



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

## Dipòsits sedimentàrio-exhalatius del Paleozoic del SW dels Catalànides: model de dipòsit

Carles Canet Miquel

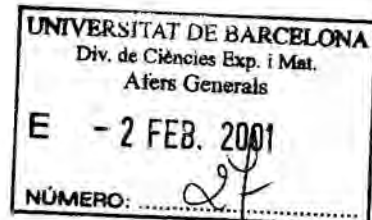


Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 4.0. Spain License.**

Departament de Cristal·lografia, Mineralogia  
Dipòsits Minerals Facultat de Geologia  
Universitat de Barcelona



## Dipòsits sedimentàrio-exhalatius del Paleozoic del SW dels Catalànides: model de dipòsit



BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700860419

Carles Canet Miquel

2001

*A Mercè Miquel Llauradó*

# ÍNDIX

Agraïments .....	1
Resum .....	3
Resumen .....	7
Abstract .....	11
<b>CAPÍTOL I. INTRODUCCIÓ .....</b>	<b>13</b>
1.1. OBJECTIUS I PLA DE TREBALL .....	15
1.2. ANTECEDENTS .....	17
1.3. METODOLOGIA UTILITZADA .....	19
1.4. ENTORN GEOGRÀFIC .....	23
1.5. GEOLOGIA DEL SW DELS CATALANIDES .....	25
1.5.1. Grans trets de la geologia dels Catalànides .....	25
1.5.2. Geologia del SW dels Catalànides .....	27
1.5.3. Geologia del basament .....	28
1.5.3.1. Les sèries precarboníferes .....	28
La sèrie detrítica-carbonatada inferior .....	28
La sèrie siluriana .....	30
El Devonian .....	31
1.5.3.2. La sèrie carbonífera .....	33
Serra de Miramar i Valls .....	33
Priorat Central .....	34
Muntanyes de Prades .....	35
El Camp de Tarragona .....	36
El Baix Priorat .....	36
Sedimentologia del Carbonífer .....	37
1.5.3.3. La deformació herciniana .....	38
1.5.3.4. El metamorfisme regional .....	39
1.5.3.5. Magmatisme tardihercinian i metamorfisme de contacte .....	40
1.5.4. La cobertura mesozoica i terciària .....	41
1.5.4.1. Les sèries mesozoiques .....	41
1.5.4.2. Les sèries terciàries .....	42
1.5.4.3. La deformació alpina .....	43
<b>CAPÍTOL II: GENERALITATS SOBRE ELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX .....</b>	<b>45</b>
2.1. INTRODUCCIÓ .....	47
2.2. IMPORTÀNCIA ECONÒMICA DELS DIPÒSITS DE SULFURS MASSISSOS. PRINCIPALS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX .....	48
2.3. ESTRUCTURA DELS DIPÒSITS SEDEX .....	49
2.4. CLASSIFICACIÓ MINERALÒGICA DELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX .....	52
2.5. CONTEXT GEOLÒGIC DELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX .....	53
2.6. GÈNESI I EVOLUCIÓ DELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX .....	54
2.7. NATURALSA DELS FLUIDS I MECANISMES DE PRECIPITACIÓ .....	55
2.7.1. Origen i característiques de les solucions .....	55
2.7.2. Fonts dels metalls .....	56

2.7.3. Transport dels components hidrotermals .....	56
2.7.4. Mecanismes de precipitació .....	57
2.8. DIPÒSITS EXHALATIUS SUBMARINS ACTUALS .....	59
2.8.1. Dipòsits hidrotermals submarins actuals de gran profunditat .....	61
2.8.2. Dipòsits hidrotermals submarins actuals de poca profunditat .....	62
2.9. EFECTES DE LA DIAGÈNESI, EL METAMORFISME I LA DEFORMACIÓ SOBRE ELS DIPÒSITS SEDEX FÒSSILS ..	64
2.9.1. Diagènesi .....	64
2.9.2. Metamorfisme .....	64
2.9.3. Deformació .....	65
2.10. EL SISTEMA HIDROTERMAL DE PUNTA MITA: UN EXEMPLE DE DIPÒSIT EXHALTIU SUBMARÍ ACTUAL ..	67
2.10.1. Introducció. ....	67
2.10.2. Marc geològic regional. ....	68
2.10.3. Entorn geològic de la fissura de Coronas .....	69
2.10.3.1. Roques volcàniques .....	69
Geoquímica dels basalts .....	70
2.10.3.2. Sediments de plataforma .....	70
2.10.4. Morfologia de les manifestacions hidrotermals i característiques del fons .....	71
2.10.4.1. Ecosistema .....	72
2.10.5. Estructura del dipòsit .....	73
2.10.6. Mineralogia i textura del dipòsit .....	73
2.10.6.1. Precipitats directes del fluid hidrotermal .....	74
Carbonats .....	74
Sulfurs .....	75
Barita .....	75
Carbonatohidroxilapatita .....	75
Fases minoritàries .....	76
2.10.6.2. Productes d'alteració dels basalts .....	76
Alteració dels fenocristalls .....	76
Alteració de la matriu .....	76
Reompliment de vacúols .....	76
2.10.7. Discussió i conclusions .....	77
 CAPÍTOL III. ELS DIPÒSITS SILURIANS: GEOLOGIA, MINERALOGIA I LITOGEOQUÍMICA .....	 81
3.1. ELS DIPÒSITS D'EDAT SILURIANA DEL BOSC DE POBLET .....	83
3.1.1. INTRODUCCIÓ .....	83
3.1.2. EL MARC GEOLÒGIC .....	83
3.1.3. ESTRUCTURA DE LES UNITATS RIQUES EN SULFURS DEL SILURIÀ INFERIOR .....	86
3.1.3.1. Dipòsit de Sant Miquel .....	86
3.1.3.2. Dipòsit de la Roca de Ponent .....	87
3.1.3.3. Dipòsit de la Coma Fosca .....	88
3.2. CARACTERITZACIÓ MINERALÒGICA I TEXTURAL DELS DIPÒSITS SILURIANS .....	91
3.2.1. Mineralogia dels nivells feldspàtics .....	91
3.2.1.1. Anortita .....	91

3.2.1.2. Feldspat potàssic .....	92
3.2.1.3. Quars .....	92
3.2.1.4. Armenita .....	92
3.2.1.5. Titanita .....	93
3.2.1.6. Amfíbol vanàdic .....	94
3.2.1.7. Goldmanita .....	94
3.2.1.8. Hedenbergita .....	97
3.2.1.9. Moscovita .....	97
3.2.1.10. Al·lanita-Ce .....	97
3.2.1.11. Ilmenita .....	98
3.2.2. Mineralogia de les pissarres riques en sulfurs .....	98
3.2.2.1. Biotita vanàdica .....	98
3.2.2.2. Andalusita .....	98
3.2.2.3. Cordierita .....	98
3.2.2.4. Coulsonita .....	99
3.2.2.5. Cromita .....	99
3.2.2.6. Berdesinskiita .....	99
3.2.2.7. Fase amb Ti-V-Cr-Sc-REE-U (crichtonita?) .....	99
3.2.2.8. Rútil .....	100
3.2.2.9. Uraninita .....	100
3.2.2.10. Zircó .....	100
3.2.2.11. Apatita .....	100
3.2.2.12. Monazita .....	100
3.2.2.13. Xenotíma .....	100
3.2.2.14. Pirrotita .....	100
3.2.2.15. Calcopirita .....	103
3.2.2.16. Pirita .....	103
3.2.2.17. Esfalerita .....	103
3.2.2.18. Molibdenita y tungstenita .....	103
3.2.3. Mineralogia dels nivells de sulfurs massissos .....	103
3.2.4. Mineralogia dels nivells de fosfat .....	104
3.2.5. Mineralogia dels nivells de calcosilicats .....	104
3.2.6. Mineralogia dels nivells de quarsites .....	105
3.3. MINERALS D'AU, AG I ELEMENTS DEL	
GRUP DELS PLATINOIDES .....	105
3.3.1. Sperrylita .....	105
3.3.2. Löl·lingita pal·làdica .....	106
3.3.3. Arsenopirita .....	106
3.3.4. Altres minerals de Pd .....	106
3.3.5. Electre .....	106
3.3.6. Amalgama de plata .....	106
3.3.7. Telururs d' Au i Ag .....	109
3.3.8. Hessita i acantita .....	109
3.3.9. Altres menes metàl·liques .....	109
3.4. SEQÜÈNCIA DE FORMACIÓ DELS DIPÒSITS SILURIANS .....	110
3.5. DISCUSIÓ .....	113
3.6. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL .....	117
3.6.1. Resultats .....	117
3.6.1.1. Elements majors .....	117
3.6.1.2. Metalls base i metalls nobles .....	119
3.6.1.3. Elements del grup de les terres rares .....	119
3.6.1.4. Elements sensibles a les condicions redox .....	121
3.6.1.5. Altres elements .....	123

3.6.2. Discussió .....	123
<b>CAPÍTOL IV. DIPÒSITS CARBONÍFERS DEL MAS DEL BESSÓ:</b>	
<b>GEOLOGIA I MINERALOGIA .....</b>	<b>125</b>
4.1. ENTORN GEOLÒGIC .....	127
4.2. ESTRUCTURA DEL DIPÒSIT .....	129
4.2.1. Mineralització estratiforme .....	129
4.2.1.1. Nivells d'epidota .....	129
4.2.1.2. Nivells rics en amfíbol .....	130
4.2.1.3. Sulfurs massissos. ....	130
4.2.1.4. Nivells feldspàtics .....	130
4.2.1.5. Dolomicrites .....	130
4.2.1.6. Encaixant pelític .....	130
4.2.1.7. Nivells de materials detrítics grollers .....	130
4.2.2. Mineralització de reemplaçament tipus skarn .....	130
4.2.3. Bretxa magmàtica .....	130
4.3. ESTRATIGRAFIA DEL DIPÒSIT .....	130
4.3.1. Sèrie Bes-1 .....	130
4.3.2. Sèrie Bes-1a .....	134
4.3.3. Sèrie Bes-1b .....	134
4.3.4. Sèrie Bes-2 .....	134
4.3.5. Sèrie Bes-3 .....	136
4.3.6. Sèrie Bes-5 .....	137
4.3.7. Sèrie Bes-y .....	138
4.4. MINERALOGIA I TEXTURES .....	141
4.4.1. Nivells rics en sulfurs .....	141
4.4.1.1. Menes metàl·liques .....	141
4.4.1.2. Epidota .....	142
4.4.1.3. Amfíbol càlcic .....	143
4.4.1.4. Quars .....	144
4.4.1.5. Clorita .....	144
4.4.2. Nivells d'epidotita .....	144
4.4.2.1. Epidota .....	144
4.4.2.2. Amfíbol càlcic .....	145
4.4.2.3. Clorita .....	145
4.4.2.4. Quars .....	145
4.4.2.5. Calcita .....	145
4.4.2.6. Granat càlcic .....	145
4.4.2.7. Menes metàl·liques .....	145
4.4.3. Silicificacions .....	146
4.4.4. Nivells d'amfíbol càlcic .....	146
4.4.5. Dolomies .....	146
4.4.6. Nivells feldspàtics .....	147
4.4.6.1. Nivells de plagiòclasi .....	147
4.4.6.2. Nivells de feldspat potàssic .....	147
4.4.7. Mineralització associada amb el contacte amb un dic de pòfir .....	148
4.4.7.1. Grossulària .....	148
4.4.7.2. Dolomita .....	148
4.4.7.3. Amfíbol .....	149
4.4.7.4. Calcita .....	149
4.4.7.5. Quars .....	149

4.4.7.6. Clorita .....	149
4.4.7.7. Scheelita .....	149
4.4.7.8. Menes metàl·liques .....	149
4.4.7.9. Hematites .....	150
4.4.7.10. Seqüència de formació al skarn .....	150
4.4.8. Mineralització en la bretxa magmàtica .....	150
4.5. DISCUSIÓ DE LES TEXTURES .....	151
4.5.1. Textures predeformatives .....	151
4.5.1.1. Bandat litològic .....	151
4.5.1.2. Laminació .....	151
4.5.2. Textures de deformació .....	151
4.5.2.1. Plegament .....	152
4.5.2.2. Esquistositat .....	152
4.5.2.3. Boudinage .....	152
4.5.3. Textures postdeformatives .....	153
4.5.3.1. Recristal·lització metamòrfica .....	153
4.5.3.2. Remobilització dels sulfurs .....	153
4.5.3.3. Reemplaçament metasomàtic .....	153
4.6. QUÍMICA MINERAL .....	155
4.6.1. Feldspats .....	155
4.6.1.1. Feldspat càlcic .....	155
4.6.1.2. Feldspat potàssic .....	155
4.6.2. Epidota .....	155
4.6.3. Granat .....	156
4.6.4. Amfíbol .....	157
4.6.5. Clorita .....	157
4.6.6. Carbonat .....	158
4.6.6.1. Carbonat encaixant .....	158
4.6.6.2. Carbonat associat a la silicificació .....	159
4.6.6.3. skarn .....	159
4.6.7. Esfalerita .....	159

## CAPÍTOL V: DIPÒSITS CARBONÍFERS DE L'ARGENTERA:

### GEOLOGIA I MINERALOGIA .....

5.1. ENTORN GEOLÒGIC .....	163
5.2. ESTRUCTURA DEL DIPÒSIT .....	165
5.2.1. Mineralització estructurada de sulfurs massissos (Fàcies 1) .....	166
5.2.2. Fàcies 2 (nivells feldspàtics) .....	167
5.2.3. Fàcies 3 (roca silicificada) .....	167
5.2.4. Fàcies 4 (cossos clorititzats) .....	168
5.2.5. Fàcies 5 (sulfurs massissos no estructurats) .....	168
5.2.6. Fàcies 6 (bretxes) .....	170
5.2.7. Fàcies 7 (vetes) .....	170
5.2.8. Estructures associades la deformació .....	170
5.2.8.1. Boudins .....	170
5.2.8.2. Esquistositat .....	171
5.3. MINERALOGIA I TEXTURES .....	171
5.3.1. Fàcies estructurades de sulfurs massissos .....	171
5.3.1.1. Menes metàl·liques .....	172
5.3.1.2. Quars .....	173
5.3.1.3. Clorita .....	173



5.3.2. Nivells feldspàtics .....	173
5.3.2.1. Quars .....	173
5.3.2.2. Plagiòclasi .....	175
5.3.2.3. Clorita .....	175
5.3.2.4. Minerals accessoris .....	175
5.4. CAP A UNA RECONSTRUCCIÓ DEL DIPÒSITS A PARTIR DE LA DISTRIBUCIÓ DE LITOFÀCIES .....	175
5.5. QUÍMICA MINERAL .....	179
5.5.1. Feldspat .....	179
5.5.2. Esfalerita .....	180
<b>CAPÍTOL VI: DIPÒSITS CARBONÍFERS DE LA VALL ALTA DEL CORTIELLA: GEOLOGIA, MINERALOGIA I LITOGEOQUÍMICA .....</b>	<b>183</b>
6.1. ENTORN GEOLÒGIC .....	186
6.2. INDICIS DEL MAS DEL MESTRE (Cu-Zn) .....	191
6.2.1. Estructura del dipòsit .....	191
6.2.1.1. Nivells de pirrotita .....	193
6.2.1.2. Nivells de pirita .....	193
6.2.1.3. Nivells d'esfalerita .....	193
6.2.1.4. Nivells feldspàtics .....	193
6.2.1.5. Nivells de cloritita .....	194
6.2.1.6. Pissarres i gresos .....	194
6.2.1.7. Vetes de clorita i pirrotita .....	194
6.3. MINERALOGIA I TEXTURES .....	194
6.3.1. Nivells rics en pirrotita .....	194
6.3.1.1. Menes metàl·liques .....	194
6.3.1.2. Altres menes minoritàries .....	195
6.3.1.3. Quars .....	195
6.3.1.4. Clorita .....	197
6.3.1.5. Epidota .....	197
6.3.2. Nivells de pirita .....	198
6.3.2.1. Pirita .....	198
6.3.2.2. Quars .....	198
6.3.3. Nivells feldspàtics .....	198
6.3.3.1. Quars .....	199
6.3.3.2. Clorita .....	199
6.3.3.3. Plagiòclasi .....	199
6.3.3.4. Moscovita .....	199
6.3.3.5. Titanita .....	200
6.3.3.6. Epidota .....	200
6.3.3.7. Sulfurs .....	200
6.3.4. Nivells de cloritita .....	200
6.3.4.1. Clorita .....	200
6.3.4.2. Òxids de Ti .....	201
6.3.4.3. Òxids d'urani i tori .....	201
6.3.4.4. Minerals de REE .....	201
6.3.5. Gresos .....	202
6.3.6. Vetes tardanes .....	202
6.4. INTERPRETACIÓ TEXTURAL DEL DIPÒSIT DEL MAS DEL MESTRE .....	203

6.4.1. Textures predeformatives .....	203
6.4.2. Textures de deformació .....	203
6.4.2.1. Plegament .....	203
6.4.2.2. Esquistositat .....	204
6.4.2.3. Microestructures de deformació del quars .....	204
6.4.3. Textures de recristal·lització .....	204
6.4.4. Textures de reemplaçament .....	206
6.4.4.1. Reemplaçaments prdeformatius .....	206
6.4.4.2. Reemplaçaments tardans .....	206
6.5. INDICIS "POU DEL COBUS .....	207
6.5.1. Estructura del tram mineralitzat .....	207
6.5.1.1. Nivells magnetítics .....	207
6.5.1.2. Nivells hematítics .....	208
6.5.1.3. Nivells clorítics .....	208
6.5.1.4. Intercalacions detrítiques .....	208
6.5.2. Mineralogia i textures .....	208
6.5.2.1. Nivells magnetítics .....	208
Magnetita-maghemita .....	208
Quars .....	208
Sulfurs .....	209
Altres minerals .....	209
6.5.2.2. Nivells hematítics .....	209
6.5.2.3. Nivells clorítics .....	210
6.5.2.4. Intercalacions detrítiques .....	210
6.5.3. Discussió .....	210
6.6. INDICIS DEL MAS DEL BOTÓ (Zn-Cu-Pb) .....	213
6.6.1. Estructura del tram mineralitzat .....	213
6.6.1.1. Nivells verds (clorita i calcosilicats) .....	214
6.6.1.2. Nivells rics en sulfurs .....	214
6.6.1.3. Nivells de feldspats .....	214
6.6.1.4. Encaixant pelític .....	214
6.6.2. Mineralogia i textures .....	215
6.6.2.1. Nivells verds (clorita i calcosilicats) .....	215
Epidota .....	215
Clorita I .....	216
Calcita I .....	216
Granat càlcic .....	216
Clorita II .....	216
Calcita II .....	216
Quars .....	216
6.6.2.3. Nivells rics en sulfurs .....	216
6.6.2.4. Nivells de feldspat .....	217
6.6.2.5. Vetes .....	217
6.6.3. Estudi textural .....	218
6.6.3.1. Textures predeformatives .....	218
6.6.3.2. Textures de deformació .....	218
Plegament .....	219
Esquistositat .....	219
6.6.3.3. Textures de recristal·lització .....	219
6.6.3.4. Textures de reemplaçament .....	219
6.7. INDICIS DEL MAS DEL LICORT (Pb-Zn-Cu) .....	221

6.7.1. Mineralogia i textures .....	221
6.7.1.1. Nivells mineralitzats .....	221
Menes metàl·liques .....	221
Calcita .....	222
Quars .....	222
Adulària .....	222
Clorita .....	222
Moscovita .....	222
6.7.1.2. Encaixant detrític .....	223
6.7.1.3. Vetes .....	223
<b>6.8. QUÍMICA MINERAL DELS DIPÒSITS</b>	
<b>DE LA VALL ALTA DEL CORTIELLA</b> .....	225
6.8.1. Feldspats .....	225
6.8.2. Epidota .....	225
6.8.3. Clorita .....	226
Mas del Mestre .....	226
Pou d'en Cobus .....	226
Mas del Botó .....	227
Mas del Licort .....	227
6.8.4. Carbonats .....	228
6.8.5. Esfalerita .....	228
Mas del Mestre .....	228
Mas del Botó .....	228
6.8.6. Wolframats .....	229
<b>6.9. LITOGEOQUÍMICA DE LES MINERALITZACIONS</b> .....	231
6.9.1. Elements majors .....	232
6.9.2. Metalls base i metalls nobles .....	232
6.9.3. Elements del grup de les terres rares (REE) .....	233
6.9.4. Elements sensibles a les condicions redox .....	236
6.9.5. Altres elements .....	237
6.9.6. Discussió .....	237
<b>CAPÍTOL VII. MICROTERMOMETRIA D'INCLUSIONS FLUIDES</b> .....	239
<b>7.1. MAS DEL MESTRE: ESTUDI MICROTERMOMÈTRIC</b>	
<b>D'INCLUSIONS FLUIDES</b> .....	241
7.1.1. Petrografia de les inclusions .....	242
7.1.2. Resultats .....	242
7.1.3. Discussió .....	245
<b>7.2. DIPÒSIT POU DEL COBUS</b> .....	245
7.2.1. Petrografia de les inclusions .....	245
7.2.2. Resultats .....	246
7.2.3. Discussió .....	246
<b>7.3. MAS DEL BESSÓ: ESTUDI MICROTERMOMÈTRIC</b>	
<b>D'INCLUSIONS FLUIDES</b> .....	247
7.3.1. Inclusions en esfalerita .....	247
7.3.1.1. Petrografia de les inclusions .....	247
7.3.1.2. Resultats .....	247
7.3.1.3. Discussió .....	248
7.3.2. Inclusions en calcita .....	249
7.3.2.1. Petrografia de les inclusions .....	249
7.3.2.2. Resultats .....	249
7.3.2.3. Discussió .....	250

7.4. CARACTERITZACIÓ DELS FLUIDS DE LES SURGÈNCIES SUBMARINES: DISCUSIÓ .....	251
7.4.1. Inclusions fluides en sedex .....	251
7.4.2. Els fluids mineralitzants dels dipòsits carbonífers .....	252
<b>CAPÍTOL VIII: GEOQUÍMICA D'ISÒTOPS ESTABLES I RADIOGÈNICS .....</b>	<b>254</b>
8.1. ISÒTOPS DE SOFRE DE LA SÈRIE DETRÍTICO-CARBONATADA INFERIOR .....	257
8.1.1. Mostreig .....	257
8.1.2. Resultats .....	258
8.2. COMPOSICIÓ ISOTÒPICA DELS SULFURS EN ELS DIPÒSITS D'EDAD SILURIANA .....	261
8.2.1. Introducció .....	261
8.2.2. Mostreig i mètodes analítics .....	261
8.2.3. Resultats .....	261
8.2.3.1. Estadi I .....	262
8.2.3.2. Estadi II .....	262
8.2.3.3. Estadi III .....	262
8.2.4. Influència dels processos tardans .....	263
8.2.5. Origen del sofre en les sèries sedimentàries De Sant Bernat .....	266
8.2.6. Origen del sofre de la mineralització primària .....	266
8.2.7. Implicacions de l'estudi isotòpic en la gènesi dels dipòsits .....	267
8.2.8. Conclusions a l'estudi isotòpic de S en els afloraments silurians .....	268
8.3. ISÒTOPS DE SOFRE EN SULFURS DE LA SÈRIE DEVONIANA .....	269
8.3.1. Mostreig .....	269
8.3.2. Resultats .....	271
8.4. COMPOSICIÓ ISOTÒPICA DELS SULFURS EN ELS DIPÒSITS D'EDAT CARBONÍFERA .....	273
8.4.1. Mostreig i mètodes analítics .....	272
8.4.2. Resultats .....	273
8.4.2.1. Mas del Bessó .....	273
8.4.2.2. L'Argentera .....	273
8.4.2.3. Mas del Mestre .....	273
8.4.2.4. Mas del Botó .....	274
8.4.2.5. Mas del Licort .....	274
8.4.3. Discussió i conclusions .....	274
8.5. ISÒTOPS DE SOFRE EN LA CONCA CARBONÍFERA: DISCUSIÓ .....	277
8.6. ISÒTOPS D'OXIGEN I HIDROGEN EN SILICATS .....	279
8.6.1. Resultats .....	279
8.6.1.1. Clorita .....	280
8.6.1.2. Quars .....	280
8.6.2. Discussió .....	281
8.7. RELACIONS ISOTÒPIQUES DE Sm/Nd DELS NIVELLS FELDSPÀTICS DELS DIPÒSITS D'EDAT SILURIANA .....	283
8.7.1. Mostreig i mètodes analítics .....	283

8.7.2. Resultats .....	284
8.7.3. Discussió .....	284
8.8. COMPOSICIÓ ISOTÒPICA DEL Pb EN GALENA .....	285
8.8.1. Mostreig .....	285
8.8.2. Resultats i discussió .....	286
<b>CAPÍTOL IX: MODEL DE FORMACIÓ DELS DIPÒSITS: DISCUSIÓ .....</b>	<b>289</b>
9.1. ASSOCIACIONS DE MENES: DISCUSIÓ .....	291
9.2. ELS NIVELLS FELDSPÀTICS:	
POSSIBLES MECANISMES GENÈTICS. ....	293
9.2.1. Plantejament del problema .....	293
9.2.2. Models genètics existents per als dipòsits de feldspats .....	294
9.2.2.1. Hipòtesi intrusiva .....	294
9.2.2.2. Hipòtesi metasomàtica associada	
a intrusions granítiques .....	294
9.2.2.3. Hipòtesi vulcanosedimentària .....	294
9.2.2.4. Hipòtesi detrítica .....	294
9.2.2.5. Hipòtesi exhalativa .....	294
9.2.2.6. Hipòtesi diagenètica continental .....	294
9.2.2.7. Hipòtesi diagenètica submarina .....	295
9.2.3. Els nivells feldspàtics del SW dels Catalànides:	
discussió dels mecanismes genètics possibles .....	296
9.2.3.1. Hipòtesi intrusiva .....	296
9.2.3.2. Hipòtesi metasomàtica associada	
a intrusions granítiques .....	297
9.2.3.3. Hipòtesi vulcanosedimentària .....	297
9.2.3.4. Hipòtesi diagenètica continental .....	297
9.2.3.5. Hipòtesi diagenètica submarina .....	297
9.2.3.6. Hipòtesi exhalativa .....	297
Generació de feldspats per precipitació directa en el	
fons submarí contemporàniament amb els sulfurs .	300
Diagènesi primerenca en el fons submarí .....	300
Generació de feldspats a la ploma hidrotermal	
ascendent (buoyant plume) emesa per les	
fonts submarines .....	301
Generació de feldspats a la ploma hidrotermal	
neutra (neutrally buoyant plume) .....	302
Generació de feldspats en un brine pool .....	302
9.2.4. Discussió .....	302
9.3. ALTRES TIPUS DE SEDIMENTS ASSOCIATS	
ALS DIPÒSITS: DISCUSIÓ .....	305
9.3.1. Nivells de fosfats .....	305
9.3.2. Nivells de cloritites .....	305
9.4. EL PROBLEMA DEL BANDAT: DISCUSIÓ .....	309
9.5. CARÀCTER PROXIMAL-DISTAL DELS DIPÒSITS .....	311
9.5.1. Criteris mineralògics i texturals .....	311
9.5.2. Criteris geoquímics: elements de les terres rares .....	311
9.5.3. Criteris de geoquímica d'elements-traça: elements	
sensibles a les reaccions redox i elements immòbils. ....	312
9.5.4. Criteris isotòpics .....	313
9.6. TRANSPORT I PRECIPITACIÓ DE METALLS	
PRECIOSOS EN EL SISTEMA HIDROTERMALS .....	315

9.6.1. L'arsènic .....	315
9.6.2. Or .....	315
9.6.3. Pal·ladi i PGE .....	316
9.6.4. Plata .....	316
9.6.5. Bismut .....	317
9.7. CONDICIONS DE FORMACIÓ .....	319
9.7.1. Dipòsits silurians .....	319
9.7.2. Dipòsits carbonífers .....	320
9.7.2.1. Mas del Bessó, Uldemolins .....	320
9.7.2.2. L'Argentera .....	321
9.7.2.3. Vall Alta del Cortiella .....	322
9.7.3. Font de calor per als dipòsits carbonífers: discussió .....	323
CAPÍTOL X. CONCLUSIONS .....	325
REFERÈNCIES .....	329
ANNEXOS .....	353

## AGRAÏMENTS

L'elaboració d'aquesta tesi ha estat possible gràcies a la col·laboració de moltes persones a les quals tinc el deure, i la satisfacció, d'agraïr-los tota l'ajuda i suport.

En primer lloc, voldria expressar-li un profund agraïment a Joan Carles Melgarejo i Draper, director d'aquesta tesi, però en primera instància un bon amic. Ni cal esmentar l'entrega i disposició que en tot moment he rebut d'ell, i a la vegada, la il·lusió que ha abocat en aquesta tesi.

A la Pura Alfonso, que ha estat un suport imprescindible pel desenvolupament d'aquest treball, vull agrair-li la realització de les anàlisis d'isotòps estables al *Scottish Universities Research & Reactor Centre*, on va estar sota la direcció del dr. Anthony Fallick. La col·laboració de la Pura Alfonso, però, va molt més enllà; entre d'altres coses, m'ha ajudat en les anàlisis d'inclusions fluides, i en l'aclariment de molts dels dubtes que se m'han anat plantejant al llarg de la meva recerca.

Vull mostrar-li el meu agraïment al Joaquín Proenza per la seva aportació constant i suport incondicional al bon desenvolupament del treball de recerca. També per generar un immillorable clima de treball i amistat, gràcies. I també molt especialment, a la Xiomara Cazañas, per la seva col·laboració, experiència, i una amistat d'una gran vàlua que ha demostrat en tot moment. A més, gràcies a ella es van poder analitzar les inclusions fluides amb una platina escalfable-refredable que, cedida a Cuba per la Fundació Solidaritat de la Universitat de Barcelona, ella va posar a disposició de tothom mentre va durar aquí la seva estada.

A tota la gent que m'ha rebut a Mèxic, per la seva esplèndida acollida. Entre ells vull destacar especialment a la dra. Rosa María Prol i tots els seus col·laboradors. També a Rufino, per l'atenció i ajut en catodoluminiscència. Als amics Antoni Camprubí, Jordi Tritlla, Jesús Solé i Teresa Pi, per la rebuda, i l'aportació tant valuosa en diversos apartats de la tesi. A Elva Briones per la informació de les surgències hidrotermals de Guaymas. També he d'agraïr, a la *Secretaría de Relaciones Exteriores de México* la concessió d'una beca, que ha possibilitat la meva recerca en els dipòsits submarins actuals de Punta Mita, a Nayarit, Mèxic.

Vull remarcar també el meu agraïment al professor Ramón Guillermo Pérez Vázquez, que em mostrà els dipòsits *sedex* de la província de Pinar del Río, a Cuba. També a la *Empresa de Geología y Minería de Oriente* i a la *Universidad de Pinar del Río*, que van fer possible la visita de les mines del municipi de Matahambre.

A Boris Belyatsky, del *Institute of Precambrian Geology and Geochronology*, a San Petersburg, li he d'agraïr la realització de les anàlisis de Sm-Nd.

A Dionísio Rodríguez, del CIGEO de Nicaragua per fer possible una estada a Nicaragua, i a Carles Soriano de l'Institut Jaume Almera, per acompanyar-nos en la campanya de camp que s'hi va realitzar.

Vull expressar el meu agraïment al personal dels Serveis Científico-Tècnics: Javier García-Veigas i Xavier Llovet, de la microsonda electrònica; Ramón Fontarnau del Microscopi electrònic; Xavier Alcover, Pep Bases, i Tomas Muriel, del servei de difracció de raig-X; Elionor Pelfort, Antoni i Santiago d'ICP; Josep Maria Socías, i Silvia, del servei de fluorescència de raig-X; el sr. Antoni, de fotografia; i Tariq Jawhari de *RAMAN*.

Tampoc vull deixar de mencionar al personal del Servei de dibuix, al personal de la biblioteca, i a l'Adolf Samper, del servei de làmina prima. Voldria a agrair a Eladi Caballero, secretari del Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, la seva eficàcia i amabilitat.

Vull agrair-los tantes bones estones a tots els companys doctorands, i becaris *sp.*. A la Núria Antich, pel teu suport, ajuda, i ànims, sobretot els llargs caps de setmana de tesis. Al Roger Clavera, bon company de despatx, i sempre disposat a ajudar. Al Joan Andújar, pels dibuixos, i les bones estones veient *puffins* i *kittiwakes* orcadianes. A l'Amanda Blanco, pel mostreig de les pissarres, i per l'amistat.

Gràcies també a la colla del Pla Director, Carme Cirera, Eduard Muntaner, Xavier Jiménez i Araceli Barroso, i la resta de companys: Joan Martínez Bofill, Jose Àngel Delgado García-Menocal, Manuel Roberto Espínola, Albert Escusa, Encarna García, Glòria Àvila, Vanesaa Sánchez, Jorge Mata, Màrius Ramírez, Joaquín Perona, Gemma Folguera, Laura Megías, Nativitat Salvadó, Laura Vitòria, Neus Otero, Fidel Grandia, i Jordi Martínez Vilalta del *CREAF*. Vull expressar el meu agraïment també a tots els professors del Departament: Salvador Galí, Esperança Taulé, Manel Labrador, Maite García, Salvador Martínez, Joaquim Nogués, Judith Molera, Màrius Vendrell, Xavier Solans, Teresa Calvet, Miquel Àngel Cuevas, Albert Soler, Àngels Canals, Joaquim Solans i Carlos De La Fuente.

Al Jordi Delgado li vull agrair l'amable atenció que ha tingut amb mi, a l'hora de resoldre problemes relacionats amb geobarometria.

He d'agrair a Carles Ayora, de l'Institut Jaume Almera, l'aclariment de molts dubtes al voltant de la formació i estabilitat de feldspats i moltes altres qüestions de molta importància per aquesta tesi.

Del Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geofísica, vull donar-los les gràcies als professors Jaume Calvet, Ramón Vaquer i Pere Enrique, per ajudar-me a aclarir dubtes sobre temes de Petrologia. A Ramón Salas per calcular el gradient geotèrmic de la conca carbonífera i contrastar-ho amb les nostres dades. No vull deixar de destacar la col·laboració mantinguda amb Kinardo Flores Castro, i el suport constant que d'ell he rebut. A Lourdes Miralles, que em va proporcionar abundant bibliografia i idees sobre la deformació dels cristalls de quars.

Al professor Rodolfo Gozalo, de la Universitat de València, pel valuós assessorament en l'estratigrafia del Paleozoic Inferior.

Als professors Fernando Gervilla, Francisco Velasco, Purificación Fenoll i John Lewis, per acompanyar-me als dipòsits del Priorat i Muntanyes de Prades, on em van aportar moltes suggerències de gran interès pel desenllaç d'aquesta tesi. A Francisco Velasco li voldria agrair, també, que m'hagi ofert la possibilitat de realitzar una estada al seu departament.

Als drs. L.W Daesslé, de la Universidad de Ensenada, i V. Marchig, per interessar-se pel problema dels feldspats associats a dipòsits hidrotermals submarins, i per aportar profitosa informació sobre les cites de feldspat en dipòsits actuals. Al dr. M. Russell, de la Universitat de Glasgow, per enviar-me informació d'una gran vàlua sobre nivells de feldspats en mineralitzacions fòssils.

Vull donar també les gràcies als estudiants de Dipòsits Minerals, que m'han fet de la docència una feina plena de satisfaccions.

Finalment, en aquestes últimes línies, vull expressar el meu agraïment més sincer a la gent més propera a mi, sense el suport dels quals aquest treball mai hagués pogut tirar endavant. Son els meus pares, Pascual Canet Mompó, i Mercè Miquel Llauradó a qui he dedicat aquesta tesi, i la meva germana Alba Canet Miquel.

Gràcies també a Luz Tamara Fernández De La Vega Márquez, per l'acollida, i sobretot per la il·lusió.

Aquesta tesi ha estat finançada pel projecte CICYT AMB94-0953-CO2-01. També ha rebut el suport econòmic del conveni n° 3988 de la Fundació Bosch i Gimpera amb la Direcció General de Mines de la Generalitat de Catalunya.



## RESUM

Els materials paleozoics del SW del Catalànides contenen diverses mineralitzacions de tipus sedex. Els més importants volumètricament encaixen en sèries de pissarres negres del Silurià inferior (dipòsits del Bosc de Poblet), i en les sèries de pissarres i gresos del Carbonífer Inferior (L'Argentera, Mas del Bessó, i dipòsits de la Vall Alta del Cortiella).

Els dipòsits d'edat siluriana del Bosc de Poblet són uns trams mineralitzats de potència mètrica, que consten d'alternances de nivells de pissarres riques en sulfurs (essencialment pirrotita) amb nivells feldspàtics, nivells de fosfats i nivells de calcosilicats. Les associacions minerals es caracteritzen per elevats continguts en V, Cr, Sc, Ti i U. La mineralització metàl·lica és rica en Zn, Cu, Pb, Au, Ag i PGE (el contingut en Pd arriba fins als 0.6 ppm, el de Pt fins 0.2 i el d' Au de fins a 0.2 ppm).

Els dipòsits d'edat carbonífera presenten notables diferències entre sí.

\* El dipòsit de l'Argentera consisteix en un paquet de sulfurs massissos (essencialment pirrotita, esfalerita i galena) de fins a 5 m de potència. Aquest dipòsit té fàcies molt ben laminades de sulfurs amb intercalacions centimètriques de feldspat criptocristal·lí, les quals són reemplaçades per silicificacions i clorititzacions, i per fàcies grolleres de sulfurs sense estructuració interna.

\* A la vall Alta del Cortiella s'han reconegut tres dipòsits: a) Mas del Mestre, que consisteix en un dipòsit de més de 3 m de potència amb nivells de potència decimètrica de pirrotina massissa que alternen amb nivells de cloritites i nivells criptocristal·lins de feldspat, amb alguns nivells de pirita al sostre; la mineralització metàl·lica ve acompanyada de minerals de Cu, Zn, Ag i Bi; b) Pou del Cobus, de més de 4 m de potència, constituït per intercalacions de magnetita, hematites i quars en un tram de cloritites de potència mètrica; c) Mas del Botó, de més de 5 m de potència, format per nivells de calcosilicats i feldspats acompanyats d'una mineralització metàl·lica de Zn, Cu, Pb; d) Mina del Mas del Licort, on el tram mineralitzat presenta una potència de centimètrica a decimètrica i consisteix en quars, clorita, pirita, i sulfurs de Pb, Zn i Cu.

\* El dipòsit del Mas del Bessó (Ulldemolins). La mineralització consisteix en un tram de potència de decimètrica a mètrica d'alternances de nivells de calcosilicats de gra fi (essencialment epidota i ferroactinolita) i nivells massissos d'esfalerita, encaixat en un paquet de dolomicrits de caràcter olistostròmic.

Tots els dipòsits estudiats estan afectats per les diferents fases de la deformació i metamorfisme

hercinians. L'edat de les mineralitzacions ha estat estimada a partir de datacions absolutes.

Per una banda s'han datat els nivells feldspàtics dels dipòsits del Bosc de Poblet, mitjançant anàlisis isotòpiques de Sm/Nd. L'edat que proporciona la isocrona obtinguda (437 Ma, Silurià Inferior), tot i l'elevat marge d'error ( $\pm 57$  Ma), suggereix un caràcter singenètic en relació al sediment encaixant Llandoverià.

Per altra banda, les datacions Pb-Pb en galena, en els dipòsits d'Ulldemolins (Mas del Bessó), l'Argentera, i el Mas del Botó (Vall Alta del Cortiella) proporcionen edats de Viseà a Namurià (excepte les mostres més properes al contacte amb dics de pòfir tardihercinians, que contaminen amb plom més radiogènic i donen edats lleugerament més joves).

En ambdós casos la conca sedimentària es caracteritza per una intensa activitat tectònica sinsedimentària. Tant a la conca carbonífera com a la conca siluriana, es desenvolupa un vulcanisme alcalí d'intraplaca, que d'altra banda, pot haver actuat de motor tèrmic pel desenvolupament de cel·les convectives i la circulació profunda de l'aigua de mar que originà els diferents dipòsits en assolir la superfície de la conca.

Els dipòsits silurians s'han format per acumulació de precipitats hidrotermals a partir d'una ploma hidrotermal neutra, en el fons d'una conca submarina euxínica, i representen dipòsits distals respecte dels canals exhalatius, i es pot considerar que els seus anàlegs actuals serien els coneguts sediments metàl·lics hidrotermals. Apunten en aquest sentit els següents fets: a) una marcada influència marina en els espectres de REE (depressió en Ce); b) les relacions entre Y, P, Cr i Zr, que revelen una forta influència marina i sedimentària respecte al component hidrotermal, com a conseqüència de la llunyania respecte als centres emissors; c) una notable contribució de sofre marí (reduït a H<sub>2</sub>S per processos respiratoris bacterians) en el sofre dels sulfurs, respecte a una menor aportació de sofre procedent del fluid hidrotermal.

En canvi, els dipòsits carbonífers de l'Argentera i la Vall Alta del Cortiella presenten evidències d'haver-se originat com acumulacions de precipitats hidrotermals de fons marí, en una posició proximal, tot i que tampoc s'han localitzat canals emissors, en base als següents criteris: a) abundants textures de reemplaçament (a l'Argentera, sulfurs grollers epigenètics que reemplaçen als sulfurs laminats; al Mas del Mestre - Pou del Cobus, silicificació amb reemplaçament de sulfurs per magnetita), interpretades com a indicadores de circulació tardana de fluid hidrotermal procedent de la zona

de descàrrega, i com a alteracions per interacció amb aigua marina freda; *b*) associació de les mineralitzacions amb bretxes i cossos olistostròmics, interpretats com a indicadors de la proximitat de falles sinsedimentàries; *c*) marcada influència hidrotermal en els espectres de *REE* (marcada anomalia positiva en Eu, absència d'anomalia negativa de Ce); *d*) absència d'una anomalia en Mn, tot i el medi favorable a la seva precipitació; *e*) predomini de sofre de procedència hidrotermal, procedent de reducció termoquímica d'aigua marina, sense excloure una possible contribució de sofre procedent del lixiviat de sulfurs de sèries molt profundes.

Per últim, el dipòsit del Mas del Bessó (Ulldemolins) pot ser interpretat com un dipòsit d'inhalites, format pel reemplaçament d'un nivell de carbonats per calcosilicats i sulfurs, com a conseqüència del pas d'un fluid hidrotermal originat en el sí de la conca sedimentària per infiltració i convecció d'aigua marina.

La naturalesa dels fluids mineralitzants únicament ha pogut ser estudiada en els dipòsits d'edat carbonífera. El coneixement de les característiques d'aquest fluids s'ha basat en estudis d'inclusions fluides i d'isòtops d'oxigen i d'hidrogen. En els dipòsits carbonífers del Mas del Mestre i Pou del Cobus, s'ha realitzat un estudi microtermomètric d'inclusions fluides en cristalls de quars. A partir d'aquest estudi es conclou que el fluid que originà els cristalls de quars se situa en un sistema aigua-clorur de sodi, amb salinitats d'entre 1 i 7 % en pes equivalent de NaCl. La temperatura d'homogeneïtzació de les inclusions oscil·la entre 146 i 368°C, amb el màxim de valors distribuïts entre 220 i 250°C. Les inclusions estudiades no enregistren evidències d'ebullició, la qual cosa implica que la profunditat mínima del fons marí on es van dipositar les mineralitzacions és de 500 metres. A les mostres analitzades de clorita  $\delta D$  oscil·la entre -63 i -33 ‰, i  $\delta^{18}O$  entre 2,7 i 4,7 ‰. Aquesta última mesura, en mostres de quars dels mateixos dipòsits dona entre 8,6 i 10,7 ‰. L'aigua en equilibri amb aquests valors, per un rang de temperatures d'entre 200 i 300°C, obtinguts a partir de microtermometria d'inclusions fluides, presenta una composició isotòpica molt propera a l'aigua marina. La lleu desviació respecte l'aigua marina (*SMOW*) que presenten les anàlisis cap a valors lleugerament més enriquits en  $^{18}O$ , s'explica a partir d'una interacció de l'aigua marina amb els sediments que ha hagut de travessar en la seva circulació profunda, a temperatures relativament elevades (al voltant de 350°C), i baixa taxa aigua/roca.

En els dipòsits silurians, existeixen concentracions molt elevades en alguns elements sensibles a les condicions redox, com són l'urani, vanadi, crom, molibdè, níquel i cobalt, que s'explica en part pel medi euxínic, que per sí afavoreix en els sediments enriquiments en aquests elements, i en part per precipitació a partir de l'aigua marina a la ploma hidrotermal neutra, mitjançant un procés d'extracció a partir de l'aigua del mar, per part de les partícules de la ploma (*scavenging*). Aquest procés, que s'ha demostrat molt eficient en sistemes actuals, ha de ser considerat en els dipòsits silurians, per tractar-se de dipòsits distals. És necessari invocar l'esmentada extracció per justificats els elevats continguts en V i Cr, que una simple precipitació directa de l'aigua del mar no pot explicar. Per altra banda, per explicar les elevades concentracions en Ni, Co i Mo que localment presenten els nivells mineralitzats, és necessari considerar una aportació hidrotermal al sediment. Pel que fa als metalls base (Zn, Cu i Pb), i als metalls nobles (Au, Ag, Pd i Pt) el seu origen és clarament hidrotermal.

Els metalls preciosos, juntament amb el Bi, Te i Se, estan íntimament associats quasi sempre a minerals d'arsènic. Tenint en compte el rang de temperatures i de condicions de pH i Eh esperables pel fluid d'un sistema hidrotermal submarí que diposita pirrotita (baixa fugacitat de sofre i d'oxigen, baixa salinitat), la major part d'aquests metalls poden haver estat transportats en solució en forma de complexos bisulfurats (tot i que l'or pot haver estat transportat en forma de tiocomplexes). D'aquesta manera, durant el reemplaçament de l'òl·lingita per arsenopirita es produiria el trencament del lligand i la precipitació dels metalls.

En els dipòsits silurians el sofre procedeix de l'aportació de dues fonts diferents: en bona part ha de provenir del rentat de pirita singenètica de les sèries infrajacsents, però hi ha també una contribució significativa de sofre bacteriogenètic, reduït en el fons submarí per una activitat bacteriana simultània a l'activitat hidrotermal.

En els dipòsits d'edat carbonífera, hem de descartar els enriquiments procedents de l'aigua marina, per no haver-se format en un fons euxínic, i en tractar-se de dipòsits proximals, l'efecte de possibles enriquiments a partir de l'extracció per partícules de la ploma (*scavenging*) ha de ser minimitzat. En conseqüència, els elements enriquits en els dipòsits són enterament d'origen hidrotermal (Zn, Cu, Pb, Bi, Sn, Mo, U, Co, Ni, Eu, etc.).

En els dipòsits d'edat carbonífera, el sofre procedeix d'una reducció termoquímica del sulfat marí en la seva circulació profunda, sense que es

puguí descartar una aportació de sofre procedent del rentat de sèries profundes (excloses les sèries silurianes i devonianes). Únicament en el dipòsit de l'Argentera hi pot haver una petita contribució de sofre bacteriogènic.

A partir de les anàlisis isotòpiques realitzades en mostres de galena dels dipòsits carbonífers, es desprèn que el reservori del plom (i per extensió, dels metalls) és el mateix pels diferents dipòsits. Considerat en model de *plumbotectònica* de Zoe i Zartman (1979), el reservori de plom és orogènic, amb una possible contribució d'una escorça enriquida en Th. Els isòtops de Pb són molt similars als que presenten les mineralitzacions estratolligades en les sèries del Cambrià inferior del SW dels Catalànids, aspecte que suggereix un origen comú per a ambdues mineralitzacions.

Els nivells de feldspats presents en gairebé tots els afloraments es poden haver format a partir de la interacció entre partícules exhalatives (silice amorfa, al·lòfana i calci) i l'aigua marina en el sí de la ploma hidrotermal, a pH moderadament alcalins. En canvi,

les cloritites es poden haver format a partir del reemplaçament de nivells pelítics, tot i que alguns nivells es poden haver generat per precipitació directa a partir de la ploma marina.

Com s'ha esmentat en un punt anterior, les mineralitzacions esta afectades en menor o major grau pel metamorfisme. El metamorfisme tèrmic ocasionat pel contacte amb intrusions tardihercinianes és el que origina diferències en el grau metamòrfic desenvolupat en els diferents afloraments. En el dipòsit del Mas del Bessó, el contacte amb un dic de pòfir sobre el nivell de dolomicrites associat al qual apareix la mineralització primària, desenvolupa molt localment una mineralització de tipus *skarn*. La pressió a la qual ha tingut lloc el metamorfisme de contacte està entre 510 i 800 bar. A partir de l'estudi d'inclusions fluides es conclou que la temperatura d'aquest metamorfisme va de 330 a 380° C a les parts del dipòsit allunyades del contacte, i entre 340 i 430° C en el mateix contacte, on es desenvolupa el citat *skarn*.

