRUCTURES DEFORMATIVES DELS GNEISS I DELS MICASQUISTOS
 - 4.4.2. LES MEGASTRUCTURES DE LES PRIMERES FASES DE DEFORMACIÓ.

4.1. INTRODUCCIÓ

En aquest capítol es descriuen les característiques de les estructures deformatives que afecten a la major part dels materials que formen el massís, tret dels cossos de granitoids intrusius.. Les característiques fonamentals d'aquestes estructures han estat establertes en una sèrie de treballs anteriors, fonamentalment per part de GUITARD (v. 2.3.1.2.), per la qual cosa he centrat el treball en una sèrie d'aspectes fins ara poc estudiats (relació entre les estructures dels gneiss i dels micasquistos que afloren a la zona central del massís del Canigó, microestructura del quars i o.c.p. associada a la formació de l'esquistositat regional, etc).

Pel que fa a la nomenclatura dels gneiss, al llarg d'aquest treball utilitzo en alguns casos la proposada per GUITARD (v. 2.4.1.) ja que està basada en una sèrie de criteris que permeten tractar els diversos tipus de gneiss com unitat litològiques cartografiables. Ara bé en algunes descripcions no he respectat aquesta tipologia, ja que els gneiss presenten certa uniformitat quan són analitzats a altres escales d'observació.

4.2. ESTRUCTURES REGIONALS DE DEFORMACIÓ EN ELS GNEISS

Els diversos tipus de gneiss presenten en conjunt les mateixes estructures deformatives. Per evitar repeticions innecessàries en faré doncs una descripció conjunta.

4.2.1. ESTRUCTURES MENORS DE DEFORMACIÓ

No he observat en els gneiss cap estructura deformativa anterior a l'esquistositat regional. Concre-

tament no he pogut reconèixer en aquests materials plecs tallats arbitràriament per l'esquistositat, assimilables als plecs "anteesquistosos" descrits per GUITARD (v.2.2.1.)

4.2.1.1. ESQUISTOSITAT REGIONAL (Sg)

És l'estructura deformativa més fàcilment observable sobre el terreny. La presenten tots els tipus de gneiss i per això ha estat anomenada esquistositat regional. En algunes varietats de gneiss, gneiss biotítics de gra fi a mig (G 3), no és fàcilment visible, sobretot en seccions que no són estrictament paral·leles a la lineació. A nivell mesoscòpic, i en seccions paral·leles a la lineació normals a l'esquistositat, aquesta està definida per la disposició orientada de miques i de nivells força discontinuos formats per concentracions de quars. En les varietats "ocel.lars" les ombres de pressió dels voltants dels feldspats es disposen paral·lelament a l'esquistositat, que adopta formes sigmoidals envoltant els porfiroclastos feldspàtics. Amb la lineació (Lg) és l'única estructura deformativa que és present en tots els gneiss, i no està associada a altres estructures planars reconeixibles mesoscòpicament (plans de cisalla obliquos, plans C, shear bands, etc).

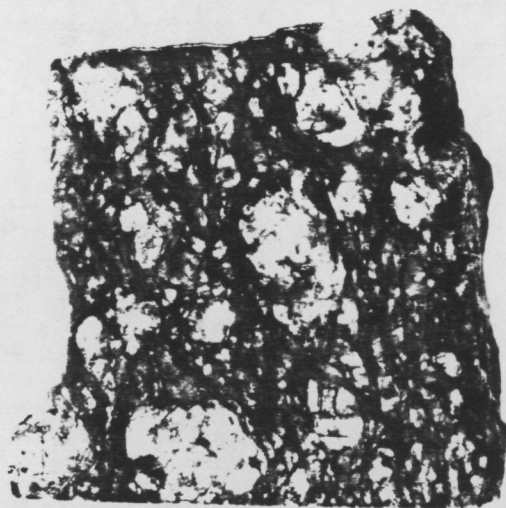
Té direcció i cabussament variables en els diversos sectors del massís (Fig.23). A grans trets cabussa cap al nord en el vessant nord, i cap al sud en aquest altre vessant; en els sectors centrals és subhoritzontal.

4.2.1.2. LINEACIÓ REGIONAL (Lg)

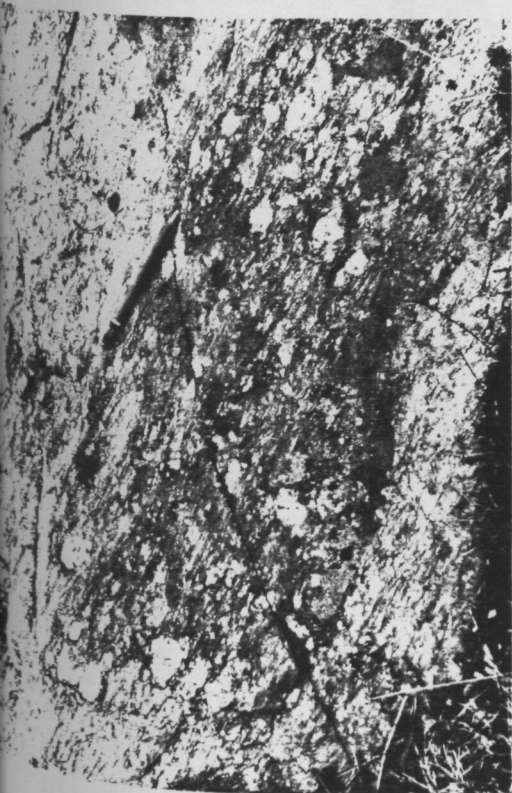
Damunt dels plans d'esquistositat els gneiss presenten una lineació definida per l'orientació dimensional dels feldspats i les ombres de pressió associades, i per la disposició també orientada de les miques (biotita fonamentalment). Formen una sola estructura mesurable sobre l'aflorament. Com l'esquistositat, és observa-



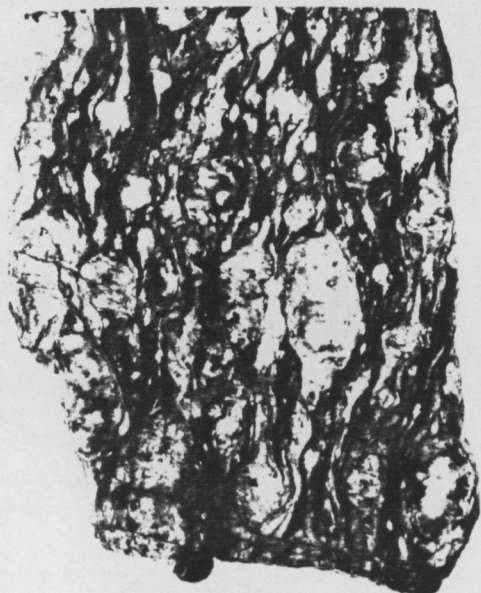
B



D



A



C

Fig. 21. Aspecte de la lineació regional (1g) en els gneiss ocel.lars (A) i en els leptínics (B). Mostres dels voltants del Ras del Prat Cabrera. C) Aspecte dels gneiss ocel.lars biotítics (G-2) segons una secció normal a l'esquistositat i paral.lela a la lineació, D) id. en una secció perpendicular a l'esquistositat i a la lineació. Mostra dels voltants del refugi de la Molina. (escaia 2cm).

ble en els diversos tipus de gneiss, tot i que és més evident en les varietats de menor mida de gra (gneiss leptínics).

A nivell del massís té una orientació NE-SW força constant, i un cabussament variable en funció de la disposició de l'esquistositat (Fig.23)

4.2.1.3. PLECS SINESQUISTOSOS

En els gneiss els plecs associats a la formació de l'esquistositat regional són poc freqüents. Solen estar definits per nivells leucocràtics de menor mida de gra que destaquen en els gneiss sobretot ocellars (antigues vetes de composició aplítica-pegmatítica deformades). Són d'ordre decimètric a mètric, tenen el pla axial paral·lel a l'esquistositat, solen ser angulosos i discontinuos (Fig.22). La poca abundància d'aquestes estructures, i el fet de disposar sovint sobre el terreny de tan sols una superfície d'observació, no permet establir amb claretat les relacions geomètriques amb la lineació. Tanmateix en els pocs casos en que ha estat possible mesurar els seus eixos, aquests tenen una direcció propera a la de la lineació regional.

Tampoc he pogut observar els plecs d'eixos corbats que descriu LAGARDE (1978) en els gneiss del vessant sud del massís.

4.2.2. MICROSTRUCTURA DELS GNEISS

Considerats globalment els gneiss del Canigó tenen una microestructura relativament senzilla. Està definida per la presència de porfiroclastos feldspàtics envoltats per una matriu quarsfeldspàtica en la que destaquen filosilicats sovint amb orientació dimensional. Ara bé, importants variacions en aquests elements (propor