## RESUMEN

Los materiales paleozoicos del SW de los Catalánides contienen diversas mineralizaciones de tipo sedex. Las más importantes volumétricamente están encajadas en series de pizarras negras del Silúrico Inferior (depósitos del Bosc de Poblet), y en series de pizarras y areniscas del Carbonífero Inferior (L'Argentera, Mas del Bessó, y depósitos de la cabecera del río Cortiella).

Los depósitos de edad silúrica del Bosc de Poblet son unos tramos mineralizados de potencia métrica, que constan de alternancias de niveles de pizarras con sulfuros (esencialmente pirrotita) con niveles feldespáticos, niveles de fosfatos y niveles de calcosilicatos. Las asociaciones minerales se caracterizan por los elevados contenidos en V, Cr, Sc, Ti y U. La mineralización metálica es rica en Zn, Cu, Pb, Au, Ag y PGE (el contenido en Pd alcanza 0.6 ppm, el de Pt hasta 0.2 ppm, y el de Au hasta 0.2 ppm).

Los depósitos de edad carbonífera presentan notables diferencias entre sí.

\* El depósito de L'Argentera consiste en un paquete de sulfuros masivos (esencialmente pirrotita, esfalerita y galena) de hasta 5 m de potencia. Este depósito presenta facies finamente laminadas de sulfuros con intercalaciones centimétricas de feldespato criptocristalino, que se ven reemplazadas por silicificaciones y cloritizaciones, y por facies de sulfuros de grano grueso sin estructuración interna.

\* En la cabecera del Cortiella se han reconocido tres depósitos: a) Mas del Mestre, que consiste en un depósito de más de 3 m de potencia con niveles decimétricos de pirrotita masiva que alternan con niveles de clorititas y niveles criptocristalinos de feldespato, y algunos niveles de pirita al techo; la mineralización metálica está acompañada de minerales de Cu, Zn, Ag y Bi; b) Pou del Cobus, de más de 4 m de potencia, constituido por intercalaciones de magnetita, hematites y cuarzo en un tramo de clorititas de potencia métrica; c) Mas del Botó, de más de 5 m de potencia, formado por niveles de calcosilicatos y feldespatos acompañados de una mineralización metálica de Zn, Cu y Pb; d) Mina del Mas del Licort, cuyo tramo mineralizado presenta una potencia de centimétrica a decimétrica, y consiste en cuarzo, clorita, pirita y sulfuros de Pb, Zn y Cu.

\* El depósito del Mas del Bessó (Ulldemolins). La mineralización consiste en un tramo de potencia de decimétrica a métrica de alternancias de niveles de calcosilicatos de grano fino (esencialmente epidota y ferroactinolita) y niveles de esfalerita

masiva, encajado en un paquete de dolomicritas de carácter olistostrómico.

Todos los depósitos estudiados están afectados por las distintas fases de la deformación y metamorfismo hercínicos. La edad de las mineralizaciones se ha determinado a partir de dataciones absolutas.

Los niveles feldespáticos de los depósitos del Bosc de Poblet han sido datados mediante análisis isotópicos de Sm/Nd. La edad que proporciona la isocrona obtenida (437 Ma, Silúrico Inferior), pese al elevado margen de error ( $\pm 57$  Ma), indican un carácter singenético en relación al sedimento encajante llandoveriense.

Por otro lado, las dataciones de Pb-Pb en galena, en los depósitos de Ulldemolins (Mas del Bessó), L'Argentera, y el Mas del Botó (Cabecera del Cortiella) proporcionan edades de Viseense a Namuriense (excepto aquellas muestras más cercanas al contacto con diques de pórfido tardihercínicos, que contaminan con plomo más radiogénico, y dan edades ligeramente más jóvenes).

En ambos casos la cuenca sedimentaria se caracteriza por una intensa actividad tectónica sinsedimentaria. Tanto en la cuenca carbonífera como en la silúrica se desarrolla un vulcanismo alcalino de intraplaca, que además, puede haber actuado de motor térmico para el desarrollo de celdas convectivas y la circulación profunda de agua marina que originó los depósitos al alcanzar el fondo marino.

Los depósitos silúricos se han formado por acumulación de precipitados hidrotermales a partir de una pluma hidrotermal neutra, en el fondo de una cuenca marina euxínica, y representan depósitos distales respecto a los canales exhalativos, pudiéndose considerar que sus análogos actuales son los conocidos sedimentos metalíferos hidrotermales. Apuntan en este sentido los siguientes hechos: a) una fuerte influencia marina en los espectros de REE (depresión en Ce); b) las relaciones Y, P, Cr i Zr, que revelan una influencia marina y sedimentaria respecto al componente hidrotermal, como consecuencia de la situación alejada de los centros exhalativos; c) una considerable contribución de azufre marino (reducido a  $H_2S$  por procesos respiratorios bacterianos) en el azufre de los sulfuros, respecto a la aportación hidrotermal.

En cambio, los depósitos carboníferos de L'Argentera y del Cortiella presentan evidencias de haberse originado como acumulaciones de precipitados hidrotermales de fondo marino, en una posición proximal, pese a que tampoco se hayan localizado canales emisores, en base a los siguientes

criterios: *a*) abundantes texturas de remplazamiento (en L'Argentera, sulfuros de grano grueso epigenéticos que reemplazan a los sulfuros laminados, en el Mas del Mestre y Pou del Cobus, silicificación con remplazamiento de sulfuros por magnetita), interpretadas como indicadores de una circulación tardía de fluido hidrotermal procedente de la zona de descarga, y como alteraciones por interacción con agua de mar fría; *b*) asociación de las mineralizaciones con brechas y cuerpos olistostrómicos, interpretados como indicadores de la proximidad de fallas sinsedimentarias; *c*) fuerte influencia hidrotermal en los espectros de REE (anomalía positiva en Eu, ausencia de una anomalía negativa de Ce); *d*) ausencia de una anomalía en Mn, a pesar del medio favorable a su precipitación; *e*) predominio de un azufre de procedencia hidrotermal, formado por reducción termoquímica de sulfato de agua marina, sin descartar un posible contribución de azufre procedente del lixiviado de sulfuros de series muy profundas.

Por último, el depósito del Mas del Bessó (Ulldemolins) puede ser interpretado como un depósito de inhalitas, formado por remplazamiento de un nivel de carbonatos por calcosilicatos y sulfuros, como consecuencia del paso de un fluido hidrotermal originado en el sí de la cuenca sedimentaria por infiltración y convección de agua marina.

La naturaleza de los fluidos mineralizantes únicamente ha podido ser estudiada en los depósitos de edad carbonífera. El conocimiento de las características de estos fluidos se ha basado en estudios de inclusiones fluidas y de isótopos de oxígeno y hidrógeno. En los depósitos carboníferos del Mas del Mestre y del Pou del Cobus se ha realizado un estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo. De este estudio se concluye que el fluido que originó los cristales de cuarzo se ubica en un sistema agua-cloruro sódico, con salinidades de entre 1 y 7 % en peso equivalente de NaCl. La temperatura de homogeneización de las inclusiones oscila entre 146 y 368°C, con un máximo de valores distribuidos entre 220 y 250°C. Las inclusiones estudiadas no registran evidencias de ebullición, hecho que implica que la profundidad mínima del fondo marino donde se depositaron dichas mineralizaciones es de 500 metros.

En las muestras de clorita analizadas isotópicamente  $\delta D$  oscila entre -63 y -33 ‰,  $\delta^{18}O$  entre 2,7 y 4,7 ‰. Esta última relación isotópica, en muestras de cuarzo de los mismos depósitos da entre 8,6 y 10,7 ‰. El agua en equilibrio con estos valores, para un rango de temperaturas entre 200 y 300°C,

(a partir de inclusiones fluidas), presenta una composición isotópica muy cercana al agua de mar. La leve desviación respecto a la composición del agua marina (SMOW) hacia valores ligeramente más ricos  $^{18}O$  en que presentan las muestras, se explica a partir de una interacción del agua marina con los sedimentos que ha tenido que atravesar en su circulación profunda, a temperaturas relativamente elevadas (cerca de 350°C), y bajas tasas agua/roca.

En los depósitos silúricos, existen concentraciones muy elevadas en algunos elementos sensibles a las condiciones redox, como son el uranio, el vanadio, el cromo, el molibdeno, el níquel y el cobalto, que se explica en parte por el medio euxínico, que favorece la formación de sedimentos enriquecidos en estos elementos, y en parte por precipitación a partir del agua de mar en la pluma neutra, mediante un proceso de extracción por parte de las partículas de la pluma (*scavenging*). Este proceso, que se ha demostrado muy eficiente en los sistemas actuales, debe ser considerado en los depósitos silúricos, por tratarse de acumulaciones distales. Es necesario invocar esta extracción para justificar los elevados contenidos en V y Cr, que una simple precipitación directa del agua del mar no puede explicar. Por otro lado, para las elevadas concentraciones que localmente presentan los niveles mineralizados en Ni, Co y Mo, es necesario considerar un aporte hidrotermal de los mismos al sedimento. Por lo que refiere a los metales base (Zn, Cu, y Pb), y a los metales preciosos (Au, Ag, Pd y Pt), su origen es claramente hidrotermal. Los metales preciosos, juntamente con el Bi, Te y Se, esta casi siempre en íntima asociación con minerales de arsénico. Teniendo en cuenta el rango de temperaturas y de condiciones de pH y Eh esperables para un fluido de un sistema hidrotermal submarino depositando pirrotita (bajas fugacidades de azufre y de oxígeno, baja salinidad), la mayor parte de estos metales se pueden haber transportado en solución en forma de complejos bisulfurados (aún que el oro también se puede haber transportado en forma de tiocomplejos). De este modo, durante el remplazamiento de lollingita por arsenopirita se produciría la rotura del ligando, y la precipitación de los metales.

En los depósitos silúricos el azufre procede del aporte de dos fuentes distintas: una parte considerable debe proceder del lavado de pirita singenética de las series infrayacentes, pero también existe una contribución significativa de azufre bacteriogénico, reducido en el fondo marino por una actividad bacteriana simultánea a la actividad hidrotermal.

En los depósitos de edad carbonífera, hay que descartar los enriquecimientos procedentes del agua marina, al no haberse formado en fondos euxínicos. Al tratarse de depósitos proximales, el efecto de posibles enriquecimientos a partir de la extracción por partículas de la pluma (*scavenging*) debe ser minimizado. En consecuencia, los elementos que se encuentran enriquecidos en los depósitos son enteramente de origen hidrotermal (Zn, Cu, Pb, Bi, Sn, Mo, U, Co, Ni, Eu, etc.).

En los depósitos carboníferos el azufre procede de la reducción termoquímica del sulfato marino durante la circulación profunda, sin que se pueda descartar un aporte de azufre procedente del lavado de series profundas (excluidas las series silúricas y devónicas). Únicamente en el depósito de L'Argentera puede haber una pequeña contribución de azufre bacteriogénico.

A partir de los análisis isotópicos de plomo realizados en muestras de galena de los depósitos carboníferos, se deduce que el reservorio de plomo (y por extensión, del resto de metales) es el mismo para los distintos depósitos. Considerando el modelo de *plumbotectónica* de Zoe y Zartman (1979), este reservorio es orogénico, con una posible contribución de corteza enriquecida en Th. Los isótopos de Pb son muy próximos a los que presentan las mineralizaciones estratoligadas de las series del Cámbrico Inferior del SW de los Catalánides,

aspecto que sugiere un origen común para ambas mineralizaciones.

Los niveles de feldespatos presentes en casi todos los afloramientos se pueden haber formado a partir de la interacción entre partículas exhalativas sílice amorfa, alofana i calcio) y agua marina en el sí de la pluma hidrotermal, a pH moderadamente alcalinos. En cambio, las clorititas se pueden haber generado por el remplazamiento de niveles pelíticos, aún que algunos niveles también se pueden haber formado por precipitación a partir de la pluma hidrotermal.

Tal y como se ha dicho anteriormente, las mineralizaciones esta afectadas en menor o mayor grado por el metamorfismo. El metamorfismo térmico ocasionado por el contacto con intrusiones tardihercínicas es el causante de las diferencias en el grado metamórfico desarrollado en los distintos afloramientos. En el depósito del Mas del Bessó (Ulldemolins), en el contacto entre un dique de pórfido y el nivel de dolomicritas que contiene la mineralización primaria, se desarrolla muy localmente una mineralización de tipo *skarn*. La presión a la que tiene lugar el metamorfismo de contacto esta entre 510 800 bar. A partir del estudio de inclusiones fluidas se concluye que la temperatura de este metamorfismo fue de entre 330 y 380° C en las partes del depósito alejadas del contacto, y entre 340 y 430° C en el mismo contacto, donde se desarrolla el citado *skarn*.

## ABSTRACT

The paleozoic series of the southern part of the Catalan Coastal Ranges host several sedex type deposits. The most important of these deposits are hosted in black shales of Lower Silurian age (*Bosc de Poblet* occurrences), and in shales and sandstones of Lower Carboniferous age (*L'Argentera*, *Mas del Bessó* and *Cortiella* ravine).

The Silurian deposits from *Bosc de Poblet* consist of an interbedding of sulfide-rich shales (mainly pyrrhotite), feldspar-rich levels, apatite beds and calc-silicate levels. The thickness of the mineralized interval is decameter-sized. The mineral assemblages are characterized by high contents in V, Cr, Sc, Ti and U. The ore mineralization is rich in Zn, Cu, Pb, Au, Ag and PGE (the contents attains 0.6 ppm Pd, 0.2 ppm Pt and 0.2 ppm Au).

The different carboniferous deposits have very diverse characteristics:

\* *L'Argentera* occurrence consists in a massive sulfide bed (mainly composed of pyrrhotite, sphalerite and galena), up to 5 m in thickness. A fine-layered facies of massive sulfides, with interbedded feldspar-rich levels, is replaced by silicification, chloritization, and coarse grained sulfides without internal structuration.

\* In the *Cortiella* ravine there are three deposits: a) *Mas del Mestre*: a stratiform deposit of more than 3 m in thickness, which consists of an interbedding of massive pyrrhotite levels, chlorite beds, feldspar-rich beds, and some pyrite rich beds at the top of the deposit; ore mineralization is accompanied by Cu-, Zn-, Ag- and Bi- minerals; b) *Pou del Cobus*, the mineralized interval attains more than 4m, and consists in magnetite, quartz and minor haematites level, intercalated in a chlorite level; c) *Mas del Botó*, up to 5 m of calc-silicates and feldspar beds with an associated Zn-Cu-Pb ore mineralization; d) *Mas del Licort* mine, where the mineralized bed only attains few centimetres in thickness, and contains quartz, chlorite, pyrite and Zn-, Pb- and Cu- sulfides.

\* The *Mas del Bessó* deposit. It is a stratabound deposit consisting of interbeddings of fine-grained calc-silicates (mainly epidote and ferroactinolite) and massive sphalerite, replacing olistostromic dolomitic horizons.

All the studied deposits are affected by the Hercynian deformation and metamorphism. The age of the mineralizations has been determined by radiometric dating.

Feldspar-rich beds from the *Bosc de Poblet* deposits (interbedded in Llandoveryian black shales) have been dated by Sm/Nd method. The age

obtained from the isochron (437 Ma, Lower Silurian), in spite of the wide uncertainty range ( $\pm 57$  Ma), suggests a syngenetic origin in relation to the Llandoveryian shales.

*Mas del Bessó*, *L'Argentera*, and *Mas del Botó* (in *Cortiella* ravine) have been dated by Pb-Pb method in galena. The analyses provides Visean to Namurian ages (except for some samples obtained in the vicinity of the contact with late-hercynian porphyritic granites, that contain more radiogenic lead, and give younger ages).

The Silurian and Carboniferous basins have tectonic activity, and the geodynamic setting is extensional and produces intraplate alkali basic vulcanism. This magmatic activity could supply the necessary heat to develop convective cells and deep seawater circulation, that gave the sedex deposits at the sea floor.

Silurian deposits are in a distal position from the hydrothermal vents, and have been formed by accumulation of hydrothermal precipitates from buoyant plumes to the bottom of an anoxic basin. These deposits are ancient analogues of metalliferous sediments, settled far away from vent sources. Evidences for this origin are: a) a strong influence of seawater in the REE patterns (strong Ce depletion, absence of Eu positive anomaly); b) Y, P, Cr and Zr contents reveals a strong seawater trace and less strong hydrothermal influence; c) a substantial bacteriogenic sulfur source.

The Carboniferous deposits of *L'Argentera* and *Cortiella* ravine show evidences to have been formed as hydrothermal seabottom accumulations in the vicinity of feeder zones, in spite that these zones have not been found: a) commonly presents replacive textures (in *L'Argentera* coarse-grained sulfides and a silicification replace the interbedding of fine-layered sulfides and feldspar horizons, in the *Cortiella* ravine sulfides are replaced by a silicification with associated magnetite), and these replacements are interpreted as the result of the circulation of hot fluids from the feeder zone, or cold seawater; b) close relation of the deposits with sedimentary breccias and olistoliths, related to synsedimentary faults; c) strong hydrothermal printing in the REE patterns (Eu positive anomaly, absence of negative Ce anomaly); d) absence of Mn enrichment; e) prevalence of hydrothermal sulphur in sulfides, formed by thermochemical reduction of seawater sulfate, as deduced from the sulphur isotopes. There could be a contribution of sulphur from the leaching of deep series from the prehercynian basement.

The *Mas del Bessó* deposit has been interpreted as an inhalite deposit, formed by the replacement of a carbonate horizon by calc-silicates and sulfides.

This replacement is due to the interaction with hydrothermal fluids, also originated by a deep circulation of seawater during the Lower Carboniferous.

The mineralized fluids only have been studied in Carboniferous deposits. The characterization of these fluids has been done with fluid inclusions and D-O isotopes. The fluid inclusions have been studied in quartz crystals from Mas del Mestre and Pou del Cobus occurrences, which are representative of the silicification stages. This study reveals salinities of 1 to 7% in equivalent wt of NaCl. Homogenization temperatures ranges between 146 and 368°C, with a maximum between 220-250°C. These inclusions do not show boiling evidences. This fact implies that these deposits attempt the seafloor at more than 500 m depth, in order to unable boiling.

D and O isotopic relations were analyzed in chlorite samples.  $\delta D$  ranges from -63 to -33 ‰, and  $\delta^{18}O$  between 2,7 and 4,7 ‰. Therefore, assuming hydrothermal fluid temperatures of 200 to 300°C (from fluid inclusion studies), the seawater in equilibrium shows a composition very close to seawater. However, the calculated values are slightly enriched in  $^{18}O$ . This fact could be explained by seawater-rock interaction in the convective cells, at relatively high temperatures (near 350°C) and at low water/rock rates.

Silurian deposits are characterized by high contents in some redox sensitive elements, as U, V, Cr, Mo, Ni and Co. Part of these elements could be scavenged from seawater by plume exhalative particles, as well as by a direct precipitation from seawater in an anoxic environment. The scavenging is an efficient process to accumulate metals from seawater in present-day submarine exhalative deposits. This process is necessary to explain the high V and Cr contents of these deposits. On the other hand, it is necessary a hydrothermal supply to the sediments to explain the high contents of Ni, Co and Mo. Base metals (Zn, Cu, and Pb) and precious metals (Au, Ag, Pd and Pt) have been introduced entirely by hydrothermal origin. Precious metals, Bi, Te and Se are almost always in close relation to As minerals. At the pH and temperature conditions of an hydrothermal system that forms pyrrhotite (low sulphur and oxygen fugacities, and low salinities), most of these elements could be transported as bisulfide complexes in an hydrothermal solution (gold could be transported as tiocomplexes, too). When löllingite was replaced to arsenopyrite, the complexes

were broken and the precious metals precipitates.

In Silurian deposits there are two sulphur sources: the leaching of syngenetic pyrite from the underlying series, and bacteriogenic sulfide, reduced by bacteriological activity in the sea bottom contemporaneous to hydrothermal activity.

In the Carboniferous deposits, it must be discarded enrichments from seawater, because the basin is not euxinic and the sulphur isotopes display positive values. Scavenging plume processes could not be important because these deposits are proximal to vents. Consequently, we claims for a direct hydrothermal precipitation to explain the high values for some elements (Zn, Cu, Pb, Bi, Sn, Mo, U, Co, Ni, Eu, etc.) in the Carboniferous deposits.

The source of sulphur in Carboniferous deposits is the thermochemical reduction of seawater sulfate in the deep circulation from convective cells. Part of sulphur can come from leaching of deep series (excluding the Silurian and Devonian series due to their light  $\delta^{34}S$  values). Only at the L'Argentera deposit a small bacteriogenic contribution could be suggested as source of sulfur.

Lead isotopes in galena from Carboniferous deposits show a common lead (and metal) reservoir. In the plumbotectonics model of Zoe & Zartman (1979), this reservoir is orogenic with a possible influence of a Th enriched crust. Moreover, Pb analyses are very close to the analyses from the stratabound Cambrian sulfides in the area. This fact suggests a common origin for both mineralizations.

Feldspar-rich horizons are common in almost all the Silurian and Carboniferous deposits. These feldspars could be formed in the hydrothermal plume, by interaction between seawater and silica and allophane exhalative particles, at relatively alkaline pH. Chloritites could be formed by replacement of pelitic beds, and in some cases, by precipitation from hydrothermal fluids from the plume.

All the mineralizations are affected in different degree by metamorphism. Thermal metamorphism related to late hercynian intrusions originate the differences in metamorphic grade between the different deposits. In Mas del Bessó deposit, an small skarn mineralization is developed at the contact between a granite porphyritic dike and the dolomiticite that hosts the orebody. The pressure range during the metamorphism is 510 to 800 bar. Fluid inclusions reveals temperatures of 330 to 380°C in the inhalite orebody, far from the contact, and 340 to 430°C in the skarn, close to the contact.



**CAPÍTOL I**

**INTRODUCCIÓ**

## 1.1 OBJECTIUS I PLA DE TREBALL

En els dipòsits del SW dels Catalànides existeixen una sèrie de treballs previs que plantegen l'afinitat d'aquests dipòsits al model de sedex (Melgarejo, 1987). Els dipòsits són d'edats ben diferents, doncs n'hi ha un grup que estan encaixats en sèries d'edat siluriana i un altre que encaixa en sèries d'edat carbonífera, però de la descriptiva existent es despenia que presenten algunes característiques mineralògiques i texturals comunes. Aquests estudis previs remarcaven l'interès metal·logenètic d'aquest grup de dipòsits.

En el cas dels dipòsits silurians, aquest interès venia reforçat per la descoberta de minerals de PGE (Melgarejo *et al.*, 1994).

En el cas dels dipòsits carbonífers, es tracta de dipòsits que van ser explorats a començaments del segle XX, sense que mai s'arribés a fer una explotació en regla. Els dipòsits presenten actualment condicions d'aflorament reduïdes, però els informes miners antics parlen de l'existència de nivells sulfurs massissos de més de 5 m de potència.

Per tant, les possibilitats de què existeixin dipòsits d'importància econòmica en aquestes sèries, en funció de diferents criteris, mereixien ser valorades.

L'objectiu d'aquesta memòria és el d'establir un esquema de formació de cadascun d'aquests dipòsits, per tal de comparar les seves dinàmiques de formació i, en fi, ajudar a establir criteris per a una possible valoració econòmica en el futur.

El pla de treball que s'ha realitzat per a cada dipòsit inclou la delimitació de les seves relacions amb les roques encaixants (a partir de cartografies de detall, talls o columnes estratigràfiques), mostreig de les litofàcies representatives, caracterització mineralògica de detall (que inclou geoquímica mineral), geoquímica de roca total i d'elements traça i, en la mesura que ha estat possible tenint en compte les possibilitats de cada dipòsit, anàlisi microtermomètrica d'inclusions fluides, geoquímica d'isòtops estables i radiogènics.

Les dades obtingudes han estat complementades per observacions en dipòsits més recents que els estudiats. A tal fi es va realitzar un mostreig als dipòsits sedex de Cuba, que per la seva edat Juràssica i l'absència de metamorfisme preserven força bé les característiques primàries. Per la mateixa causa, s'ha realitzat un estudi d'un dipòsit submarí de formació actual, situat en la plataforma submarina prop de la Costa Pacífica de Mèxic.

## 1.2. ANTECEDENTS

El sector meridional dels Catalànides ha despertat l'interès de diversos autors, tant pel que fa a aspectes purament geològics, com en temes més lligats als dipòsits minerals i la metal·logenètica, doncs es tracta d'una zona que històricament ha tingut una gran rellevància dins de Catalunya pel que fa a l'activitat minera. En desglossarem els principals autors i treballs, en funció dels diversos aspectes de la geologia en que han centrat les seves investigacions.

Pel que fa a aspectes regionals de la geologia dels Catalànides, i en particular de la zona meridional, entre els primers treballs, cal remarcar els de Llopis (1947), Ashauer i Teichmuller (1946), i Julivert (1955). Referent a la cartografia geològica de la zona, s'han succeït diverses edicions del full 1:50000 de l'IGME; Benzaquén *et al.* (1972), Colodrón *et al.* (1979), i Barnolas *et al.* (1987).

Els afloraments hercinians del SW dels Catalànides, especialment els del Priorat, han estat objecte d'estudis estratigràfics i estructurals d'especial rellevància, si tenim en compte que aquests afloraments concentren bona part de l'interès metal·logenètic del sector. L'estratigrafia de les sèries paleozoiques ha estat estudiada per Anadón *et al.* (1985), Sáez (1982), Sáez i Anadón (1989) i Maestro-Maideu *et al.* (1998), autors que s'ha centrat en l'estudi de les sèries carboníferes. Per contra, són molt pocs en els treballs publicats sobre les sèries precarboníferes. En destacarem Sanz López *et al.* (1999).

Referents a la tectònica herciniana destacarem els treballs de Solé Sugrañes (1973), Julivert i Durán (1990), mentre que Melgarejo (1987 i 1992) ha estudiat els afloraments paleozoics des

de tots els aspectes que tenen implicacions metal·logenètiques.

El magmatisme tardihercinià ha estat objecte de les investigacions de Serra i Enrique (1989) i Enrique (1990).

Molt més abundants són els treballs realitzats sobre la cobertura Mesozoica i Cenozoica. Remarcarem la tesi doctoral de Marzo (1980), pel que fa al Triàsic, i els treballs de Colombo (1980) i (1986) pel que fa al Terciari.

Diversos treballs han estat publicats sobre els dipòsits minerals del Priorat i Muntanyes de Prades. Sobre les mineralitzacions d'escapolita encaixades en sèries precarboníferes existeix la publicació de Melgarejo i Ayora (1990). Els treballs de Melgarejo i Ayora (1992), i Escusa i Melgarejo (1998) recullen informació sobre dipòsits estratiformes de Mn de la base del Carbonífer. Els dipòsits estratiformes de metalls base encaixats en les sèries silurianes i carboníferes, van ser per primera vegada reconeguts com a dipòsit classificables dins la categoria SEDEX per Melgarejo (1987 i 1992). Aquests treballs recullen molta informació sobre les seves característiques, així com sobre el context geològic en que s'emmarquen.

També hi ha nombrosos treballs sobre els dipòsits filonians del SW dels Catalànides. El d'Ayora *et al.* (1987) se centra en els filons amb scheelita lligats a les intrusions del Bosc de Poblet. Molt més abundants són les publicacions que tracten els filons de baixa temperatura, que històricament han estat la principal font de riquesa minera d'aquestes comarques. Entre aquests treballs destacarem els de Melgarejo i Ayora (1985), i Canals i Cardellach (1997).

## 1.3. METODOLOGIA UTILITZADA

### 1. MICROSCÒPIA ÒPTICA

Per estudiar i reconèixer les associacions minerals i les relacions texturals entre les diferents fases que constitueixen les mineralitzacions i roques associades, s'ha realitzat un detallat estudi petrogràfic mitjançant la microscòpia òptica de llum transmesa i reflectida. El nombre de làmines que s'han fet amb aquesta finalitat és de 240. Totes les làmines han estat acabades amb polit metal·logràfic. En alguns casos s'han realitzat també provetes polides (70).

### 2. DIFRACCIÓ DE POLS DE RAIGS-X

La finalitat per la que s'ha utilitzat aquesta tècnica és identificar les fases minerals majoritàries presents a les diferents mostres. S'han realitzat un total de 131 difraccions, totes elles en els Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona.

L'equip que s'ha fet servir és un difractòmetre automàtic Siemens D500, treballant a  $0.5^\circ 2\theta$  per minut, amb una radiació monocromàtica de  $\text{CuK}\alpha$  ( $\lambda=1.54060$ ) a 40 Kv i 30 nA.

La interpretació dels espectres de difracció s'ha fet mitjançant la funció *Maint* del programa EVA.

### 3. FLUORESCÈNCIA DE RAIGS-X

S'han analitzat un total de 34 mostres de roca total mitjançant fluorescència de raigs-X en els Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona. Les mostres han estat prèviament triturades en un molí d'anelles de carbur de tungstè.

Els elements majors (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, K i P) han estat analitzats a partir de perles. Els elements menors (Ba, Mo, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Th, Pb, Sn, Ce, Ga, Zn, W, Co, Ni i V) i el Na han estat analitzats en pastilles.

La intensitat de la fluorescència ha estat mesurada mitjançant un espectrofotòmetre Philips PW 2400, que utilitza com a font d'excitació un tub amb ànode de rodi (en ambdós casos). La quantificació dels elements es realitza mitjançant una recta de calibració elaborada a partir de patrons de referència internacional.

Pel cas dels elements que han estat mesurats en les pastilles els efectes de matriu han estat corregits mitjançant la radiació incoherent (Compton) emesa per la mostra.

### 4. "INDUCTIVELY COUPLED PLASMA-MASS SPECTROMETRY" (ICP-MS)

S'han realitzat 34 anàlisis per ICP-MS. Tots els elements traça han estat mesurats amb un ICP-MS *Perkin Elmer Elan 6000* als Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona, utilitzant rodi com a estàndard intern.

Les mostres s'han triturat en un molí d'anelles de carbur de tungstè. Totes les mostres han estat atacades per duplicat, juntament amb 5 blancs.

El procés que s'ha seguit per realitzar l'atac àcid és el següent:

Es van pesar, en gots de tefló, uns 0.1 g de mostra, que prèviament havien estat dessecades a  $110^\circ\text{C}$  durant 12 hores. Seguidament se'ls va afegir 5 ml de  $\text{HNO}_3$ . Les mostres van ser sotmeses a un escalfament a  $80-90^\circ\text{C}$  durant una hora. En quant es van refredar fins a temperatura ambient, se'ls va afegir  $\text{HClO}_4$  (2 ml) i HF (10 ml). La solució resultant es va deixar a temperatura ambient tota una nit. Després va ser escalfada a reflux en un bany de sorra duran mitja hora. Immediatament després es va sotmetre a un bany de sorra a  $150-200^\circ\text{C}$  fins evaporar-se a sequedat. La pasta que en va resultar va ser refredada a temperatura ambient. Posteriorment s'hi va afegir  $\text{HClO}_4$  (2 ml) i HF (10 ml), i es va escalfar de nou en un bany de sorra repetint tot el procés anterior. Aquesta vegada, però, no es va deixar refredar la pasta, i s'hi van afegir 5 ml de  $\text{HClO}_4$ . Posteriorment es va deixar que s'evaporés tot l'àcid i finalment es va deixar refredar. Després s'hi van afegir 2.5 ml d'aigua amb 2.5 ml de  $\text{HNO}_3$  i es va fer bullir en el bany de sorra, fins aconseguir la total dissolució de la pasta. En quant es va refredar, es va inspeccionar el líquid per comprovar que era transparent i homogeni. En els casos en que no era així, s'hi afegien novament 2 ml de  $\text{HClO}_4$  i 10 ml de HF, repetint el procés. Quan va aconseguir-se que les mostres no fossin tèrboles, es van enrasar a 25 ml amb aigua desionitzada, i van ser guardades a la nevera fins al moment de ser analitzades.

Abans d'analitzar-les, les mostres van ser diluïdes novament a la relació 1:10, per tal de que la dilució equivalent fos el sòlid en 250 ml d'aigua. Primerament van ser mesurats. Els valors mesurats estaven per sota de 0.001 ppb en el Cs, Pr, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th, La, Nd, Zr, Nb, Sb, Mo, Rb i U, inferiors a 0.1 ppb en el Sr, Sn, Ce i Hf, i entre 1 y 5 ppb per el V, Zn, Ni, Cu, Ba i Pb.

Es va fer la mitjana dels 8 blancs per a cada element i els valors obtinguts van ser restats de les lectures de cada mostra.

## 5. MICROSCÒPIA ELECTRÒNICA D'ESCOMBRAT AMB ANALITZADOR DE DISPERSIÓ D'ENERGIES (SEM-EDS)

La microscòpia electrònica d'escombrat amb analitzador de dispersió d'energies (SEM-EDS) ha estat utilitzada en l'anàlisi química puntual qualitativa de fases minerals de gra fi o molt fi, especialment en el cas d'espècies minerals difícils d'identificar en el microscopi òptic de llum transmesa o reflectida, com són els telururs.

Els equips que es van utilitzar van ser el *Cambridge Stereoscan-120* i el *Jeol 360*, que es troben en els Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona. L'analitzador de dispersió d'energia acoblat és un EDS constituït per un cristall de Si(Li) amb una finestra de Be, distribuït per LINK. Abans de ser analitzada, la mostra és recoberta amb una fina capa de carboni per tal de que sigui conductora, i es deixa assecar en un evaporador. Mitjançant aquesta tècnica s'identifiquen els elements amb nombre atòmic a partir d'11 (Na) presents a les fases minerals de les mostres, els quals poden ser quantificats posteriorment mitjançant la microsonda electrònica. Les condicions de treball van ser de 15 a 20 Kv per la obtenció de les imatges electròniques i anàlisi qualitativa, treballant a una distància òptima de 18 mm. En cas que s'estudiessin minerals que continguessin elements pesants, com Pb, Bi, U, Th, REE, PGE, Hg, es va augmentar el voltatge a 25 Kv, per poder-ne excitar les línies L i M.

## 6. MICROSONDA ELECTRÒNICA

La composició química de les fases minerals estudiades (esfalerita, pirrotita, telururs, clorita, celadonita, moscovita, biotita, epidota, feldspats (anortita, hialòfana, adulària), armenita, amfibols (ferroactinolita, amfibol amb V), granats (grossulària, goldmanita), piroxens, escapolita, scheelita i carbonats (calcita, aragonita, dolomita, ankerita)) va ser determinada per microsonda electrònica en els Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona. Es va utilitzar una CAMECA SX50, equipada amb quatre espectròmetres de dispersió de longitud d'ona.

Les condicions d'anàlisi han estat les següents: tensió d'acceleració de 15-25 KeV, corrent sobre

la mostra de 18-20 nA, i temps d'adquisició de 10 s per element. Les anàlisis es van realitzar utilitzant els següents patrons: Cu (calcopirita), Zn (esfalerita), Mn (rodonita), Pb (galena), Al (ortosa,  $Al_2O_3$ ), Ti (rútil), Fe (hematites), Mg (periclasita), Ca (wolastonita), Na (albita), Si (ortosa), K (ortosa), Cr ( $Cr_2O_3$ ), Ni (NiO), Ba (barita), Sr (celestina), S (esfalerita, calcopirita, pirita, galena), Cd (greenockita), Ag (AgCl,  $Ag_2S$ ,  $Ag_2Te$ ), Te (coloradoïta,  $Ag_2Te$ ), Se ( $Bi_2Se_3$ ), As (GaAs), Sb (InSb), Bi ( $Bi_2Se_3$ ).

Els programes d'anàlisi que s'han fet servir són:

**Sulfurs (esfalerita, pirrotita, arseniurs):** Els elements analitzats en l'esfalerita són Zn, S, Cu, Fe, Cd, Mn, Ge. S'han realitzat diversos anàlisis d'esfalerita en un total de 28 mostres.

En el cas de la pirrotita s'han analitzat el Fe i el S (11 mostres).

En el cas dels arsenurs (3 mostres) s'han analitzat Fe, Co, Ni, S, Pd, Pt, As.

**Telururs:** Els elements analitzats són Hg, Bi, S, Te, Ag, Se. Les anàlisis han estat fetes en 2 mostres.

**Silicats:** S'han analitzat clorita (15 mostres), celadonita (1 mostra), moscovita (1 mostra), biotita (1 mostra), epidota (8 mostres), feldspats (anortita, hialòfana, adulària) (6 mostres), armenita (1 mostra), granats (grossulària 5 mostres, goldmanita 2 mostres), escapolita i piroxens (2 mostres). Els elements analitzats en els diferents silicats, en total són: V, Cr, Mn, Fe, Zn, Pb, U, Ti, Sc, Ca, Si, K, Zr, Y, Al, Mg, Ba, Na, F, Cl.

**Wolframats:** Els elements analitzats són Mo, W, Se, Fe, Mg, Ca, Pb. S'ha analitzat scheelita en una única mostra.

**Carbonats:** Els elements analitzats són Fe, Ca, Mg, Mn, Sr, Ba. S'han analitzat els carbonats de 9 mostres diferents.

## 7. ISÒTOPS ESTABLES

S'ha realitzat un estudi isotòpic del S en mostres de sulfurs (pirita, pirrotita, esfalerita, galena i calcopirita), O en quars, i D i O en clorita.

### 7.1 Isòtops de S.

L'estudi s'ha realitzat tant a escala de dipòsit com a escala de detall.

En alguns casos les mostres van ser analitzades en pols; en d'altres les anàlisis van ser fetes directament sobre seccions polides. La separació dels minerals que van ser analitzats en pols es va fer mitjançant mètodes magnètics de separació i mitjançant la separació manual. La puresa de les mostres així separades es va comprovar amb un examen sota el microscopi binocular, i per difracció de pols de raigs X.

Les anàlisis les va realitzar la Dra. María Pura Alfonso Abella al *Scottish Universities Research & Reactor Centre* (SURRC). Les combustions làser *in situ* es van realitzar amb un sistema làser Nd-YAG, seguint el mètode establert per Fallick *et al.* (1992) i Hall *et al.* (1994). Les combustions de pols es van realitzar de la mateixa manera. El SO<sub>2</sub> purificat va ser analitzat en un espectròmetre de masses VG-SIRA II.

Els resultats s'han donat en  $\delta^{34}\text{S}$  ‰ respecte a l'estàndard CDT (troilita del *Cañon del Diablo*). La precisió analítica es troba al voltant de  $\pm 0.2$  ‰ a 1 SIGMA.

### 7.2 Isòtops de O i H en silicats

Les anàlisis han estat realitzades al *Scottish Universities Research & Reactor Centre* (SURRC), per la Dra. Pura Alfonso Abella.

Les anàlisis isotòpiques d'oxigen s'han determinat a partir de l'extracció amb feix de làser, segons la metodologia de Sharp (1990). Les combustions *in situ* s'han fet amb un sistema de làser Nd-YAG. S'ha utilitzat ClF<sub>3</sub> com a agent fluorador. La composició isotòpica ha estat mesurada en un espectròmetre de masses VG-SIRA 10. Els resultats s'han expressat en  $\delta^{18}\text{O}$ , relatiu a l'estàndard SMOW. La precisió analítica està al voltant de  $\pm 0,1$  per mil a 1s.

Les anàlisis isotòpiques d'hidrogen s'han fet seguint la metodologia convencional (Fallick *et al.*, 1993). La quantitat de mostra necessària per fer les anàlisis és de 10-20 mg. La composició isotòpica s'ha mesurat en un espectròmetre de masses VG60210. Els resultats s'han expressat en  $\delta\text{D}$  per mil, en relació a l'estàndard SMOW. En aquest cas, la precisió analítica és de  $\pm 5$  per mil a 1s.

### 7.3 Isòtops de C y O.

Les mostres van ser separades mitjançant una lupa binocular, i seguidament van ser triturades en un morter d'àngata fins obtenir-ne una pols molt fina i homogènia. La puresa d'aquestes mostres es va comprovar mitjançant difraccions de raigs-X.

El CO<sub>2</sub> s'obté pel mètode clàssic (McCrea, 1950) i consisteix en atacar amb àcid fosfòric al 102% 10 mg de mostra pulveritzada.

Les anàlisis s'han realitzat als Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona. L'equip utilitzat és un espectròmetre de masses de relació isotòpica  $\delta$  (Finngan MAT). La precisió del mètode és de 0.02 ‰ pel <sup>13</sup>C i 0.06 ‰ per l'oxigen. Els valors isotòpics són donats *versus* PBD pel carboni i *versus* PBD per l'oxigen. La conversió del PBD a VSMOW dels valors isotòpics de l'oxigen es va realitzar segons l'equació d'O'Neil (1992), modificada de Friedman i O'Neil (1977).

## 8. INCLUSIONS FLUIDES

Inclusions fluides amb qualitat per ser estudiades s'han trobat en quars i esfalerita. La descripció petrogràfica de les inclusions fluides es va realitzar en un microscopi òptic de llum transmesa, al Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals de la Universitat de Barcelona. Les inclusions fluides van ser classificades segons els criteris de Roedder (1984), Bodnar (1993) i Roedder & Bodnar (1997). Les inclusions seleccionades van ser analitzades mitjançant les tècniques microtermomètriques estàndard.

### *Microtermometria*

El mètode consisteix en la observació i reconeixement dels canvis de fase que tenen lloc en les inclusions fluides durant l'escalfament o refredament. Tots els canvis observats van tenir lloc en l'interval de temperatures que va de -186 a +300°C. La observació de les inclusions es va realitzar mitjançant un microscopi petrogràfic NIKON equipat amb objectius de fins a 40 augments.

Per a l'estudi d'inclusions fluides s'ha utilitzat una platina "Linkam YHMSG 600" programable, que va estar una temporada al Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals de la Universitat de Barcelona.

La calibració de la platina es va fer controlant el punt de fusió de compostos coneguts: aigua bidestil·lada (Tf = 0 °C), inclusions naturals de CO<sub>2</sub> pur (Tf = -56.6 °C), sacarina (Tf = 228 °C), benzanilida (Tf = 163 °C), fenolftaleïna (Tf = 263 °C), dicianamida (Tf = 210 °C) i altres de la casa Merck (Taula 1).

Els errors de mesura se situen en  $\pm 0.2$  °C pels assaigs microtermomètrics a baixa temperatura i  $\pm 2$  °C pels d'alta temperatura.

Mitjançant una mesura exacta de la temperatura a la qual es produeixen aquests canvis es poden calcular les condicions PVTX que presenten els fluids en el moment de ser atrapats. La classificació dels tipus d'inclusions es basa en la quantitat de fases que s'observen a temperatura ambient (+21°C).

La salinitat de les inclusions va ser estimada a partir de la temperatura de fusió del gel, ja que en cap cas es van identificar clatrats ni cubs d'halita. A partir d'aquí es va obtenir la salinitat calculant-la per una solució binària simple H<sub>2</sub>O-NaCl, d'acord amb l'equació de regressió de Bodnar (1993). La densitat de les inclusions i les isocores es van calcular amb el programa *FlinCor*, versió 1.2.3 per a Windows, utilitzant l'equació d'estat de Brown i Lamb (1989), pel sistema químic H<sub>2</sub>O-NaCl.

**Taula 1.-** Standards Merck utilitzats en la calibració de la platina Linkam.

*Taula 1.- Standards Merck utilitzats en la calibració de la platina Linkam.*

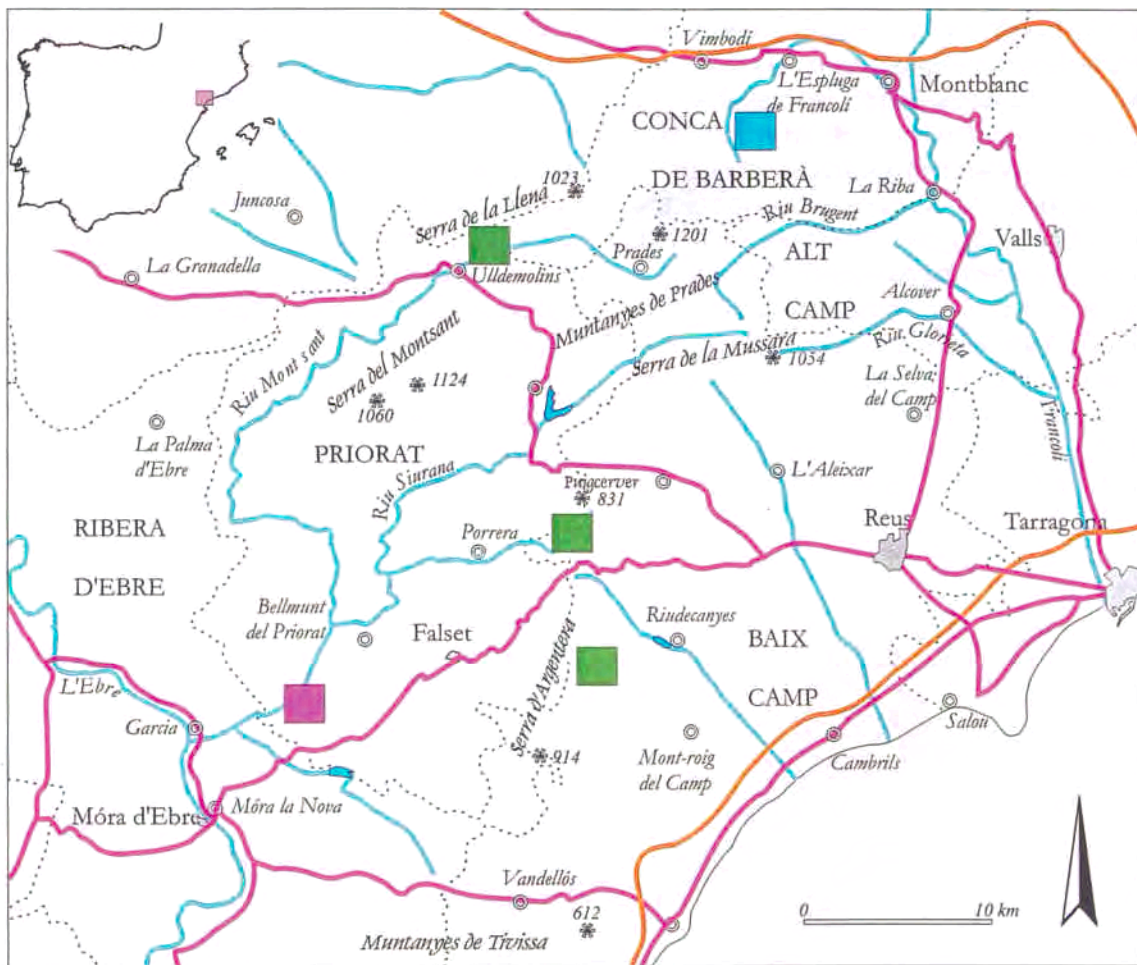
Producte	T. Fusió (°C)	Producte	T. Fusió (°C)
MSP 9670	70	MSP9800	200
MSP 9700	100	MSP 9847	247
P. acetofenetida	135	NaNO <sub>3</sub>	306,8
MSP 9780	180	K <sub>2</sub> Cr <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	398

## 1.4 ENTORN GEOGRÀFIC

El conjunt de mineralitzacions estudiades es troben al SW de la Serralada Prelitoral Catalana (Figura 1.1). Els dipòsits d'edat siluriana se situen a la vessant Nord de les Muntanyes de Prades, i el dipòsit del Mas del

Bessó es troba a la conca alta del Montsant, al NE del mateix massís.

Els dipòsits del Mas del Mestre i del Mas del Botó es localitzen a la capçalera del Cortiella, a la vessant W del Puigcerver. Més al Sud



Dipòsits encaixats en materials silurians

1- Coma Fosca, Roca de Ponent i Sant Miquel (*Vimbodí, L'Espluga de Francolí*)

Dipòsits encaixats en materials carbonífers

2- Mas del Bessó (*Ulldemolins*)

3- Mas del Mestre i Mas del Botó (*L'Alforja, Porrera*)

4- L'Argentera (*L'Argentera*)

Dipòsits encaixats en sèries precàmbriques

5- El Molar (*El Molar*)

Figura 1.1. Situació geogràfica dels dipòsits estudiats en el SW dels Catalànides.

Figura 1.1. Situación geográfica de los depósitos estudiados en el SW de los Catalánides.



s'explotà el dipòsit de l'Argentera, localitzat a l'Est de la Serra de l'Argentera.

Orogràficament, la regió estudiada és una zona aspra i de relleus abruptes, encara que les zones culminals no assoleixin en cap cas alçades importants (Tossal de la Baltassana, 1201 m, Serra de Prades; L'Abella, 1002 m, Serra de la Llana; Puigcerver, 831 m; Mola de Llaveria, 912 m).