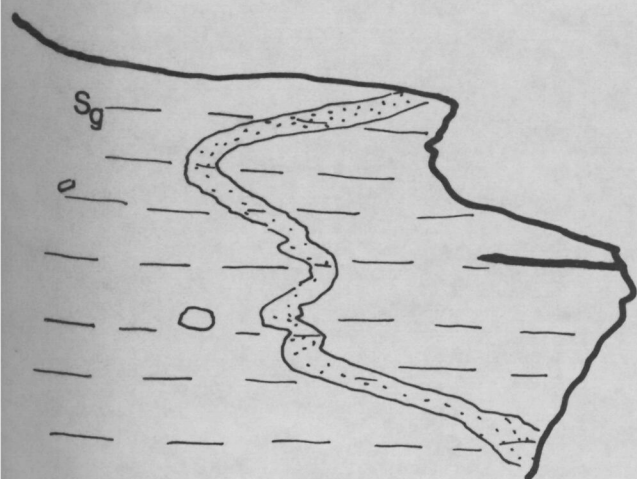
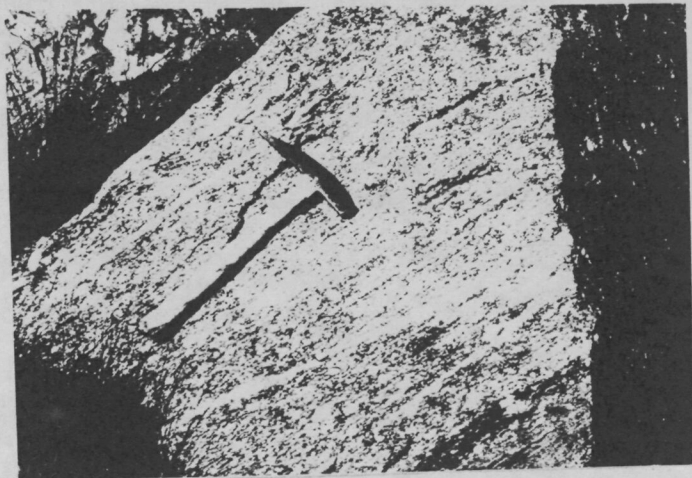
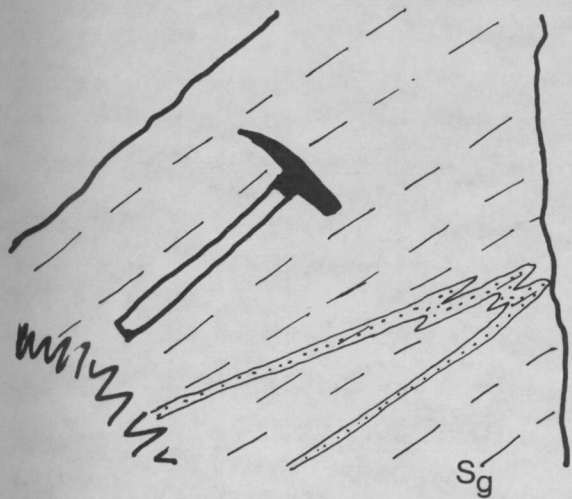
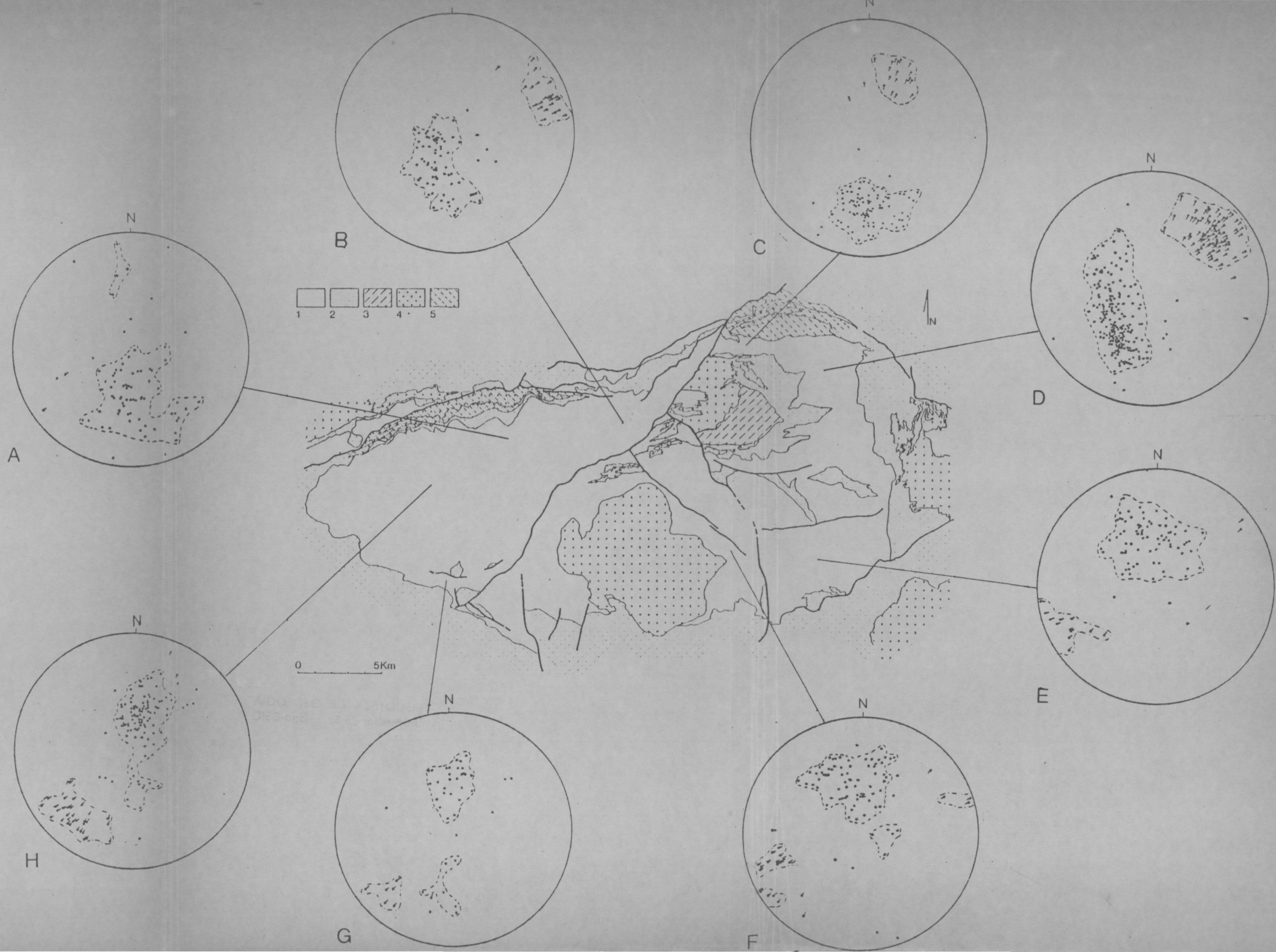


Fig. 22. Plecs sinesquistosos en els gneiss ocellars, definits per vetes de composició inicial diferents que la resta del gneiss (dics aplítics-pegmatítics). Coma Mitjana.

ció i mida de gra dels feldspats, proporció dels minerals filitosos, microestructura i mida de gra del quarz, mida de gra i composició de la matriu, etc) donen com a resultat un conjunt de microestructures força variades, desde gnèissico-blastoporfídica fins a granoblàstica heterogrànular o grano-lepidoblàstica, amb totes les situacions intermèdies. Els diversos dipus de gneiss diferenciats per GUITARD (1970) sovint són difícils de reconèixer tant sols a partir de criteris texturals, ja que dins



g. 23 Disposició de l'esquistositat i de la lineació regionals dels gneiss en diversos sectors del massís. A) Vessant nord de Carançà (voltants de Prats de Balaguer, Toès i Nyer), S= 86, L= 2. B) Saorra-Pi, S= 76, L= 24. C) Vessant nord del Canigó (Cortalets-Coll de Milleres), S= 87, L= 20. D) Vall del Llec, S= 200 L= 88. E) Prats de Molló- St. Guillem, S= 81, L= 14. F) Pla Guillem - La Presta, S= 86, L= 25. G) Voltants de Bastiments- Coll de la Marrana, S= 40, L= 7. H) Vall de Carançà- Coma Mitjana-Coma de Bassibés, S= 107, L= 37. (•, esquistositat, - - -, lineació).

d'una mateixa unitat litològica s'observen importants variacions microestructurals, i/o el pas entre les diverses varietats sovint és progressiu i és resultat de variacions contínues. D'altra banda algunes observacions detallades mostren que certs gneiss han sofert probablement una evolució microestructural complexa posteriorment a la formació de l'esquistositat regional. Aquestes qüestions, juntament amb la dificultat per establir una classificació dels gneiss a partir de criteris texturals (v. 3.1.), han fet que considerés més convenient descriure globalment els diversos tipus de gneiss, diferenciant tant sols els "gneiss ocellars" i els "gneiss leptícs". El primer grup està format per aquells gneiss que tenen "ulls" feldspàtics visibles a ull nu sobre el terreny, i corresponen fonamentalment a les varietats G-1, G-2 i G-3 de GUITARD. El segon està format per les varietats no ocellars, sovint leucocràtiques, i corresponen als gneiss leptínics i leptinites d'aquest autor.

4.2.2.1. ELS GNEISS OCELLARS

Tenen una microestructura gneissico-blastoporfídica, que segons la proporció i mida de gra dels megacristalls correspon a l'estructura "milonítica-ocellar" de BARD (1980). Està formada per porfiroclastos de feldspat potàsic i de plagiòclasi que destaquen en una matriu que té la mida de gra molt menor. Els "ulls" són megacristalls o agregats policristal·lins de mida variable (entre 0,5 i 3 cm, a vegades més) fonamentalment de microclina i de plagiòclasi en menor proporció. Presenten a vegades extinció ondulant i textures de recristal·lització i de reacció amb la matriu a les vores de gra. Als seus extrems es formen ombres de pressió, allargades paral·lelament a l'esquistositat, formades per recristal·lització d'elements de la matriu i dels mateixos ulls. En conjunt tenen formes força arrodonides i un