Les muntanyes de Prades representen un exemple de relleu tabular modelat sobre els extensos afloraments triàsics, solcats per profundes barrancades i delimitats, en bona part, per cingleres. Les Serres d'Argentera, Llaveria i Colldejou són molt ferèstegues i trencades; hi destaquen imponents moles (constituïdes per sèries de carbonats d'edat juràssica) i el desenvolupament de karst en els abundants materials carbonatats cenozoics.

La serra del Puigcerver, així com bona part del Priorat Central, són constituïts per materials paleozoics, i es presenten com una successió de turons arrodonits, amb carenes que normalment corresponen a dics de pòfir o a trams de lidites tournaïanes. Aquests turons són drenats per una densa xarxa de barrancades que en molts casos segueixen les grans fractures tectòniques.

Hidrogràficament, aquest muntanyam actua com a partió d'aigües entre la conca de l'Ebre (rius Siurana, Montsant, Cortiella) i les petites conques que desguacen directament a la Mediterrània (per

una banda el Francolí, el Brugent i el Glorieta, i per l'altra, les rieres d'Alforja, de Maspujols i de Riudecanyes). Aquestes conques es caracteritzen pel seu règim torrencial.

El clima de la zona estudiada correspon majoritàriament a un clima mediterrani amb influència de muntanya mitjana. La pluviositat segueix un típic règim mediterrani, i oscil·la entre 500 i 700 mm anuals. Els valors més elevats corresponen a la part alta de les muntanyes de Prades, que constitueixen una illa de vegetació euro-siberiana. En aquestes muntanyes s'hi desenvolupen extensos alzinars, pinedes de pi roig i, localment, rouredes de roure martinenc i reboll. La vegetació natural de la resta de la zona és una vegetació típicament mediterrània, constituïda essencialment per pinedes secundàries de pi blanc, garrigues i brolles, i màquies amb margalló a les vessants més meridionals.

Pel que fa als cultius, predominen els cultius de secà, avellaners, ametllers i oliveres al Camp de Tarragona i vinyes al Priorat.

Segons la divisió actual en comarques, les serres del Puigcerver, L'Argentera i Colldejou separen la comarca del Priorat de la del Baix Camp. La major part dels municipis de la "taula de Prades" (Prades, La Febró, Capafonts, Arbolí) pertanyen al Baix Camp, la vessant Nord de Prades pertany a la Conca de Barberà, i Alcover pertany a l'Alt Camp.

## 1.5. GEOLOGIA DEL SW DELS CATALÀNIDES

### 1.5.1. GRANS TRETS DE LA GEOLOGIA DELS CATALÀNIDS

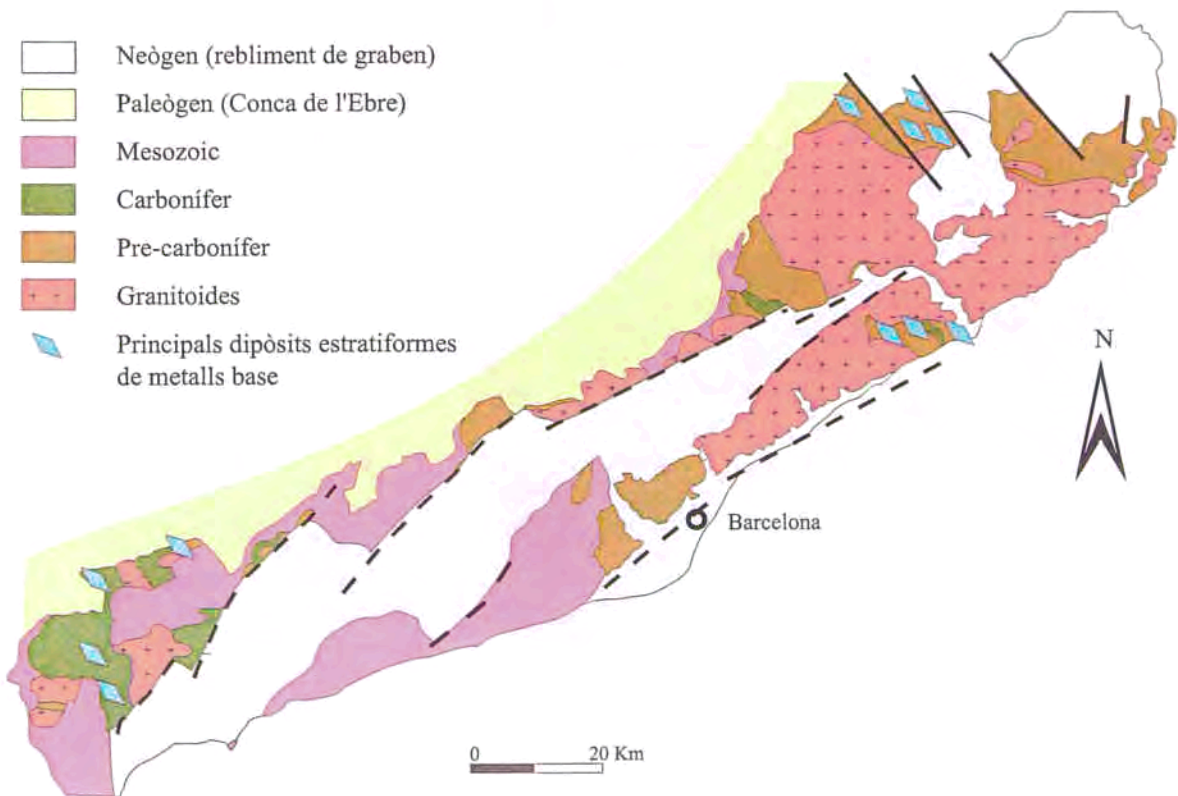
Els dipòsits estudiats es localitzen en el sector SW de la unitat morfoestructural coneguda com Catalànides o Serralades Costaneres Catalanes (Llopis Lladó, 1947).

A molt grans trets, els Catalànides consten de dues alineacions muntanyoses de direcció NE-SW (les serralades Prelitoral i Litoral Catalanes), separades per un *graben* terciari anomenat Depressió Prelitoral (Llopis, 1947). Aquesta estructura, d'origen alpí, és deguda a la basculació de grans blocs tectònics controlats per fractures de direcció principal NE-SW i, en menys mesura, NW-SE. Estructuralment els Catalànides constitueixen la transició entre el Massís Ibèric i la zona tectònicament activa de la Mediterrània Occidental (Morgan i Fernández, 1992).

Anadón *et al.* (1979), en base a diversos criteris de tipus tectonoestratigràfic, divideixen els Catalànids en una sèrie de dominis, controlats essencialment per falles. En

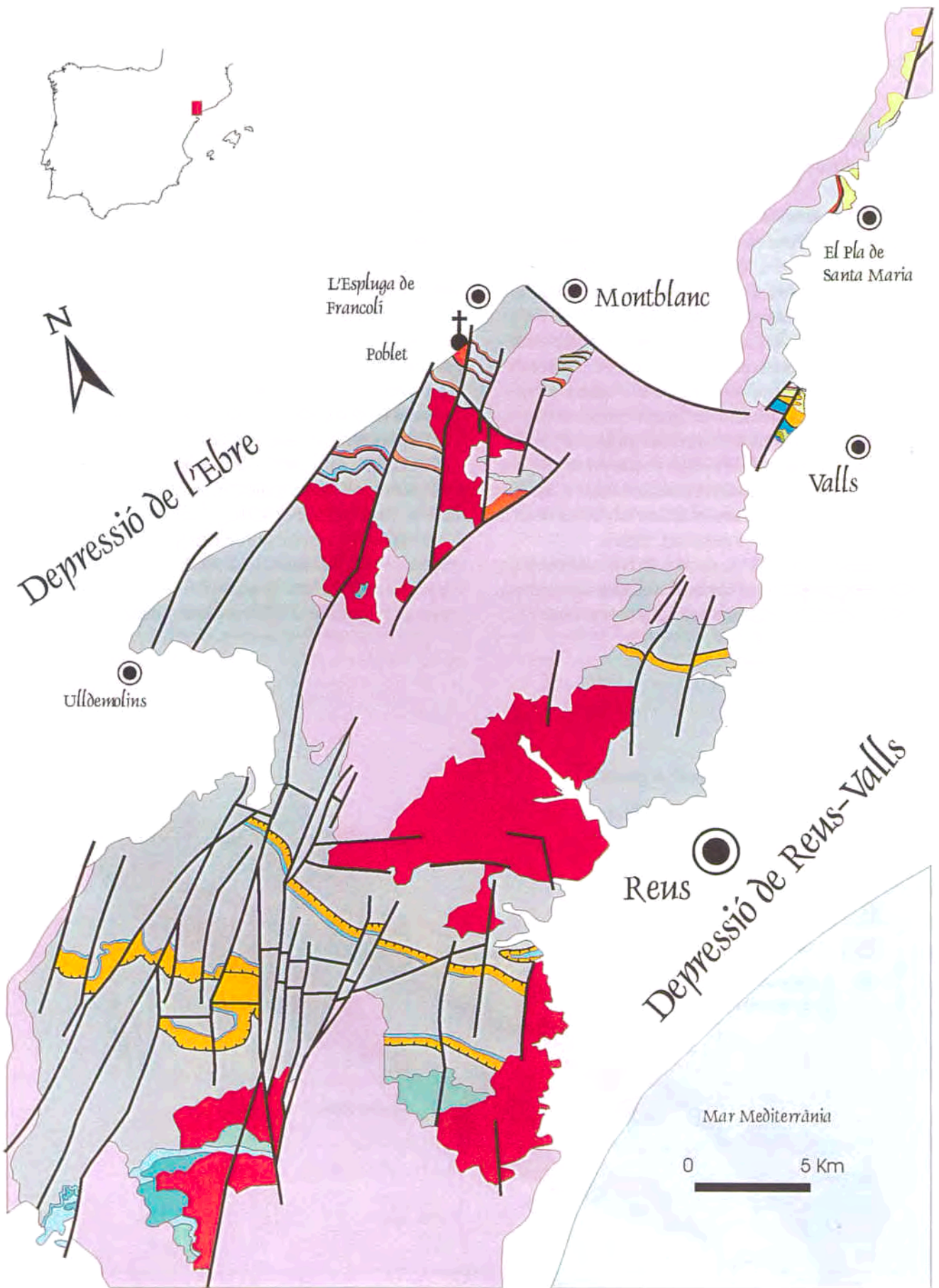
base a aquest esquema, que és però més útil per a la descriptiva de les sèries mesozoiques, la zona estudiada es situa en el domini meridional dels Catalànids (fig. 1.2).

Entre els materials que constitueixen els Catalànids es poden diferenciar dues unitats majors: el sòcol o basament i la cobertura. El sòcol està constituït de materials hercinians (sèries paleozoiques o precambrianes) deformades per diverses fases de plegament i metamorfisme regional durant la orogènia herciniana, i intruïdes per granitoides tardihercinians que produeixen un metamorfisme de contacte. El metamorfisme regional genera majoritàriament fàcies d'esquistos verds, i localment, fàcies amfibolita (Julivert i Duran, 1990). En els dominis més septentrionals dels Catalànids els afloraments de materials del basament estan constituïts per sèries d'edats més antigues (Paleozoic Inferior), mentre que vers el SW predominen els materials d'edat Paleozoic Superior i, especialment, d'edat Carbonífer. Dins de l'orogen hercinià, el conjunt d'afloraments paleozoics dels



**Figura 1.2.** Mapa geològic esquemàtic dels Catalànids (Julivert y Durán, 1990, modificat).

**Figura 1.2.** Mapa geológico simplificado de los Catalánides (Julivert y Durán, 1990, modificado).



Catalànides representen una situació a la branca nord de l'arc Ibero-armoricà (Julivert i Duran, 1990).

La cobertora consta de potents sèries sedimentàries d'edat mesozoica, que es poden dividir en un conjunt de megasequències (triàsica, juràsica, cretàica). Tanmateix, aquestes sequències són diferents en cada domini pel que fa a la seva constitució o a la seva gruixària (Anadón *et al.*, 1979).

Aquestes sèries jeuen mitjançant una discordança angular sobre el basament hercinià plegat i metamorfitzat; el basament és rubefactat i, de vegades, hi ha desenvolupament de paleosòls (Ferrer, 1997).

### 1.5.2. GEOLOGIA DEL SW DELS CATALÀNIDES

En el sector estudiat les sèries paleozoiques apareixen en 4 zones separades, relacionades entre si, però aïllades per les intrusions i la cobertora. Aquestes zones són la serra de Miramar, el sector de Prades-Ulldemolins-Priorat, i els afloraments del Camp de Tarragona (figura 1.3).

Les sèries paleozoiques es divideixen en dues grans seqüències (carbonífera i precarbonífera) limitades per una discontinuïtat estratigràfica (Melgarejo, 1987, 1992; Sanz-López *et al.*, 1999).

En conjunt, al SW dels Catalànides els materials precarbonífers afloren localment, ja sigui en el nucli de grans plecs anticlinals, o en el nivell de desenganxament d'alguns encavalcaments hercínians. Tanmateix, aquí hi ha els afloraments carbonífers més extensos dels Catalànides, caracteritzats pel gran desenvolupament de les fàcies *Culm*. La potència que aflora de la sèrie carbonífera en aquest sector supera els 2000 m (Anadón *et al.*, 1985). Un altre tret particular del sector estudiat és que la deformació que afecta als materials paleozoics és menor que a la resta dels Catalànides. La deformació hercíniana ve acompanyada d'un lleu metamorfisme regional. El magmatisme tardihercinià es manifesta en una sèrie de plutons de granitoids acompanyats per un important seguici filonià de dics de pòrfir.

La cobertora està formada per megasequències de sediments triàsics, juràsics, cretàics i terciaris, i està disposada discordantment per sobre dels materials paleozoics que constitueixen el sòcol. Com en d'altres punts dels Catalànids, els materials del sòcol situats immediatament per sota de la discordança (fins a 10 m) estan afectats per una intensa rubefacció de varios metres de gruixària.

El Triàsic és de fàcies germànica, i es troba complert en tots els seus termes i especialment desenvolupament en aquest sector.

**Figura 1.3.** Mapa geològic simplificat del SW dels Catalànides (modificat de Melgarejo, 1987). 1, Unitat de Marcà: pissarres i grauvaques (Cambrià ?); 2, unitat de El Molar: pissarres negres, calcoesquistos, calcarenites, calcàries, dolomies, evaporites (Cambrià ?); 3, unitat de Pinyeres: pissarres, quarsites i grauvaques (Cambrià ?); 4, Unitat de Picamoixons (part baixa): quarsites massisses (Cambrià Inferior); 5, unitat de Picamoixons (part alta): quarsites, grauvaques i pissarres verdoses (Cambrià Inferior); 6, unitat de Les Masies: quarsites, pissarres negres, nivells de sulfurs, nivells de feldspat, nivells de fosfat (Llandoveryà); 7, unitat de Sant Bernat: pissarres ampelítiques (Ludlovià-Wenlockià); 8, unitat del Bosc de Valls: margues i pissarres verdoses, calcarenites (Devonià Mig); 9, unitat de Les Vilelles: pissarres negres, quarsites, lidites (Devonià Superior); 10, unitat de Torroja: lidites (Tournaisià); 11, unitat de Valls: calcàries Viseà-Namurià); 12, sèries detrítiques de les Muntanyes de Prades-Priorat: grauvaques, conglomerats, pissarres, olistostromes de calcàries i lidites (Viseà-Namurià Superior ?); 13, sèries detrítiques de Miramar: grauvaques, olistostromes, conglomerats, calcàries i roques volcàniques bàsiques alcalines (Tournaisià-Namurià Superior ?); 14, roques granítiques tardihercínianes; 15, cobertora d'edat mesozoica; 16, cobertora d'edat terciària.

**Figura 1.3.** Mapa geològic simplificado del SW de los Catalànides (modificado de Melgarejo, 1987). 1, Unidad de Marcà: pizarras y grauvacas (Cámbrico ?); 2, unidad de El Molar: pizarras negras, calcoesquistos, calcarenitas, calizas, dolomías, evaporitas (Cámbrico ?); 3, unidad de Pinyeres: pizarras, cuarcitas y grauvacas (Cámbrico ?); 4, Unidad de Picamoixons (parte baja): cuarcitas masivas (Cámbrico Inferior); 5, unidad de Picamoixons (parte alta): cuarcitas, grauvacas y pizarras verdosas (Cámbrico Inferior); 6, unidad de Les Masies: cuarcitas, pizarras negras, niveles de sulfuros, niveles de feldespato, niveles de fosfato (Llandoveryense); 7, unidad de Sant Bernat: pizarras ampelíticas (Ludloviense-Wenlockiense); 8, unidad del Bosc de Valls: margas y pizarras verdosas, calcarenitas (Devónico Medio); 9, unidad de Les Vilelles: pizarras negras, cuarcitas, liditas (Devónico Superior); 10, unidad de Torroja: liditas (Tournaisiense); 11, unidad de Valls: calizas (Viseense-Namuriense); 12, series detríticas de las Muntanyes de Prades-Priorat: grauvacas, conglomerados, pizarras, olistostromas de calizas y liditas (Viseense-Namuriense Superior ?); 13, series detríticas de Miramar: grauvacas, olistostromas, conglomerados, calizas y rocas volcánicas básicas alcalinas (Tournaisiense-Namuriense Superior ?); 14, rocas graníticas tardihercínicas; 15, cobertera de edad mesozoica; 16, cobertera de edad terciaria.

### 1.5.3. GEOLOGIA DEL BASAMENT

#### 1.5.3.1. Les sèries precarboníferes

A diferència dels dominis situats al NE dels Catalànides, caracteritzats per la gran extensió dels afloraments de materials precarbonífers, i per la intensa deformació que afecta a aquests materials, en la zona d'estudi les sèries precarboníferes apareixen en afloraments molt limitats. Aquests afloraments estan aïllats entre sí, i es troben fortament condicionats per les grans estructures varisques, ja que, en alguns casos, corresponen a nuclis de grans estructures anticlinals i, en d'altres, actuen com a nivells de desenganxament d'encavalcaments hercinians, com a conseqüència de la seva reologia plàstica.

La datació d'aquestes sèries es basa en alguns casos en el seu contingut paleontològic, i s'han pogut datar amb força detall sèries d'edats silurianes i devonianes (Melgarejo, 1987); tanmateix, les roques d'edat presiluriana estan generalment mancades de fòssils, amb l'excepció d'alguns afloraments on s'ha pogut reconèixer una fauna del Cambrià Inferior (Sanz-López *et al.*, 1999). En els casos en que no s'ha pogut datar en base al contingut paleontològic s'han utilitzat criteris de superposició i correlació respecte a unitats més ben caracteritzades.

#### a- La sèrie detrítica-carbonatada inferior

Aquestes sèries afloren en el sector situat més al SW del Priorat (Melgarejo, 1992). De base a sostre, es poden distingir en base a criteris litològics les següents unitats: Marçà, El Molar i Pinyeres.

#### Unitat de Marçà (Melgarejo, 1987)

Aquesta unitat es reconeix al nucli anticlinal hercinià de Marçà-El Molar, cap a la part sud del Priorat. Està constituïda per una sèrie de més de 200 m de potencia, i s'hi reconeixen materials detrítics, essencialment, pelites fosques amb alternances mil·limètriques de gresos de gra fi, que en alguns casos presenten estructures de corrent (*ripples*). Passa gradualment en sentit vertical a la unitat de El Molar.

#### Unitat de El Molar (Melgarejo, 1987)

Aflora al Sud de Falset, al Priorat Central. La potència dels materials que hi afloren és, com a

mínim, de 75 m. Consta de dues subunitats: un tram inferior de pissarres negres (30 m), i un tram superior carbonatat (45 m).

Les pissarres negres contenen disseminacions de sulfurs. El pas del tram pelític al carbonatat és progressiu. La proximitat del nivell carbonatat es posa de manifest per l'enriquiment en nivells de gruix centimètric a decimètric de calcosilicats rics en sulfurs (figura 1.4). En detall, aquests nivells presenten laminació encreuada i es poden interpretar com a producte del metamorfisme de nivells de calcarenites. En aquesta zona de trànsit, les pissarres deixen de ser negres i esdevenen versicolors.

El tram superior es caracteritza per la presència de carbonats micrítics i calcosilicats, i hi abunden els plecs originats per *slump-creep* (figura 1.5). Dins de la subunitat carbonatada es diferencien 2 subtrams.

En el subtram inferior es distingeixen nivells decimètrics a mètrics de carbonats, amb nivells decimètrics de calcosilicats (en part, produïts per metamorfisme de nivells margosos, i en part, per



**Figura 1.4.** Detall de camp de la part inferior de la Unitat de El Molar: pissarres negres que alternen amb nivells de calcosilicats.

**Figura 1.4.** Detalle de afloramiento de la parte inferior de la Unidad de El Molar. Alternancia de pizarras negras con niveles de calcosilicatos.

metamorfisme de nivells de calcarenites). Aquestes calcarenites presenten laminació encreuada, que pot arribar a ser de gran escala. Alguns nivells de carbonats finament laminats són molt rics en disseminacions de cristalls d'escapolita, la qual pot arribar a constituir més del 50 % modal de la roca. L'escapolita es presenta en forma de cristalls poiquiloblàstics hipidiomorfs, de mida mil·limètrica, que es situen mimèticament a la laminació de les roques carbonatades o a l'esquistositat (figura 1.6). Melgarejo i Ayora (1990) consideren que aquesta escapolita, una marialita rica en clor, es formà a partir del metamorfisme de nivells evaporítics.

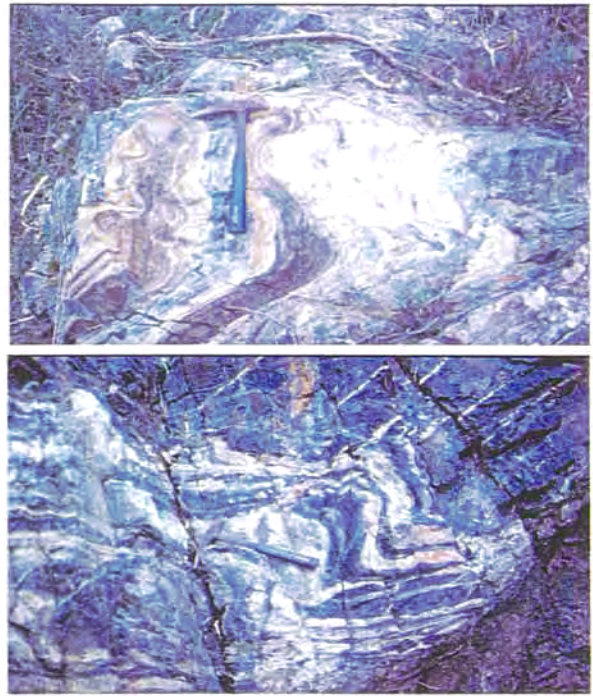
El subtram superior és essencialment pelíticomargós, però intercala passades de carbonats.

L'edat d'aquestes sèries és problemàtica. Crespo i Michel (1980) van atribuir aquestes sèries a l'Ordovicià Superior en base a correlacions de litofàcies amb les sèries de l'Ordovicià Superior (Ashgil·lià) de Les Gavarres (Sarmiento *et al.*, 1995) i del Pirineu (Sanz i Sarmiento, 1995). Per a Melgarejo (1987), aquestes sèries estarien constituïdes per roques de fàcies molt diferents a les del Paleozoic dels Catalànides i semblen afectades per famílies de plecs amb eixos diferents dels hercinians; en conseqüència, les atribueix al Precambrià. Tanmateix, Gozalo (com. pers.) ha localitzat restes molt fragmentats de trilobits, per la qual cosa els sediments haurien de ser d'edat paleozoica (possiblement cambriana per similitud de litofàcies amb les sèries paleozoiques de la Serralada Ibèrica).

Per sobre d'aquesta unitat es disposen de forma poc clara, aparentment discordant, uns bancs quarzítics d'edat incerta, que constitueixen la unitat de Pinyeres.

#### *Unitat de Pinyeres (Crespo i Michel, 1980)*

Aflora extensament prop de l'ermita de Pinyeres, al NE del Masroig. És de potència hectomètrica, i està constituïda per paquets de potència decamètrica de quarzites, que intercalen trams de pissarres versicolors. Cap al sostre de la unitat s'hi poden reconèixer trams de pissarres negres. L'edat d'aquesta unitat és difícil d'avaluar. Crespo i Michel (1980) l'hi assignen temptativament una edat ordoviciana, i Melgarejo (1992) suggereix que podrien correspondre fins i tot a materials precambrians. Ara bé, trams de quarzites de característiques similars es troben a la



**Fig. 1.5.** Pissarres de la unitat de El Molar. Plecs tipus *slump*.  
*Fig. 1.5.* Pizarres de la unidad de El Molar. Pliegues de tipo *slump*.



**Figura 1.6.** Nivells rics en escapolita intercalats entre d'altres de carbonats a la part alta de la Unitat de El Molar, en el riu Siurana.

**Figura 1.6.** Niveles ricos en escapolita intercalados entre otros de carbonatos en la parte alta de la Unidad de El Molar, en el río Siurana.



**Figura 1.7.** Quarzites de la unitat de Picamoixons.  
**Figura 1.7.** Cuarzitas de la unidad de Picamoixons.

Unitat de Picamoixons, que es descriurà tot seguit, però també a la part alta de les sèries devonianes (Melgarejo, 1987). A més, cal tenir en compte que els materials de l'Ordovicià Superior-Silurià Inferior de la Serra de Prades (i també de Collcerola, Julivert i Durán, 1990) presenten també potents bancs de quarsites, que cap a la seva part superior intercalen sèries de pissarres negres.

#### *Unitat de Picamoixons (Melgarejo, 1987)*

Aflora a la Serra de Miramar, al nucli d'un anticlinal tombat. Aquesta unitat està constituïda en la seva base per paquets de potència mètrica de quarsites, que cap al sostre de la sèrie esdevenen de potència decimètrica i intercalen nivells d'òlits, grauvaques i lutites verdoses (Figura 1.7). Els trams superiors, i molt particularment els trams més grollers, contenen pistes de trilobits (*Cruziana*), així com restes inclassificables de fragments de bilobites que poden constituir lumaqueles.

En base a correlacions de litofàcies, Julivert (1955) i Melgarejo (1987) van proposar que aquests materials podien correspondre a l'Ordovicià; tammateix, a partir del contingut en icnofòssils (*Cruziana fasciculata*, *Rusophycus avalonensis*) Sanz-López *et al.* (1999) assignen a aquesta unitat una edat corresponent al Cambrià Inferior (part més baixa). Segons aquests autors, les litologies i icnofàcies presents indiquen un medi sedimentari de transició.

#### *b- La sèrie siluriana*

Els materials silurians, degut al seu comportament plàstic, actuen com a nivell de desenganxament de diversos sistemes d'encavalcaments hercinians. Els afloraments que en resulten són, per tant, reduïts. Probablement, en el conjunt del SW dels Catalànides hi ha representats els diferents trams que constitueixen la sèrie del Silurià, però en afloraments aïllats. Com a conseqüència, és molt difícil establir amb precisió la potència de les seves unitats. Tractarem de fer-ne, però, la reconstrucció a partir dels diversos afloraments: una sèrie a les muntanyes de Prades (unitat de Vimbodí), que representaria el trànsit amb l'Ordovicià Superior, un altra a Figuerola del Camp i a Les Masies de Poblet, en el que s'ha datat el Llandoveryà, i un altra al barranc de Sant Bernat, en el que s'ha datat el trànsit Ludlovià-Wenlockià.

#### *Unitat de Vimbodí*

Aflora en un encavalcament en el N de la Serra de Prades, en el barranc de Tornés, prop del poble de Vimbodí. La potència reconeguda d'aquesta sèrie és de, com a mínim, 100 m, però no s'ha reconegut la seva base; al seu sostre es troben nivells de pissarres negres amb sulfurs, que semblen correlables amb la unitat de Figuerola.

La unitat de Vimbodí consta d'alternances de trams de pissarres negres amb paquets de quarsites de gruix decimètric a mètric i, en alguns casos, decamètric. Sèries molt similars afluoren en la Serra de Collcerola i han estat datades en el límit entre l'Ordovicià Superior i el Silurià més inferior (Julivert i Duran, 1990).

#### *Unitat de Les Masies*

Aflora a la Serra de Miramar i en diversos encavalcaments de la Serra de Prades. A la Serra de Miramar de base a sostre es reconeixen pissarres negres (potència mínima de 10 m), lidites laminades negres (uns 3 m) i trams de pissarres negres riques en nivells d'apatita microcristalina. En base al seu contingut en graptòlits (*Climacograptus sp.*, *Petalograptus sp.*), aquests materials s'atribueixen al Llandoveryà (Melgarejo, 1992).

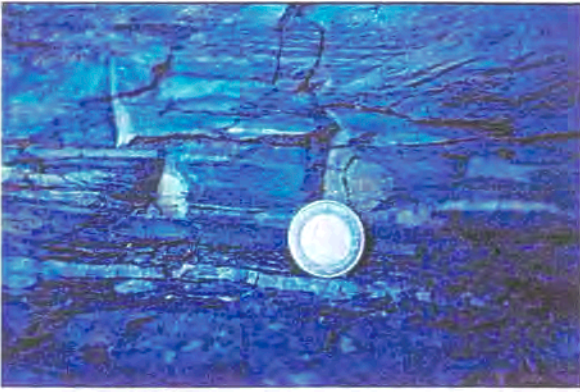
A la Serra de Prades, prop de Les Masies de Poblet, els trams rics en fòssils intercalen fins 10 dipòsits estratiforms (Au, PGE, REE, V, Ti, Cr, Zn, Cu, Ag) associats a nivells rics en feldspats. Les característiques d'aquests dipòsits seran detallades extensament en un altre capítol d'aquesta memòria. Una característica distintiva d'aquest tram són els seus continguts elevats en pirrotina.

Al sostre d'aquest tram apareixen uns 10 m de pissarres blavoses, en les quals no s'ha localitzat fins al moment fauna. Aquests trams presenten també disseminacions de pirrotina però són més rares.

#### *Unitat de Sant Bernat*

Aquesta unitat es presenta en diversos afloraments en el Bosc de Poblet, especialment al barranc de Sant Bernat, on es pot veure el seu contacte amb la unitat anterior. S'hi pot reconèixer una potència mínima de 50 m.

Es tracta d'alternances mil·limètriques de lutites i argil·lites negres, que pel seu contingut en matèria orgànica poden ser considerades com a pissarres ampelítiques. Aquests materials són rics en pirita i



**Figura 1.8.** Pissarres negres de les sèries de Sant Bernat, al Bosc de Poblet. Aquestes pissarres contenen abundant pirita, en disseminacions o bé en nivells com el que es mostra a la fotografia.

*Figura 1.8. Pizarras negras de las series de Sant Bernat, al Bosque de Poblet. Estas pizarras contienen abundante pirita, en diseminaciones y en niveles como el que se ve en la fotografía.*

marcassita (figura 1.8). Aquests sulfurs es presenten en nivells mil·limètrics, disseminacions, i en nòduls de fins algun decímetre de diàmetre. També contenen abundants nòduls i nivells d'apatita microcristal·lina.

En base als graptòlits continguts en aquestes pissarres negres, Ashauer i Teichmuller (1946) i Solé Sugrañes (1973) van atribuir aquestes sèries una edat que abastaria des del Llandoveryà Superior al Ludlovià-Wenlockià.

Els trams superiors del Silurià no afloren a la regió d'estudi. En d'altres sectors dels Catalànids, el límit Pridolià-Gedinnià és marcat per un tram de més de 100 m de potència de calcàries, especialment observable a la serra de Collcerola (unitat de La Creu, García López *et al.*, 1990). En canvi, aquesta unitat està representada exclusivament per blocs olistostròmics angulosos, de mida decimètrica a mètrica, de micrites grises fossilíferes ben caracteritzades faunísticament mitjançant conodonts (Melgarejo, 1987). Aquestes calcàries olistostròmiques tenen edat Ludlowiana, i estan encaixades en els conglomerats amb olistostomes dels trams basals de la seqüència carbonífera de la serra de Miramar.

### **b- El Devonian**

A la Serra de Miramar, on hi ha una secció més complerta de la sèrie, els materials devonians apareixen principalment en nuclis anticlinals o nivells de desenganxament d'encavalcaments hercinians. Els afloraments presents a la zona del Priorat Central

corresponen a nivells de desenganxament d'escates encavalcants hercinians. Per sobre dels materials devonians apareixen les sèries carboníferes.

A la Serra de Miramar s'han reconegut tres unitats en la sèrie devoniana (Melgarejo, 1992), la transició entre les quals és progressiva. De base a sostre, la sèrie consta dels següents elements:

#### *Unitat de Fontscaldetes*

Consisteix en 80 m d'alternances centimètriques a decimètriques de micrites, fil·lites verdoses i margues. Contenen abundants restes de crinoids i tentaculits. Aquesta unitat s'atribueix a l'Emsià.

#### *Unitat del Bosc de Valls*

Fins a 80 m de pissarres grises mancades de restes fòssils. Localment conté nòduls fosfatats; temptativament ha estat atribuïda al Devonian Mig.

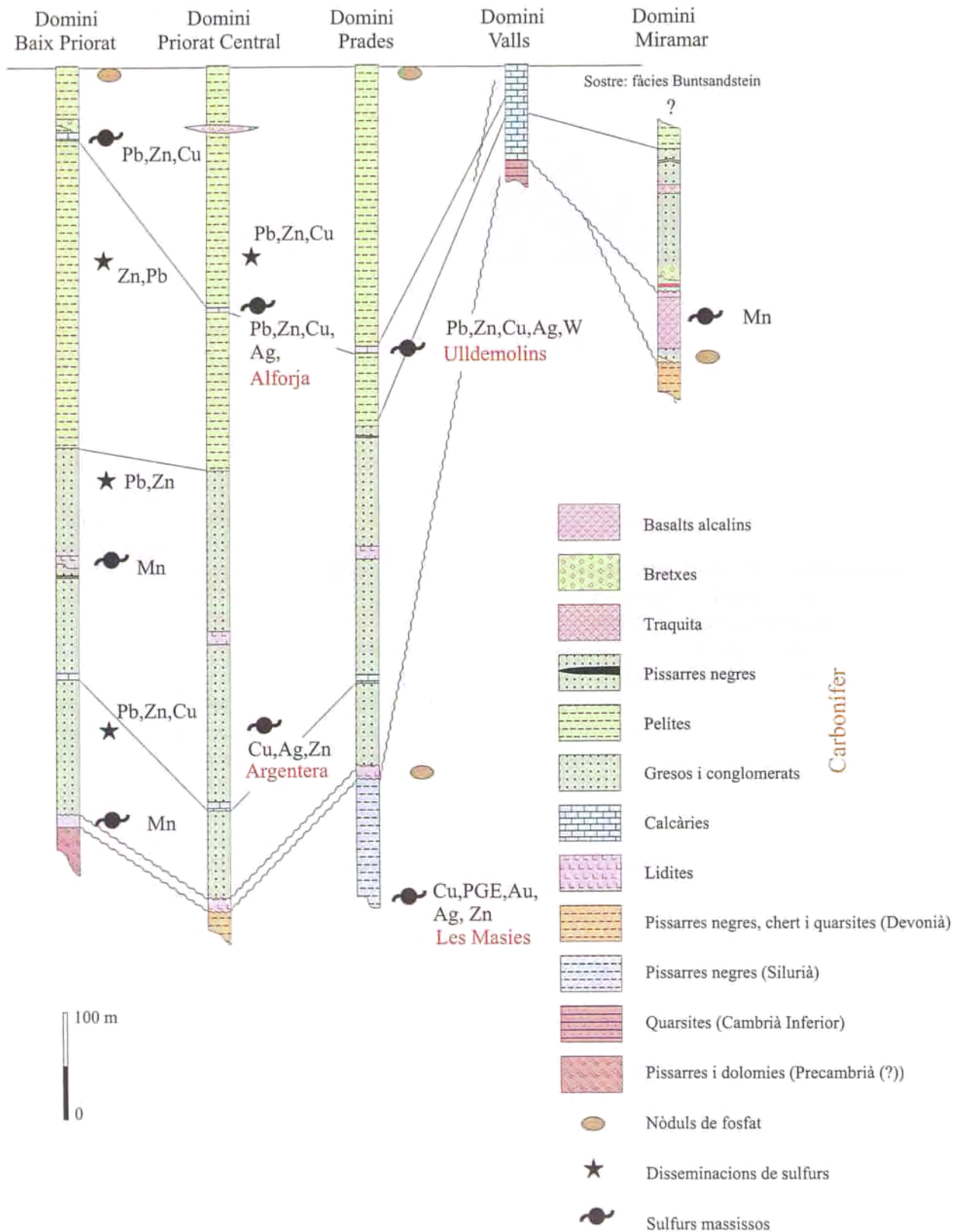
#### *Unitat de les Vilelles*

Tot i que es troba representada a la Serra de Miramar, on es registren fins a 100 m de pissarres negres que intercalen trams de quarsites i chert, la potència màxima que presenta la Unitat de les Vilelles es troba al Priorat Central, on va ser definida (Sáez, 1982). En aquest domini assoleix de 200 a 300 m, als voltants de Torroja (Melgarejo, 1987). Cal tenir en compte, tanmateix, que aquestes potències poden ser exagerades per actuar aquestes pissarres negres com a nivell de desenganxament d'encavalcaments.

Les litologies predominants són pissarres negres amb alternances centimètriques de gresos i quarsites. Al sostre de la unitat apareixen quarsites blanques i lidites, que marquen el pas cap a les lidites massisses d'edat tournaisiana. Localment també han estat localitzats nòduls de fosfats. A la Serra de Miramar, però, al sostre de la sèrie devoniana apareixen intercalacions de nivells decimètrics de quarsites, que acaben amb un potent paquet de quarsites massisses de més de 10 m de potència, sobre el que jeuen les sèries detríques carboníferes.

Les restes de pol·len fòssil que s'han identificat en les pissarres negres indiquen una edat de l'Eifelià al Famennià (Devonian Mitjà i Superior) per als trams de pissarres negres d'aquesta unitat (Colodron *et al.*, 1979).





**Figura 1.9.** Panell sintètic de correlació de les sèries carboníferes dels diferents sectors del SW dels Catalánides que es descriuen en el text. En les columnes es troben també indicats els principals dipòsits estratiformes encaixats en sediments, tant en les sèries carboníferes com precarboníferes.

**Figura 1.9.** Panel sintético de correlación de las series carboníferas de los diferentes sectores del SW de los Catalánides (o dominios) que se describen en el texto. En las columnas están también indicados los principales depósitos estratiformes encajados en sedimentos, tanto en las series carboníferas como en las precarboníferas.

### 1.5.3.2. La sèrie carbonífera

Els materials d'edat carbonífera afloren de manera discontinua al llarg dels Catalànides. Al sector septentrional de la serralada els afloraments són molt reduïts, i es limiten a unes poques zones del Montseny, Montnegre i voltants de Barcelona. En aquests afloraments exclusivament estan representats els trams basals de la sèrie carbonífera (Anadón *et al.* 1985).

Als sectors meridionals dels Catalànides, en canvi, els afloraments són més extensos, i la potència aflorant és molt superior. Una particularitat de les sèries carboníferes dels sectors meridionals és el gran desenvolupament de les fàcies *Culm*. Típicament la base de la successió presenta trams de lidites, pissarres i quarsites, que representen també el Devonian Superior. A la Serra de Miramar la base de la sèrie es caracteritza pels nivells de vulcanites. Els trams intermedis dels dominis meridionals dels Catalànides estan constituïts per potents sèries de gresos i pissarres, amb algun nivell mètric de conglomerats, lidites i carbonats. Per sobre es disposen més de 2000 m de sèries turbidítiques. Per altra banda, algunes manifestacions de vulcanisme àcid apareixen intercalades localment en aquestes turbidites. Es tracta de colades traquítiques d'afinitat alcalina (Melgarejo, 1992).

Les zones on apareixen terrenys d'edat carbonífera s'agrupen en quatre sectors, en els quals la sèrie carbonífera presenta aspectes ben diferents en quant a potència, fàcies, o substracte, per la qual cosa seran descrits separadament: la Serra de Miramar-Valls, la zona del Priorat Central i Baix Priorat, les Muntanyes de Prades, i el Camp de Tarragona (figura 1.9).

#### a- Serra de Miramar i Valls

A la Serra de Miramar el Carbonífer està representat per un extens aflorament de la unitat detrítica de Sant Ramon, en el sector més al N, i pel seu equivalent carbonatat, la unitat de Valls, més al S. El contacte entre ambdues unitats és per falla.

#### Unitat de Sant Ramon

Aquests materials es disposen discordantment per sobre de la unitat siluriana de Figuerola. La potència total és d'uns 400 m. Les litofàcies observades permeten assegurar que aquestes sèries es van dipositar en un règim inestable i a poca profunditat. De base a sostre consta dels següents trams (Melgarejo i Martí, 1989):

*a-1) Calcàries bretxoids heteromètriques* (fins a 3 m). Estan constituïdes per clastos micrítics de mida variable, i per una matriu carbonatada. El contingut faunístic dels clastos permet atribuir-los una edat ludlowiana (Melgarejo, 1987). Apart dels clastes carbonatats, són molt abundants els clastos de chert i de fosfats.

*a-2) Tram fosfatat*: es tracta d'un tram de potència inferior a 10 m de pissarres verdoses, riques en nòduls de fosfats de mida centimètrica a decimètrica.

*a-3) Roques volcàniques i vulcanosedimentàries amb nivells detrítics intercalats* (uns 50 m). A la base afloren laves espilitiques, de caràcter basàltic alcalí d'intraplaca, desenvolupades en coixins (*pillow lavas*) i amb altres evidències d'emplaçament submarí (hialoclastites). Aquestes laves són molt riques en vacúols, que es troben reomplerts per calcita (Melgarejo i Martí, 1989).

Cap al sostre d'aquesta unitat apareixen unitats predominantment vulcanosedimentàries, que contenen alguns nòduls de Fe-Mn.

*a-4) Roques detrítico-carbonatat* (uns 80 m): Majoritàriament pissarres amb intercalacions de centimètriques a mètriques de gresos, i localment de calcàries micrítiques, les quals han subministrat conodonts d'edat viseana.

*a-5) Tram detrític groller* (uns 30 m): consta de conglomerats molt grollers, amb olistostomes, que vers al sostre mostren una seqüència granodecreixent cap a gresos de caire grauvàccic. Els blocs d'olistostomes (fig. 1.10) són de dimensions mètriques en la base, i corresponen a calcàries fossilíferes d'edat ludlowiana,



**Figura 1.10.** Blocs olistostròmics, de mida decimètrica a mètrica, de calcàries d'edat ludloviana, encaixats en els conglomerats de la base de la sèrie detrítica viseana de la Serra de Miramar.

*Figura 1.10.* Bloques olistostrómicos, de tamaño decimétrico a métrico, de calizas de edad ludloviense, encajadas en conglomerados de la base de la serie detrítica viseense de la Sierra de Miramar.

similars a les que apareixen a la base de la sèrie carbonífera en aquest sector.

*a-6) Sèrie superior* (uns 150 m): consta de trams de pissarres i intercal·lacions gresoses i conglomeràtiques. Les condicions d'aflorament no són gaire bones. Cap a la meitat de la sèrie aflora un paquet de laves idèntiques a les de la base de la sèrie carbonífera, la qual cosa pot testimoniar una activitat volcànica intermitent des del Tournaisià fins al Visetà Inferior.

En aquesta unitat es donen grans canvis de potència i fàcies: vers el SW els conglomerats de la unitat 1-5 jueuen directament sobre sèries silurianes; més al SW encara, a la base de la sèrie torna a aparèixer la unitat *a-3*, però manca la *a-4*.

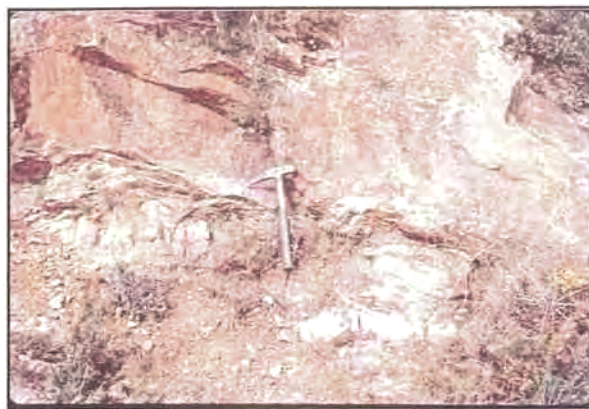
Cal assenyalar que els trams volcànics inferiors, en el sector de Masmolets, presenten al seu sostre un paquet de lidites d'edat tournaisiana, per la qual cosa es pot suposar una edat tournaisiana per a aquest vulcanisme. En canvi, al N de la serra de Miramar, aquest tram vulcanosedimentari desapareix, i els conglomerats descansen directament sobre pissarres del Devonià Inferior a Mitjà, o bé sobre les quarzites del Devonià Superior.

#### *Unitat de Valls*

Els únics afloraments reconeguts se situen en unes pedreres al NE de Valls. Es tracta de potents paquets de calcàries que es disposen mitjançant una discordança angular per sobre de les quarzites de la Unitat de Picamoixons, d'edat Cambrià Inferior. La superfície del contacte és molt irregular, i els trams basals dels carbonats inclouen fragments molt angulosos de mida centimètrica i fins i tot decimètrica, de les quarzites infrajacentes. La discordança que separa les dues unitats és de baix angle (figura 1.11). La unitat carbonífera consta d'uns 80 m de micrites, amb calcàries roses nodulars a la base i calcàries grises al sostre. Per sobre apareixen roques siliciclàstiques de la fàcies *Culm*. En base a les associacions de conodonts, Sanz-López *et al.* (1999) determinen una edat que va del Tournaisià al Namurià per aquests materials. Per tant, es tracta d'una sèrie condensada, limitada per falles amb la resta dels materials carbonífers.

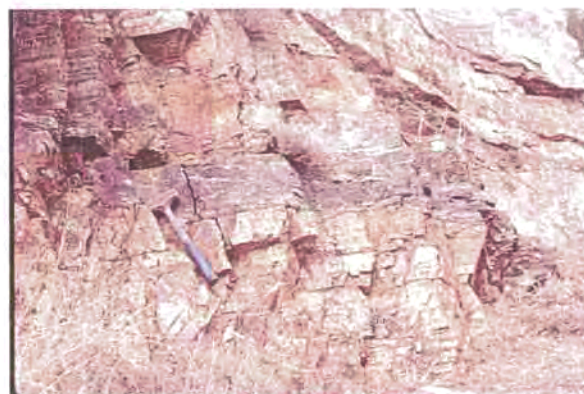
#### *b- Priorat Central*

És on el Carbonífer presenta les sèries més potents i complertes. És també el sector més estudiat (Sáez, 1982; Sáez i Anadón, 1989; Melgarejo, 1987, 1992; Maestro *et al.*, 1999), i s'hi han definit les següents unitats:



**Figura 1.11.** Discordança precarbonífera a la Serra de Miramar. Les calcàries de la sèrie condensada tournaisiana de Valls jauen discordantment sobre les quarzites del Cambrià Inferior.

*Figura 1.11.* Discordancia precarbonífera en la sierra de Miramar. Las calizas de la unidad condensada de Valls yacen de forma discordante sobre las cuarzitas del Cámbrico inferior.



**Figura 1.12.** Lidites de la unitat de Torroja, on s'hi aprecien alguns nivellats de fosfats.

*Figura 1.12.* Liditas de la unidad de Torroja, en las que se aprecian algunos niveles de fosfatos.

#### *Unitat basal de lidites (unitat de Torroja)*

Consisteix en bancs de lidites de 2 a 20 m de potència. Les lidites presenten una estructura interna complexa, caracteritzada pels *boudins* i *slumps*, i poden contenir nòduls o nivells fosfatats. Són de colors generalment foscos (rics en matèria orgànica), però en d'altres casos presenten coloracions blanquinoses o rogenques (fig. 1.12). Recentment, Raymond i Caridroit (1998) hi han identificat conodonts d'edat tournaisiana.

#### *Unitat gresosa de Bassetes (400 m)*

Aquesta unitat està constituïda essencialment per gresos d'afinitat grauwackica, amb alguns nivells

intercalats de conglomerats de base acanalada. Els gresos es presenten en nivells mètrics de base erosiva, i en seqüències granodecreixents. Existeixen trams predominantment pelítics, i també alguns nivells de carbonats de poca continuïtat lateral. El més important d'aquests nivells es troba a 100 m de la base de la unitat i té una potència de 3 m. L'edat de la unitat de Bassetes, en base als conodonts presents als nivells carbonatats, correspon al Visetà (Anadón *et al.*, 1985).

S'hi han reconegut també alguns nivells de piroclastes de guix decimètric.

#### *Unitat pelítico-gresosa de Scala Dei (380 m)*

Es diferencien tres subunitats (Sáez, 1982). La base, essencialment pelítica, està constituïda per pissarres amb intercalacions gresoses de guix mil·limètric (figura 1.13). Al sostre d'aquesta subunitat hi destaca un nivell carbonatat de 3 m de potència. La part intermèdia és essencialment sorrenca; els gresos es disposen en nivells mètrics i presenten granoclassificació. Al sostre de la unitat de Scala Dei s'hi pot diferenciar una subunitat pelítica-turbidítica.

En trams que corresponen a aquesta unitat Melgarejo (1987) cita intercalacions de roques traquítiques.

L'edat atribuïda a aquesta unitat correspon al Namurià Inferior.

#### *Unitat turbidítica de Poboleda (1500 m)*

Turbidites d'edat Namurià Superior (figura 1.14) ordenades en 3 megaseqüències negatives de 500 metres de potència cadascuna, molt similars entre elles. Cada megaseqüència es divideix a la vegada en tres trams; els dos inferiors segueixen l'ordenament de la seqüència de Bouma (1962), mentre que el tram superior està constituït per fins a 150 m de gresos i conglomerats dipositats per corrents turbidítiques d'alta densitat (Sáez i Anadón, 1989).

#### *c-Muntanyes de Prades*

A la Serra de Prades els materials carbonífers se situen de manera discordant per sobre de les pissarres negres del Ludlovià (al NW) o bé per sobre pissarres negres del Famennià (al NE, prop de Montblanc). Tot i que en alguns sectors es reconeixen les lidites del Tournaisià a la seva base (per exemple a la zona del Pic de l'Àliga, a la carretera vella de L'Espluga-Prades



**Figura 1.13.** Nivells de pissarres grises d'edat Namurià Inferior de la unitat de Scala Dei, amb algunes intercalacions centimètriques de gresos de gra fi, de color més clar.

*Figura 1.13. Niveles de pizarras grises de edad namuriense Inferior de la unidad de Scala Dei, con algunas intercalaciones centimétricas de areniscas de grano fino, de color más claro.*



**Figura 1.14.** Turbidites de la unitat de Poboleda (Priorat Central), prop de Poboleda.

*Figura 1.14. Turbiditas de la unidad de Poboleda (Priorat Central), cerca de Poboleda.*

o a les mines de Farena), en d'altres sectors aquests paquets de lidites falten o presenten potències molt primes, probablement per erosió. En canvi, les sèries detrítiques són potents, i en elles Melgarejo (1992) va establir unitats que en bona part són correlables amb les unitats de Bassetes i d'Scala Dei. De base a sostre aquestes unitats són les següents:

#### *Unitat de Prades (~325 m)*

La intensa tectonització d'aquesta unitat impedeix una reconstrucció complerta de la successió, tot i presentar afloraments molt extensos. De base a sostre, en el sector central de la Serra de Prades es poden caracteritzar les següents

unitats: a) un tram gresós de 100 m de potència, que presenta intercalacions mètriques de lidites (probablement, cossos olistostròmics) i de carbonats; b) 100 m de pissarres amb alguna intercalació gresosa.

#### *Unitat d'Ulldemolins*

Es disposa concordantment per sobre de la unitat de Prades. Es compon majoritàriament de materials pelítics, però conté trams detrítics grollers. Es caracteritza per canvis sobtats de fàcies i de potència. De base a sostre s'hi reconeixen els següents trams:

a) uns 150 m d'alternances mètriques de gresos i pelites. És en aquest tram basal, a l'Est del Puigcerver (Vall Alta del Cortiella), on hi ha unes intercalacions de sulfurs massissos associades a nivells feldspàtics i clorítics, que constitueixen el dipòsit del Mas del Mestre.

b) un tram essencialment pelític de fins a 200 m. Cap al sostre d'aquest tram apareix un tram carbonatat de fins a 5 m de potència, associat al qual hi ha la mineralització del Mas del Bessó.

c) nivells de conglomerats amb base acanalada i granoclassificació, de potència variable, que poden assolir fins a 20 m.

d) tram de fins a 200 m de pissarres amb intercalacions sorrenques de gruix mil·limètric.

Per sobre dels materials esmentats es troba una potent sèrie d'alternances turbidítiques de pissarres, gresos i conglomerats, en tot idèntica a la descrita com a unitat de Poboleda.

#### *d-El Camp de Tarragona*

Al Baix Camp existeixen uns afloraments carbonífers relativament extensos en el sector del Puig d'en Cama i Rocanys (L'Aleixar – La Selva). Aquestes sèries reposen sobre les pissarres negres del Famennià. Tot i que fins al moment les sèries detrítics carboníferes d'aquest sector no han estat estudiades en detall, podrien estar relacionades amb les sèries de les Muntanyes de Prades – Ulldemolins, tot i que les potències de les sèries del Carbonífer Inferior són més reduïdes que les que s'observen al Priorat Central o a la Serra de Prades (uns 200 m per a la unitat de gresos i uns 200 m per a la unitat de pissarres).

Com a tret més remarcable, cal destacar que als trams basals de gresos apareixen nivells de potència mètrica de carbonats i silicats de manganès.

Per sobre d'aquestes unitats, però, apareix novament una sèrie de més de 100 m de turbidites amb conglomerats, gresos i pissarres (i, localment, amb cossos olistostròmics de lidites), comparables per les seves característiques litològiques a les de la unitat de Poboleda.

#### *e- El Baix Priorat*

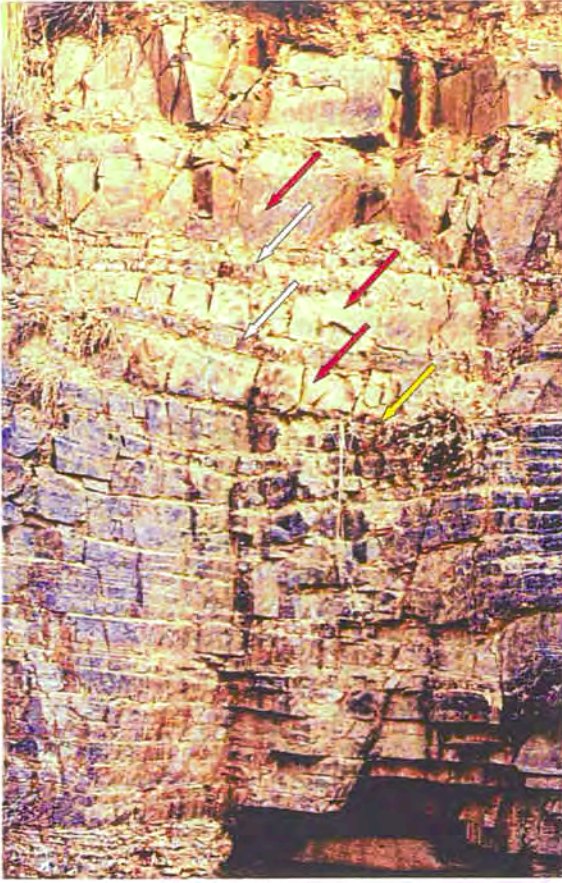
En aquest domini la sèrie detrítica carbonífera es força semblant a la descrita en el domini de Prades, però les sèries carboníferes es disposen discordantment per sobre dels materials de les unitats de Marçà, El Molar i Pinyeres. De base a sostre s'hi reconeixen les unitats de Torroja, Bellmunt i Lloà.

#### *Unitat de Torroja*

Es tracta de potents paquets de lidites (fins a 10 m), que se situen a la base de la sèrie carbonífera. El contacte amb els materials precarbonífers no es pot apreciar clarament. Vers la base presenten un tram de fins a 1 m de potència de mineralització estratiforme massissa de carbonats i silicats de manganès, amb disseminacions de sulfurs i scheelita. Aquest nivell es pot seguir uns 100 m en els cingles que dominen el riu Siurana (Escusa i Melgarejo, 1998), i ha estat reconegut també al SE de Falset (Melgarejo, 1992).

#### *Unitat de Bellmunt del Priorat*

Es tracta d'una sèrie de més de 400 m de potència, composta essencialment per potents paquets gresosos amb intercalacions decamètriques de pissarres. El contacte d'aquesta unitat amb les lidites és irregular i clarament erosiu, per la qual cosa de vegades els materials detrítics arriben a situar-se de forma discordant sobre els materials precarbonífers. Per altra banda, els trams detrítics situats al sostre de les lidites inclouen blocs olistostròmics de lidites de forma tabular i vores molt anguloses, i que les seves dimensions són variables entre pocs decímetres i alguns metres de lidites (fig. 1.15). Per tant, es pot interpretar que aquests blocs han estat arrencats d'aquest substracte per corrents de fons. Poques desenes de metres per sobre dels trams de lidites, la sèrie intercala paquets de fins a 5 m de potència de calcàries.



**Figura 1.15.** Detall del contacte (fletxa verda) entre la unitat tournaisiana de Torroja (composta de lidites de color fosc, amb trams de mineralització estratiforme de manganès explotats en la mina), amb grauvaques viseanes de la unitat de Bellmunt (de color marró, al sostre). S'observen blocs olistostròmics de lidites (fletxes blanques) entre els trams de grauvaques (fletxes roges). Mina de manganès de El Molar.

**Figura 1.15.** Detalle del contacto (flecha verde) entre la unidad tournaisiana de Torroja (compuesta de liditas de color oscuro, con tramos de mineralización estratiforme de manganeso explotados en la mina), con grauvacas viseenses de la unidad de Bellmunt (de color marrón, a techo). Se observan bloques olistostrómicos de liditas (flechas blancas) entre los tramos de grauvacas (flechas rojas). Mina de manganeso de El Molar.

Cap a la part intermèdia la sèrie de Bellmunt del Priorat intercala nivells decimètrics de materials carbonosos, que es poden interpretar com a matèria vegetal arrossegada per corrents turbidítics. Cap a la part alta presenta paquets olistostròmics de lidites, en els que es troba intercalacions de nivells de silicats de manganès, molt semblants als que es troben a la base de la sèrie.

### Unitat de Lloà

Consta de potents paquets de pissarres (fins a 400 m), amb molt esporàdiques intercalacions de de potència mètrica de conglomerats i calcàries. Alguns dels paquets de calcàries presenten evidències de retreballament.

### Sedimentologia del Carbonífer

#### Trams basals de lidites (Unitat de Torroja)

Les lidites de la zona estudiada podrien correspondre a fàcies pelàgiques. A escala regional la base del Carbonífer sol presentar nivells de lidites, que tanmateix es representen ambients sedimentaris molt variats. En molts casos el seu origen es pot explicar a partir de l'acumulació d'esquelets de radiolaris. Un altre possible procedència seria una precipitació a partir d'una font exhalativa-volcànica. Segons Melgarejo (1992), en la gènesi les lidites carboníferes del SW dels Catalànides cal considerar un aport exhalatiu, que explicaria la presència de vulcanites associades, així com la de mineralitzacions estratiformes de Mn i disseminacions de metalls base.

#### Sèries detrítiques basals (Unitats de Prades, de Miramar, de Bellmunt del Priorat i de Bassetes)

Es caracteritzen per les fàcies detrítiques grolleres, i per les intercalacions de lidites i carbonats. Alguns d'aquests nivells presenten evidències d'haver-se emplaçat com lliscaments gravitacionals, essent molt abundants els plecs sinsedimentaris (*slumps*) i els nivells olistostròmics. La deposició d'aquestes fàcies caòtiques pot implicar la simultaneïtat d'una intensa activitat tectònica. Segons Sáez (1982), aquestes sèries s'haurien dipositat en una zona de talús, controlada per l'activitat de falles normals sinsedimentàries.

#### Sèries pelítico-gresoses intermèdies (Unitats d'Ulldemolins, de Scala Dei, i El Lloà)

Els nivells carbonatats semblen haver-se format majoritàriament (inclosos els carbonats que encaixen el dipòsit estratiforme del Mas del Bessó) com a calcàries pelàgiques, a partir d'una sedimentació *in situ*. A grans trets, els trams predominantment pelítics correspondrien a estadis de sedimentació detrítica lenta.

*Sèries turbidítiques superiors* (Unitat de Poboleda i sostre de Scala Dei)

Les fàcies *Culm* que constitueixen aquesta unitat i la de Poboleda corresponen a una sedimentació en ventalls submarins, que tingué lloc a partir del Namurià Mitjà (Anadón *et al.*, 1985). Aquesta sedimentació generarà potents seqüències turbidítiques de tipus Bouma (1962).

Sáez (1981) diferencià tres megaseqüències de 500 m cadascuna a la zona de Poboleda. Cada megaseqüència consta d'un episodi basal distal que evoluciona cap a un episodi proximal cap al sostre. Les paleocorrents indiquen una direcció i sentit dels aports sedimentaris de Nord a Sud, en conseqüència la progració dels lòbuls dels ventalls seguirien també aquesta direcció.

#### *Unitat carbonatada de Valls*

Aquesta unitat composta per només 80 m de potència de calcàries d'edats que abasten des del Tourmaisià al Namurià, pot ser considerada una sèrie condensada, que representa un llarg període del Carbonífer, durant el qual a la resta dels Catalànides es van sedimentar potents sèries detríiques en fàcies *Culm*. En base a criteris paleontològics, es considera que aquests carbonats es van formar a poca profunditat (Melgarejo, 1992, Sanz-López *et al.*, 1999).

#### *Característiques generals de la sedimentació carbonífera*

Mentre que al Priorat Central es constata l'existència d'una profunda conca sedimentària on es van acumular sèries predominantment detríiques de gran potència (uns 2500 m en total) durant el període que va des del Visèa fins al Namurià, al domini de Valls únicament es van dipositar 80 m de calcàries formades en un medi som, que representen una sèrie condensada. Una falla separa les dues unitats. Una intensa activitat tectònica contemporània a la sedimentació pot explicar que a tan poca distància es formessin fàcies tant diferents. Per tant, la conca carbonífera seria una conca subsident compartimentada en subconques i alts i baixos sedimentaris, mitjançant falles normals sinsedimentàries. Altres trets que recolzen aquest model de conca extensional són els abundants cossos olistostròmics de carbonats i lidites, i la presència de vulcanisme bàsic alcalí a la base de la sèrie carbonífera (Serra de Miramar). El vulcanisme alcalí apareix normalment associat a fractures distensives associades a aprimaments de l'escorça.

### **1.5.3.3. La deformació herciniana**

#### *La discordança precarbonífera*

Al SW dels Catalànides la base del Carbonífer es disposa discordantment sobre una ampla diversitat de sediments: precambrians, cambrians, ordovicians, silurians i devonians. Aquest contacte va ser interpretat com a discordant per Ashauer i Teichmuller (1946), entre el Carbonífer i el Silurià en els afloraments del Bosc de Poblet, i per altres autors (Julivert, 1955; Carmona i Viladevall, 1983) en d'altres sectors dels Catalànides. Tanmateix, el contacte entre el Carbonífer i el Devonià és concordant en el Pirineu i la Montanha Negra (Crilat, 1983), així com al Priorat Central.

L'edat del plegament prehercinià als Catalànides és molt dubtosa, i segons Schriël (1942) es podria relacionar amb fases neocaledonians. Tanmateix, aquesta direcció de plects no ha estat localitzada en les sèries silurianes o devonianes, i l'aspecte més replegat que presenten les sèries de pissarres negres del Silurià i Devonià es pot explicar pel seu comportament plàstic enfront del plegament (Solé Sugrañes, 1973), o per estar situats com a nivells de desenganxament d'encavalcaments.

Per tot això, sembla poc probable que la discordança de les sèries carboníferes amb les sèries silurianes o devonianes estigui relacionada amb la fase bretona del cicle caledonià, i més aviat es podria explicar mitjançant la sedimentació transgressiva sobre sèries localment basculades per fractures sinsedimentàries (Melgarejo, 1992). Això implica un model de sedimentació en zones de *rifting* coherent amb el règim sedimentari posterior (Visèa), i la deposició de les fàcies *Culm*.

En cap cas s'ha observat que els materials precarbonífers estiguin afectats per fases de plegament i esquistositats diferents de les que s'observen al Carbonífer, excepte en els materials de les sèries de Marcà, el Molar i Pinyeres, on la deformació, segons Melgarejo (1987), pot ser la resultant de la interferència dels plects hercinians amb una família de plects més antics, de direcció NNE-SSW.

#### *La deformació herciniana*

La deformació herciniana en aquest sector dels Catalànides és menys intensa que en els dominis situats al NW de les Serralades Costaneres Catalanes.

La principal fase de plegament hercinià a la zona d'estudi afectà a tota la sèrie carbonífera, incloses les unitats superiors (d'edat westfaliana). Tanmateix,

els plecs hercinians es troben tallats per les manifestacions plutòniques àcides i filonianes associades, d'edat pèrmica (Enrique, 1981). Tenint en compte això, aquest plegament correspon a la fase astúrica de l'Hercinià. La deformació total observada en els materials paleozoics es forma com una successió de fases deformatives que originen estructures d'estil diferent (Sáez, 1982):

**Fase I:** En aquesta fase de la deformació es generen plecs de gran radi de curvatura, amb una direcció predominant NNW-SSE, i l'eix inclinat  $10^\circ$  al NNW. Es tracta de plecs apretats amb vergència SW. L'esquistositat de pla axial associada és poc penetrativa, i només es desenvolupa sobre materials pelítics disposats prop de la zona de xarnera.

Aquesta és la principal fase de deformació. Els plecs principals de la zona estudiada són de Nord a Sud l'anticlinori de Prades, el sinclinori del Priorat Central, i l'anticlinori del Priorat Meridional.

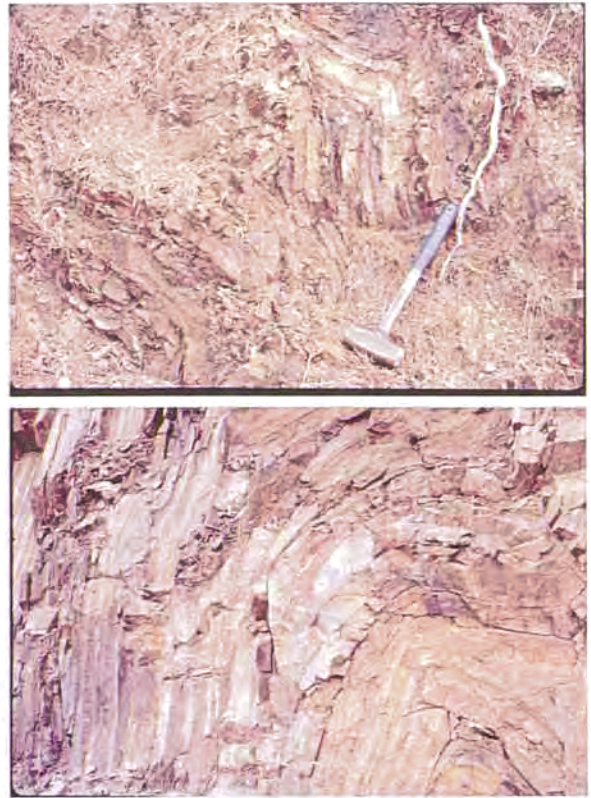
Associat a aquesta fase també apareixen una sèrie d'encavalcaments (Melgarejo, 1987), que es desenvolupen sicrònicament a la formació dels plecs, a partir del desenganxament dels flancs. Els principals encavalcaments de la zona d'estudi són: l'encavalcament de Figuerola, les escates de Poblet, el retroencavalcament del Puigcerver i l'encavalcament del Priorat. En la majoria dels casos el nivell de desenganxament són materials de gran plasticitat, com les pissarres negres del Silurià i del Devonian.

**Fase II:** Genera uns plecs de vergència NE que se sobreimposen als anteriors (figura 1.16), amb eixos que formen un angle de 15 a  $20^\circ$  amb els de la fase I. Són plecs de tipus *chevron*, de radi mitjà i vergència NE. Els eixos són subhorizontals. En alguns casos arriben a presentar certa esquistositat associada, però en tot cas aquesta és poc penetrativa.

Amb un caràcter més tardà es generen diverses estructures menors de direcció variable i desenvolupament molt poc penetratiu (estructures *kink band*).

#### 1.5.3.4. El metamorfisme regional

Per caracteritzar el metamorfisme regional que afecta als afloraments paleozoics meridionals del Catalànides, Melgarejo (1992) va estudiar els afloraments de la Serra de Miramar, perquè al ser els més allunyats del plutons tardihercinians, no es veuen afectats pel metamorfisme de contacte associat a aquestes intrusions. Les litologies que



**Figura 1.16.** Plecs de fase II, afectant a les alternances de pissarres i gresos de gra fi de les sèries namurians de la unitat d'Ulldemolins, prop del Puigcerver (Alforja).  
**Figura 1.16.** Pliegues de fase II; afectando a las alternancias de pizarras y areniscas de grano fino de las series namurienses de la unidad de Ulldemolins, cerca del Puigcerver (Alforja).

estudià són laves espilitiques, margues i roques pelítics. En el cas de les laves espilitiques l'absència dels minerals considerats indicadors de les condicions de metamorfisme (zeolites, prehnita, pumpel·lyita, epidota i actinolita) impedeix obtenir dades concloents. La paragènesi clorita-calcita-albita indica que el metamorfisme en aquesta zona és de molt baix a baix.

Pel que fa a les margues, la mineralogia observada per Melgarejo (1992) indica que ni tan sols es va assolir un metamorfisme en grau baix.

A les roques pelítics, únicament la presència de moscovita i il·lita poden indicar que hi va haver certa recristal·lització causada per un metamorfisme molt feble.

En resum, el metamorfisme regional que afecta als dominis meridionals dels Catalànides en cap cas sembla que hagin pogut sobrepassar un grau molt baix, de forma que les condicions màximes no superen els 2-3 kb de pressió i  $300^\circ\text{C}$  de temperatura (Vaquer, com. pers.).



### 1.5.3.5. Magmatisme tardihercinià i el metamorfisme de contacte

Els granitoids de la zona estudiada constitueixen les manifestacions magmàtiques més meridionals dels Catalànides, i són l'apòfisi d'un gran batòlit profund de direcció NE-SW (Serra, 1985).

En conjunt, l'afinitat geoquímica d'aquest magmatisme és calcoalcalina (Serra, 1985), la qual cosa concorda amb els altres batòlits de la resta dels Catalànids.

Aquests granitoids tallen tota la sèrie paleozoica, fins i tot a les unitats més joves (unitat de Poboleda, d'edat que abasta el Namurià Mitjà i, probablement, part del Westfalià). De la mateixa manera, les intrusions tallen totes les estructures hercinianes. L'emplaçament és per tant, post-tectònic, d'edat carbonífera superior a pèrmica, i té lloc a l'epizona, en condicions molt somes (Enrique, 1990). Segons aquest autor, les característiques geoquímiques i isotòpiques de la sèrie indiquen que aquest magmatisme es va originar per sobre d'una litosfera oceànica subduïda.

En cap cas es desenvolupen migmatites en el contacte amb les sèries pelítiques, en canvi es desenvolupa una aurèola metamòrfica, que sovint supera el grau mig.

Els plutons del SW dels Catalànides són 5:

\* Poblet-La Pena: Format per leucogranits, granits, granodiorites i quarsdiorites, amb un cortex de dics de pòrfir força ben desenvolupat, de direcció predominant NE-SW. Associat a aquest plutó existeix un sistema de filons intrabatolítics de W (Melgarejo i Ayora, 1984, Ayora *et al.*, 1987).

\* Prades: Petit plutó gairebé homogeni compost de granodiorites biotítiques (Melgarejo, 1987). Els dics de pòrfir hi són poc abundants, tot i que se n'hi troben a l'encaixant.

\* Plutó d'Alforja: Es tracta del més gran aflorament de roques plutòniques del sector. Les litologies són molt variades però predominen les granodiorites i tonalites amb hornblenda i biotita, amb afloraments menors de granodiorites amb ortopiroxè, quarsdiorites, leucogranits. El seguici filonià està molt ben desenvolupat, i les direccions que predominen són NE-SW (la més important), NW-SE i WNW-ESE. Alguns d'aquests pòrfirs poden arribar a tenir amplades decamètriques o encara superiors. La seva composició és generalment granítica a tonalítica (Serra, 1985).

A la perifèria d'aquest plutó existeix una intrusió d'uns 3,5 km<sup>2</sup> de superfície, formada per quars diorita amb biotita, hornblenda i ortopiroxè (Serra 1985, Enrique 1990).

\* Falset: Aflorament d'extensió reduïda, constituït essencialment per granodiorites biotítiques (Melgarejo, 1987).

\* Escornalbou: Conjunt de petites intrusions de granodiorites i tonalites, amb quantitats més petites de quarsdiorites i leucogranits. Hi ha però una densa malla de pòrfirs de direcció NE-SW i, en menor mida, NW-SE, de gran amplada i longitud, que es confonen en alguns llocs amb els granitoides.

### Els dics de pòrfirs i pegmatites

Constitueixen el seguici filonià, molt ben desenvolupat en alguns casos. L'emplaçament d'aquests dics és clarament tardà, doncs a més de totes les sèries paleozoiques i les seves fases de plegament, tallen totes les roques que conformen els plutons. En alguns casos l'emplaçament pot aprofitar fractures preexistents, i en d'altres, es disposen concordantment respecte l'estratificació i/o l'esquistositat herciniana.

Aquests filons són predominantment de pòrfir. La composició dels pòrfirs varia entre pòrfirs granítics i tonalítics. Els pòrfirs tonalítics solen contenir fenocristalls d'ortopiroxè i hornblenda (Serra 1985).

Pel que fa a les dimensions dels filons de pòrfir, són extremadament variables; la potència varia entre pocs decímetres i alguns centenars de metres. La longitud pot assolir alguns quilòmetres. Per aquesta raó, la textura també és variable: en alguns dels cossos més petits es donen textures vítriques, amb fenocristalls escadussers i matriu vítrica o microcristal·lina; en els més amples, es dona una matriu microcristal·lina que, de vegades, esdevé fanocristal·lina, amb la qual cosa la textura resulta gairebé indistingible de la dels granitoides associats. En alguns casos, com en els de certs pòrfirs de la zona d'Ulldemolins i molts altres de la zona d'Escornalbou, presenten textures fluidals. Més rarament, s'hi ha distingit en associació a ells bretxes magmàtiques, que seran descrites més endavant.

Les pegmatites són gairebé absents, de mides petites (menys de 30 cm d'amplada, amb dimensions decamètriques) i confinades a l'interior dels plutons; no presenten cap mena de mineralització econòmica. Es troben constituïdes generalment per quars, microclina micro i macropertítica i albita, amb quantitats subordinades d'al·lanita i epidota.

### *El metamorfisme de contacte*

Aquest magmatisme genera una aurèola de contacte de baixa pressió i alta temperatura sobre els sediments encaixants. Localment l'emplaçament dels granitoids genera un metasomatisme per aportació de solucions hidrotermals que reaccionen amb l'encaixant.

En les fàcies metamòrfiques que genera el contacte s'identifica a escala cartogràfica el grau mig. Melgarejo (1987) hi distingeix les següents associacions:

\* Grau molt baix: Es confon amb el metamorfisme regional. Pot ser detectat a partir del desenvolupament de prehenita en litologies adequades (Gresos amb clastos carbonatats).

\* Grau baix: El pas de grau molt baix a grau baix es detecta per la formació de clinozoïsit o zoïsit (Winkler, 1976), que s'observa quan el protòlit és margós. En la part superior del grau baix es forma la biotita. Les associacions de calcosilicats presents en el dipòsit del Mas del Bessó, i també la paragènesi calcita-talc-quars-dolomita, detectada en els nivells carbonatats existents a les proximitats del dipòsit, s'haurien originat en aquestes condicions (Melgarejo, 1992).

\* Grau mig: On millor s'observa la transició entre el grau baix i el grau mig és a les roques pelítiques, ja que aquest pas es manifesta per l'aparició de peciloblasts de cordierita. El resultant és el desenvolupament de pissarres o cornianes pigallades. També es genera biotita i moscovita, que normalment mimetitzen el bandat original.

En les ampelites s'arriba a formar andalusita quíastolítica, en poiquiloblasts idomòrfics. A les zones més properes al contacte s'arriben a desenvolupar associacions amb almandina.

Les metabasites que es desenvolupen en el grau mig només s'han detectat molt localment, a la zona de Riudecanyes (Melgarejo, 1992).

A la unitat del Molar, que pertany a la sèrie detrítico-carbonatada inferior, apareixen unes roques caracteritzades per l'associació quars-diòpsida-escapolita-calcita. Aquesta litologia presenta una disposició bandada, formant alternances amb materials pelítics. Segons Melgarejo i Ayora (1990) l'origen d'aquesta escapolita seria el metamorfisme de nivells evaporítics, ja que no hi ha cap evidència de metasomatisme.

El grau alt no s'assoleix més que a escala de pocs metres del contacte de les intrusions majors, o en blocs atrapats al seu interior.

### **1.5.4. La cobertura sedimentària mesozoica i terciària**

#### *1.5.4.1. Les sèries mesozoiques*

##### *El Triàsic*

El Triàsic jau discordantment sobre els materials paleozoics, que han sofert la deformació herciniana. Es caracteritza per presentar fàcies germànica, de la qual hi són representades totes les litofàcies (figura 1.17):

\* Buntsandstein: fàcies detrítica grollera, amb conglomerats a la base (de 5 a 25 m), gresos vermells a la part intermèdia (de 30 a 85 m), i lutites al sostre (de 17 a 25 m), amb alguna intercalació de carbonats i evaporites. Correspon a ambients de plana al·luvial proximal, que va evolucionant a posicions més distals, amb desenvolupament de *mud-flats* i paleosòls (Marzo, 1980).

\* Muschelkalk: la part basal (Muschelkalk Inferior) està constituïda per carbonats originats en plataformes costaneres amb *lagoons*, i la seva potència varia entre 50 i 100 m. El tram intermedi (Muschelkalk intermedi, fins a 100 m) és fonamentalment detrític, amb intercalacions de lutites, carbonats i evaporites. El tram superior (Muschelkalk Superior) és essencialment carbonatat. A la base abunden els esculls, entre els quals apareixen bancs de calcàries litogràfiques riques en fòssils, explotades a Alcover com a roca ornamental.

\* Keuper: (fins a 200 m) format essencialment per materials argilosos, evaporítics i dolomítics. Al sostre apareixen potents nivells de dolomies taulejades (Anadon *et al.*, 1979).

En el límit Trias-Lias es localitza un episodi de magmatisme bàsic i indiferenciat, de naturalesa alcalina, que comprèn una sèrie de manifestacions explosives i, sobretot, subvolcàniques (Lago *et al.* 1990).

##### *El Juràssic*

Essencialment carbonatat, es troba molt ben representat a les Muntanyes de Prades (Els Motllats), i a la serra de Collejou-Llaveria.

El Lias es compon de fins a 100 m de bretxes carbonatades a la base, seguides per fins a 80 m de micrites parcialment dolomititzades.

El Dogger presenta fins a 200 m de margues, i el Malm està constituït per dolomies grises (Colodron *et al.*, 1978).



**Figura 1.17.** Triàsic discordant a la zona del Coll d'Alforja sobre els materials granítics del plutó d'Alforja (relleus suaus de la base de la cinglera). S'observa la sèrie triàsica completa: la primera cinglera roja és el Buntsandstein; la primera cinglera carbonatada blanca és el Muschelkalk Inferior; els materials argilosos del Muschelkalk mitjà formen el pendent més suau abans de la segona cinglera carbonatada (Muschelkalk Superior); el turó del fons (Puig Gallicant) és constituït pels materials tous del Keuper.

*Figura 1.17. Triásico discordante en la zona del Collado de Alforja sobre los materiales graníticos del plutón de Alforja (relieves suaves de la base del acantilado). Se observa la serie triásica completa que produce un relieve en cuevas: el primer cantil rojo es el Buntsandstein; el primero carbonatado blanco es el Muschelkalk Inferior; sobre éste, los materiales arcillosos del Muschelkalk medio forman un pendiente más suave antes del segundo cantil carbonatado (Muschelkalk Superior); el cerro del fondo (Puig Gallicant) está constituido por los materiales blandos del Keuper.*

### El Cretàcic

Presenta extensos afloraments al S de la zona estudiada, a les Muntanyes de Tivissa i Vandellós. La base (Albià) és detrítica, mentre que el sostre és essencialment carbonatat.

#### 1.5.4.2. Les sèries terciàries

##### El Paleògen

Constitueix els materials de reompliment de la conca de l'Ebre. La conca de l'Ebre es troba limitada en el seu marge sud-est pel sector SW dels Catalànides. De base a sostre, Colombo (1986)

diferencià les següents unitats: a) formació Mediona, essencialment lutítica; b) grups Cornudella i Barberà, constituïts per lutites i evaporites que representen una planúria fangosa seca; c) grup scala Dei, materials detrítics grollers que conformen la serra del Montsant; i d) unitats superiors, que representen una sedimentació en medis lacustres.

##### El Neògen

Conforma els rebliments de la fosa de Reus-Valls (*graben* originat durant la fase extensional de la orogènia alpina).

La major part de les sèries que reomplen aquesta fosa corresponen a una potent successió d'edat

miocena. Els materials més antics reconeguts daten del Burdigalià Inferior. De base a sostre, la successió miocena comprèn les següents unitats: *a)* unitat terrígena basal, formada per conglomerats i bretxes; *b)* unitat marina i de transició, composta de calcàries arrecifals i calcarenites amb margues blaves a sostre; *c)* unitat d'Ardenya, amb calcsilites, gresos i lumaquel·les; i *d)* complexe continental superior, format per lutites i conglomerats (Barnolas Cortinas, 1987).

Disconformement per sobre de les sèries miocenes es disposa una unitat continental d'edat miocena superior a pliocena, constituïda essencialment per conglomerats, amb algunes intercalacions lutítiques i elements calcaris (Gallart 1985).

#### 1.5.4.3. La deformació alpina

La deformació alpina és responsable en el sector de l'estructura actual en blocs i grabens, i de que aflorin els materials paleozoics. Es tracta d'una deformació essencialment fràgil, tot i que en alguns casos en que les fractures afecten a la cobertura, poden originar flexions, si la litologia és prou plàstica.

Per tant, tot i que les principals estructures dels Catalànides són hercinianes, la topografia actual de les Serralades Costaneres Catalanes s'ha d'atribuir a la deformació alpina (Morgan i Fernández, 1992).

L'activitat de moltes fractures experimenta una evolució, ja que en els primers episodis actuen com falles transcorrents (*strike-slip*), i posteriorment actuen com falles normals (Anadón *et al.* 1985). De fet, el règim fràgil s'inicià en finalitzar l'Hercinià; amb una tectònica distensiva a inicis del Triàsic (Marzo, 1980). Durant l'Eocè Mig - Oligocè Superior tingué lloc el règim compressiu del cicle alpi, a partir sobretot de la reactivació de les fractures preexistents com a falles de direcció. Mentretant,

al marge SE de la conca de l'Ebre (materials detrítics grollers del grup Scala Dei), tingué lloc una sedimentació sinorogènica que va originar el desenvolupament de discordances sintectòniques progressives i angulars (Colombo, 1980, 1986).

Per últim, durant el Miocè tingué lloc una etapa distensiva. Moltes fractures de direcció NE van experimentar una inversió tectònica i van actuar com a falles normals, originant-se el *graben* conegut com Depressió Prelitoral. Algunes d'aquestes falles normals han mantingut la seva activitat fins al Quaternari recent, com demostra la presència de facetes triangulars, i escarpaments de falla amb ventalls al·luvials associats d'edat posterior al Musterià (Massana i Guimerà, 1992).

A grans trets, les fractures s'agrupen en cinc grans grups:

Sistema NNE: Fractures quilomètriques de caràcter dretre i un desplaçament de fins a 900 m. El pla de falla és subvertical.

Sistema NE: Característiques similars a les anteriors. En molts casos han actuat com falles normals durant les etapes distensives del Miocè.

Sistema ENE: Falles sinistres que han també actuat com falles inverses.

Sistema ESE: Escasses fractures pertanyen a aquesta població. Es caracteritzen pel seu moviment dretre.

Sistema SSE: També molt localitzades, destaca la fractura que conté el filó Atrevida. La fractura hauria començat a actuar durant el Triàsic, per ser reactivada amb posterioritat.

## **CAPÍTOL II**

# **ELS DIPÒSITS**

## **SEDEX:**

### **ANTECEDENTS I**

### **COMPARACIÓ AMB**

### **EXEMPLES**

### **ACTUALS**

## 2- GENERALITATS SOBRE ELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX

### 2.1. INTRODUCCIÓ

Els dipòsits sedimentarioexhalatius o sedex són dipòsits que per les seves característiques genètiques es poden considerar, juntament amb altres tipologies de dipòsits, dins del terme genèric dels sediments exhalatius, és a dir acumulacions de precipitats formats a partir de l'emissió de fluids hidrotermals a la superfície o aprop de l'escorça terrestre (Melgarejo *et al.*, 1997). Tot i que la terminologia «exhalatiu» està plenament acceptada per aquest tipus de dipòsits, estrictament aquest terme fa referència a emissions gasoses, mentre que el terme «hidrotermal» es refereix estrictament a solucions aquoses calentes (Pouit, 1984).

Generalment el terme sedex es reserva per dipòsits de sulfurs de metalls base.

Els fluids hidrotermals que originen aquests dipòsits són descarregats a la superfície a través de fumaroles i fonts termals, i són la manifestació més superficial de sistemes geotèrmics profunds. Els fluids ascendeixen a través dels conductes d'alimentació, que normalment corresponen a fractures.

Les característiques més destacables dels dipòsits sedex com a tipologia diferenciada són les següents:

a- El fluid hidrotermal, que ascendeix a través d'un conducte d'extensió limitada, és descarregat al fons marí (Finlow-Bates, 1978). En conseqüència, la formació de precipitats té lloc majoritàriament al fons marí o a les seves proximitats, sempre que no hi hagi hagut un procés d'ebullició o de mescla amb aigua marina durant l'ascens del fluid hidrotermal (Krasnov *et al.*, 1991). Normalment els minerals formats s'acumulen en conques restringides (conques de tercer ordre segons Large, 1983), i generen dipòsits estratiformes. Tanmateix, part de la mineralització es pot desenvolupar en la subsuperfície del fons marí, mitjançant processos de reemplaçament mineral.

b- La formació dels sistemes hidrotermals que originen els dipòsits sedex està sempre relacionada amb processos de *rifting*, sovint en un context continental (Pouit, 1984). En aquestes zones, un gradient geotèrmic excepcionalment elevat actua de motor pels sistemes hidrotermals mineralitzadors (Russell *et al.*, 1981).

c- L'encaixant que conté aquests dipòsits és sedimentari o metasedimentari. Normalment els dipòsits sedex encaixen en sèries marines

predominantment detrítiques, però en alguns casos s'associen a carbonats (p.ex. Silvermines i Tynagh, Irlanda), i fins i tot a evaporites (p.ex. Balmat, U.S.A.) (Sangster, 1990). També són abundants els dipòsits encaixats en esquistos, especialment en els d'edat proterozoica (Pouit, 1984). Degut a que la major part de dipòsits sedex es troben encaixats en roques detrítiques, alguns autors prefereixen descriure'ls dins categories més genèriques, amb els termes descriptius de dipòsits encaixats en sediments (*sediment-hosted deposits* i *shale-hosted deposits*) (Sangster, 1990).

En conseqüència, el control sedimentari sobre els processos de mineralització és molt important. Aquesta característica, juntament amb el context geològic, diferencia aquests dipòsits dels anomenats dipòsits vulcanogènics de sulfurs massissos (VMS), que estarien lligats a roques predominantment volcàniques (Pouit 1984). Els continguts relatius de Cu-Pb-Zn també són diferents en els dipòsits sedex i VMS; en general el contingut en Cu dels dipòsits sedex és molt inferior que en el cas dels VMS, i en molts dipòsits sol estar concentrat en la zona d'alimentació, en forma de mineralització secant o en vetes (Large, 1981). Tanmateix, molts autors han remarcat la similitud entre els dipòsits sedex i els VMS, pel que fa a la forma, estructura i mineralogia dels dipòsits (Solomon, 1976).

Els equivalents actuals dels dipòsits de tipus sedex (p. ex. Atlantis II, Mar Roig) no són tant abundants com els dipòsits actuals relacionats amb volcanisme submarí, equivalents dels VMS (Pouit 1984).

Sovint els dipòsits sedex han estat comparats amb els dipòsits de tipus Mississippi Valley (MVT), pel fet de que en ambdós casos la mineralització es troba encaixada en sediments, en cap cas està relacionada amb roques ígnies, i moltes vegades presenten elevats continguts en Pb-Zn. Tanmateix són moltes les diferències existents entre els dos tipus de dipòsits, entre les que destaquen la morfologia del dipòsit, la litologia encaixant, el context geològic i els respectius models de formació (Sangster, 1990).

Per últim, remarcarem que els dipòsits estratiformes de Cu encaixats en sediments (també coneguts com dipòsits Kupferschiefer), difereixen dels dipòsits sedex bàsicament degut a que:

a) En cap cas arriben a desenvolupar mineralitzacions massisses de sulfurs (Large, 1983).

b) Per l'origen post-sedimentari de la mineralització (Brown, 1992).

## 2.2 IMPORTÀNCIA ECONÒMICA DELS DIPÒSITS DE SULFURS MASSISSOS. PRINCIPALS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX

Els dipòsits de sulfurs massissos, tant de tipus VMS com sedex, ténen una gran importància a nivell mundial com a font de metalls base (Cu, Zn, Pb i Sn). Alguns dels més grans dipòsits dipòsits a nivell mundial de Cu-Pb-Zn, i Ba, pertanyen a aquestes tipologies (Pouit, 1984). Els dipòsits exhalatius submarins d'Sn són rars (p.ex. dipòsits de cassiterita i pirrotita de Tasmània); tanmateix, els minerals de Sn (essencialment cassiterita) són un component minoritari en molts dipòsits sedex i VMS (Plimer, 1980). De molts dipòsits de sulfurs massissos se'n extreuen quantitats considerables de metalls preciosos (Au, Ag), i de metalls especials, com In, Ga, Ge i Cd (Sangster i Hillary, 1998), els quals són normalment explotats com a subproductes de l'extracció del metalls base. Alguns dipòsits sedex presenten continguts notables en Ga i Ge, mentres que l'In s'extrau majoritàriament de dipòsits VMS; la mina Kidd Creek produeix el 25% mundial d'aquest element.

Els dipòsits de tipus sedex, en concret, són especialment importants pels seus elevats continguts en Cu, Pb, Zn i Ag, tot i que poden presentar concentracions significatives en Ni, Co, Mo, V i Sn (Sangster i Hillary, 1998). En particular, el contingut en Ag de molts dipòsits sedex pot ser relativament elevat, de 100 a 200 g/Tm (Large, 1983). Els principals minerals metàl·lics que presenten són: pirita, esfalerita, galena, calcopirita, arsenopirita, tetraedrita i pirrotita (Cox i Singer, 1987). La pirita és objecte d'explotació en alguns dipòsits (Figura 2.1). Molts dipòsits sedex, tanmateix, presenten problemes tecnològics a l'hora de beneficiar-ne les menes, derivats sobretot del gra fi en que es presenten els sulfurs, cosa que fa necessària una costosa trituració fins a tamanys de partícula molt fins per tal de separar-los de la ganga (Sangster, 1990).

Alguns dels dipòsits de sulfurs massissos (VMS i sedex) presenten dimensions molt considerables, i constitueixen immenses acumulacions de metalls d'interès econòmic. Els jaciments de Canadà, en conjunt, contenen  $78.8 \times 10^6$  t de Cu, Zn i Pb metàl·lics, 55000 t d'Ag i 2000 t d'Au. Pel cas de la Faixa Pirítica Ibèrica el contingut total de Cu, Zn i Pb és de  $70 \times 10^6$  t, més 46188 t d'Ag i 887 t d'Au, i grans quantitats de Sn (Neves Corvo). En els dipòsits Australians la suma dels tres metalls base és de  $31.2 \times 10^6$  t, i a més contenen un total de 20870 t d'Ag i 734 t d'Au. (Leistel *et al.*, 1998).

Entre els dipòsits de tipus sedex de major importància podem citar els dipòsits de Tynagh, Navan i Silvermines (Irlanda), Rammelsberg i Meggen (Alemanya), Broken Hill, Mount Isa i McArthur River (Austràlia) (Scott, 1996).

Com a districtes miners d'importància mundial en els que s'exploten dipòsits de tipus VMS destaquen Noranda, Bathrust i Timmins, (Canadà), la Faixa Pirítica Ibèrica (que constitueix la major acumulació de sulfurs massissos del planeta, amb un total de  $1765 \times 10^6$  t de mena) on es localitzen les mines de Neves Corvo i Rio Tinto (Espanya-Portugal), les mines de Boliden (Suècia), els dipòsits de Gai, als Urals (Rússia), Kuroko (Japó), el dipòsit de Mount Red, Tasmània (Austràlia), i el dipòsit de Troodos (Xipre), que és un dels millors exemples de sulfurs massissos encaixats en ofiolites (Scott, 1996).

Els dipòsits més importants d'ambdues tipologies estan representats a la Figura 2.2.

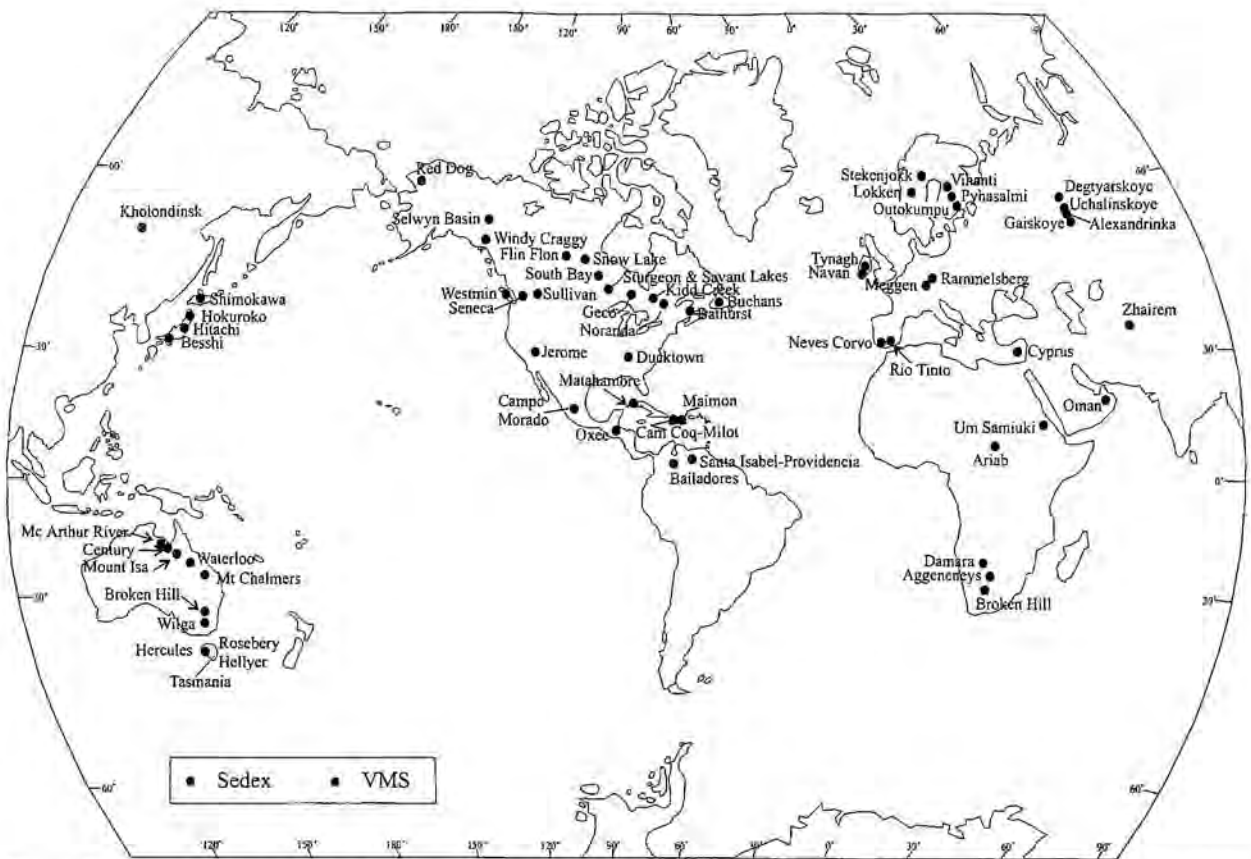
Fins al moment han estat explotats únicament dipòsits fòssils. Tanmateix, alguns dipòsits actuals presenten característiques prou atractives com per a considerar la hipòtesi d'una explotació en el futur.

Els continguts en metalls preciosos en els dipòsits actuals poden ser molt elevats. Per exemple, en alguns dipòsits de la conca de Lau s'han trobat concentracions d'Au de fins a 29 ppm. Els dipòsits situats a poca profunditat, i no massa lluny de terra ferma (p. ex. els de Lihir, Papua Nova Guinea) són els que millors perspectives presenten per a una hipotètica explotació, tenint en compte les elevades lleis de metalls base i Au que presenten molts d'aquests dipòsits, que presenten certes afinitats amb els dipòsits epitermals (Herzig, 1999).



**Figura 2.1.** Aspecte de la Mina Santa Lucía, Cuba. El mineral beneficiat en aquesta mina és la pirita, utilitzada en la indústria química.

*Figura 2.1.* Aspecto de la Mina Santa Lucía, Cuba. El mineral beneficiado en esta mina es la pirita, utilizada en la industria química.



**Figura 2.2.** Distribució mundial dels principals dipòsits de sulfurs massissos. Modificat de Scott (1996) i Cazañas (2000).  
**Figura 2.2.** Distribución mundial de los principales depósitos de sulfuros masivos. Modificado de Scott (1996) y Cazañas (2000).

### 2.3. ESTRUCTURA DELS DIPÒSITS SEDEX

Els dipòsits de tipus sedex estan idealment constituïts per una acumulació de sediments exhalatius en llentions o estrats, que constitueix la mineralització concordant, i per un *stockwork* o mineralització secant, que es disposa per sota de la mineralització estratiforme i s'interpreta com a zona d'alimentació per on ascendeixen els fluids mineralitzants. Tanmateix, l'*stockwork* no és reconeixible en molts dipòsits. En els casos en que la zona d'alimentació és visible, s'observa una zonació vertical i lateral del dipòsit (Large 1981). Aquesta zonació es manifesta, a més, en la mineralogia i en el quimisme; a mesura que ens apropem a la zona d'alimentació la relació Pb/Zn és més elevada. La zonació idealitzada segueix el següent patró (Mathías i Clark, 1975, Large, 1981):

#### Horitzontal:

Cu → Pb → Zn → Ba, Fe → (Mn).

#### Vertical:

Cu → Zn → Pb(Ba) → (Mn).

La zonació arriba a establir unitats quasi monominerals. Anàlogament, els dipòsits volcànogènics (VMS) també presenten una zonació, però en aquest cas està relacionada sobretot amb la distància en l'espai i el temps respecte als centres volcànics (Plimer 1978).

McClay (1991) reconeix quatre configuracions geomètriques possibles per aquests dipòsits, segons la relació entre la mineralització concordant i l'*stockwork*:

#### I- Dipòsits proximals a la zona d'alimentació (vent proximal o supra-vent)

Els sulfurs massissos se situen directament per sobre dels canals d'alimentació i descàrrega del fluid hidrotermal. Tipicament la morfologia d'aquestes acumulacions és lenticular, en monticles (*mounds*). Com a estructures característiques presenten bretxes i *slumps* generats pel colapse dels monticles. En alguns casos es preserven relictos fòssils de les xemeneies d'emissió del fluid mineralitzant (Larter *et al.*, 1983). La injecció i circulació del



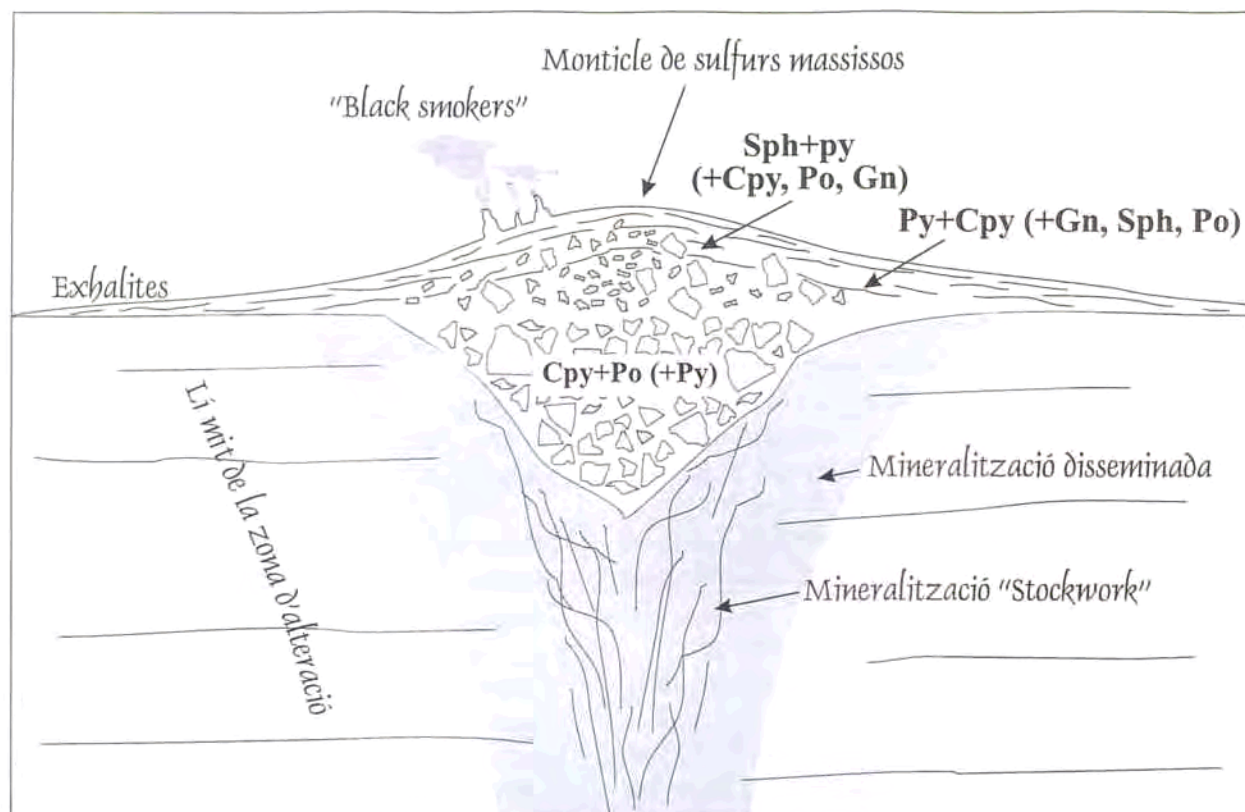


Figura 2.3. Esquema idealitzat de l'estructura d'un dipòsit exhalatiu de sulfurs massissos (Lydon, 1984).  
 Figura 2.3. Esquema idealitzat de l'estructura d'un dipòsit exhalatiu de sulfurs massissos (Lydon, 1984).

fluid mineralitzant a l'interior del monticle en va modificant la mineralogia i textures, produïnt reemplaçaments, vetes, bretxificació, recristal·lització dels sulfurs i remobilització dels metalls.

Un exemple fòssil d'aquests dipòsits és Sullivan (Hamilton *et al.*, 1983).

## II- "Sedex estratiformes"

El nom fa referència a que les acumulacions de sulfurs presenten una morfologia de tendència més tabular que en el cas anterior. Aquest tipus de dipòsit es generaria a partir de l'acumulació dels precipitats en subconques adjacents als canals d'alimentació.

## III- Sedex distals

Aquest grup inclouria dipòsits de morfologia tabular, que no presenten una relació espacial clara amb zones d'alimentació. Molts dipòsits fòssils poden ser inclosos en aquesta categoria, per exemple el dipòsit de Howard Pass (Goodfellow i Jonasson, 1987).

## IV- Dipòsits «d'inhalites»

Aquests dipòsits es caracteritzen perquè la major part de la mineralització es produeix per sota de la interfase aigua-sediments, a partir d'infiltració del fluid hidrotermal en els nivells sedimentaris més permeables. Normalment aquesta mineralització es forma per processos de reemplaçament. Com a possibles exemples de dipòsits així generats destaquen Broken Hill i Mount Isa (Wright *et al.*, 1987).

Segons la revisió de McClay (1991), la morfologia i estructura dels dipòsits de sulfurs massissos encaixats en sediments depèn de la morfologia de la conca on es produeix l'emissió dels fluids, de la proximitat dels sistemes de falles sinsedimentàries, del règim sedimentari i hidràulic de la conca, del camí que recorre el fluid fins arribar al fons marí, del cabal de fluid exhalat, dels processos de mescla i de la quantitat de precipitats que es formen.

Com ja s'ha explicat anteriorment, idealment els dipòsits exhalatius submarins es componen d'un o més cossos lenticulars o estratiformes (mineralització concordant), i d'una mineralització en vetes o secant (*cross-cutting*), situada adjacentment o per sota de la

mineralització concordant (Large, 1981). Tanmateix, en molts dipòsits no són reconeixibles ni la mineralització secant ni l'alteració. Segons Sangster i Hillary (2000), el 84 % dels dipòsits sedex fòssils de Pb-Zn no presenten zona d'alimentació. Seguint el criteri establert pels citats autors referent a la distància entre zona d'alimentació i la mineralització estratiforme, es tractaria de dipòsits distals (p.ex. Meggen, Large, 1981).

Les característiques de les diferents parts d'un dipòsit exhalatiu submarí «complet» seran detallades a continuació:

#### a- Mineralització secant

La mineralització que constitueix els canals d'alimentació del dipòsit sol presentar-se en estructures bretxoides i en *stockwork* (Fig.2.4). Aquest *stockwork* ha estat identificat per sota de la mineralització estratiforme en alguns dipòsits (p.ex., McArthur River i Mount Isa, Large, 1983), i són per tant considerats proximals (Large (1977, 1981; Plimer, 1978).

Associat a l'*stockwork* sol aparèixer una alteració hidrotermal més o menys desenvolupada, normalment és una silicificació, però també es donen la cloritització, la turmalinització i d'altres.

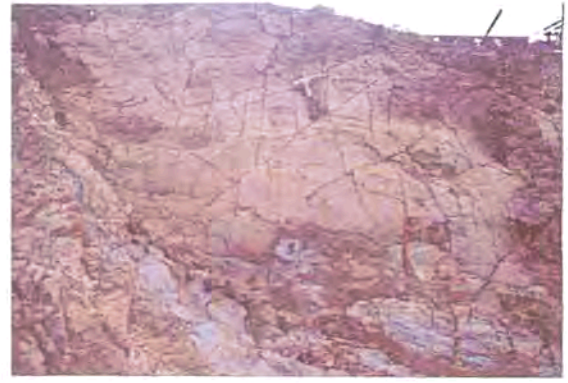
#### b- Mineralització estratolligada («inhalites»)

La circulació de les solucions mineralitzants a través de nivells sedimentaris favorables per sota de la interfase aigua-sediment pot generar mineralitzacions estratolligades. McClay (1991) es refereix a aquestes mineralitzacions com *inhalites*. Aquest procés ha estat proposat per explicar la formació de dipòsits com HYC, a Austràlia (Eldridge *et al.*, 1993)

La morfologia d'aquestes mineralitzacions desenvolupades dins dels sediments sol ser estratiforme. El bandat es presenta sovint, i normalment la mida de gra és fina. En molts cassos es produeix reemplaçament, particularment si el sediment és carbonatat (però també en evaporites i materials siliciclàstics) (McClay (1991).

#### c- Mineralització concordant (estratiforme)

Aquesta part de la mineralització està constituïda per estrats o l·lencions amb una extensió lateral com a mínim deu vegades superior a la potència (Large, 1983). Sovint en un mateix dipòsit existeix més d'una capa mineralitzada. Aquests diferents nivells



**Figura 2.4.** Entramat de filons de quars que constitueixen l'*stockwork* del dipòsit de Minas de Matahambre (Cuba).  
**Figura 2.4.** Entramado de filones de cuarzo que constituyen el *stockwork* del depósito de Minas de Matahambre (Cuba).

mineralitzats es poden distribuir al llarg d'un interval estratigràfic de fins a 1000 metres (p.ex. dipòsit de Mount Isa, Austràlia, Russell *et al.*, 1981; Large, 1981). Per les seves característiques aquesta part del dipòsit es considerada singenètica (Carne i Cathro, 1982).

Els cossos lenticulars que constitueixen la mineralització estratiforme es componen majoritàriament per una associació de sulfurs massissos, que amb freqüència defineixen una zonació mineralògica (Large, 1981). Les associacions de sulfurs massissos solen presentar una mineralogia força simple: pirita, pirrotita, esfalerita, galena, i calcopirita; de vegades, altres components majoritaris són marcassita i arsenopirita (Large, 1981). Els minerals de plata són comuns en molts dipòsits (Sangster, 1990).

Una característica pròpia d'aquests dipòsits és el delicat bandat mineralògic que solen definir els sulfurs (Lambert i Bubela, 1970). Sovint aquestes bandes es disposen en fines alternances intercalades amb nivells d'encaixant.

Com a textures característiques d'aquesta part dels dipòsits destaquen els sulfurs col·loïdals (Large, 1983), i pirita framboïdal i esferulítica, que es poden reconèixer en molts dipòsits no metamorfitzats (Pesquera i Velasco, 1993; Pérez Vázquez i Melgarejo, 1998). Segons Large (1983) i Wilkin i Barnes (1993), aquestes textures s'originen durant la diagènesi, a partir de la recristal·lització de gels de sulfurs dipositats en fangs no consolidats. Sovint els diferents sulfurs desenvolupen intercreixements.

Els cristalls de pirita solen assolir mides de gra superiors a les dels altres sulfurs, i sovint presenten zonació.

Els fragments esquelètics reemplaçats per sulfurs són també característics dels dipòsits exhalatius submarins (Prol-Ledesma *et al.* 1999).

En posició lateral als cossos de sulfurs, i en molts cassos intercalats en ells, s'han descrit nivells d'exhalites, formats per minerals no metàl·lics que precipiten directament a partir del fluid hidrotermal (sense que hi hagi indicis de reemplaçament) (Melgarejo *et al.*, 1997). D'entre les principals roques associades a dipòsits sedex que han estat considerades exhalites (o metaexhalites) cal esmentar les següents: nivells silícics (Russell, 1981), cloritites (Scott *et al.*, 1988), nivells de minerals del grup de les argiles, de montmoril·lonita, i de nontronita (Murnane i Clague, 1983), nivells de granats (Lottermoser, 1991), turmalinites (Slack, 1982; Pesquera i Velasco, 1997), nivells de barita (Pouit i Bois, 1986), nivells de carbonats (de Ca, Ba i Fe), i de fosfats (Savenko 1996), nivells de sulfats i de celsiana (Russell *et al.*, 1984), nivells de hialofana (Kribek *et al.*, 1996), nivells d'albita (Ma *et al.*, 1993), nivells d'anortita (Canet *et al.*, 2000), i nivells de fluorita (Pesquera *et al.*, 1985).

Alguns d'aquests minerals (com per exemple la hidrogrossulària, els minerals del grup de les argiles i certs amfibols i piroxens) poden precipitar directament del fluid hidrotermal al fons marí o formar-se durant l'autoxidació primària (Stanton, 1985). Altres, com les turmalinites, es formen durant el metamorfisme a partir de protòlits exhalatius (Pesquera i Velasco, 1997).

Els cherts es troben entre les exhalites més abundants. Sovint aquests materials solen presentar coloracions vermelloses en estar tenyits per Fe, i en aquest cas es descien amb els noms de jaspis o jaspilites.

És freqüent que les exhalites (sobretot les més proximals) es trobin enriquides en Si, Fe, Mn, Ca, P, As, F i metalls base (Plimer, 1986), i molt sovint contenen matèria orgànica finament disseminada (Goodfellow, 1987).

En molts cassos la mineralització es veu afectada per estructures de deformació i remobilització sin-sedimentària, com són bretxes, i plecs tipus *slump*, que confirmen el caràcter singenètic del dipòsit (Large, 1981).

## 2.4. CLASSIFICACIÓ MINERALÒGICA DELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX

No existeix cap subdivisió del dipòsits sedex en base a la mineralogia predominant que sigui plenament acceptada. Melgarejo *et al.* (1997), però, proposen una classificació empírica basada en la mineralogia, i que pot ser útil a efectes de cartografia en el camp. D'acord a aquesta classificació, els tipus són els següents:

### a- Dipòsits de metalls base (Pb, Zn)

Els dipòsits sedex de metalls base són els més coneguts, i els que millor s'aproximen al model de dipòsit sedex idealitzat. Consisteixen en acumulacions estratiformes de sulfurs de Pb, Zn, i més rarament Cu. En molts cassos són presents òxids, sulfats i silicats. Sovint la mineralització és rica en Ba, Au, Fe i Mn. En molt pocs cassos s'han reconegut les zones d'alimentació, que generen una mineralització secant en *stockwork*. En funció de que presentin o no canals d'alimentació es diferencien els dipòsits proximals dels distals.

Les dimensions d'aquests dipòsits són extremadament variables; en aquesta categoria inclouríem des de dipòsits gegants de centenars de milions de tones de mineralització (p.ex. Broken Hill, Mount Isa i McArthur River, a Austràlia, Scott, 1996), fins a disseminacions i dipòsits de mida molt petita, de caràcter subeconòmic.

Sangster i Hillary (2000), a partir de la compilació d'informació procedent de 142 dipòsits sedex de Pb-Zn, n'estableixen tres categories en funció de la mineralogia:

*Tipus I:* dipòsits en els quals els únics minerals exhalatius són sulfurs metàl·lics (53,5 % del dipòsits).

*Tipus II:* dipòsits on, a més de sulfurs, hi ha exhalites com chert, barita, siderita, ankerita, etc. (33,1 % del dipòsits).

*Tipus III:* dipòsits que contenen, a més dels sulfurs i/o exhalites, òxids de Fe (usualment magnetita) (13,4 % dels dipòsits).

### b- Dipòsits de Sb-W-Hg (Maucher, 1968)

Aquests dipòsits es troben associats a pissarres negres. Han estat explotats com a font de W. El dipòsit de Felbertal (Tirol) pertany a aquesta categoria (Plimer, 1980). El mineral més freqüent és la scheelita, acompanyada de quantitats menors de wolframita, beril, cassiterita, columbita, apatita, fluorita, barita, sulfurs de Fe-Ni-Pb-Zn-Sb-Cu-Co, metalls nadius i òxids de Fe-Ti (Melgarejo *et al.*, 1997).

### c- Dipòsits d'òxids de Fe-Mn:

En molts cassos constitueixen les parts més distals dels dipòsits de metalls base, als quals s'associen lateralment. Tanmateix arriben a formar dipòsits individualitzats. Un exemple seria

la mineralització concordant del dipòsit de Tynagh (Irlanda), constituïda per òxids de Fe, que lateralment s'enriqueixen en Zn, a mesura que ens aproximem a la zona d'alimentació (Large, 1981).

#### d- Dipòsits de Ba:

La barita és molt abundant en els molts dipòsits exhalatius submarins. Amb freqüència, en molts dipòsits de sulfurs massissos, forma nivells i lletions de gra fi que poden presentar laminació interna (Large 1983). També pot formar dipòsits diferenciats, com és el cas de Magnet Cove (Arkansas), on no es troba cap mineralització de sulfurs massissos associada (Large 1983).

En el cas de dipòsits metamorfitzats, els minerals de Ba més abundants són feldspats (celsiana i hialofana), i moscovita bàrica. Seria el cas del dipòsit d'Aberfeldy, a Escòcia (Fortey i Beddoe-Stephens, 1982; Willan i Coleman, 1983).

#### e- Dipòsits de Sn:

El mineral més important d'aquest tipus de dipòsits és la cassiterita. Sovint estan associats a nivells de turmalinites, així com a minerals de W. Com a exemple citarem el dipòsit de Broken Hill, a Austràlia, que presenta nivells de turmalinites riques en cassiterita associats lateralment a la mineralització de sulfurs massissos (Plimer, 1980).

### 2.5. CONTEXT GEOLÒGIC DELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX

Els dipòsits sedex es caracteritzen per trobar-se encaixats en sèries predominantment sedimentàries dipositades en rifts termalment actius (Russell *et al.*, 1981). La profunditat a la que es poden formar els dipòsits sedex és molt variable, des d'ambients marins somers (uns 100 m els dipòsits d'Irlanda), fins a profunditats de 500-1000 m (Rammelsberg, Alemanya) (Large, 1981). La fondària a que s'emplacen les mineralitzacions es considera un factor determinant de l'estil de mineralització, ja que la pressió hidrostàtica controla la temperatura d'ebullició del fluid hidrotermal, i l'ebullició és un dels principals mecanismes pels quals precipiten els sulfurs (Finlow-Bates i Large, 1978).

En la major part de cassos els dipòsits sedex es formen en contextos intracratònics, en principi deslligats de règims tectònics relacionats amb la formació d'orogens.

Un dels ambients sedimentaris més característics i propicis a l'aparició de dipòsits sedex són parts profundes de les conques sedimentàries subsidents controlades per falles normals. Tanmateix, en alguns casos s'han reconegut dipòsits desenvolupats en carbonats de plataforma (p.ex. Tynagh, Irlanda), o en medis de tipus *sebkha*, com seria el cas de McArthur River, a Austràlia (Muir *et al.*, 1977). Fins i tot s'ha descrit en medis continentals afectats per transgressions marines, és el cas del dipòsit de White Pine, a Michigan (Evans, 1993).

Les conques sedimentàries propícies a l'aparició de dipòsits de tipus sedex han estat dividides per Large (1983) en tres categories en funció de les seves dimensions: les conques de 1<sup>er</sup> ordre (fins a centenars de km) es troben compartimentades en conques de menors dimensions (de 2<sup>on</sup> i 3<sup>er</sup> ordre), de fins a algunes desenes de km, que constitueixen un medi molt favorable a l'acumulació de sulfurs massissos. Aquestes conques es troben limitades per falles normals sinsedimentàries, imprescindibles per afavorir la circulació ascendent dels fluids hidrotermals. Molts dipòsits (p.ex. Tynagh i Silvermines) es desenvolupen al llarg d'un escarpament de falla (Taylor i Andrew, 1978). Les subconques actuen com a medis tancats, caracteritzats per un Eh reductor que preserva els dipòsits de sulfurs en evitar-ne l'oxidació. Per tant, l'ambient més favorable a l'acumulació i conservació de sulfurs massissos són les conques euxíniques (Vaughan, 1976), on es depositen sediments rics en matèria orgànica.

Les sèries sedimentàries que es dipositen en aquestes conques es caracteritzen per presentar signatures típiques de les sèries dipositades en conques sedimentàries inestables: grans variacions en la potència de les unitats, canvis laterals de fàcies sobtats, i formació de bretxes de tipus *debris-flow*.

De manera habitual, en conques favorables a la formació de dipòsits sedex, s'acumulen sediments pelàgics propis de medis anòxics. En aquest cas es produeixen fines alternances de litofàcies de granulometria fina amb els sulfurs. La baixa energia d'aquests medis queda reflectida en l'absència d'estructures sedimentàries. Tanmateix, com s'ha esmentat, en alguns cassos els dipòsits sedex s'han format en conques oxigenades de poca profunditat, fins i

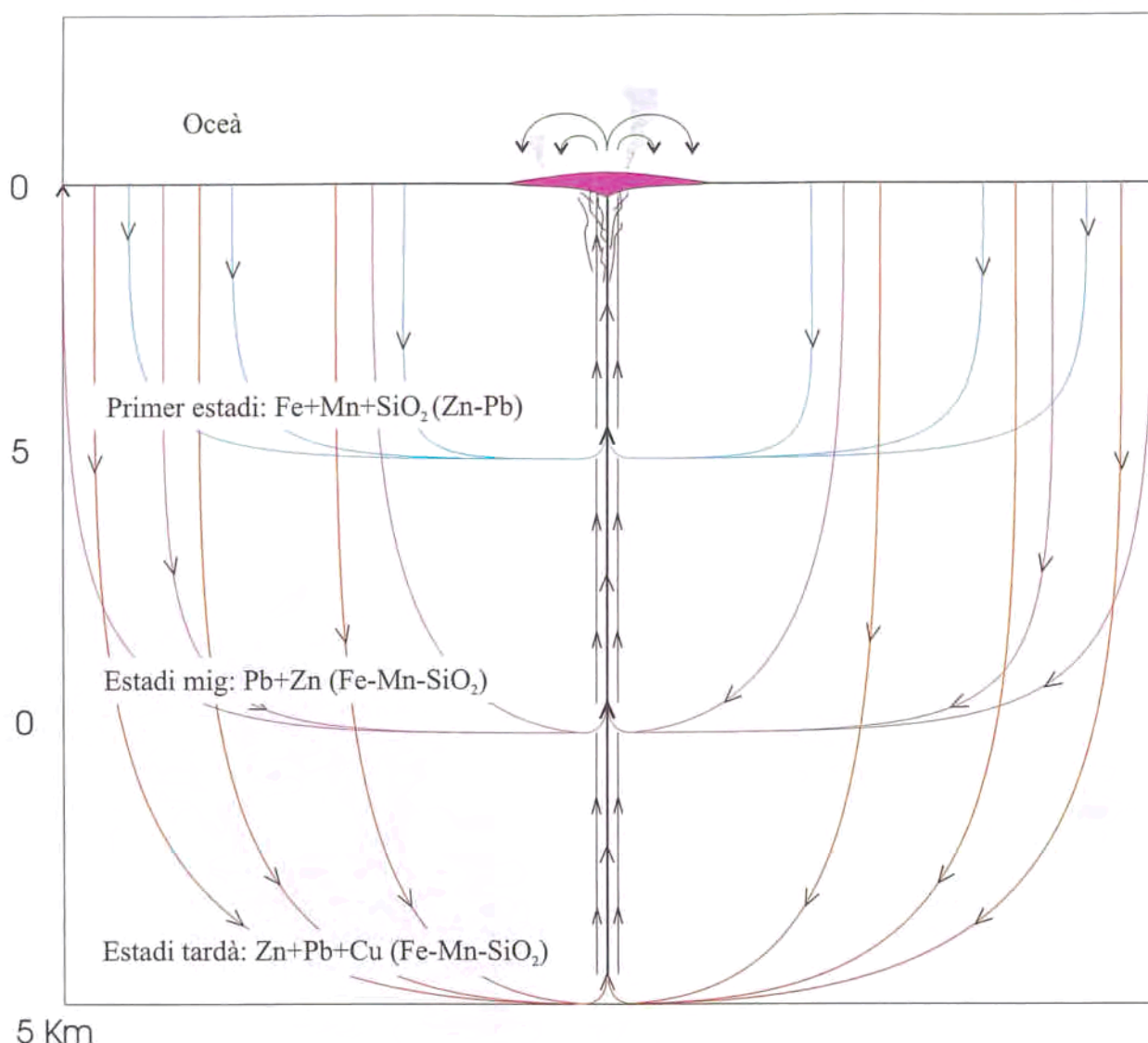


Figura 2.5. Diferents estadis de circulació en el model convectiu de Russell *et al.* (1978, 1981).  
 Figura 2.5. Diferentes estadios de circulación en el modelo convectivo de Russell *et al.* (1978, 1981).

tot en conques reblertes per carbonats, per evaporites i també en medis lacustres.

En alguns dipòsits la litologia encaixant està constituïda per materials detrítics grollers; gresos, bretxes i conglomerats. En aquests casos són freqüents les estructures sedimentàries com laminacions creuades, canals de base erosiva, etc., que indiquen que els sediments han estat ràpidament introduïts a la conca (Large, 1981).

Aquests dipòsits es distribueixen àmpliament al llarg del temps; els dipòsits més antics que s'han reconegut daten del Proterozoic, i a l'actualitat hi ha dipòsits en formació. Tanmateix el Proterozoic Mig (1700-1400 Ma) i el Paleozoic Inferior i Mig (500-300 Ma) són els períodes que han estat més favorables a la formació d'aquesta mena de dipòsits (Large, 1981). Segons aquest autor, però, un context geològic favorable és més important que l'edat del sediment encaixant a l'hora de determinar unitats favorables a la presència de dipòsits de tipus sedex.

## 2.6. GÈNESI I EVOLUCIÓ DELS DIPÒSITS DE TIPUS SEDEX

Abans del descobriment d'activitat hidrotermal en els fons marins actuals, molts dipòsits sedex s'explicaven per reemplaçament lligat al metamorfisme. Actualment totes les teories apuntern a que la mineralització s'associa a la circulació de fluids hidrotermals a través de conques sedimentàries, tot i que hi ha discrepàncies a l'hora d'assenyalar l'origen del fluid i el moment i lloc en que es produeix la precipitació. L'ascens del fluid hidrotermal fins al fons marí s'explica mitjançant diversos mecanismes: *a)* expulsió cap a la superfície de fluids procedents d'aqüífers de la conca, originada per gravetat (de manera similar a alguns dipòsits MVT) (Logan i Binnekamp, 1977); *b)* escalfament d'aigua subterrània sota l'acció d'un magmatisme (Lambert i Scott, 1973); *c)* per convecció d'aigua marina infiltrada a la conca, originada sota l'efecte d'un gradient geotèrmic elevat (Russel, 1978) (Fig.2.5)

El model convectiu de Russell *et al.* (1978,1981) és el que sembla haver tingut més acceptació. Com s'ha explicat anteriorment, aquest model considera que la solució hidrotermal s'origina a partir d'aigua marina que s'infiltra a la conca sedimentària, on circula en cel·les convectives i en lixivia els metalls que posteriorment generaran el dipòsit, mitjançant la precipitació dels sulfurs al fons marí, i en alguns cassos en el subsòl marí per reemplaçaments. La convecció està motivada per un gradient geotèrmic inusualment elevat. Les cel·les convectives van assolint major profunditat a mesura que passa el temps. Segons aquest autor, l'extensió lateral de les cel·les de convecció pot determinar l'espaiat existent entre dos dipòsits consecutius en una mateixa conca (uns 18 km de promig). L'ascensió del fluid sol seguir zones d'intersecció de falles, que actuen com conductes de màxima permeabilitat. Les dimensions de la cel·la convectiva (profunditat i extensió lateral), i en conseqüència el volum de roca que sofreix interacció amb el fluid hidrotermal determinen el volum de la mineralització resultant. La vida dels sistemes hidrotermals que han generat els grans dipòsits pot anar entre  $10^5$  i  $10^6$  anys, tenint en compte la potència de sediment que conté les diferents lents que constitueixen les mineralitzacions estratiformes (de 100 a 1000 metres), i per analogia amb les velocitats de sedimentació metal·lífera actuals mesurades al Mar Roig (1 metre / 1000 anys). El model diferencia tres estadis diferents en la gènesi dels dipòsits (figura 5), que impliquen una evolució en el quimisme del fluid mineralitzant i, com a conseqüència, en la mineralogia del dipòsit.

En un primer estadi la convecció únicament té lloc en l'escorça més superficial. La temperatura de les emissions no supera els  $100^{\circ}\text{C}$ . En aquest estadi es generen enriquiments en Mn, visibles a la base de molts dipòsits.

En un estadi intermig, la profunditat assolida per les cel·les, i el temps d'interacció aigua-roca són superiors. Les temperatures també són més elevades. Durant aquesta circulació el fluid esdevé àcid i reduït. En aquestes condicions la solubilitat dels metalls (Pb, Zn) augmenta significativament, tanmateix el Cu encara és escàs en els dipòsits formats en aquest estadi.

En un tercer i últim estadi, en que les cel·les assoleixen les major profunditats (fins a 15 km), el Cu que pot ser rentat i transportat és major (al voltant de 1 ppm). En molts dipòsits s'observa un enriquiment tardà de Cu.

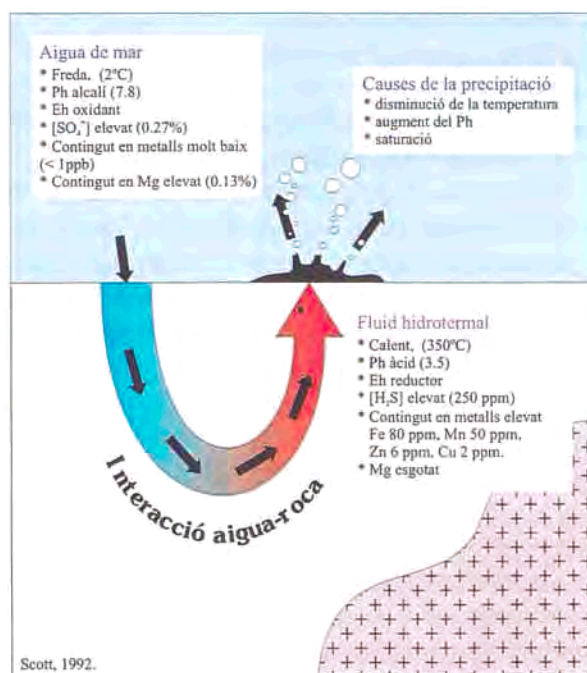
Un model convectiu similar va ser proposat per Solomon (1976) per explicar la gènesi dels dipòsits VMS.

## 2.7. NATURALESA DELS FLUIDS I MECANISMES DE PRECIPITACIÓ

### 2.7.1. Origen i característiques de les solucions

En molts dipòsits sedex la mida de gra és tant fina que impedeix fer estudis acurats d'inclusions fluides. De totes formes, la zonació, el quimisme i la mineralogia dels dipòsits semblen indicar que els fluids que generen els dipòsits sedex són químicament similars als responsables dels dipòsits VMS (Large, 1981).

La majoria d'autors actuals coincideixen en que els fluids responsables dels dipòsits exhalatius submarins es generen a partir de la infiltració i circulació profunda d'aigua marina a través dels sediments acumulats a la conca (figura 2.6). En aquesta circulació el fluid evoluciona com a conseqüència de la interacció aigua-roca fins esdevenir la solució mineralitzant (Scott 1992). El resultat es un fluid hidrotermal d'elevada temperatura (fins a  $350^{\circ}\text{C}$ ), pH àcid ( $\approx 3.5$ ), reductor, ric en  $\text{H}_2\text{S}$  i en metalls (Figura 6). Segons Sangster (1990), les afinitats en el pH, temperatura, salinitat i composició isotòpica entre els fluids que originen les mineralitzacions sedex i Mississipi Valley



**Figura 2.6.** Model de formació de les solucions hidrotermals responsables de la gènesi dels dipòsits exhalatius submarins (Scott, 1992).

**Figura 2.6.** Modelo de formación de las soluciones hidrotermales responsables de la gènesis de los depósitos exhalativos submarinos (Scott, 1992).

Type, s'explicarien pel fet de en ambdós cassos aquests fluids es generen en la pròpia conca sedimentària.

Existeixen altres possibles orígens per a les solucions hidrotermals dels dipòsits exhalatius: un origen magmàtic (Sato, 1977), o bé aigües de formació (connates) (Lydon, 1978); en molts dipòsits no s'ha de descartar la possibilitat de que la solució hidrotermal sigui el resultat d'aports de dues o tres de les possibles fonts reconegudes.

Cooke *et al.* (2000) accepta que els fluids mineralitzants dels sedex són aigües connates, i en conseqüència, estan fortament condicionats per les característiques de la conca. La major part de les salmorres de conca actuals riques en Pb i Zn, contenen sulfat com a espècie de sofre predominant. En base a això, aquest autor considera que el fluid mineralitzant tant pot ser reduït com oxidat, i utilitza aquesta característica com a criteri per classificar els dipòsits sedex:

I- Els fluids reduïts (en els quals predominen les espècies aquoses de sofre reduïdes), serien els responsables de la formació de dipòsits sedex en conques reductores (anòxiques), com és el cas dels dipòsits de Selwyn Bassin (Yukon). Aquests fluids requereixen pH àcids per transportar concentracions prou elevades de Pb i Zn. Les mineralitzacions poden contenir barita, i també pirrotita.

II- Els fluids oxidats (amb predomini d'espècies aquoses de sofre oxidades) haurien generat els dipòsits que es formen en conques que contenen sèries formades en medis sedimentaris oxidats (usualment sèries detrítiques amb intercalacions d'evaporites i carbonats). Com a exemple de dipòsit format en aquestes condicions es cita McArthur River (Austràlia). La solubilitat del Pb i el Zn, en aquest cas és independent del pH. Aquests dipòsits rarament contenen barita, i l'autor considera que la presència de pirrotita únicament és possible en cas de que hagin estat metamorfitzats.

### 2.7.2. Font dels metalls

Els metalls poden tenir dos possibles orígens:

a) En primer lloc poden provenir de les sèries sedimentàries i volcàniques infrajectes, a partir del rentat de les aigües que circulen en profunditat. El fluid, que en profunditat adquireix un pH àcid i temperatures força elevades (~300°C), té la capacitat de lixiviar els metalls de les diferents litologies que travessa, que en general tenen continguts en metalls (Pb, Zn i Cu) prou significatius com per generar dipòsits de sulfurs massissos (Scott

1992). La composició isotòpica del Pb en la galena presenta valors molt homogenis, i no radiogènics (Large 1983). L'homogeneïtat isotòpica del Pb contrasta amb l'heterogeneïtat característica dels dipòsits MVT (Sangster 1990). Segons aquest últim autor, l'homogeneïtat pot indicar un ràpid ascens del fluid hidrotermal.

b) D'altra banda, hi ha autors que recolzen un origen juvenil pels metalls (Schneiderhörn, 1941). Segons aquesta teoria els metalls serien introduïts a partir d'un magma.

En alguns dipòsits hi ha evidències d'una contribució magmàtica en els metalls. Alguns elements com B i Sn semblen indicar un origen, almenys en part, magmàtic de les solucions (Large, 1981).

### 2.7.2. Transport dels components hidrotermals

La solubilitat dels metalls depèn de la temperatura, pH, Eh, fugacitat de S, pressió i la concentració de clorurs a la solució.

Els models acceptats per explicar el transport dels metalls en gran part de dipòsits sedex, consideren que els metalls són transportats per una salmorra clorurada àcida (Finlow-Bates i Large, 1978). En aquestes condicions els metalls (Pb i Zn) poden ser transportats en forma de complexos clorurats (Hanor, 1996). Segons Large (1977), en una mateixa solució en condicions reductores, és possible transportar els metalls i el sofre. Barnes (1975) proposa un transport dels metalls en forma de complexos bisulfur; això permetria transportar quantitats més importants de S en la solució, però la solubilitat dels metalls en aquest cas és més baixa. El contingut total de metalls base en solució no excedeix els 10 ppm (Sato, 1977). Quan els complexos esdevenen inestables, els cations metàl·lics són alliberats, es combinen amb les espècies de sofre presents en el medi, i precipiten els sulfurs metàl·lics.

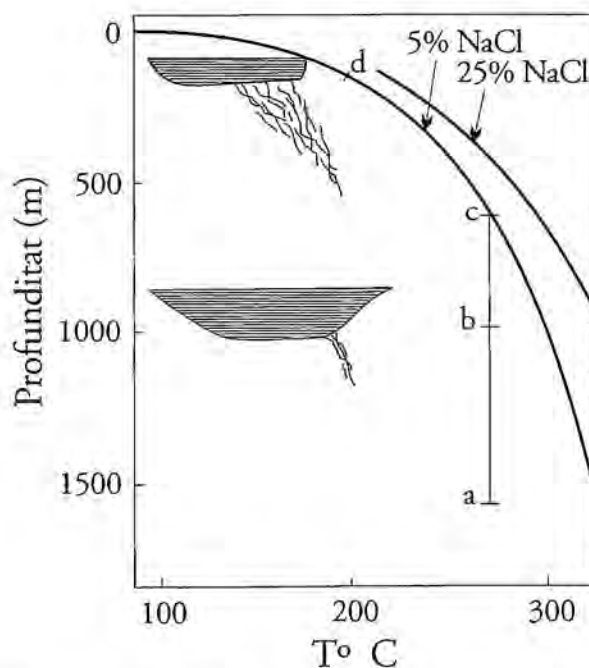
Tanmateix, com s'ha comentat anteriorment, alguns dipòsits poden haver estat generats per salmorres oxidades, amb pH possiblement alcalins (Cooke *et al.*, 2000). En condicions alcalines, el Pb i el Zn poden ser transportats en forma d'hidroxicomplexos (*hydroxy complexing*) (Eugster, 1989). Les salmorres oxidades poden transportar concentracions considerables de Pb i Zn (més de 100 ppm), i la solubilitat d'aquests metalls no depèn del pH (Cooke *et al.*, 2000). El fluid, tanmateix, no és capaç de transportar Ba, i aquest fet es tradueix en l'absència de barita a les mineralitzacions.

La naturalesa del sofre pot ser molt variada. En primer lloc, la major part del sofre pot provenir

de la reducció bacteriana de sulfat marí al fons de la conca, on té lloc l'emissió del fluid hidrotermal (p.ex. Kapunda a Austràlia, Lambert *et al.*, 1980). El fraccionament cinètic causat per la reducció bacteriana del sulfat marí origina un sulfur enriquit en l'isòtop lleuger del S ( $^{32}\text{S}$ ) (Trudinger, 1976).

Com a segona opció, el sofre pot haver estat transportat amb la solució hidrotermal. En aquest cas el seu origen pot estar en la dissolució de la pirita present en les sèries sedimentàries que travessa el fluid en la seva circulació profunda (com ha estat suggerit per Russell, 1983 per als dipòsits d'Irlanda), i també en la reducció termoquímica del sulfat marí contingut en les aigües infiltrades que posteriorment originen les solucions hidrotermals (Large 1993). Aquest últim procés seria la principal font de S en el dipòsit d'Aberfeldy, a Escòcia (Willan i Coleman, 1983).

Pel que fa a la composició isotòpica del S de la barita, en la gran majoria de dipòsit els valors  $\delta^{34}\text{S}$  són força homogenis, i són molt propers als valors del sulfat marí en el moment de la deposició; aquest fet indica que el S de la barita deriva directament de l'aigua del mar (Large 1983).



**Figura 2.7.** Relació entre la profunditat del dipòsit i l'estil de mineralització, com a conseqüència del control de la pressió hidrostàtica en l'ebullició (Large, 1983).

**Figura 2.7.** Relación entre la profundidad del depósito y el estilo de mineralización, como consecuencia del control de la presión hidrostática sobre la ebullición (Large, 1983).

#### 2.7.4. Mecanismes de precipitació

Els principals mecanismes proposats per explicar la precipitació dels minerals d'origen exhalatiu són el descens de temperatura originat per la mescla amb l'aigua marina, l'augment del pH, la sobresaturació en alguns minerals originada per la mescla amb components presents en l'aigua de mar, i l'ebullició (Large, 1981). Aquests mecanismes, i especialment els relacionats amb un descens de la temperatura, poden motivar la desestabilització dels complexos clorurats. El procés de desestabilització dels complexos seguiria els següents passos: disminució de la temperatura, dilució de la solució, neutralització del pH i augment de la concentració en S reduït (Anderson, 1973).

En molts cassos el descens de la temperatura està lligat amb processos d'ebullició; a més, la diferència de solubilitats origina la precipitació seqüencial dels diferents minerals (Finlow Bates i Large, 1978).

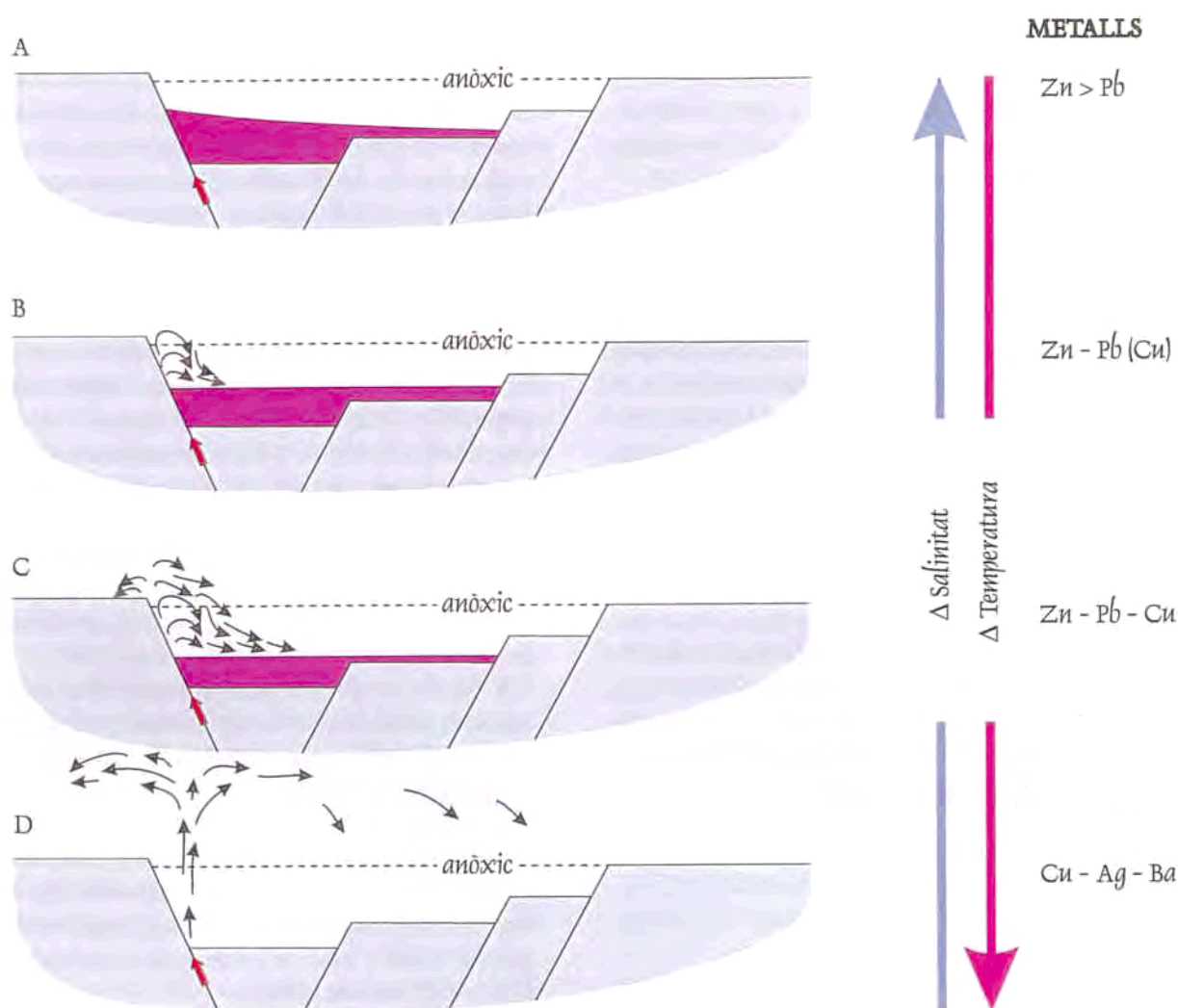
La barita precipita com a conseqüència de la mescla del fluid hidrotermal (que transporta Ba) amb l'aigua del mar (rica en  $\text{SO}_4^{2-}$ ), donada la baixa solubilitat del sulfat de Ba.

L'anhidrita i els carbonats de Ca (amb solubilitat inversa respecte a la temperatura), presents en molts dipòsits precipiten directament de l'aigua del mar com a conseqüència de l'escalfament produït per la mescla amb les solucions hidrotermals (Haymon i Kastner, 1981).

La presència de feldspats (de Na, Ba, K i Ca) formant autèntics nivells massissos en molts dipòsits fòssils, s'ha explicat a partir de la reacció entre un fluid hidrotermal àcid i argiles (smectita o illita) en un medi marí alcalí i amb elevada salinitat. A partir d'aquesta reacció poden precipitar els precursors hidratats dels feldspats (p.ex. cymrita per la celsiana, i analcima per l'albita) (Russell, 1988).

L'ebullició com a causa de la precipitació es considera molt important (una ebullició adiabàtica provoca una caiguda en la temperatura de la solució hidrotermal), fins al punt que en depenen la morfologia i estructura del dipòsit (Finlow-Bates i Large, 1978, Large 1981). L'ebullició té lloc quan la pressió de vapor del fluid supera la pressió confinant, per tant la pressió hidrostàtica exercida per la columna d'aigua determina si hi ha o no ebullició, i si la ebullició té lloc abans o durant la exhalació del fluid hidrotermal. En conseqüència, la profunditat a la que se situa el dipòsit condiciona la zonació composicional i el desenvolupament relatiu de l'*stockwork* i la mineralització estratiforme. Si el centre exhalatiu es troba a poca fondària, és molt probable que la solució bulli abans d'arribar al fons marí, és a dir en els canals d'alimentació, generant la mineralització en





**Figura 2.8.** Comportament de les solucions hidrotermals en el fons marí. Implicacions en la morfologia, estructura i composició dels dipòsits. A: Fluid de temperatura relativament baixa i elevada salinitat. No hi ha ploma ascendent (*buoyant plume*). El dipòsit no presenta zonació. B: Temperatura i salinitat del fluid moderades. Zonació moderada. C: Alta temperatura i salinitat relativament baixa. Zonació molt marcada. D: Temperatura molt elevada i salinitat molt baixa. No apareix bassa de salmorres (*brine pool*). No presenta zonació.

**Figura 2.8.** Comportamiento de las soluciones hidrotermales en el fondo marino. Implicaciones en la morfología, estructura y composición de los depósitos. A: Fluido de temperatura relativamente baja y elevada salinidad. No hay pluma ascendente (*buoyant plume*). El depósito no presenta zonación. B: Temperatura y salinidad del fluido moderadas. Zonación moderada. C: Alta temperatura y salinidad relativamente baja. Zonación muy marcada. D: Temperatura muy elevada y salinidad muy baja. No aparece estanque de salmueras (*brine pool*). No presenta zonación.

*stockwork*. En aquest cas, el Cu, que és el més insoluble dels metalls presents a la solució, hi precipita. Quan l'emissió de les solucions hidrotermals té lloc en condicions extremadament superficials, el Zn i el Pb també precipitaran en *stockwork* als canals d'alimentació. En aquests casos tan sols el Fe pot arribar a precipitar a la superfície originant un dipòsit estratiforme. En el cas oposat, en que el centre emissor es troba a grans fondàries, tots els metalls poden precipitar

al fons marí, afavorint un gran desenvolupament de la mineralització estratiforme (figura 2.7, Large, 1983).

Els fluids hidrotermals, a part de ser rics en metalls, solen tenir importants concentracions de sílice en solució. La solubilitat de la sílice disminueix fortament en baixar la temperatura (Large 1983). L'ebullició tindria uns efectes similars als vistos en el cas dels metalls sobre la sílice; en dipòsits de gran fondària la sílice precipita al fons marí en forma de

cherts exhalatius, i en els dipòsits de poca fondària precipita com a quars a l'*stockwork* i provoca la silicificació de les roques encaixants (Large, 1981).

La temperatura dels fluids, mesurada a partir de les inclusions fluides, ronda els 250°C per molts sistemes hidrotermals submarins (Samson i Russell, 1983).

Diversos autors (entre ells: Sato, 1977; Turner i Gustafson, 1978, Large, 1983) expliquen els diferents estils de mineralització dels dipòsits exhalatius submarins a partir de la temperatura, salinitat i composició (i per tant, la densitat) de les solucions mineralitzants (Figura 2.8).

En els dipòsits que presenten solucions hidrotermals molt concentrades (salmorres), l'elevada densitat dels fluids pot impedir que la mescla amb l'aigua de mar es produeixi immediatament després de la seva emissió al fons marí. En aquest cas el fluid mineralitzant pot arribar a circular en corrents canalitzades per la morfologia del fons submarí. Les subconques i depressions actuarien com a trampes on s'acumularien les salmorres metal·líferes. En aquestes depressions on s'acumulen les salmorres (*brine pools*) es produeix la precipitació dels sulfurs, de gra fi i bandats. Segons Large (1981), en base als estudis experimentals de Turner i Gustafson (1978), aquest mecanisme pot explicar la formació dels dipòsits de sulfurs massissos *distals* en relació a la zona de descàrrega.

Per contra, en els dipòsits en que la densitat de les solucions hidrotermals és baixa (inferior a l'aigua del mar), aquestes solucions formen plomes ascendents (*buoyant plumes*) (Sato, 1977). Per tant la densitat de les solucions hidrotermals és també una variable que determinarà la morfologia, la zonació i la textura de la mineralització concordant (Sato 1972).

Segons Large (1981) un mateix centre exhalatiu pot passar (degut a variacions en la temperatura) d'emetre *buoyant plumes* a emetre fluids densos que flueixen pel fons marí.

Una alternança cíclica entre un i altra tipus de comportament podria generar les laminacions rítmiques que presenten els sulfurs en molts dipòsits. Cada làmina representaria un cicle de sobresaturació-nucleació-assentament en el si de la *brine pool*.

Sibson *et al.* (1975), en canvi, explica la laminació a partir de polsos d'emissió de fluid hidrotermal originats pel bombeig sísmic. La precipitació cíclica també podria ser explicada per una descàrrega intermitent degut a un equilibri entre la pressió de vapor i la pressió hidrostàtica, similar a la que té lloc en les fonts del tipus *geyser* (Large, 1983).

En alguns dipòsits el bandat s'origina per un retreballament mecànic de les acumulacions prèvies de sulfurs. Seria el cas de Rammelsberg, a Alemanya (Large 1983).

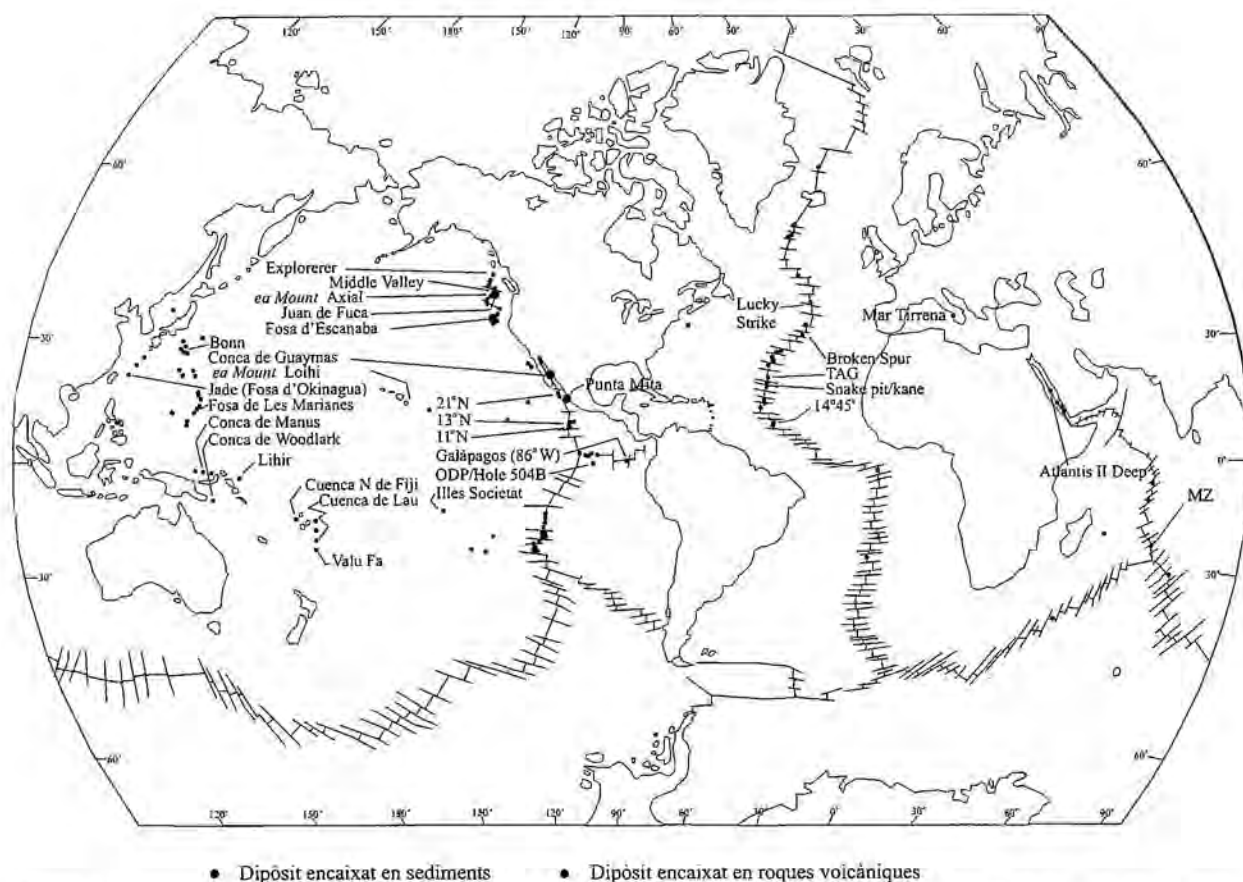
## 2.8. DIPÒSITS EXHALATIUS SUBMARINS ACTUALS

Des del descobriment dels sistemes hidrotermals de fons marí al mar Roig a inicis dels anys 60 (Miller *et al.* 1966, Degens i Ross, 1969) i, poc després, a l'Est de la Dorsal Pacífica (EPR) (Francheteau *et al.*, 1979), els avenços en l'exploració oceanogràfica han permès reconèixer gran quantitat de nous dipòsits actuals i en formació, en els fons marins de tots els oceans. Aquestes manifestacions hidrotermals submarines per analogia es consideren exemples actuals dels dipòsits exhalatius de sulfurs massissos (Herzig i Hannington, 1995), tot i que difereixen en molts aspectes (mida, estructura, etc.) dels dipòsits gegants de sulfurs massissos (Gibson i Kerr, 1999). La major part d'aquests centres d'emissió hidrotermal es troben a gran profunditat associats a zones amb un intens volcanisme submarí, que per tant, representen l'equivalent actual dels dipòsits volcanogènics.

Aquesta activitat hidrotermal origina en els fons marí acumulacions de sulfurs massissos, sediments metal·lífers i dipòsits d'òxids de Fe i Mn. En molts casos les acumulacions de sulfurs massissos (*mounts*) desenvolupen en superfície una crosta oxidada (Pouit 1988). Els minerals metàl·lics més abundants en els centres exhalatius submarins actuals són pirita, calcopirita (o isocubanita), esfalerita (o wurtzita) i galena, acompanyades de quantitats més o menys importants de marcassita, bornita, covel·lina, hematites, i jordanita (Pouit 1988). La magnetita també és present en molts dipòsits (Stanton 1985). En alguns dipòsits el principal sulfur és la pirrotita. Segons Crocket (1990), la pirrotita és característica dels dipòsits de tipus *black smoker* d'alta temperatura (>300°C). Aquest és el cas del centre exhalatiu de la fosa d'Escanaba, on Randolph *et al.* (1988) descriuen una associació de pirrotita parcialment reemplaçada per les vores i exfoliacions per marcassita, amb abundant esfalerita, calcopirita, i isocubanita. La pirita, la galena i l'arsenopirita hi són presents, i és remarcable l'existència d'intercalacions de cristalls de löllingita rics en inclusions de Bi natiu. Com a fases minoritàries citen tetraedrita, acantita i boulangerita.

Els principals minerals que formen les acumulacions manganèsíferes són: todorokita, birnessita i limonita (Pouit 1988).

Alguns dipòsits presenten lleus elevades de metalls nobles (Herzig, 1999). Rona *et al.* (1993) citen grans d' Au natiu en el dipòsit TAG, a la dorsal Mig-Atlàntica. Aquest dipòsit presenta un contingut mitjà d' Au de 20 ppm, en una associació de marcassita,



- Dipòsit encaixat en sediments
- Dipòsit encaixat en roques volcàniques

**Figura 2.9.** Distribució mundial dels principals centres exhalatius de fons marí actuals. Modificat a partir de Scott *et al.* (1997).

**Figura 2.9.** Distribución mundial de los principales centros exhalativos de fondo marino actuales. Modificado a partir de Scott *et al.* (1997).

pirita, calcopirita i esfalerita. Hannington *et al.* (1986), troben continguts de fins a 6,7 ppp d' Au al Axial Seamount (Dorsal de Juan de Fuca).

També s'ha constatat la precipitació d'exhalites, entre les quals les més abundants són d'òpal, anhidrita i barita (Pouit 1988). Hi ha molts silicats que es formen en aquests ambients, principalment minerals del grup de les argiles (esmeclites, il·lites, kandites) i clorites. La nontronita ha estat descrita en molts dipòsits, entre ells, els sistemes hidrotermals de les Galàpagos (Corliss *et al.*, 1978), de la dorsal Mig-Atlàntica (Hoffert *et al.*, 1978), i de Juan de Fuca (Murnane i Clague, 1983). La caracterització química i isotòpica de nontronita realitzada per aquests últims autors indica que la nontronita precipita directament a partir de la mescla del fluid hidrotermal amb l'aigua marina. També ha estat citada la presència de feldspat d'origen hidrotermal. Concretament, Daesslé *et al.* (2000) el citen a la ploma hidrotermal i en els sediments acumulats a les immediacions dels centres d'emissió hidrotermal de la conca de Lau (dorsal de Valu Fa). Aquests

autors conclouen que el feldspat, juntament barita i esfalerita, precipita directament a partir de les solucions hidrotermals.

En relació amb centres exhalatius actuals s'han trobat *oozes* hidrotermals constituïts per albita idiomòrfica, quars, calcita, hematites, anhidrita, esmeclita, talc, clorita, muscovita, titanita i andradita (en alguns casos arriba a constituir el 20% del sediment). Tots aquests minerals s'haurien format simultàniament, com a producte de la sedimentació química o de la autigènesi més primerenca (Stanton 1985). Al dipòsit de PACMANUS ha estat reconeguda una associació de barita, sílice, sofre natiu, calcita i anhidrita (Parr i Binns, 1999).

Fins a l'actualitat han estat reconeguts més de 200 centres d'activitat hidrotermal d'aquestes característiques (figura 2.9); dels quals almenys 25 presenten acumulacions de sulfurs de grans dimensions, produïdes per un hidrotermalisme d'alta temperatura (Hannington i Herzig, 1997). Aquests focus d'activitat hidrotermal es troben en diferents ambients geodinàmics; dorsals mig-oceàniques,

seamounts, arcs d'illes volcàniques, conques de rera-arc i d'avant-arc, i en rifts adjacents a marges continentals.

Els centres exhalatius suporten uns ecosistemes peculiars adaptats a les particulars condicions ambientals que es generen al seu entorn. L'abundància d'espècies químiques reduïdes afavoreix la presència d'organismes capaços d'obtenir-ne energia mitjançant un procés d'oxidació (Jannasch 1984). Aquests organismes són majoritàriament bacteries amb la capacitat d'oxidar sulfur i tiosulfat (Karl *et al.*, 1980), però les bacteries que oxiden metalls també poden tenir una presència important (Wirsen *et al.*, 1993). Pel que fa a la macrofauna destaquen les comunitats bentòniques de poliquets (*Paralvinella sulfinoicola*, *Riftia pacyprila*, *Teynia sp.*, *Oasisia sp.* etc.) (Grassle, 1985), dels quals se n'han trobat els equivalents fòssils en dipòsits antics (Tynagh, Irlanda) (Russell, 1995). La macrofauna mòbil és també abundant i diversa (Pouit 1988). Alguns crustacis (p. ex. *Neolithoides diomedae*) desenvolupen comunitats a les proximitats dels centres d'emissió hidrotermal (Elva Escobar, com.pers.).

Segons Russell (1995), la mateixa aparició de la vida a la Terra, fa 4200 Ma podria haver tingut lloc en medis similars, relacionats amb l'emissió de fluids hidrotermals al fons marí. Copeland (1936) i Corliss *et al.* (1981), són altres autors que han proposat un origen "hidrotermal" de la vida.

### 2.8.1. Dipòsits hidrotermals submarins actuals de gran profunditat

#### 2.8.1.1. Característiques generals dels dipòsits

La majoria dels centres d'activitat hidrotermal submarina s'han trobat a més de 1500 metres de profunditat. Tot i les grans dificultats d'accés que presenten, aquests dipòsits han estat ben caracteritzats i modelitzats. Molts d'aquests dipòsits de fons marí se situen propers a la cresta de dorsals oceàniques, tant en dorsals de baixa com d'alta velocitat d'opertura, fruit de l'activitat i circulació hidrotermal que es desenvolupa associada a la formació d'escorça oceànica. D'altres se situen en contextos relacionats amb arcs d'illes i zones de subducció. També ha estat detectada activitat hidrotermal associada a volcanisme alcalí (Herzig i Hannington, 1995).

L'encaixant sobre el que es desenvolupen les mineralitzacions és en la majoria de cassos basalt, però també es troben en roques volcàniques àcides,

sediments detrítics i evaporites (Herzig i Hannington, 1995).

La majoria dels centres coneguts fins al moment se situen a la Dorsal del Pacífic, fins al Mar de Cortés, i a la Dorsal Mig-Atlàntica (incloent el dipòsit TAG). Per contra, a l'oceà Índic ha estat localitzat un únic dipòsit que se situa aprop del punt triple de Rodríguez (Herzig i Plueger, 1988). Al Mar Roig es localitza l'Atlantis II Deep, que amb  $94 \times 10^6$  t és el més gran dels tots els dipòsits submarins actuals (Mirsack *et al.*, 1989; Herzig, 1999). Els centres més importants del Pacífic Occidental són: els dipòsits de la Conca de Manus (Parr i Binns, 1999), els de rera-arc de les Marianes (Willard i Stakes, 1990), els de rera-arc de Fiji (Bendel *et al.*, 1993), els situats a la fosa d'Okinawa (Halbach *et al.*, 1989) i els de la conca de Lau (Herzig, 1999).

Els principals dipòsits del Pacífic Oriental són: Middle Valley (Zierenberg *et al.*, 1998; Herzig, 1999), Axial Seamount (Hannington *et al.*, 1991) i Escanaba (German *et al.*, 1995) (situats a la dorsal de Juan de Fuca), Guaymas (Magenheim i Gieskes, 1992) al Mar de Cortés, i Galápagos (Pouit 1988).

A l'Atlàntic destacarem els dipòsits de TAG (Rona *et al.*, 1993; Humphris *et al.*, 1995; Herzig, 1999), Broken Spur (Butler *et al.*, 1998), Snakepit (Hannington *et al.*, 1991) i Lucky Strike (Humphris *et al.*, 1996), tots ells situats al llarg de la dorsal Mig-Atlàntica.

Aquestes manifestacions hidrotermals submarines es caracteritzen per presentar un monticle de dimensions variables format a partir dels precipitats acumulats (Herzig i Hannington, 1995). Aquest monticle pot assolir dimensions força grans; per exemple, el monticle "TAG", situat a la dorsal Mig-Atlàntica (26°N), té un diàmetre de 200 m, amb una alçada d'uns 50 m (Rona *et al.*, 1993).

La descàrrega dels fluids mineralitzants es focalitza en centres emissors, que es corresponen en profunditat amb zones fisurades del fons marí. Aquestes zones d'alimentació donen lloc a una mineralització en stockwork, com la que es va reconèixer en les perforacions realitzades en el dipòsit TAG (Humphris *et al.*, 1995). En els centres emissors se solen desenvolupar autèntiques xemeneies de precipitats, que solen sobresortir notablement per sobre dels monticles de sulfurs. En funció de les característiques del fluid, es diferencien dos tipus de centres emissors; els *black smokers* i els *white smokers*, que, tanmateix, poden coexistir en un mateix monticle (*mound*) (Lydon, 1988). En el primer cas les

emanacions són molt fosques, riques en metalls i d'alta temperatura (>350°C). El fluid transporta fines partícules de pirita, barita, anhidrita i sílice. El flux sol ser ràpid, i el medi és hostil a l'instal·lació de comunitats biològiques. En el cas dels white smokers, la coloració del fluid és clara, la temperatura i el flux són inferiors al cas anterior, i típicament apareixen complexes comunitats d'organismes incrustants adaptades a aquest peculiar ecosistema (Lydon, 1988).

La major part de dipòsits de certa entitat trobats fins al moment es localitzen en els fons oceànics, a grans profunditats. Molts d'aquests dipòsits se situen propers a la cresta de dorsals oceàniques, fruit de l'activitat i circulació hidrotermal que es desenvolupa associada a la formació d'escorça oceànica.

La precipitació principalment té lloc com a conseqüència de la mescla del fluid hidrotermal amb l'aigua marina (Hannington *et al.*, 1995).

L'origen del fluid hidrotermal es troba majoritàriament en aigua marina que s'infiltra i circula a través de l'escorça oceànica, esdevenint un fluid hidrotermal que es caracteritza per tenir el pH i l'Eh baixos, i temperatures elevades. Aquest fluid hidrotermal té la capacitat de lixiviar i transportar els metalls que posteriorment precipiten donant lloc als dipòsits exhalatius (Herzig i Hannington, 1995).

La mineralogia d'aquests dipòsits és relativament simple. Predominen els sulfurs de Cu-Fe-Zn. Són molt freqüents els filosilicats rics en Fe com la nontronita, i també la montmorillonita (Bischoff, 1972; Meylan *et al.*, 1981; Alt, 1988). D'altres minerals que poden estar presents són sofre natiu, òpal, quars, nontronita, talc, barita, anhidrita, guix, jarosita, calcita, stevensita, aragonita, atacamita, òxids i hidròxids de Mn i Fe, anglessita i caminita. Com a producte de l'alteració dels sulfurs es formen òxids i hidròxids de Fe i, més rarament, jarosita. (Thomson *et al.*, 1988, Haymon i Kastner, 1981). Tanmateix, aquests minerals en alguns dipòsits precipiten com a minerals primaris (Taylor 1983). Com a exhalites que es formen en els dipòsits actuals cal destacar les acumulacions d'esmetites riques en Fe, nontronita i esmetita rica en Mg (Bischoff, 1972). També es formen nivells de sílice amorfa (Pouit, 1988).

Les xemeneies es desenvolupen per sobre dels lents de sulfurs, i estan alimentades per una trama de canals d'alimentació (Herzig i Hannington, 1995).

A l'igual que els exemples fòssils, els dipòsits actuals que han pogut ser estudiats internament presenten una zonació lateral (Hekinian i Fouquet,

1985). Usualment, a les parts més distals la mineralització està formada per òxids i hidròxids de Fe-Mn. En els dipòsits del Mar Roig descrits per Bonatti *et al.*, (1972), es distingeixen nivells més rics en Fe, compostos bàsicament per nontronita i goethita, amb quantitats menors de plagiòclasi, quars i calcita, i nivells rics en Mn, formats per rodocrossita, birnessita, il·lita, clorita, quars, estronciobarita, guix i òpal.

### 2.8.1.2 Procés de formació dels dipòsits de gran profunditat

Segons Rona *et al.* (1993), primerament es formarien una sèrie de xemeneies de sulfurs sobre el fons marí a partir de l'emissió d'un flux ràpid que ascendeix a través de fractures fins al fons marí. Com a conseqüència del colapse de les xemeneies i per acumulació de les partícules que van precipitant directament del fluid emes al fons marí es va formant un monticle. A mesura que creix el monticle tenen lloc processos de fissuració com a conseqüència de la compactació, també es produeix la dissolució-recristal·lització dels sulfurs i sulfats. En aquest moment sol prendre importància l'activitat dels *white smokers*. Les xemeneies es van desenvolupant a partir de la superfície del monticle. L'alteració dels sulfurs es cada vegada més important, com a conseqüència de la interacció amb l'aigua marina.

### 2.8.2 Dipòsits hidrotermals submarins actuals de poca profunditat

Tot i que la major part de dipòsits actuals de certa entitat se situen a més de 1500 metres de profunditat, són molts els indicis d'activitat hidrotermal i fonts termals submarines emplaçats a poca fondària (taula 2.1). Tot i que la majoria de dipòsits de poca profunditat es localitzen en contextos relacionats amb arcs insulars, se n'han trobat en tots els ambients tectònics favorables a una activitat hidrotermal.

Els dipòsits que més interès poden presentar des del punt de vista econòmic són dipòsits associats a volcanisme d'arc a poca fondària, que comparteixen moltes característiques comunes amb els dipòsits epitermals, i que en molts casos són presents en les illes adjacents (Hannington i Herzig, 1997). El geotermalisme característic dels arcs volcànics i l'activitat hidrotermal associada tan pot tenir lloc en medis

subaeris com submarins; aquesta circumstància es posa de manifest pel gran nombre de fonts termals submarines que es localitzen en zones properes a la línia de costa en illes volcàniques d'arc.

L'estil de les mineralitzacions formades a poca profunditat és molt variable. En el cas dels dipòsits situats a menys fondària (aproximadament, de 0 a 100 m) com a norma general es tracta de fonts termals de baixa temperatura, a partir de les quals precipiten sulfurs de Fe, sofre natiu, aragonita, siderita, sílice amorfa i, en algun cas, anhidrita. També es coneixen dipòsits d'òxids de ferro i de manganès generats sota molt poca profunditat de columna d'aigua.

En molts dels casos que apareixen resenyats a la taula 1, la mineralització consisteix en acumulacions de sulfurs, fangs piritífers i disseminacions, vetes encaixades en sediments

i/o roques volcàniques, i fins i tot reemplaçaments. Usualment es produeix ebullició del fluid hidrotermal, degut a l'escassa pressió hidrostàtica a la que tenen lloc les emissions.

En els dipòsits de més fondària (fins a 1500 m), l'estil de mineralització és molt variable; en alguns casos pot ser molt semblant als de gran profunditat. Cal remarcar-hi les acumulacions de sulfurs polimetàl·lics, stockworks i dipòsits de barita i anhidrita. També s'han descrit dipòsits d'òxids de ferro i manganès.

Els dipòsits associats a arcs d'illes presenten afinitats amb els dipòsits epitermals. Aquest és el cas de Lihir, Papua Nova Guinea (Hannington i Herzig, 1997). La mineralització té lloc en un *stockwork* de sílice amorfa i pirita, acompanyades de marcassita, esfalerita, galena, calcopirita, sulfosals de Pb-As,

**Taula 2.1.** Alguns exemples actuals de centres exhalatius submarins situats a poca profunditat. A partir de Hannington i Herzig (1997), modificat.

**Tabla 2.1.** Algunos ejemplos actuales de centros exhalativos submarinos situados a poca profundidad. A partir de Hannington y Herzig (1997), modificado.

Nom	Situació	Context	Profunditat	Tipus de mineralització
Reykjanes Ridge	Islàndia	dorsal mig-oceànica	500 m	dipòsit d'anhidrita (*)
Volcans de Kasuga	Marianes	volcans d'arc insular	400 m	òxids de Fe-Mn de baixa T
Esmeralda Bank	Marianes	volcans d'arc insular	300 m	S natiu
Kolbeinsey Ridge	Islàndia	dorsal mig-oceànica	100 m	sulfurs piritics de baixa T (*)
Volcà d'Ushishir	Illes Kurils	volcans d'arc insular	<50 m	S natiu
Myojinsho	Izu-Bonin	volcà d'arc	1000 m	sulfurs polimetàl·lics i barita
Santorini	Mar Egeu	volcà d'arc	40 m	siderita-òxids de Fe-Mn, baixa T
Rabaul Crater	New Britain	volcà d'arc	30 m	òxids de Fe-Mn de baixa T
Thalasea	New Britain	volcà d'arc	0 m	fangs piritífers i reemplaçaments
Kagoshima	Kyushu	arc afectat per <i>rift</i>	80 m	vetes de sulfurs en el sediment(*)
Fushime	Kyushu	arc afectat per <i>rift</i>	0 m	Sulfurs polimetàl·lics (*)
Edison Seamount	Tabar-Feni	<i>rift</i> d'avant arc	1000 m	pirita en vetes i disseminada
Volcà Piip	Aleutianes	<i>rift</i> de rera-arc	400 m	carbonat i sulfurs disseminats
Calypso Vents	Taupo	<i>rift</i> de rera-arc	170 m	dipòsit d'anhidrita (*)
Punta Banda	Califòrnia	conca marginal amb falles	30 m	sulfurs piritics de baixa T (*)
Punta Mita	Bloc de Jalisco	<i>rift</i> continental	10 m	carbonat i sulfurs piritics

(\*) Indicis en els que hi ha ebullició.  
 (\*) *Indicios en los que hay ebullición.*

cerussita i anglesita, i or natiu (fins a 43 ppm). Associada a aquestes vetes apareix una alteració hidrotermal que genera argiles, sílice amorfa i quantitats més baixes d'alunita. Una part menys important de la mineralització la constitueixen els fangs i hialoclastites alterats, que encaixen disseminacions de pirita. També a Nova Guinea, a les illes de Tabar-Feni, es descriuen altres sistemes hidrotermals de poca profunditat (de 5 a 10 m), en el qual es produeix la precipitació d'aragonit i oxihidròxids de Fe amb elevats continguts en As, Co i V (Pichler, 1996).

## 2.9 EFECTES DE LA DIAGÈNESI, EL METAMORFISME I LA DEFORMACIÓ SOBRE ELS DIPÒSITS SEDEX FÒSSILS

### 2.9.1 *Diagènesi*

Ja durant la diagènesi tenen lloc canvis mineralògics, com és el cas de la transformació de wurtzita a esfalerita (Stanton, 1985). També tenen lloc canvis texturals, com són el sobrecreixement de la pirita esferoidal i framboïdal per pirita idiomòrfica (McClay, 1991), i l'augment de la mida de gra de molts precipitats (Stanton, 1985).

### 2.9.2. *Metamorfisme*

Són molts els exemples fòssils de dipòsits de tipus sedex afectats per deformació i metamorfisme, que es troben citats a la bibliografia, per exemple: Cinco Villas (Zn-Pb-Fe-F-Ba) al Pirineu Occidental (Pesquera i Velasco, 1993, 1997), Pegmont (Pb-Zn) a Queensland (Vaughan i Stanton, 1986), Abu-Samar (Zn-Cu-Mn-Ba) al Sudan (El Samani *et al.*, 1986), Aguilar (Zn-Pb-Ag) a l'Argentina (Gemmell *et al.*, 1992), etc.

El metamorfisme (regional i de contacte) tendeix a esborrar els trets texturals i mineralògics primaris i diagenètics dels dipòsits als quals afecta. Per exemple, la zonació química i mineralògica que presenten els dipòsits recents, és difícil de reconèixer en els dipòsits metamorfitzats. De la mateixa manera, l'absència de criteris que permetin establir clarament la seqüència paragenètica de les associacions de sulfurs és característica dels dipòsits metamorfitzats (Stanton, 1972).

El metamorfisme que afecta als dipòsits origina una sèrie de textures com a conseqüència del reequilibri de les diferents associacions enfront de les noves condicions de P i T. Aquestes textures són essencialment textures de recristal·lització, i no afecten per igual a tots els minerals. En general, els sulfurs són més susceptibles que els silicats als fenòmens de recristal·lització (Buerger, 1928).

Les textures que en resultaran no tan sols depenen de les condicions P i T assolides, sinó que hi ha molts factors que hi influeixen, com són la textura prèvia i la naturalesa de la matriu que envolta els minerals. En qualsevol cas, el concepte fisicoquímic d'energia interfacial relativa de les diferents fases és el més important determinant dels processos que tenen lloc durant el metamorfisme (McDonald, 1967).

La recristal·lització metamòrfica en els sulfurs produeix el desenvolupament de textures granoblàstiques poligonals; amb els contactes entre grans en "punts triples" amb unions a 120° (*annealing*) (McClay i Ellis, 1983). El creixement cristal·lí està controlat per processos de difusió, i té lloc degut a la tendència de minimitzar l'energia lliure interfacial (Burke i Turnbull, 1952).

En molts cassos es detecta una remobilització local de la mineralització (Pesquera i Velasco, 1993).

Els efectes del metamorfisme de contacte sobre un dipòsit de sulfurs massissos no són els mateixos que els que provoca el metamorfisme regional. En molts cassos el contacte, produït per una intrusió de caràcter fèlsic, pot venir acompanyat de metasomatisme, que altera el quimisme original del dipòsit. Per tant, a part d'incrementar el tamany de gra dels sediments, i orginar noves paragènesis a partir de reaccions metamòrfiques, s'aporten metalls alliberats durant la desgassificació de la intrusió, que precipiten en forma de reemplaçaments (Stanton, 1985).

El metamorfisme produeix importants transformacions mineralògiques en les exhalites. Com a conseqüència es formen paragènesis (metaexhalites) totalment diferents de les que es troben en els dipòsits actuals o recents. Si tenim en compte que la composició de les metaexhalites depèn de la composició del protòlit (exhalites), una forma de classificar aquests sediments químics i els seus derivats metamòrfics és a partir del seu

quimisme predominant (Plimer, 1986; Melgarejo *et al.*, 1997). Els principals grups que es poden establir són: exhalites feldspàtiques, silíciques, bòriques, bàriques, manganoses, ferromagnesianes, calcosilicatades, zínciques, vanàdiques, sulfatades i fosfatades.

Les associacions de silicats producte del metamorfisme d'exhalites presenten unes peculiaritats remarcables (Stanton, 1985):

I- El metamorfisme rarament aconsegueix equilibrar químicament les paragènesis; això es manifesta en les fortes variacions composicionals que s'observen d'un gra a l'altre, i fins i tot en el patró que segueix la zonació d'alguns minerals com els granats.

II- Molts silicats presenten una composició atípica com a conseqüència de la interacció amb els sulfurs; usualment les clorites associades a sulfurs són més magnèsiques, i els granats solen tenir continguts elevats en Ca i Mn.

III- Les paragènesis són molt complexes. En molts cassos coexisteixen en aparent equilibri petrogràfic minerals que normalment segueixen seqüències paragenètiques de progradació-retrogradació (clorita, moscovita, biotita, almandina, estauroilita, sil·limanita i cianita). Un fenomen molt estès és la presència de determinats minerals metamòrfics que coexisteixen exclusivament en associació amb els dipòsits de sulfurs estratiformes, i en aparent discordança respecte a les paragènesis metamòrfiques regionals. Les associacions metamòrfiques solen variar sistemàticament segons la fàcies mineralitzada que contenen (sulfurs massissos, chert, carbonats...).

### Exemples de metaexhalites

a- *Quarsites*: Els nivells de quarsita presents en relació a alguns dipòsits metamorfitzats (p.ex. Aguilar, Argentina) han estat interpretades com el producte del metamorfisme de cherts exhalatius (Gemmell *et al.*, 1992).

b- *Nivells rics en silicats de Mn*: Representarien l'equivalent metamòrfic de sediments exhalatius de Fe i Mn (Gemmell *et al.*, 1992, Escusa i Melgarejo, 1998).

c- *Nivells calcosilicatats*: El metamorfisme d'una exhalita calcosilicatada produeix una

mineralogia similar a la dels *skarns*: wol·lastonita, quars, calcita, epidota, diòpsid, actinolita i tremolita, vesubianita i escapolita. En algunes ocasions el contingut en Mn d'aquestes paragènesis és inusualment elevat (Gemmell *et al.*, 1992).

d- *Turmalinites*: S'interpreten sovint com a resultat del metamorfisme de precursors exhalatius rics en bor (Pesquera i Velasco, 1997).

Altres exemples de minerals metamòrfics i els seus possibles precursors són: almandina a partir de chamosita precursora, biotita a partir de chamosita i montmoril·lonita fèrrica (Hackett i Bischoff, 1973), i cordierita a partir de sudoïta (Stanton, 1985).

### 2.9.3. Deformació

Entre les microestructures i textures de deformació més abundants descrites en dipòsits de sulfurs massissos remarcarem:

I- Estructures de deformació del sediment tou: *slumping*. Es produeixen com a resultat de la deformació plàstica sinsedimentària (Gardner i Hutcheon, 1985).

II- Fracturació de la piritita amb reompliment de les fractures per galena i calcopiritita, com a conseqüència de la diferent resposta mecànica que presenten aquests minerals enfront de la deformació. Es produeixen textures cataclàstiques o porfiroclàstiques. A baixes temperatures la piritita té un comportament fràgil, mentre l'esfalerita, la calcopiritita, la galena i la pirrotina es deformen ductilment; els lliscaments (*creep*), dislocacions, maclat i recristal·lització són els principals mecanismes de deformació (Pesquera i Velasco, 1993). Si la deformació va acompanyada de metamorfisme, la resposta de la galena i la piritita (ambdues de gra fi) és molt similar; a temperatures al voltant de 300°C el mecanisme de deformació tant de la galena com de la piritita és la dissolució per pressió, i l'esforç necessari perquè es produeixi la deformació és extremadament baix (McClay, 1991).

III- Plegament, que afecta tant als sulfurs com als silicats. Tanmateix degut a que al voltant dels 300° C molts sulfurs experimenten una forta caiguda del seu esforç diferencial (*differential*



*stress*) i es comporten plàsticament (Kelly i Clark, 1975), els nivells rics en sulfurs acumulen molta més deformació que l'ençaixant silicatat, i en conseqüència, la diferent competència entre els nivells de sulfurs i els d'ençaixant afavoreix la formació de plecs intrafoliació i encavalcaments (Pesquera i Velasco, 1989). Moltes vegades es produeix una remobilització dels sulfurs cap als eixos dels plecs; els sulfurs es remobilitzen segons l'esquistositat de pla axial, i sovint recristal·litzen seguint la orientació preferencial del clivatge.

Una dissolució per pressió intensa en els grans de sulfurs en pot produir una orientació preferent

(McClay i Ellis, 1983). L'esquistositat pot generar ombres de pressió al voltant de cristalls més competents (silicats) on s'acumulen els sulfurs, menys competents.

IV- Boudinage dels nivells d'exhalites (més competents) amb acumulació dels sulfurs (menys competents) en les fractures, i estructures de *pull-apart*, amb reompliment de les microfractures per les fases remobilitzades. Estructures d'aquest tipus es desenvolupen sovint en intercalacions de barita, chert i sulfurs, per exemple en els dipòsits de Pb-Zn de la Serralada Canadenca Septentrional (McClay, 1991).

## 2.10. EL SISTEMA HIDROTERMAL DE PUNTA MITA: UN EXEMPLE DE DIPÒSIT EXHALATIU SUBMARÍ ACTUAL

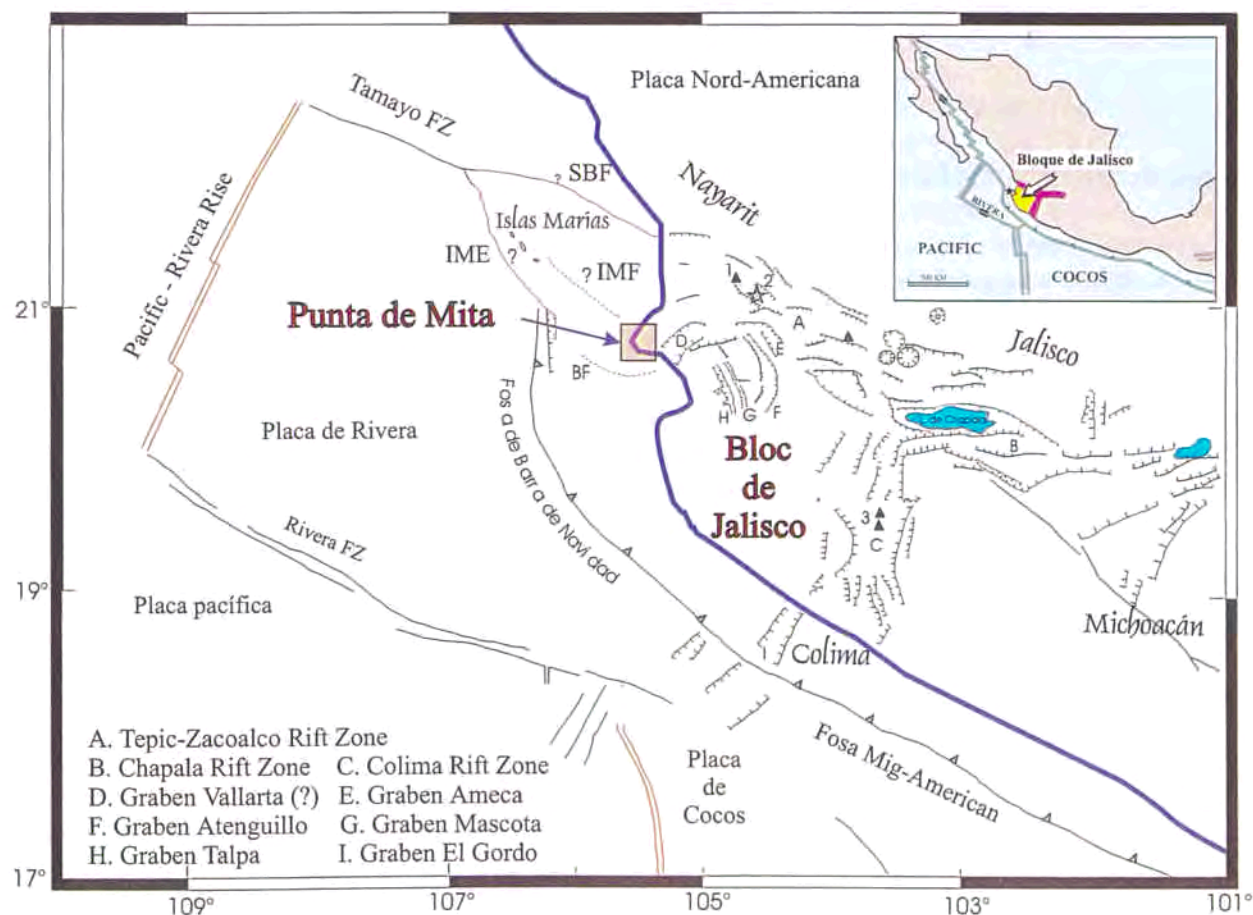
### 2.10.1. INTRODUCCIÓ

Molt a prop de la península de Punta Mita, la costa pacífica de l'estat de Nayarit (Mèxic), es localitza la fissura de Coronas (Figura 2.10). La fissura se situa uns 15 quilòmetres al Nord de la ciutat de Puerto Vallarta (Jalisco).

Aquesta fissura és hidrotermalment activa; a través d'un seguit de surgències hidrotermals alineades al llarg de la fractura es produeix una emissió de fluid hidrotermal (líquid i gas) al fons marí, a poca distància de la línia de la costa. Els pescadors locals fa anys que coneixen l'existència d'aquestes emissions, delatada per les bombolles que es poden observar en superfície. La profunditat en que té lloc

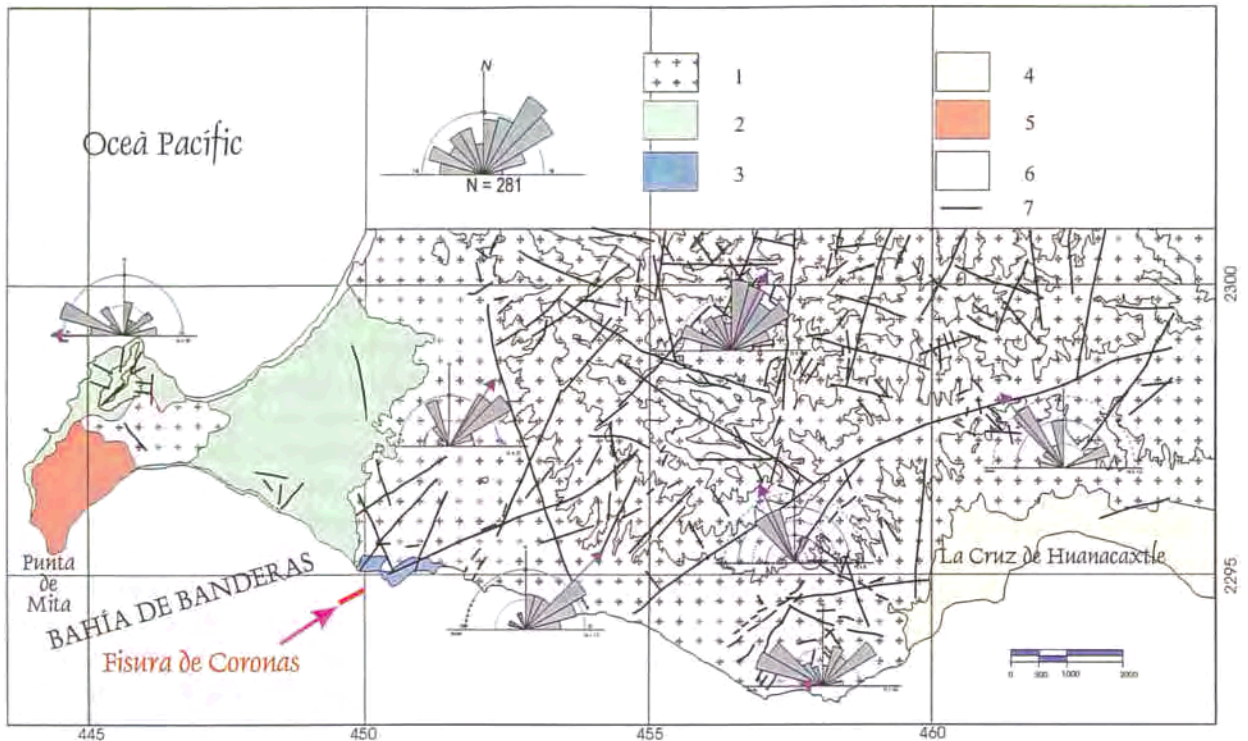
la descàrrega hidrotermal és molt soma, entre 9 i 13 m. L'accessibilitat que això suposa ha permès realitzar un mostreig i cartografia convencionals, mitjançant unitats *SCUBA*. Com a conseqüència de l'activitat hidrotermal es produeix una acumulació de precipitats al fons marí, més una sèrie de processos d'alteració de la litologia encaixant.

Les manifestacions hidrotermals submarines de Punta Mita ens proporcionen una oportunitat única per estudiar els minerals precipitats, la interacció fluïd-roca, per modelitzar la formació de dipòsits hidrotermals submarines a poca profunditat, i comparar-ho amb altres dipòsits, ja siguin exemples actuals de gran profunditat, o bé exemples fòssils, com els que són objecte d'estudi en aquesta tesi.



**Figura 2.10.** Esquema estructural del *Bloque de Jalisco*. Situació de la península de Punta Mita. A partir de les dades de Sedlock *et al.* (1993), i Ferrari *et al.* (1994).

**Figura 2.10.** Esquema estructural del *Bloque de Jalisco*. Situación de la península de Punta Mita. A partir de datos de Sedlock *et al.* (1993), y Ferrari *et al.* (1994).



**Fig. 2.11.** Mapa geològic de la península de Punta Mita. Situació de la Fisura de Coronas. 1, granitoids; 2, basalt; 3, bretxes volcàniques; 4, gresos; 5 conglomerats; 6 sediment de platja; 7, liniacions. Prolet *et al.* (2001).

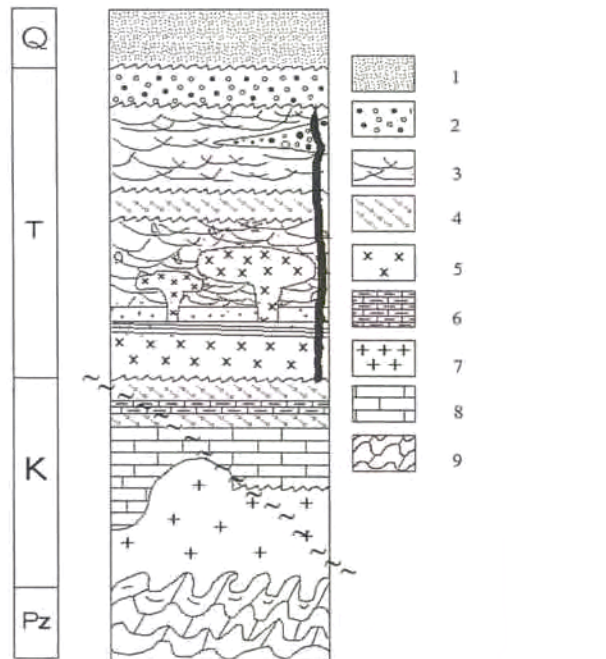
**Fig. 2.11.** Mapa geológico de la península de Punta Mita. Situación de la Fisura de Coronas. 1, granitoides; 2, basalto; 3, brechas volcánicas; 4, areniscas; 5 conglomerados; 6 sedimentos de playa; 7, lineaciones. Prol *et al.* (2001).

**2.10.2. MARC GEOLÒGIC REGIONAL**

La zona d'estudi se situa en la intersecció entre el *Cinturón Volcánico Mexicano* i el Golf de Califòrnia, zona que es caracteritza per una intensa activitat volcànica i una evolució tectònica molt complexa (Figura 2.10).

En el Continent, el *Cinturón Volcánico Mexicano* separa la *Sierra Madre Occidental* (al Nord), del *Bloque de Jalisco* al Sud. A l'oceà, la placa de Rivera és un fragment d'escorça oceànica parcialment subduït per sota del *Bloque de Jalisco*. Precisament el moviment diferencial entre la Placa de Rivera i les plaques de Cocos i Pacífica és la causa de la separació i elevació del *Bloque de Jalisco* respecte a la placa nord-americana. El sistema de falles predominantment normals del *Cinturón Volcánico Mexicano*, que al Sud de Guadalajara defineixen un punt triple, independitzen el *Bloque de Jalisco* com a microplaca (Luhr *et al.*, 1985). Aquesta tectònica extensional genera un *rift* d'edat plioquaternària, que coincideix espacial i temporalment amb una zona de subducció.

La *Sierra Madre Occidental* està constituïda per sèries pelítiques i carbonatades intruïdes per



**Figura 2.12.** Columna sintètica de Punta Mita. 1, sediments no consolidats; 2, conglomerat; 3, dipòsits piroclàstics; 4, gresos; 5 basalt; 6 gresos i llims; 7, granitoids; 8, calcàries; 9, gneiss i calcoesquists. Segons Prol *et al.* (2001).

**Figura 2.12.** Columna sintética de Punta Mita. 1, sedimentos no consolidados; 2, conglomerado; 3, depósitos piroclásticos; 4, arenisca; 5, basalto; 6 areniscas y llimos; 7, granitoides; 8, calizas; 9, gneiss y calcoesquists. Según Prol *et al.* (2001).

batòlits oligocens. Tanmateix, el conjunt està en gran part recobert per andesites i cendres volcàniques àcides d'edat oligocena a miocena.

El *Cinturón Volcánico Mexicano* està format per volcans andesítics i dacítics amb una edat que va del Miocè a l'Holocè (Nixon *et al.*, 1987).

El *Bloque de Jalisco*, al NW del qual s'emmarca la zona de Punta Mita, consisteix majoritàriament en un gran batòlit d'edat cretàica que genera relleus molt vigorosos, que assoleixen els 2600 m d'alçada. Localment hi ha esquistos i fil·lites amb estauroilita, els quals representen restes del basament on van intruir els granitoids. La composició dels granitoids varia entre granítica i diorítica.

Les roques plutòniques estan parcialment recobertes per cendres silíciques generades durant un vulcanisme àcid d'edat cretàica a paleocena (Ryghter *et al.*, 1995), i localment per sèries sedimentàries marines. Aquests sediments afloren prop de Puerto Vallarta.

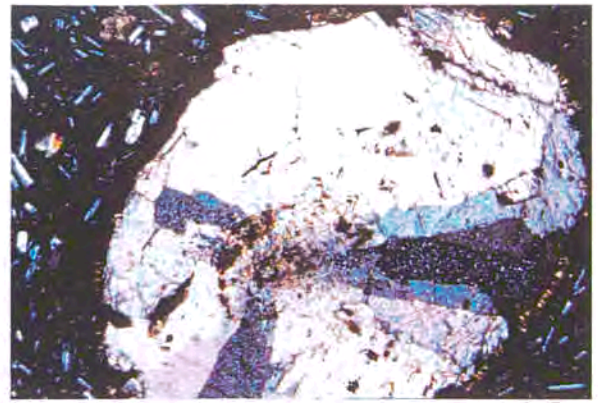
Per últim, afloren uns basalts del Miocè Superior, que localment recobreixen la resta d'unitats.

### 2.10.3. ENTORN GEOLÒGIC DE LA FISSURA DE CORONAS

A la Península de Punta Mita, enfront de la qual es localitza la fissura de Coronas (Figura 2.11), afloren unitats amb edats que van del Paleozoic fins al Quaternari (Fig. 2.12). Les roques del basament paleozoic estan representades per gneissos quars feldspàtics i calcoesquists intensament deformats.

La seqüència cretàica consta d'unitats de calcàries a la base, seguides d'intercalacions de llims i gresos amb matriu carbonatada als termes superiors. El conjunt de materials esmentats és intruït per granitoids (essencialment granodiorites) d'edat cretàica. Associada a aquestes intrusions es desenvolupa una aurèola de contacte en la qual els nivells calcaris estan recristallitzats com a marbres.

Discordantment per sobre de la seqüència i els materials intrusius d'edat cretàica es disposen una sèrie d'unitats terciàries. Les unitats terciàries inclouen roques volcàniques, intrusives i sedimentàries. La base de la seqüència terciària consisteix en laves basàltiques i dipòsits piroclàstics, ambdós tallats per dics subverticals de composició basàltica, que corresponen als canals d'alimentació dels fluxos de lava. Els fluxos de lava estan intercalats amb nivells terrígens contemporanis al vulcanisme. La seqüència basàltica descrita



**Figura 2.13.** Vacuola reomplerta per calcita. Basalts de la Península de Punta Mita. Llum transmesa, amb analitzador. Amplitud del camp 6 mm.

*Figura 2.13. Vacuola rellena por calcita. Basaltos de la Península de Punta Mita. Luz transmitida, con analizador. Amplitud del campo 6 mm.*

anteriorment està coberta per alternances de gresos i conglomerats, amb alguna intercalació ignimbrítica. Aquests conglomerats d'edat terciària es caracteritzen per ser polimíctics i estar mal classificats. Inclouen clastos de granodiorita, granit, gneiss, ignimbrita i basalt.

El conjunt de les unitats descrites està afectat per un sistema de liniacions N42°E, N20°E i N68°E. Aquesta darrera direcció coincideix amb la de la fissura de Coronas (Figura 2.11). A terra ferma s'ha constatat que algunes d'aquestes liniacions corresponen a vetes reomplertes de calcita i pirita.

La fissura es localitza uns 500 metres mar endins, al SW de la costa meridional de la Península de Punta Mita. L'encaixant de la fractura consisteix en els basalts miocens, que estan parcialment recoberts per una capa de sediments de plataforma sense consolidar d'escassa potència.

#### 2.10.3.1. ROQUES VOLCÀNIQUES

La fissura de Coronas és una fractura desenvolupada en roques basàltiques alterades en grau variable. La mineralogia d'aquests basalts és relativament simple en zones no alterades, com a Punta Negra o Playa Bahía. Estan constituïts per fenocristalls idiomorfs de plagiòclasi i d'augita inclosos en una matriu formada per micròlits de plagiòclasi més vidre volcànic. Com a minerals accessoris abunden magnetita i ilmenita. Aquests basalts són molt rics en vesícules arrodonides, de menys d'un centímetre de diàmetre (Fig. 2.13).

### Geoquímica dels basalts

S'han realitzat anàlisis d'elements majors i traces de 10 mostres de basalt. D'aquestes, 2 provenen de la fissura de Coronas, i la resta dels afloraments costaners del litoral de la península de Punta Mita, a les proximitats de la mineralització.

Quan les mostres es projecten en els diferents diagrames geoquímics (Figura 2.14), apareixen força agrupades, tret de les mostres que constitueixen l'encaixant de la fissura, i que estan molt alterades per l'acció de l'aigua marina i pel fluid hidrotermal. Com a efectes de l'alteració hidrotermal es produeix enriquitment en Ba (1248 i 2565 ppm) i en Ca. Aquest darrer s'explica per la presència de calcita originada per l'activitat hidrotermal.

En el diagrama de classificació de roques de Winchester i Floyd (1977), totes les mostres es projecten en el camp dels basalts, a excepció d'una mostra submarina (a l'encaixant de la fissura), que està molt empobrida en Ti com a conseqüència d'haver sofert una alteració hidrotermal més forta.

El caràcter alcalí d'aquests basalts queda perfectament reflectit en el diagrama de Irvine i Baragar (1971). En canvi, la projecció de les anàlisis en el diagrama de Ti-Zr-Sr de Pearce i Cann (1973)

indica que es tractaria de sèries calcoalcalines. Tanmateix, cal tenir en compte que el Sr és un element relativament mòbil en medis hidrotermals (Rollinson, 1993).

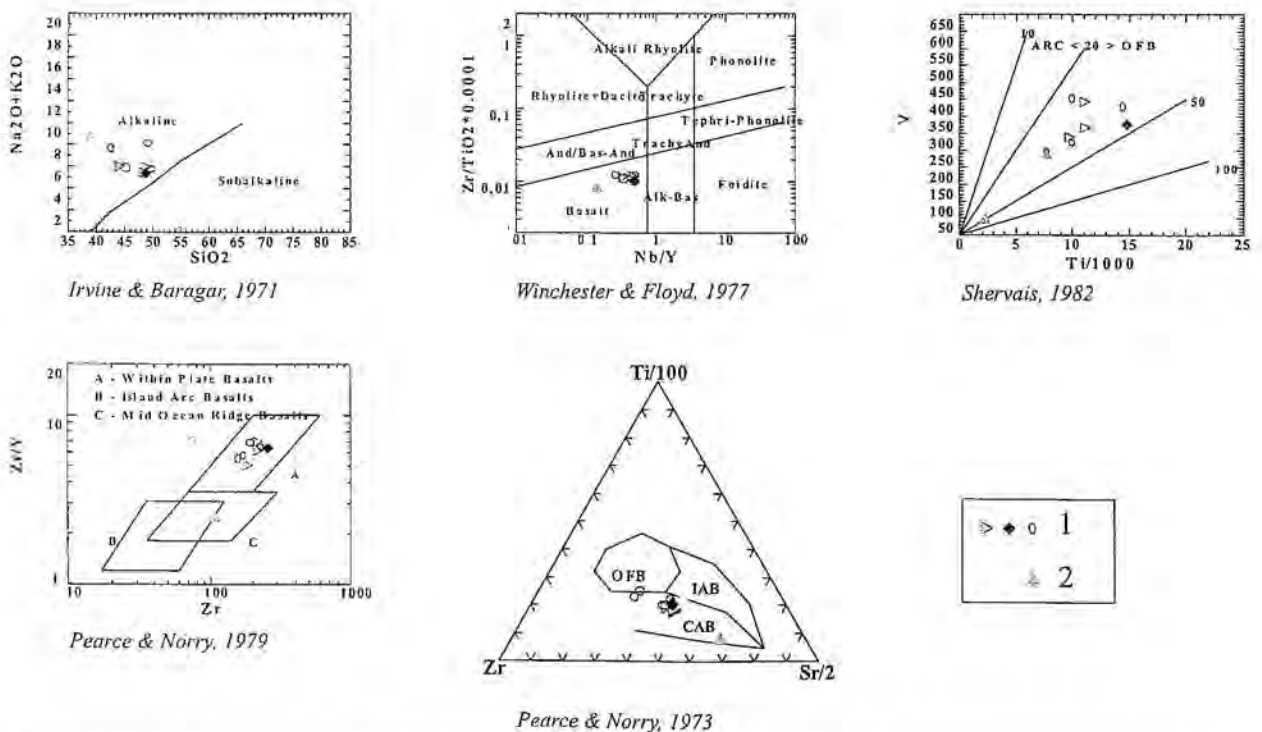
En el diagrama de Pearce i Norry (1979), la relació entre Y i Zr ens indica que aquests basalts són d'intraplaca, la qual cosa és recolzada per la relació entre V i Ti del diagrama de Shervais (1982).

En conclusió, els basalts que constitueixen l'encaixant de la fissura de Coronas, són basalts alcalins d'intraplaca, formats en relació a un *rifting* continental lligat a la tectònica extensional miocena-recent descrita en el *Bloque de Jalisco* (Fig. 2.10).

#### 2.10.3.2. Sediments de plataforma

Aquests sediments, que recobreixen parcialment els basalts i algunes de les sorgències de menys entitat, estan constituïts per una mescla de grans detrítics d'origen divers i de fragments esquelètics. Únicament estan consolidats a les immediacions dels centres emissors, on el carbonat que hi precipita cimentava els grans.

Els fragments detrítics provenen d'àrees font molt variades: són de roques volcàniques àcides,



**Figura 2.14.** Projecció de les anàlisis químiques de basalts de Punta Mita, en diagrames geoquímics de discriminació de basalts. 1, Mostres procedents dels afloraments costaners; 2, mostres de l'encaixant de la fissura de Coronas.

**Figura 2.14.** Proyección de los análisis químicos de basalts de Punta Mita, en diagramas geoquímicos de discriminación de basalts. 1, Muestras procedentes de los afloramientos costeros; 2, muestras del encajante de la fisura de Coronas.

de basalts i, més rarament, de granitoides. Predominen els grans monominerals, però són abundants els fragments de roca. Els grans presenten una granulometria variable, en alguns casos assoleixen les 500  $\mu\text{m}$ , i es poden classificar-se com a sorra mitjana. La morfologia dels grans va d'angulosa a subangulosa, cosa que indica que en cap cas l'àrea font pot ser molt llunyana. En el cas dels fragments de roca poden assolir mides superiors, sobretot en el cas dels fragments despresos del propi basalt.

Per ordre d'abundància, els components detrítics són els següents: plagiòclasi, augita, magnetita i ilmenita, microclina, quars, hornblenda, calcita i pirita.

La plagiòclasi, que rarament està alterada, desenvolupa maclat polisintètic segons la llei de l'albita i, en molts casos, una zonació concèntrica. Alguns cristalls presenten inclusions fluides.

L'augita és molt abundant, es presenta en cristalls fragmentats però sense alterar.

La magnetita i la ilmenita estan parcialment reemplaçades per sulfurs de ferro. En molts casos, els cristalls de magnetita presenten exsolucions d'hematites i ilmenita.

La microclina i el quars són escassos, i provenen del plutó granític de Punta Mita.

Més rars són els fragments de calcita espàtica procedents dels filons hidrotermals reconeguts a la península de Punta Mita. La presència de grans de pirita s'explica per la remobilització i resedimentació de la mineralització submarina hidrotermal.

#### 2.10.4. MORFOLOGIA DE LES MANIFESTACIONS HIDROTERMALS I CARACTERÍSTIQUES DEL FON

La fissura es pot seguir al fons del mar al llarg d'uns 400 metres, a profunditats que varien entre 9 i 11 metres. La direcció de la fissura és de N70°E. L'emissió dels fluids hidrotermals es focalitza en una sèrie de surgències disposades al llarg de la fissura (Fig.2.15-16). En moltes ocasions els punts d'emissió estan separats únicament per uns pocs metres.

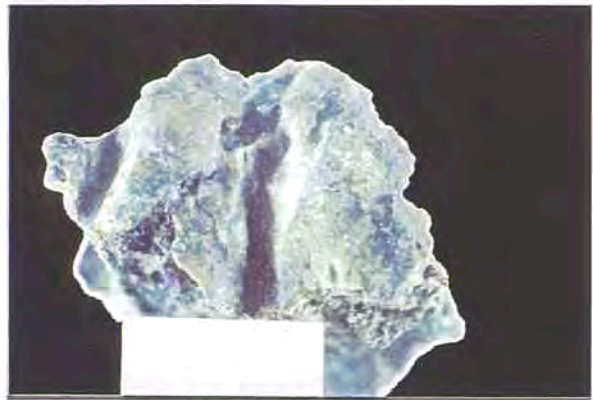
Es produeix emissió d'un fluid hidrotermal aquós, més una fase gasosa que es manifesta en forma de bombolles, que faciliten la localització en superfície d'aquestes manifestacions. La temperatura de les emanacions hidrotermals en les zones emissió està al voltant dels 80°C. Les mesures de pH mostren una variació de valors des del fons, a les zones d'emissió (6.7), fins a la superfície (7.9).

L'emissió del fluid es produeix intermitentment, en polsos que tenen lloc en un període d'alguns segons. Això és particularment evident en les



**Figura 2.15.** Aspecte d'una surgència hidrotermal. Amplitud del camp 1,5 m.

**Figura 2.15.** Aspecto de una surgencia hidrotermal. Amplitud del campo 1,5 m.



**Figura 2.16.** Secció del conducte d'ascens del fluid hidrotermal.

**Figura 2.16.** Sección del conducto de ascenso del fluido

surgències de majors dimensions. A tan poca profunditat, el fons està sotmès a l'acció de l'onatge i les tempestes. Cal afegir-hi també l'efecte de les corrents de fons. Tot això impedeix la formació de veritables xemeneies. Únicament s'arriben a formar acumulacions de precipitats (*mounds*) al voltant de les surgències, amb un escàs desenvolupament vertical. Bona part dels precipitats es remobilitzada sota l'acció de les corrents.

El fet de que la profunditat on es formen aquestes manifestacions es molt escassa (de 9 a 11 m), condiciona la morfologia i característiques de les surgències i les acumulacions de precipitats hidrotermals.

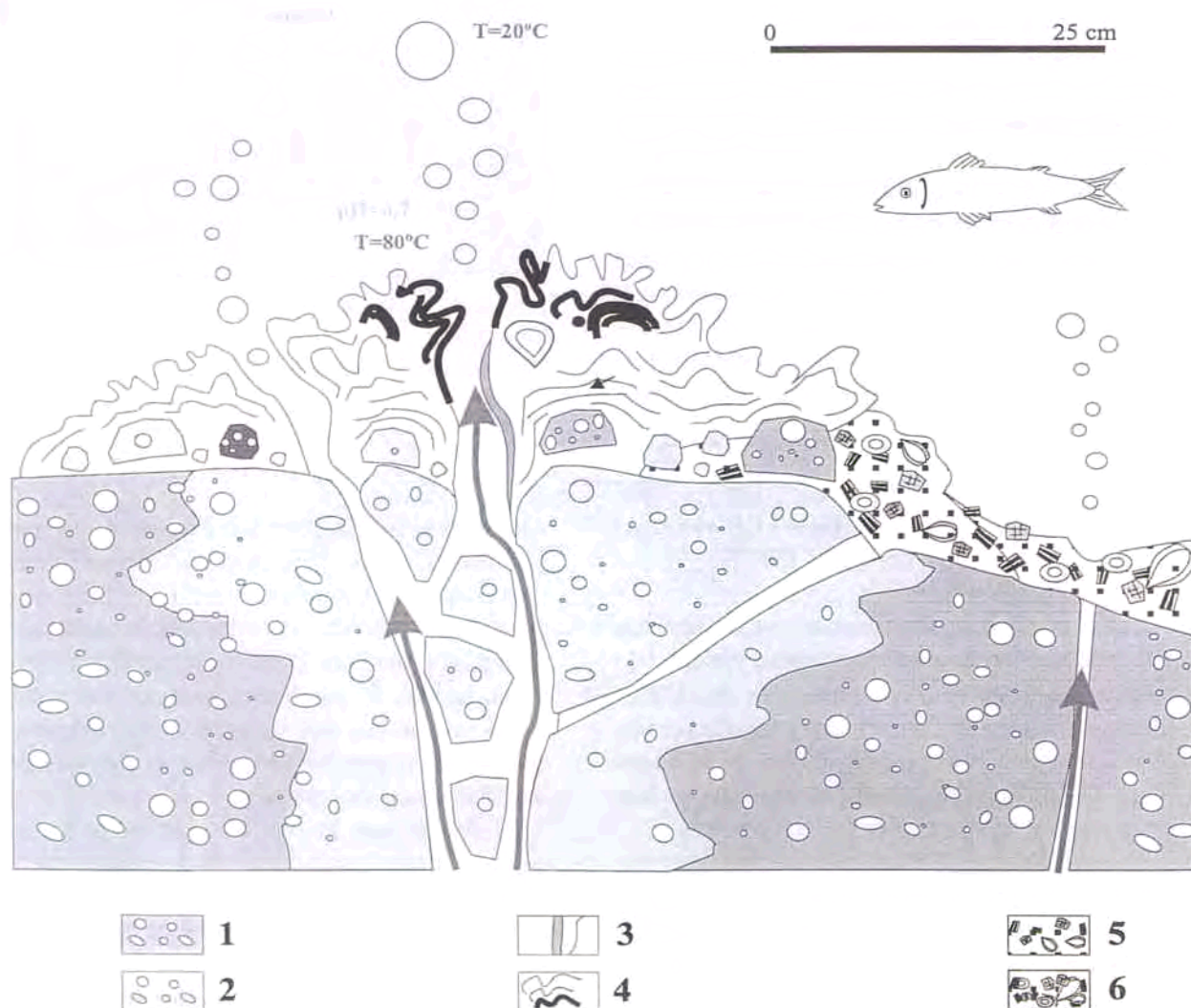
Una capa de sediments sorrencs de plataforma sense consolidar cobreixen parcialment el fons marí. Tanmateix, el gruix d'aquesta capa no supera en cap cas uns pocs decímetres. Les surgències menors en molts casos es formen per sota d'aquesta cobertura sorrenca, de manera que les bombolles brollen a través de la sorra.

### 2.10.4.1. Ecosistema

El fons marí a la zona de la fissura de Coronas es caracteritza per trobar-se a la zona fòtica degut a l'escassa profunditat i ser un fons plenament oxigenat (Figura 2.15). La presència de surgències incrementa lleugerament la temperatura del fons, però aquest augment únicament és significatiu a les immediacions de les zones d'emissió. Per tot això, l'ecosistema bentònic instal·lat a la zona de la fissura de Coronas no presenta grans diferències amb l'ecosistema

predominant a la resta de fons sorrencs de profunditat similar, amb l'excepció dels microorganismes amb requeriments o tolerància especials que es poden desenvolupar exclusivament a l'interior de les surgències, on les condicions del medi són hostils a les comunitats convencionals, no especialitzades.

Entre els organismes que han estat detectats a partir de fragments esquelètics presents en el sediment destaquen per la seva abundància briozous, bivalves, gasteròpodes, equinoderms, foraminífers i algues calcàries.



**Figura 2.17.** Model esquemàtic de l'estructura dels dipòsits, amb indicació de la distribució de facies, temperatura i pH. 1, basalt sense alterar; 2, basalt alterat; 3, carbonatohidroxiapatit; 4, calcita bandada amb sulfurs; 5, sorra consolidada per calcita; 6, sorra sense consolidar.

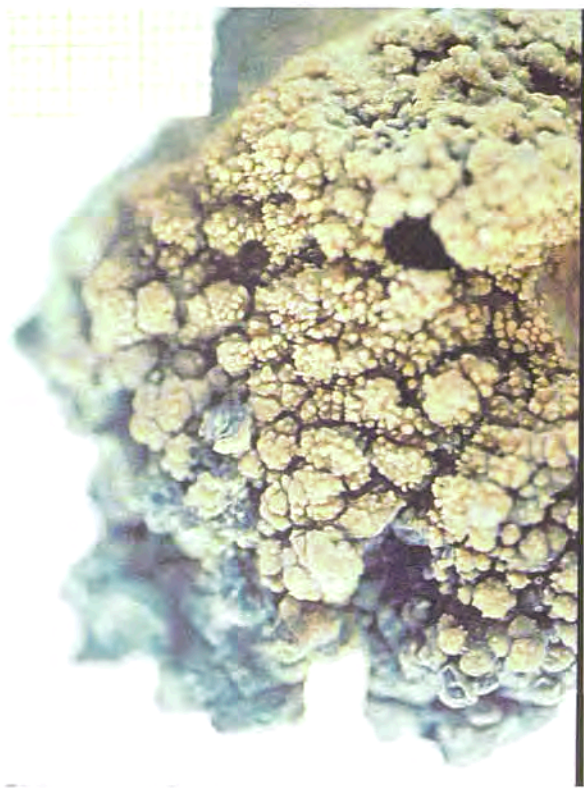
**Figura 2.17.** Modelo esquemático de la estructura de los depósitos, se indica la distribución de facies, temperaturas y pH. 1, basalto sin alterar; 2, basalto alterado; 3, carbonatohidroxiapatito; 4, calcita bandeada con sulfuros; 5, arena consolidada por calcita; 6, arena sin consolidar.

### 2.10.5. ESTRUCTURA DEL DIPÒSIT

A la fissura de Coronas s'estan generant a l'actualitat acumulacions de precipitats originats en part per reemplaçament de la roca encaixant, i també com a precipitats directes del fluid hidrotermal (Fig. 2.18).

Els precipitats directes arriben a edificar autèntiques "xemeneies" al voltant dels conductes per on s'emeten els majors volums de fluid hidrotermal (Fig. 2.16). Tanmateix, aquestes "xemeneies" presenten molt poc desenvolupament, degut sobretot a l'acció de les intenses corrents de fons. Moltes vegades, quan el cabal de les emissions és molt reduït, la sorra pot recobrir les surgències.

L'estructura de les "xemeneies" consisteix en agregats de carbonat al voltant de la zona d'emissió hidrotermal. Normalment el carbonat és massís a la base i desenvolupa formes irregulars (arborescents) a la superfície (Figs. 2.18-19). Recobrint la superfície es formen fines capes i creixements pel·liculars de sulfurs, majoritàriament de ferro, que lateralment estan reemplaçats per hidròxids.



**Figura 2.18.** Estructura d'aparença «arborescent» dels agregats de calcita de la superfície del mound.  
*Figura 2.18. Estructura de apariencia «arborescente» de los agregados de calcita de la superficie del mound.*

En algunes surgències el dipòsit està constituït predominantment per fragments de mineralització resedimentats i de vegades, parcialment cimentats (Figura 2.15).

A les zones més distals, així com a les sorgències de menor entitat, les estructures consisteixen en acumulacions detrítiques i bioclàstiques cimentades per calcita de gra fi.

### 2.10.6. MINERALOGIA I TEXTURA DEL DIPÒSIT

Tot i l'exigu desenvolupament de xemeneies i acumulacions de precipitats hidrotermals, són molts els minerals i molt diverses les textures que apareixen associats a la fissura i la zona d'alteració hidrotermal associada. La composició mineralògica i les característiques texturals presents depenen de molts factors, d'entre els quals destaquen l'antiguitat de la surgència, la magnitud de les emissions i el tipus de roca encaixant amb el qual interacciona el fluid mineralitzant.



**Figura 2.19.** Secció que mostra l'estructura dels carbonats precipitats sobre un fragment de basalt.  
*Figura 2.19. Sección mostrando la estructura de los carbonatos precipitados sobre un fragmento de basalto.*



### 2.10.6.1. Precipitats directes del fluid hidrotermal

A partir del fluid hidrotermal s'originen una sèrie de minerals precipitats, que en alguns casos actuen únicament com a ciment dels sediments detrítics, mentre que d'altres vegades conformen acumulacions que anomenem "xemeneies" al voltant de les surgències.

#### Carbonats

Constitueixen, de lluny, el precipitat més abundant en aquests dipòsits. L'únic carbonat reconegut fins al moment és la calcita, que tanmateix, presenta diverses textures.

En primer lloc hi ha una generació de calcita en cristalls fibrosos d'unes  $250 \times 50 \mu\text{m}$ . Les fibres es disposen en agregats concèntrics gairebé monominerals que defineixen un bandat. Paral·lelament a aquest bandat es disposen moltes inclusions fluides (Fig. 2.20). Aquestes inclusions, de morfologia irregular, assoleixen  $100 \mu\text{m}$ , i majoritàriament són monofàsiques. Els agregats solen presentar cristalls relictos de calcita seguint el bandat concèntric, cosa que indica que han recristallitzat successivament. La morfologia dels agregats és molt variable; normalment, a les zones més internes de la "xemeneia" es desenvolupen agregats monominerals sense porositat, que presenten un bandat molt irregular (Fig. 2.21). Progressivament, cap a les zones més externes, els agregats adquireixen una morfologia lobulada, amb un augment de la porositat (Fig. 2.22). Usualment, la superfície del *mound* està formada per agregats de calcita fibrosa molt irregulars, de morfologia arborescent (Figures 2.18-19).

En segon lloc apareix una generació més tardana de calcita, caracteritzada per formar agregats de gra fi (algunes desenes de  $\mu\text{m}$ ). Aquests agregats conformen el ciment que consolida els grans detrítics i bioclàstics, i moltes vegades reemplacen als agregats fibrosos. Concretament, aquesta calcita és la responsable de que els sediments acumulats al voltant de les surgències estiguin consolidats. Normalment aquesta generació de calcita reomple la porositat que deixen els agregats lobulats de calcita fibrosa, i cimenta els abundants bioclàstics i fragments detrítics que s'hi acumulen.

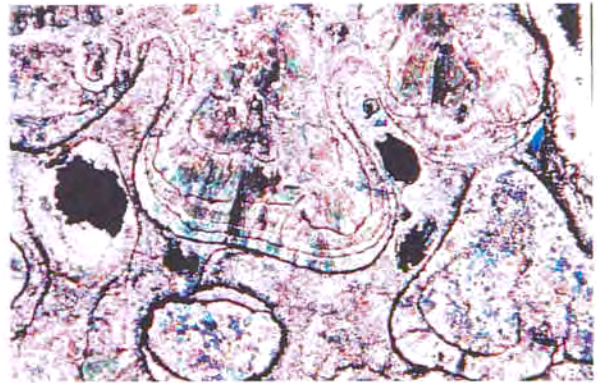
També ha estat reconeguda una calcita en cristalls esparítics que recristallitza i reemplaça l'estructura interna dels bioclàstics.

Tots els carbonats analitzats tenen una composició propera al 100 % en  $\text{CaCO}_3$ . El Mg hi és present en quantitats subordinades (amb un màxim del 4.91



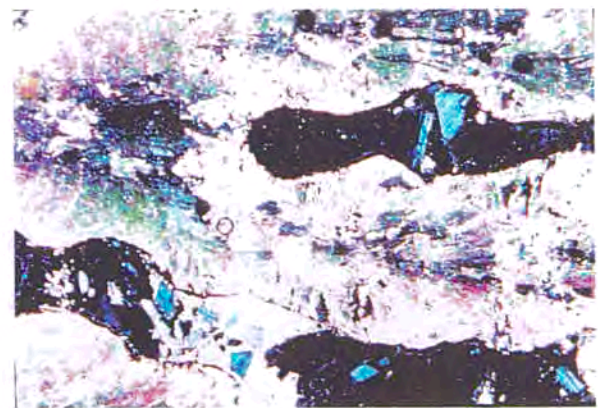
**Figura 2.20.** Calcita fibrosa en textura bandada. LLum transmesa, sense analitzador, amplitud del camp 0,8 mm.

**Figura 2.20.** Calcita fibrosa en textura bandada. Luz transmitida, sin analizador, amplitud del campo 0,8 mm.



**Figura 2.21.** Agregats de calcita fibrosa amb la porositat quasi completament reomplerta per i calcita de gra fi. Zona més interna del *mound*. LLum transmesa, amb analitzador, amplitud del camp 2,6 mm.

**Figura 2.21.** Agregados de calcita fibrosa con la porosidad casi totalmente rellena por calcita de grano fino. Zona mas interna del mound. Luz transmitida, con analizador, amplitud del campo 2,6 mm.



**Fig. 2.22.** Agregats de calcita fibrosa amb la porositat escassament reomplerta per fragments detrítics i calcita de gra fi. Part més superficial del *mound*. LLum transmesa, amb analitzador, amplitud del camp 2,6 mm.

**Fig. 2.22.** Agregados de calcita fibrosa con la porosidad parcialmente rellena por fragmentos detrítics y calcita de grano fino. Parte mas superficial del mound. Luz transmitida, con analizador, amplitud del campo 2,6 mm.

% en pes de  $MgCO_3$  en una mostra) (Fig. 2.23). El contingut en Ba, Fe i Mn no és significatiu en cap cas. Tan sols el Sr i el Na són presents en quantitats significatives. Aquests continguts s'addiuen als que s'esperade carbonats que es formen a partir de l'aigua marina (Moore, 1989).

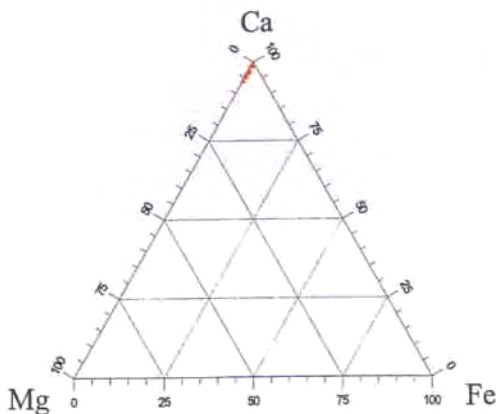
No s'observen variacions composicionals significatives entre les diferents generacions de carbonat fibrós, ni tampoc entre el carbonat fibrós i el microcristal·lí.

### Sulfurs

El sulfur que precipita en major quantitat és la pirita. Tanmateix, la quantitat de pirita que precipita en les surgències és molt petita en relació amb els carbonats. La disposició més habitual d'aquesta pirita és en agregats de gra molt fi amb disposició concèntrica. Aquests creixements recobreixen els agregats en lòbuls de calcita fibrosa a les zones més properes a la sortida dels fluids hidrotermals (Fig. 2.24). En molts casos la pirita també apareix en agregats esferulítics de fins a 100  $\mu m$  de diàmetre (Fig. 2.25). Localment els agregats de pirita es disposen com a recobriments pel·liculars per sobre d'alguns fragments esquelètics acumulats en les zones emissió de fluid (Figura 2.26).

En molts casos, particularment a les zones més allunyades dels conductes emissors, la pirita és reemplaçada per hidròxids de ferro.

Associat als agregats de pirita es detecta la presència de cinabri, en quantitats menors. Aquest cinabri forma agregats de menys de 10  $\mu m$ , que estan disseminats al llarg de les acumulacions de pirita, i també reomplint-ne petites fractures (Figura 2.27).



**Figura 2.23.** Composició química dels carbonats.  
*Figura 2.23.* Composición química de los carbonatos.

### Barita

La barita és bastant abundant. Es desenvolupa en cristalls tabulars de fins a 50 mm de longitud. Aquests cristalls se solen agrupar en agregats radials. Aquests agregats estan associats a calcita, i en alguns casos es disposen com a reompliment de vacúols en el basalt (Fig. 2.28).

### Carbonathidroxilapatit

En el conducte d'emissió del fluid precipita també carbonathidroxilapatit, en forma de crostes que entapissen les parets del conducte. Aquestes



**Figura 2.24.** Capes de pirita associades a agregats de calcita. Porositat reomplerta per bioclasts i fragments detrítics. Imatge SEM-EDS.

*Figura 2.24.* Capas de pirita asociadas a agregados de calcita. Porosidad rellena por bioclastos y fragmentos detriticos. Imagen SEM-EDS.



**Figura 2.25.** Pirita en agregats esferulítics. La longitud de l'agregat és d'unes 100  $\mu m$ .

*Figura 2.25.* Pirita en agregados esferulíticos. La longitud del agregado es de aproximadamente 100  $\mu m$ .

crostes, de gruix inferior a 1 mm, estan constituïdes una fina alternança de capes de calcita i de carbonathidroxilapatit, cadascuna d'elles de menys de 50  $\mu\text{m}$  (Figura 2.29).

#### *Fases minoritàries*

Altres minerals que han estat detectats en quantitats molt menors són galena, baritocalcita i coure natiu.

#### **2.10.6.2. Productes de l'alteració dels basalts**

L'alteració hidrotermal dels basalts consisteix en la pseudomorfització dels fenocristalls d'augita i plagiòclasi, el reompliment de vacúols, i un reemplaçament gairebé total de la matriu vítria:

#### *Alteració dels fenocristalls*

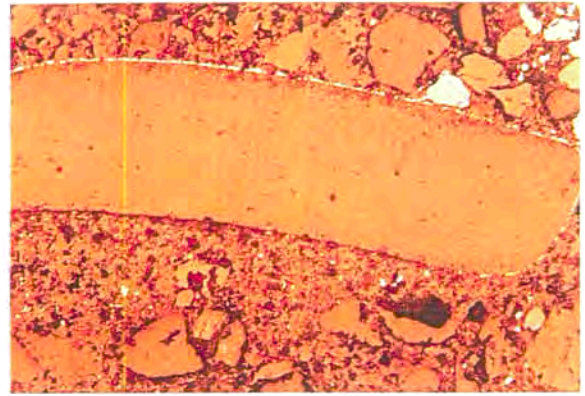
La alteració dels fenocristalls sol ser parcial, no tant avançada com l'alteració que afecta a la matriu. Els cristalls de plagiòclasi solen estar pseudomorfitzats a zeolites (heulandita i analcima), mentre que els cristalls d'augita estan pseudomorfitzats per celadonita i pirita de gra fi.

#### *Alteració de la matriu*

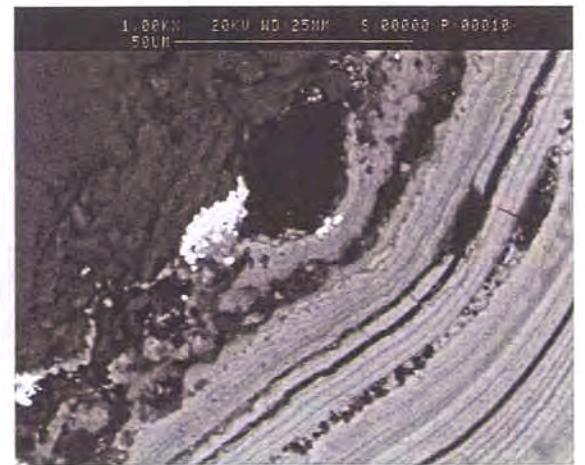
La matriu està totalment reemplaçada per una associació de celadonita amb pirita de gra fi (Figura 2.30). La pirita forma petits cristalls arrodonits que no superen unes poques micres de diàmetre, disseminats en la massa de celadonita. En alguns casos la pirita apareix en agregats framboïdals i en petits cristalls cúbics. Freqüentment, aquests framboïds estan recristallitzats, envoltats per un *rim* de cristalls idiomorfs. En altres casos, la pirita apareix com a productes del reemplaçament dels cristalls de magnetita i ilmenita. Aquest fenomen és especialment important pel cas dels grans de magnetita detrítics (Figura 2.31).

#### *Reompliment de vacúols*

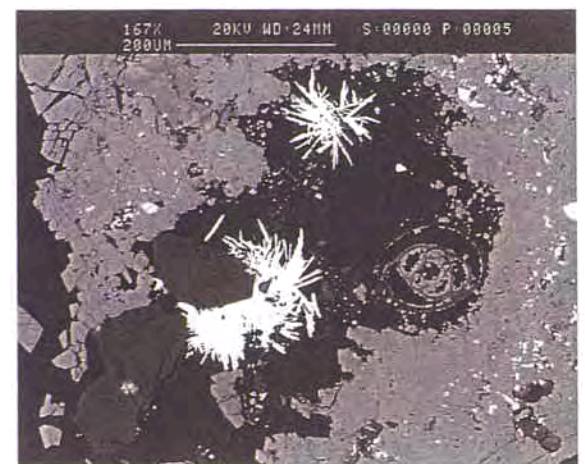
Usualment el reompliment dels vacúols ocupa la totalitat de la porositat.



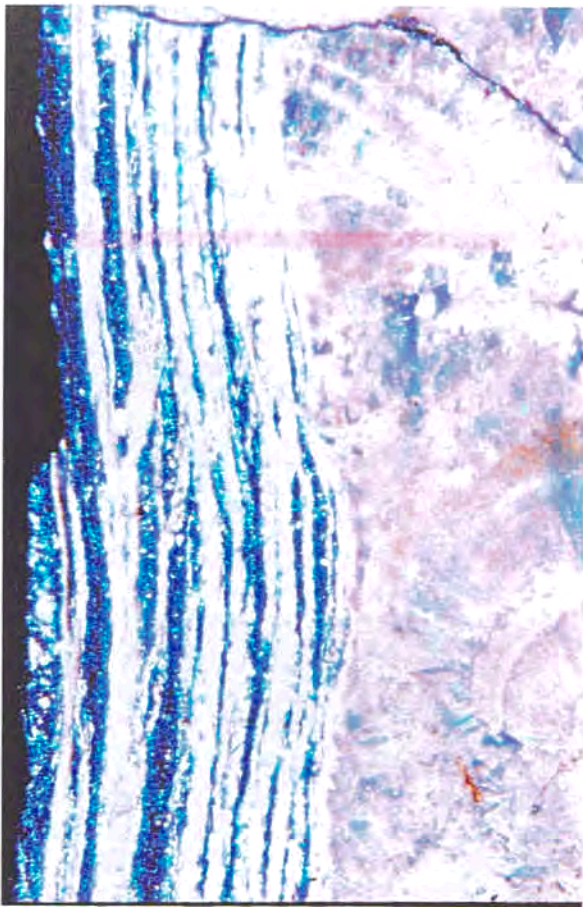
**Fig. 2.26.** Recobriment de pirita per sobre de fragment de bivalve. Llum reflectida. Amplitud del camp 2,6 mm.  
**Figura 2.26.** Recubrimiento de pirita por encima de un fragmento de bivalvo. Luz reflejada. Amplitud del campo 2,6 mm.



**Fig. 2.27.** Cinabri (blanc) associat a bandes de pirita (gris clar). El gris fosc correspon a calcita. Imatge SEM-EDS.  
**Fig. 2.27.** Cinabrio (blanco) asociado a pirita (gris). El gris oscuro corresponde a calcita. Imagen SEM-EDS.



**Figura 2.28.** Esquelet de foraminífer parcialment recristallitzat a esparita. Barita en agregats radials (blanc). Calcita de gra fi (gris clar). Imatge SEM-EDS.  
**Figura 2.28.** Esqueleto de foraminífero parcialmente recristalizado a esparita. Barita en agregados radiales (blanco). Calcita de grano fino (gris claro). Imagen SEM-EDS.



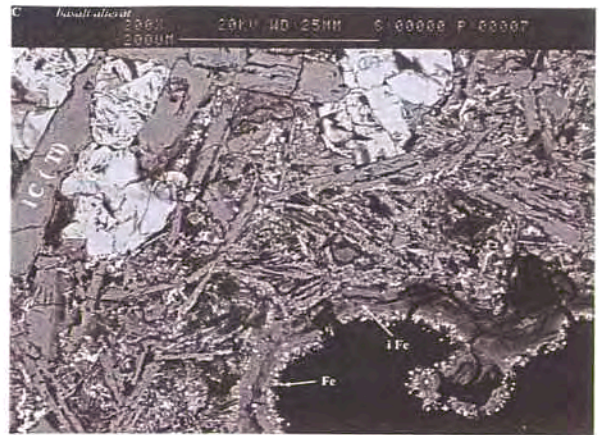
**Fig. 2.29.** Alternances d'agregats pel·liculars de carbonathidroxilapatit i calcita, procedents de la paret del conducte d'ascens del fluid mineralitzant. Llum transmesa, amb analitzador. Amplitud del camp 1,2 mm.

*Fig. 2.29. Alternancias de agregados peliculares de carbonathidroxilapatito y calcita, procedentes de la pared del conducto de ascenso del fluido mineralizante. Luz transmitida, con analizador. Amplitud del campo 1,2 mm.*

Els vacúols estan reomplerts per una primera associació de celadonita amb pirita, seguida d'heulandita, i finalment, analcima. Com a producte tardà de reompliment es forma calcita en agregats fibrosos, i localment, aragonita amb desenvolupament de macles cícliques segons {110}, de dimensions inferiors a les 50 µm (Fig. 2.32). Ocasionalment també es forma apatita, en agregats radials (Figura 2.33).

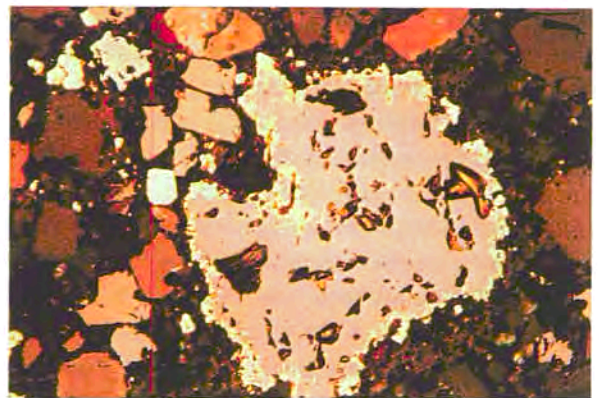
Les zeolites desenvolupen cristalls de fins a 500 µm, que de vegades són idiomorfs (Fig. 2.34). Alguns d'aquests cristalls presenten zonació concèntrica.

Els vacúols més grans poden estar reomplerts per una generació tardana de calcita, desenvolupada en grans cristalls escalenoèdrics.



**Figura 2.30.** Basalt amb la matriu reemplaçada per celadonita amb pirita. També s'observa el reompliment d'una vacuola per la mateixa paragénesis. Imatge SEM-EDS.

*Fig. 2.30. Basalto mostrando la matriz reemplazada por celadonita con pirita. También se observa el relleno de una vacuola por la misma paragenesis. Imagen SEM-EDS.*



**Figura 2.31.** Magnetita detrítica reemplaçada per pirita per les vores i exfoliacions. Llum reflectida, sense analitzador. Amplitud del camp 1,4 mm.

*Figura 2.31. Magnetita detritica remplazada por pirita según bordes y exfoliaciones. Luz reflejada, sin analizador. Amplitud del campo 1,4 mm.*

## 2.10.7. DISCUSIÓ I CONCLUSIONS

En cap cas les "xemeneies" assoleixen un gran desenvolupament. Això pot ser degut a diverses causes, de les quals en discutirem el seu paper: a) destrucció per processos explosius, b) erosió pels corrents submarins, i c) baixa taxa d'emissió de fluid.

Molt probablement tots aquests factors incideixen simultàneament en el control de l'evolució de les estructures.

En primer lloc, en quant al paper de fenòmens explosius, cal tenir en compte quatre evidències que en demostren la seva presència: a) observació directa d'emissió sobtada i violenta de fluid (Dra. Rosa Maria Prol, campanya de l'any 2000, com. pers.), b) distribució generalitzada de bretxes

hidrotermals en la zona basal d'alguns dels dipòsits (Dra. Rosa Maria Prol, campanya de l'any 2000, com. pers.), c) observació directa de restes fragmentaris de precipitats hidrotermals disposats al voltant de centres emissors desproveïts actualment d'estructures formades per precipitació hidrotermal, i d) existència, en les estructures hidrotermals que sí que han quedat preservades, de fragments angulosos de mineralització resedimentats i cimentats.

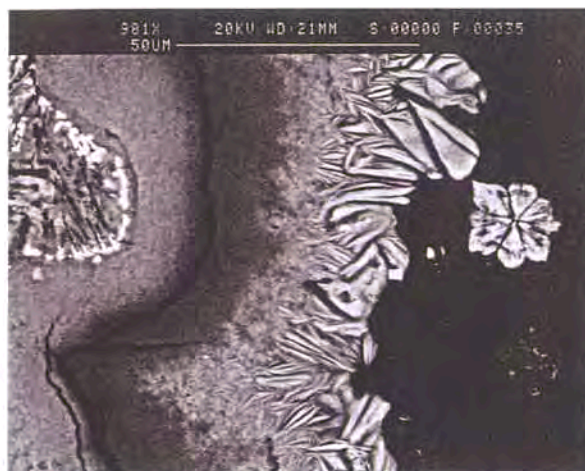
En quant a l'acció erosiva i dispersora de les corrents que afecten al fons marí, no creiem que sigui un factor decisiu en la destrucció de les xemeneies, però si en la dispersió dels fragments d'estructures destruïdes per fenòmens explosius, així com en la dispersió del fluid i de la ploma hidrotermal.

En tercer lloc, el fet de que es tracta d'un fenomen incipient en el temps queda demostrat pel coneixement històric que es té del fenomen. A la data d'escriure aquestes línies les dimensions de les crostes de carbonat travertínic ja assolien els 2 m d'amplada i uns 50 cm d'alçada (Rosa Maria Prol, com. pers.). Aquestes dimensions no són excepcionals quan es comparen a les mides d'ordre hectomètric o kilomètric de precipitats formats en altres sistemes hidrotermals actius actualment. En canvi, la taxa de creixement és possible que sigui elevada si es compara amb la d'altres centres exhalatius. Per exemple, s'ha calculat a partir de mesures radiomètriques que la taxa de creixement de xemeneies de barita en la zona de la caldera axial de la dorsal de Juan de Fuca és de l'ordre de 6 cm per any (Grasty et al., 1988). Si s'accepta que l'edat del sistema hidrotermal de Fisura de Las Coronas és de 4 anys, aquesta edat implicaria per a les estructures hidrotermals d'aquesta zona una taxa aproximada de creixement de l'ordre d'uns 12 cm per any. Aquest és un aspecte que caldrà comprovar en el futur, a partir d'una cartografia de detall de les zones d'emissió i d'un control periòdic de l'evolució d'aquest sistema.

Finalment, cal tenir en compte la possibilitat de que part dels precipitats s'acumuli en el subsòl marí, per sota de la cobertora basàltica, que pot exercir de barrera física i geoquímica. Aquest aspecte es preveu que pugui ser comprovat en el futur a partir d'un sondatge amb recuperació de testimoni en la zona d'emissió.

Pel que fa a l'origen dels components dels precipitats, amb les dades de què es disposa es perfilen diferents procedències.

L'origen dels sulfurs de ferro pot estar relacionat amb l'alteració hidrotermal del basalt. El ferro pot provenir del lixiviat del basalt, mentre que el sofre



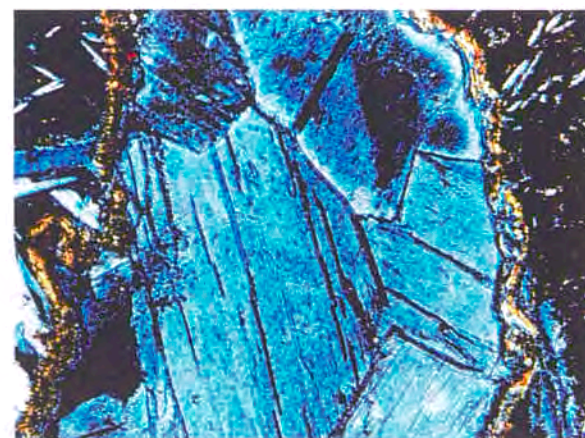
**Figura 2.32.** Rim de celadonita en la paret d'una vacuola, i macla cíclica d'aragonita. Imatge SEM-EDS.

*Figura 2.32. Rim de celadonita en la paret de una vacuola, y macla cíclica de aragonito. Imagen SEM-EDS.*



**Figura 2.33.** Cristalls d'apatita (blanc) formats com a reompliment tardà de les cavitats dels carbonats. Imatge SEM-EDS.

*Figura 2.33. Cristales de apatito (blanco) formados como relleno tardío de cavidades en carbonatos. Imagen SEM-EDS.*



**Figura 2.34.** Fractura en basalt reomplerta per celadonita i heulandita. Llum transmesa, amb analitzador. Amplitud del camp 1,4 mm.

*Figura 2.34. Fractura en basalto rellena por celadonita y heulandita. Luz transmitida, con analizador. Amplitud del campo 1,4 mm.*

vindria de l'aport hidrotermal. Aquesta possibilitat és perfectament viable, doncs com s'ha vist, els minerals primaris del basalt i, en particular, els òxids, estan reemplaçats per pirita.

Els minerals de bari es formarien a partir de l'aport de bari per part del fluid hidrotermal. El bari procedeix molt probablement del rentat de roques granítiques o sedimentàries, on el bari pot substituir el K en l'estructura de feldspats i miques. Precisament la presència de barita en aquests dipòsits podria indicar l'existència d'un substrat de caire continental per sota dels basalts. Aquest aspecte s'adiu amb el marc geològic regional, en el que existeixen plutons granítics que formen part del basament de la pròpia línia de costa.

L'absència d'anhidrita, en contrast amb l'abundància de carbonat de calci, indica que la saturació en anhidrita no s'assoleix en el sistema.

La calcita precipita a partir de l'aigua de mar com a conseqüència de l'escalfament produït per l'activitat hidrotermal, en virtut de la seva solubilitat negativa amb la temperatura. Un fet a remarcar és la precipitació de calcita enlloc d'aragonita en aquestes zones somes (Moore, 1989), tot i que existeixen també cristallitzacions d'aragonita. Tanmateix, cal tenir en compte que, a la inversa, a les zones de precipitació hidrotermal submarina profunda, teòricament per sota del nivell de compensació d'aragonita (de l'ordre d'uns pocs centenars de metres segons Moore, 1989) també

es dona la precipitació d'aragonita, com hem pogut comprovar en mostres que procedeixen del sistema hidrotermal de Guaymas. En aquest punt els precipitats de travertins estan formats per calcita, però en els sediments no consolidats circumdants hem identificat nòduls centimètrics compostos d'agregats radials de cristalls prismàtics maclats d'aragonita.

Per tant, el sistema hidrotermal de Punta Mita pot ser representatiu dels episodis hidrotermals primerencs lligats a una etapa de rifting. El caràcter juvenil pels dipòsits queda palès per les petites dimensions dels precipitats hidrotermals quan se les compara amb les de sistemes hidrotermals de funcionament més llarg, per la seva baixa temperatura (màxim, uns 85°C) i per la seva composició mineral (relativament pobra en sulfurs). És interessant notar que els carbonats són els minerals dominants en aquest episodi. Aquest aspecte és interessant si es té en compte que en alguns dipòsits hidrotermals antics hi ha remanents de carbonats que han estat reemplaçats per sulfurs. La precipitació de carbonats per escalfament d'aigua marina, doncs, podria caracteritzar els estadis primerencs d'un sistema hidrotermal d'aquestes característiques, en estadis inicials amb una baixa taxa d'emissió de fluid. L'emissió més intensa de fluids àcids a temperatura més elevada en estadis ulteriors podria determinar el reemplaçament dels carbonats per sulfurs.

## **CAPÍTOL III**

# **ELS DIPÒSITS SILURIANS: GEOLOGIA, MINERALOGIA I LITOGEOQUÍMICA**

### 3.1. ELS DIPÒSITS D'EDAT SILURIANA DEL BOSC DE POBLET PGE-Ag-Au-Zn-Cu

#### 3.1.1. INTRODUCCIÓ

A la vessant nord de les Muntanyes de Prades afloren una sèrie de dipòsits estratiformes de sulfurs associats a pissarres negres d'edat siluriana. Dipòsits d'aquest tipus i edat han estat reconeguts en altres punts dels Catalànides (Carmona i Viladevall, 1984).

A les Muntanyes de Prades apareixen fins a 8 indicis d'aquestes característiques, intercalats en les sèries predominantment pelítiques del Llandoveryà Inferior. De tots ells tres han estat mostrejats i estudiats en detall per a la realització del present estudi en ser els que presenten les millors condicions d'aflorament: Roca de Ponent, Coma Fosca i Sant Miquel (la seva denominació s'ha basat en la toponímia).

Aquests dipòsits van ser definits per Melgarejo (1992) com pertanyents al tipus sedex, en base al caràcter estratiforme de la mineralització, l'existència de metasediments exhalatius i l'absència de vulcanisme a la zona. A més, han estat citades roques volcàniques màfiques de caràcter alcalí en altres punts de la conca siluriana (Gil Ibarguchi *et al.* 1990), que concorden amb el marc geotectònic extensional en què es donen generalment aquests tipus de dipòsits.

En estudis previs es va assenyalar la presència de minerals de Pt i Pd en relació amb una forta anomalia en V-Cr-Ti (Melgarejo 1993, Melgarejo *et al.* 1994), i el contingut en Pd d'aquests metasediments arriba fins als 0.6 ppm, Pt i Au estan al voltant dels 0.2 ppm, i el d' Au és de 6 ppm.

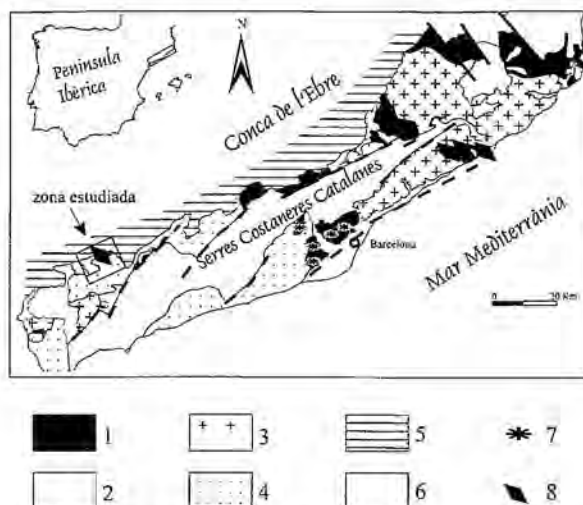
La presència de minerals de PGE en sediments ha estat citada recentment en diversos dipòsits, majoritàriament de tipus Kupferschiefer, tanmateix el nombre de dipòsits d'aquesta tipologia amb PGE és reduït. El descobriment d'aquestes mineralitzacions de PGE i Au permeten considerar noves possibilitats a l'hora d'explorar els dominis hercinians europeus.

Per tant, s'ha considerat oportú l'estudi de detall mineralògic i geoquímic d'aquests dipòsits, bo i comparant-los amb els del Carbonífer, aspectes que són l'objecte d'aquest capítol.

#### 3.1.2. EL MARC GEOLÒGIC

Els materials silurians afloren de forma discontinua a les Muntanyes de Prades, doncs actuen com a nivells de desenganxament d'encavalcaments (Fig. 3.2-3).

La part més inferior de la sèrie siluriana comença amb una unitat de fins a 20 metres de potència



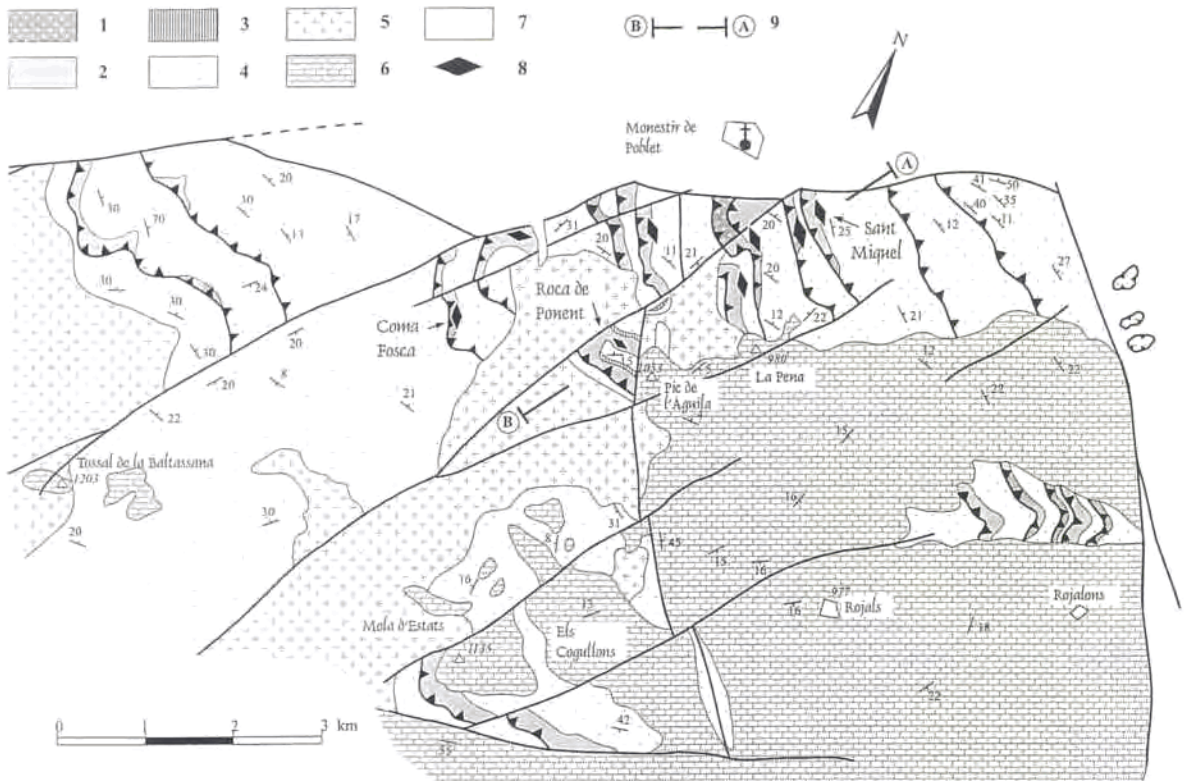
**Figura 3.1.** Distribució dels dipòsits estratiformes silurians als Catalànides. 1, Precarbonífer; 2, Carbonífer; 3, intrusions tardihercinianes; 4, Mesozoic; 5, Paleògen; 6, Neògen; 7, roques volcàniques del Silurià Inferior; 8, situació dels dipòsits.

**Figura 3.1.** Distribución de los depósitos estratiformes silúricos de los Catalánides. 1, Precarbonífero; 2, Carbonífero; 3, intrusiones tardihercinianas; 4, Mesozoico; 5, Paleógeno; 6, Neógeno; 7, rocas volcánicas del Silúrico Inferior; 8 situación de los depósitos.

reconeguda d'alternances decimètriques de quarsites i pissarres negres. Immediatament per sobre apareix la unitat que conté les mineralitzacions de tipus sedex. Aquesta unitat, amb una potència de fins a 30 metres, està formada per intercalacions de nivells de chert, fòsfor, nivells rics en feldspat i pissarres riques en sulfurs. L'edat d'ambdues unitats s'atribueix al Llandoveryà Inferior, en base a la fauna de graptòlits identificada en algunes intercalacions de pissarres negres (Melgarejo 1992).

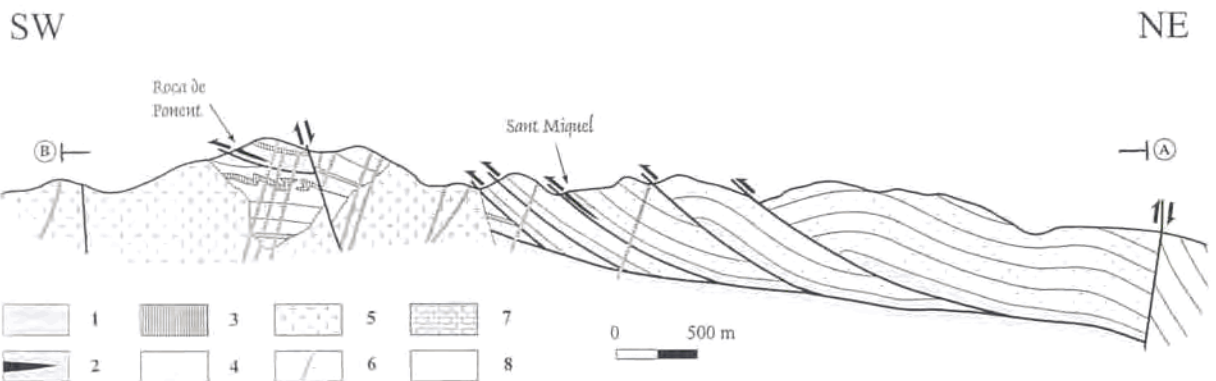
Les unitats intermèdies de la sèrie siluriana (sèrie de Sant Bernat) afloren al barranc d'aquest nom, i consisteixen en 50 metres de pissarres negres riques en graptòlits que van ser datades per Ashauer i Teichmüller (1935) com a Llandoveryà Inferior-Wenlockià. Aquesta sèrie està segmentada per encavalcaments (figura 3) fet que en dificulta la reconstrucció. La part superposada als trams amb sulfurs massissos és de transició, de color blavós a negre en aflorament i presenta nòduls centimètrics de pirrotita parcialment reemplaçats per pirita; la





**Fig. 3.2.** Mapa geològic del Nord de les Muntanyes de Prades (Bosc de Poblet), situació dels dipòsits estudiats. Simplificat a partir de Melgarejo (1992). 1, Ludlowià-Wenlockià; 2, Llandoverià; 3, Lidites tournaisianes; 4, Viseà; 5, granitoids; 6, Triàsic; 7, Cenozoic; 8, dipòsits estratiformes; 9, situació del tall geològic.

**Fig. 3.2.** Mapa geológico del Norte de los Montes de Prades (Bosque de Poblet), situación de los depósitos estudiados. Simplificado a partir de Melgarejo (1992). 1, Ludlowiense-Wenlockiense; 2, Llandoveriense; 3, Liditas tournaisienses; 4, Viseense; 5, granitoides; 6, Triásico; 7, Cenozoico; 8, depósitos estratiformes; 9, situación del corte geológico.



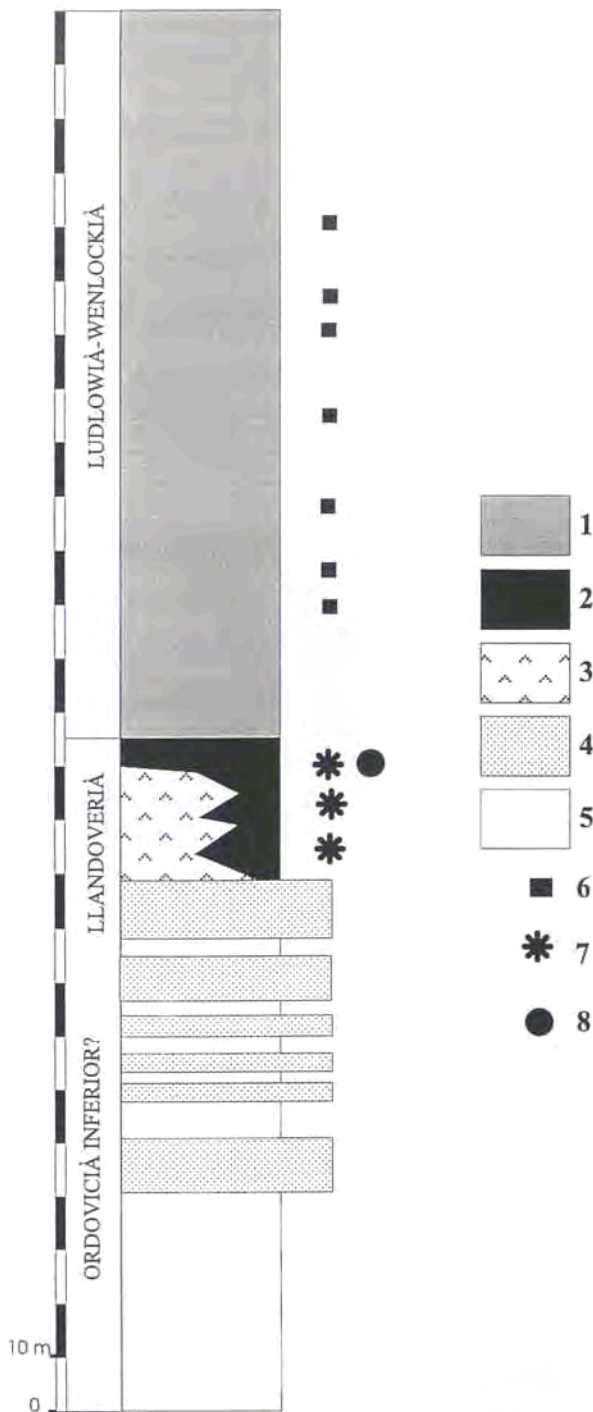
**Fig. 3.3.** Tall geològic del Nord de les Muntanyes de Prades (situació a la figura 2). 1, Llandoverià; 2, dipòsits estratiformes de sulfurs; 3, Lidites tournaisianes; 4, Viseà; 5, granitoids; 6, dics de pòrfir; 7, Triàsic; 8, Cenozoic.

**Fig. 3.3.** Corte geológico del Norte de los Montes de Prades (situación en la figura 2). 1, Llandoveriense; 2, depósitos estratiformes de sulfuros; 3, Liditas tournaisienses; 4, Viseense; 5, granitoides; 6, diques de pórfido; 7, Triásico; 8, Cenozoico.

part superior són pissarres ampelítiques riques en poiquiloblastes mil·limètrics (cubs idiomorfs) o nòduls centi a decimètrics de pirita. La pirita acostuma a concentrar-se en nivells. En aquesta pirita es reconeixen escasses restes de poques micres de diàmetre de pirrotita i calcopirita (menys de 100  $\mu\text{m}$ ). A més d'aquesta generació de pirita, es

reconeixen també moltes vetes de pirita que es poden atribuir al metamorfisme, doncs es situen com en zones de *necking* de nivells afectats per *boudinage*. Finalment, hi ha altres vetes tardanes de pirita que tallen a tots els plecs.

Cal remarcar l'absència en la zona d'afloraments del Ludlowià-Pridolà (majoritàriament calcàries),



**Figura 3.4.** Columna estratigràfica sintètica de les sèries silurianes dels Catalànides (dades de Julivert i Duran 1990, i Melgarejo 1992). 1, pissarres ampelítiques; 2, pissarres negres interestratificades amb nivells de fosfat i quarzites; 3, vulcanisme bàsic alcalí d'intraplaca; 4, quarzites; 5, pissarres grises; 6, disseminacions de pirita; 7, disseminacions de pirrotita; 8, nivells de sulfurs massissos.

**Figura 3.4.** Columna estratigràfica sintètica de las series silúricas de los Catalánides (datos de Julivert y Duran 1990, y Melgarejo 1992). 1, pizarras ampelíticas; 2, pizarras negras interestratificadas con niveles de fosfato y cuarzitas; 3, vulcanismo básico alcalino de intraplaca; 4, cuarzitas; 5, pizarras grises; 6, disseminaciones de pirita; 7, disseminaciones de pirrotita; 8, niveles de sulfuros masivos.

presentes en d'altres sectors dels Catalànides (García López *et. al.* 1990). Tanmateix, la troballa d'olistòlits de calcàries d'aquesta edat en les sèries detrítics de les serres de Miramar i Prades confirmen una deposició activa de calcàries durant el Silurià Superior i el Devonianà Inferior en la zona (Melgarejo i Martí 1989).

Per sobre de les calcàries esmentades es disposa una unitat d'uns 100 metres de margues amb intercalacions de calcàries, que corresponen al Gedinnianà-Siegenià, seguit per uns 80 metres d'alternances de calcarenites i pissarres de l'Emsià. Al sostre, aquesta unitat dóna lloc a unes pissarres negres amb nivells de quarzita intercalats. Aquesta unitat, amb una potència de fins a 200 metres representa una edat d'Eifelianà i Famennià (Melgarejo 1992).

Discordantment per sobre dels materials silurians i devonians es disposen les sèries d'edat carbonífera. A les Muntanyes de Prades la base de la sèrie carbonífera consisteix en nivells de chert («lidites») de fins a 10 metres de potència. Aquests sediments s'atribueixen regionalment al Tournaisià, i localment contenen dipòsits de Mn d'origen sedimentario-exhalatiu (Melgarejo i Ayora, 1992). Per sobre apareixen fins a 2 km de materials detrítics, amb unes edats que van del Visià al Westfalià Inferior, i que contenen els dipòsits estratiformes de Pb-Zn-Cu-(Ag) estudiats també en aquest treball.

El conjunt de materials descrits va ser deformat durant l'orogènia herciniana. El metamorfisme regional i la deformació tingueren lloc en l'epizona. La fase principal de deformació generà plects de direcció NW-SE, amb el cabussament del pla axial cap al NE. En relació amb el plegament apareix una esquistositat feblement desenvolupada. Associats al flanc d'aquests plects solen aparèixer encavalcaments, que tenen per nivell de desenganxament els materials silurians (pissarres negres i sediments rics en sulfurs), i les pissarres negres del Devonianà Superior. El metamorfisme regional assoleix un grau baix.

Les roques granítics tardihercinianes (des de quarzodiorites fins a leucogranits) intrueixen les sèries paleozoiques, i produeixen una aurèola de contacte de fins a 500 metres d'espessor, en fàcies que varien de corneanes piroxenítiques a amfibolítiques (Melgarejo 1987, Serra i Enrique 1989). Els dics de pòrfirs associats poden enriquir-se en sulfurs, especialment en els contactes dels dics que tallen els nivells de sulfurs. En els pòrfirs els sulfurs estan disseminats, en forma de cristalls mil·limètrics idiomorfs (arsenopirita, pirita) o en forma de pseudomorfs

dels fenocristalls alterats de plagiòclasi o biotita dels discs (pirrotita, esfalerita, calcopirita), en associació amb clorita, sericita, epidota o prehnita.

En relació als leucogranits apareixen dos tipus de vetes mineralitzades: a) filons de quars rics en sulfurs, amb molibdenita, galena, calcopirita i esfalerita acompanyades de telururs de Bi i Ag; b) filons de quars amb scheelita i quantitats menors de wolframita (Melgarejo i Ayora 1984).

Una megaseqüència triàsica (fins a 200 metres de potència) jau discordantment sobre el conjunt de materials paleozoics. Un conjunt de falles alpines limiten el massís de les Muntanyes de Prades respecte als sediments cenozoics de la Conca de l'Ebre. Algunes d'aquestes falles contenen mineralitzacions filonianes (Ba, F, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, As, Bi, Ag) com la Mina Atrevida (Melgarejo i Ayora 1985a, 1985b; Canals *et al.* 1992).

### 3.1.3. ESTRUCTURA DE LES UNITATS RIQUES EN SULFURS DEL SILURIÀ INFERIOR

A les proximitats del monestir de Poblet es localitzen diversos afloraments de sediments silurians rics en sulfurs, que en molts casos actuen com a nivell de desenganxament d'encavalcaments hercinians. En conseqüència els afloraments silurians consisteixen en estretes bandes disposades paral·lelament a la direcció dels plects i encavalcaments de la primera fase tectònica, N130. Aquests sediments amb una edat corresponent al Llandoveryà Inferior, i una composició química i mineralògica molt especial, es troben afectats per un metamorfisme tèrmic en diferent grau. L'estratigrafia pot ser descrita com una alternança de nivells gairebé monomineràlics amb una potència individual entre mil·limètrica i centimètrica. Els nivells diferenciables són: nivells feldspàtics, nivells de fosfat, sulfurs massissos, i calcosilicats. El contacte entre les diverses unitats o nivells és abrupte i concordant. No ha estat reconeguda cap evidència de reemplaçament de litologies prèvies. La continuïtat lateral dels nivells oscil·la entre algunes desenes i centenars de metres; la seva continuïtat en profunditat és similar, com ha estat comprovat a partir de prospecció magnètica (Camps, 1994).

Els afloraments més importants en extensió i potència, i que contenen els principals nivells mineralitzats són: Roca de Ponent, Coma Fosca i Sant Miquel. La seva situació s'indica en la figura 3.2.

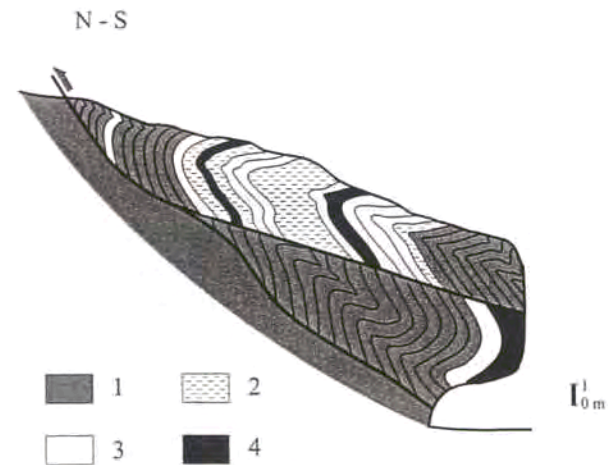
#### 3.1.1. Dipòsit de Sant Miquel

Aquest dipòsit es localitza a les proximitats de l'ermita de Sant Miquel, uns 100 metres al Sud del nucli de Les Masies de Poblet, que pertany al terme municipal de l'Espluga de Francolí (Conca de Barberà). Se situa en els contraforts més septentrionals de les Muntanyes de Prades, a pocs metres dels materials terciaris de la conca de l'Ebre.

Les evidències actuals de l'antiga activitat extractiva es limiten a dues galeries curtes, que permeten, d'altra banda, un mostreig acurat.

Entre els minerals metàl·lics presents en aquest aflorament cal remarcar fases portadores de metalls nobles: löllingita pal·làdica, sperrylita, hessita, electre, i plata i pal·ladi natius.

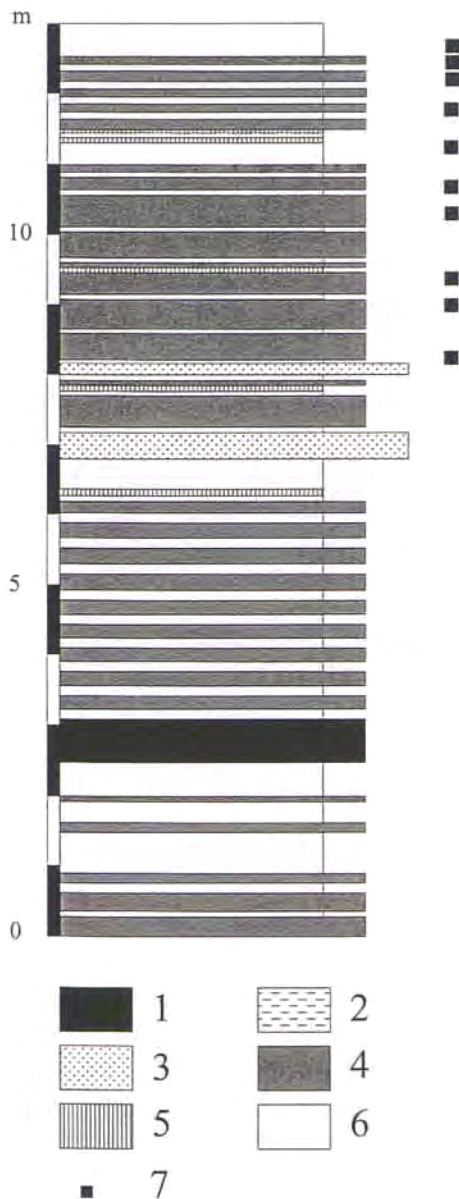
Les roques encaixants d'aquesta mineralització són pissarres negres del Llandoveryà, que degut al seu comportament mecànic actuen com a nivell de desenganxament dels encavalcaments hercinians que afecten als afloraments paleozoics d'aquest sector de la Serra de Prades (Figures 3.2-3). Aquests materials han estat afectats per totes les fases de la deformació i metamorfisme regional hercinians, i a totes les escales. En conseqüència, els nivells mineralitzats es troben fortament plegats i fracturats (Figura



**Figura 3.5.** Esquema de l'aflorament de Sant Miquel. 1, pissarres negres; 2, pissarres amb sulfurs; 3, nivells feldspàtics; 4, nivells rics en sulfurs.

*Figura 3.5. Esquema del afloramiento de Sant Miquel. 1, pizarras negras; 2, pizarras con sulfuros; 3, niveles feldespáticos; 4, niveles ricos en sulfuros.*

5). El metamorfisme de contacte originat per les intrusions tardihercinianes que hi ha a les proximitats arriba en aquest dipòsit a la fàcies corneana amfibòlica, que es posa de manifest per un augment en la mida de gra, més el desenvolupament de punts triples en els sulfurs.



**Figura 3.6.** Columna estratigràfica del dipòsit de Sant Miquel. 1, Sulfurs massissos; 2, pissarres riques en sulfurs; 3, quarzites; 4, pissarres negres; 5, nivells d'apatita; 6, nivells feldspàtics; 7, disseminacions de sulfurs.

*Figura 3.6. Columna estratigràfica del depósito de Sant Miquel. 1, Sulfuros masivos; 2, pizarras ricas en sulfuros; 3, quarzitas; 4, pizarras negras; 5, niveles de apatito; 6, niveles feldespáticos; 7, diseminaciones de sulfuros.*

### Estratigrafia del dipòsit

La potència total del tram mineralitzat és d'uns 10 m (Figura 3.6). La part inferior del tram mineralitzat consisteix en 2,5 metres d'alternances mil·limètriques de nivells de feldspat i pissarres amb sulfurs, amb predomini dels primers. Per sobre hi ha un nivell de pirrotita quasi massissa (més del 50 % modal) d'uns 60 cm de potència. Segueixen 3 m d'alternances mil·limètriques de pissarra i nivells feldspàtics, amb sulfurs disseminats. A continuació hi ha un nivell massís de roca rica en feldspat de 1,1 m de potència, que conté alguna intercalació centimètrica de nivells de fosfat.

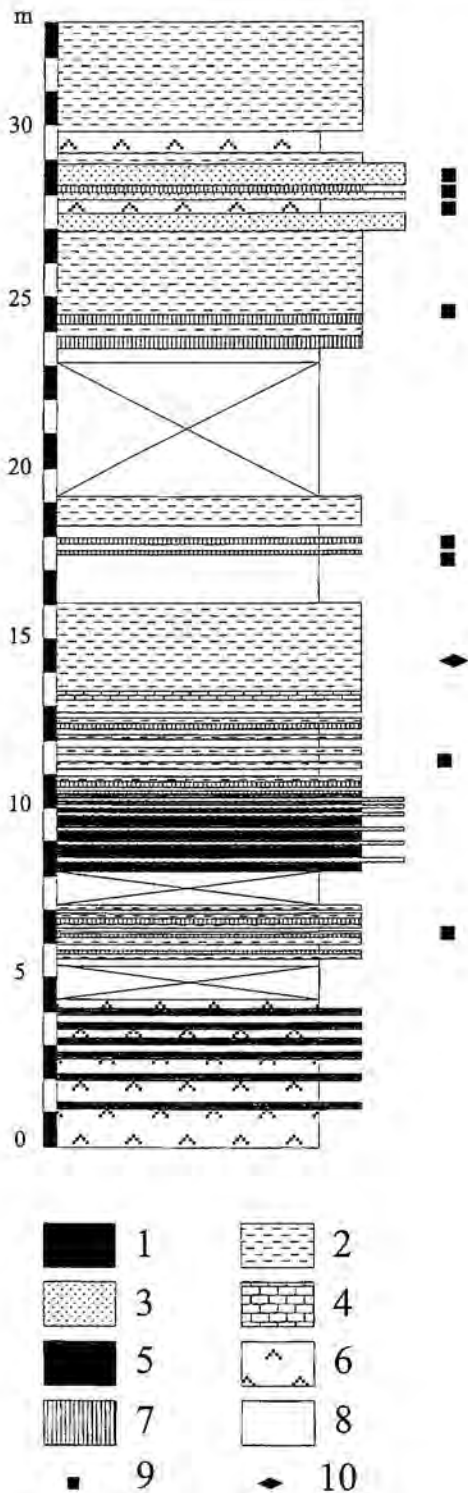
Per sobre apareix un nivell de 80 cm de pissarres, que conté una intercalació centimètrica de nivells de pirrotita massissa, més un altre nivell feldspàtic d'uns 25 cm de gruix. El segueix un tram de 3 m d'alternances mil·limètriques de nivells feldspàtics i nivells pelítics, molt ric en sulfurs disseminats, i amb algunes intercalacions mil·limètriques de nivells de fosfat cap a la seva part mitja. Per sobre hi ha un nivell de 50 cm predominantment feldspàtic, amb algunes intercalacions mil·limètriques de nivells de fosfat, seguit d'un tram de 1,5 metres d'alternances pissarra-nivells de feldspat. Finalment sobre del tram mineralitzat apareixen pissarres negres.

### 3.1.3.2. Dipòsit de la Roca de Ponent

Aquest dipòsit se situa a les proximitats de l'indret conegut com la Roca de Ponent, uns 200 metres a l'Oest del Pic de l'Àguila (1053 m), dins del terme municipal de Vimbodí (Conca de Barberà). El dipòsit de la Roca de Ponent consisteix en uns afloraments de materials comparables als descrits en el dipòsit de Sant Miquel que, tanmateix, mai han estat objecte d'explotació.

El tram mineralitzat s'encaixa en sèries de pissarres negres del Llandoveryà Inferior, que afloren gràcies a un encavalcament hercinià de vergència Sud, en el qual les pissarres actuen com a nivell de desenganxament. En relació als sulfurs i arseniurs hi ha electre i löllingita, que tanmateix no conté PGE.

D'entre els dipòsits silurians estudiats, el de la Roca de Ponent és el més proper al plutó de Poblet-La Pena (Figures 3.2 i 3.3), i a més un dic de pòrfir talla la sèrie a les immediacions del dipòsit. En conseqüència, el metamorfisme tèrmic varia de mig a alt, i la fàcies metamòrfica desenvolupada majorment en aquests materials és corniana amfibòlica.



**Figura 3.7.** Tall del dipòsit de la Roca de Ponent, s'indica la distribució de fácies mineralitzades. 1, Sulfurs massissos; 2, pissarres riques en sulfurs; 3, quarzites; 4, roques calcosilicatades; 5, pissarres negres; 6, chert; 7, nivells d'apatita; 8, nivells feldspàtics; 9, disseminacions de sulfurs; 10, nivells rics en arsenopirita.

**Figura 3.7.** Corte del depósito de la Roca de Ponent, indicando la distribución de facies mineralizadas. 1, Sulfuros masivos; 2, pizarras ricas en sulfuros; 3, cuarzitas; 4, rocas calcosilicatadas; 5, pizarras negras; 6, chert; 7, niveles de apatito; 8, niveles feldespáticos; 9, diseminaciones de sulfuros; 10, niveles ricos en arsenopirita.

### *Estratigrafia del dipòsit*

La potència total del tram mineralitzat és de quasi 30 metres (Figura 3.7). La seva base jau per sobre d'uns nivells de potència mètrica de lidites amb intercalacions centimètriques de pissarres negres. El tram més inferior reconeixible de la mineralització consisteix en 2 m d'alternances centi-mil·limètriques de pissarres i nivells feldspàtics, amb abundants sulfurs disseminats i intercalacions fosfatades. El tram que segueix està cobert, i per sobre hi ha 2,5 m de pissarres riques en sulfurs, amb intercalacions centi-mil·limètriques de quarzita. A continuació apareix un tram predominantment feldspàtic de 2,25 m, amb intercalacions pissarrores i sulfurs disseminats. El segueixen 3,4 m de pissarres riques en sulfurs, amb una intercalació decimètrica de calcosilicats a la seva base. En els nivells calcosilicatats apareixen cristalls de diòpsid lligats al metamorfisme de contacte. En les esmentades pissarres hi ha nivells discrets de potència mil·limètrica constituïts majoritàriament d'arsenopirita.

Per sobre aflora un nivell feldspàtic de 2,5 m amb intercalacions fosfatades i sulfurs disseminats, seguit de 80 cm de pissarres riques en sulfurs. Els 4 m següents de sèrie estan tapats, fins que aflora un tram feldspàtic de 50 cm, seguit d'un paquet predominantment pelític de 3,5 m de potència, amb intercalacions de fosfat a la seva base.

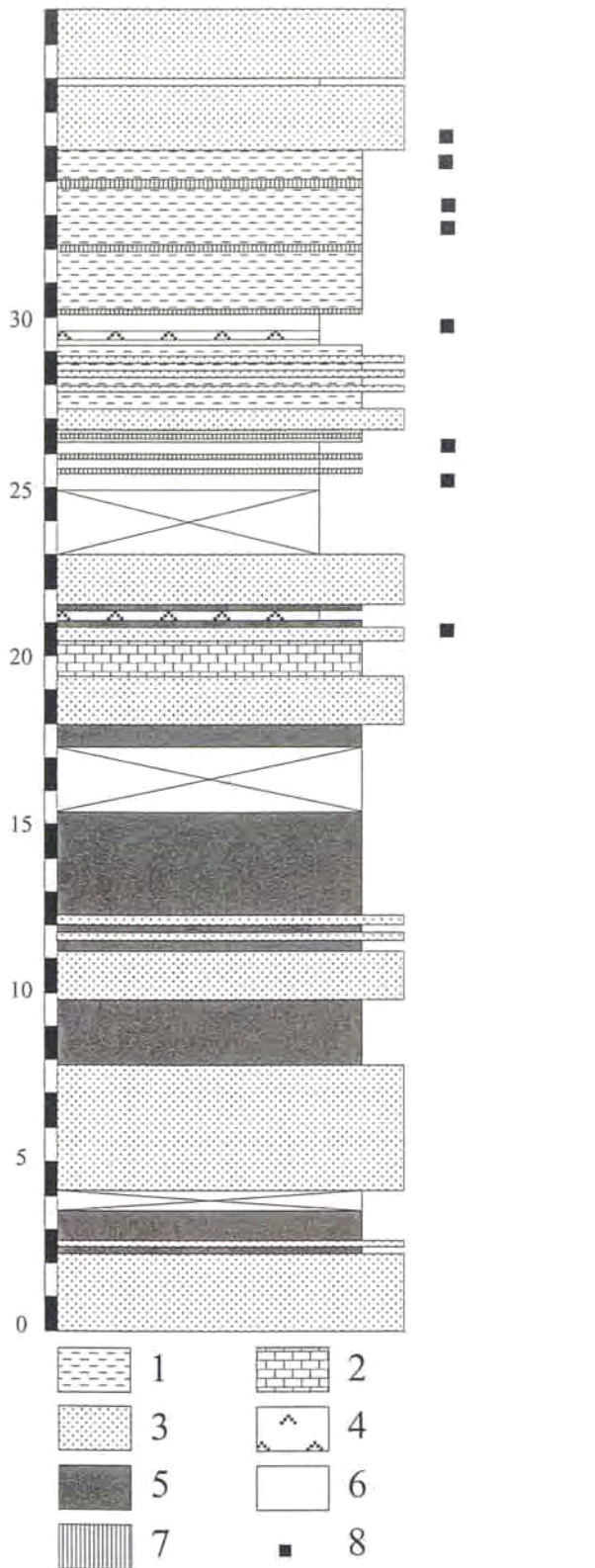
Per sobre hi ha 2,5 m de quarzites amb intercalacions de chert i de fosfat, i alguns sulfurs disseminats, que donen lloc a potents paquets de pissarres.

#### *3.1.3.3. Dipòsit de la Coma Fosca*

La mineralització de la Coma Fosca es localitza a la vessant occidental de la muntanya de la qual pren el nom, en una espessa obaga propera a la vall de Castellfullit, pertanyent al conegut Bosc de Poblet, al terme de Vimbodí (Conca de Barberà). Se situa uns dos quilòmetres a l'Est de la Roca de Ponent (Figura 3.2). Aquest dipòsit mai no ha estat explotat.

En aquest dipòsit no han estat identificats minerals de *PGE*, Au ni Ag. Els nivells rics en feldspat, més escassos en els afloraments de Coma Fosca que a la resta de dipòsits, estan constituïts per feldspat càlcic.

A l'igual que els altres dipòsits estudiats d'edat siluriana, la roca encaixant del dipòsit de Coma Fosca són pissarres negres del Llandoveryà. El conjunt del



**Figura 3.8.** Columna del dipòsit de la Coma Fosca, amb la distribució de facies mineralitzades. 1, pissarres riques en sulfurs; 2, roques calcosilicatades; 3, quarsites; 4, chert; 5, pissarres negres; 6, nivells feldspàtics; 7, nivells d'apatita; 8, disseminacions de sulfurs.

*Figura 3.8. Columna del depósito de la Coma Fosca, con la distribución de facies mineralizadas. 1, pizarras ricas en sulfuros; 2, rocas calcosilicatadas; 3, cuarcitas; 4, chert; 5, pizarras negras; 6, niveles feldespáticos; 7, niveles de apatito; 8, diseminaciones de sulfuros.*

tram mineralitzat presenta evidències d'haver estat afectat per la deformació herciniana. Molt propers al dipòsit, uns dics de pòrfir granític tardihercinians tallen la sèrie. Aquests pòrfirs presenten fenocristalls de quars, plagiòclasi, ortosa i biotita, i a la vora de la roca encaixant presenten disseminacions de cristalls idiomorfs de pirita i arsenopirita, i agregats al·lotriomorfs de pirita, calcopirita, esfalerita i pirrotita. Aquests últims minerals pseudomorfitzen els fenocristalls de biotita i plagiòclasi, en associació amb clorita i sericita. Com a conseqüència de la proximitat amb les intrusions i dics, la mineralització està afectada per un metamorfisme de contacte en grau mig, que es manifesta per la presència de cordierita i andalusita en les metapelites associades.

### *Estratigrafia del dipòsit*

La potència total del tram mineralitzat assoleix uns 15 metres (Figura 3.8). La base del tram mineralitzat, que jau sobre d'unes alternances mètriques de quarsites i pissarres, consisteix en un nivell de gairebé 1 m de potència constituït essencialment per calcosilicats.

Segueix un tram d'aproximadament mig metre de quarsites amb sulfurs disseminats. A continuació hi ha 0,8 m de pissarres amb algunes intercalacions centimètriques de chert, més 1,4 m de quarsites.

El tram que segueix es troba tapat, i immediatament per sobre aflora un nivell ric en feldspat amb 1,3 m, que conté abundants sulfurs disseminats i nivells de potència mil·limètrica a centimètrica d'apatita.

Per sobre es disposa un nivell pelític d'uns 40 cm, molt ric en intercalacions fosfatades de potència centi-mil·limètrica.

A continuació apareix un nivell de quarsites de 0,75 m de gruix, seguit de 2 m d'alternances centi-mil·limètriques de quarsita i nivells feldspàtics, amb petites quantitats de sulfurs disseminats.

Per sobre hi ha uns 90 cm de pissarres riques en sulfurs, amb algunes intercalacions centimètriques de chert i de fosfats. Seguidament hi ha un tram de gairebé 5 m de pissarres riques en sulfurs disseminats, amb abundants intercalacions centimètriques de fosfat.

Finalment, per sobre dels nivells descrits anteriorment, que corresponen al tram mineralitzat, es disposen bancs de quarsita de potència mètrica.

### 3.2. CARACTERITZACIÓ MINERALÒGICA I TEXTURAL DELS DIPÒSITS SILURIANS

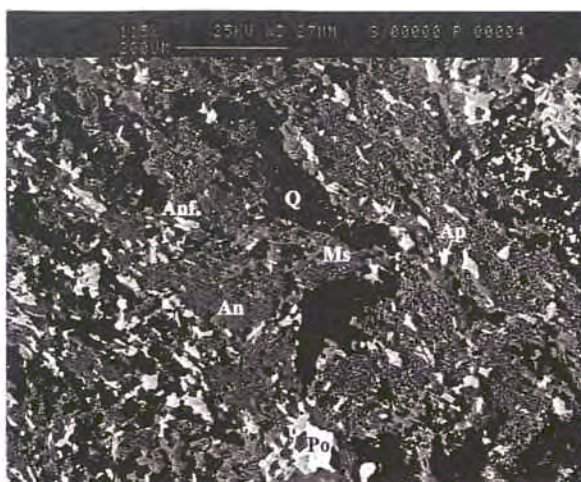
La peculiar geoquímica i mineralogia dels diferents nivells que componen les mineralitzacions silurianes, obliga a descriure'ls individualment i en detall.

#### 3.2.1. Mineralogia dels nivells feldspàtics

Consisteixen en nivells de metasediments rics en feldspat de gra fi. La potència d'aquests nivells varia entre mil·limètrica i decimètrica. Es componen bàsicament d'anortita, seguida en abundància per quars, fil·losilicats o amfibols i, localment, feldspat potàssic. El contingut en quars és molt variable, usualment inferior al contingut en feldspats. Els nivells rics en anortita són molt freqüents en tots els dipòsits estudiats, però és al de Roca de Ponent on apareixen els nivells de potència més gran (fins a 1 metre). Aquests nivells són rics en sulfurs disseminats, essent la pirrotita el més abundant. Altres minerals dels nivells feldspàtics són: titanita vanàdica, molt abundant; quantitats menors d'amfibol ric en vanadi, goldmanita (granat de V de fórmula estructural  $\text{Ca}_3(\text{V,Cr,Al,Fe}^{3+})_2(\text{SiO}_4)_3$ ) i moscovita. També són abundants el rútil, la ilmenita i les espinel·les de vanadi (coulsonita, de fórmula estructural  $(\text{Fe,Mn})(\text{V,Cr})_2\text{O}_4$ ), així com altres òxids de vanadi. Monazita, xenotima, torianita i uraninita són minerals que apareixen en quantitats inferiors, normalment en forma de petits cristalls (1-5  $\mu\text{m}$ ) inclosos en els minerals anteriorment mencionats.

Els nivells rics en feldspats presenten evidències d'estar afectats per la deformació (fig. 3.9) i pel metamorfisme hercinians (fig. 3.10). La deformació es manifesta per la presència de plecs tancats i d'una esquistositat de pla axial associada. Per altra banda, els nivells feldspàtics que es troben intercalats en pissarres riques en sulfurs desenvolupen estructures de tipus *boudin*, degut a la diferent competència mecànica dels dos tipus de nivells durant el metamorfisme i deformació. Per altra banda, els feldspats, quars, pirrotita, i la major part de minerals desenvolupen punts triples en els contactes entre grans, com a conseqüència del metamorfisme tèrmic; això origina una textura granoblàstica típica.

Alguns nivells de feldspat es troben parcialment reemplaçats per sericita.



**Figura 3.9.** Detall d'un nivell feldspàtic, en el que s'aprecia una foliació definida pels cristalls de sulfurs i feldspats. Q, quars, An, anortita, Po, pirrotita, Anf, amfibol, Ms, moscovita, Ap, apatita.

*Figura 3.9. Detalle de un nivel feldespático, en el que se aprecia una foliación definida por los cristales de sulfuros y feldspatos. Q, cuarzo, An, anortita, Po, pirrotita, Anf, anfíbol, Ms, moscovita, Ap, apatito.*



**Figura 3.10.** Textura dels nivells d'anortita generada durant el metamorfisme tèrmic: agregats granoblàstics de vores arrodonides entre els grans de quars (Q), anortita (An), pirrotita (Po), i titanita (Ttn). Imatge de SEM-BSE.

*Figura 3.10. Textura de los niveles de anortita generada durante el metamorfismo térmico: agregados granoblásticos de bordes redondeados entre los granos de cuarzo (Q), anortita (An), pirrotita (Po), y titanita (Ttn). Imagen de SEM-BSE.*

##### 3.2.1.1. Anortita

Forma cristalls al·lotriomorfs, que sovint presenten maclat polisintètic. En molts casos els grans presenten una morfologia elongada, amb l'eix *c* orientat segons una foliació paral·lela a l'estratificació. La mida dels grans depèn del grau de metamorfisme que afecta a

cada dipòsit, encara que generalment no sobrepassa les 50 µm. Els nivells feldspàtics afectats per un grau metamòrfic de baix a mig són de mida de gra molt fina. En aquells nivells feldspàtics situats en zones de metamorfisme d'alt grau, com en el de la Coma Fosca, l'anortita desenvolupa textures granoblàstiques amb els altres minerals, especialment amb el quarz i la pirrotita. Aquesta recristal·lització metamòrfica oblitera la foliació prèvia (Figura 3.10). Cal afegir que l'anortita apareix també com a reompliment de les zones de *necking* originades en les estructures menors associades a plec (*boudinage*) (Figura 3.11). Aquest fet suggereix que almenys part de l'anortita ha recristal·litzat durant el metamorfisme regional.

La composició química dels cristalls d'anortita de tots els dipòsits oscil·la entre  $An_{96,9}$  i  $An_{99,5}$ , amb una composició mitjana de  $An_{98,5}$ .

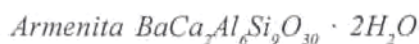
### 3.2.1.2. Feldspat potàssic

És molt menys abundant que l'anortita, és també de gra fi (fins a 200 µm), i està associat a quantitats variables de quarz (Figura 3.12). Els grans de feldspat potàssic solen contenir inclusions de matèria orgànica, i de cristalls de rútil de mida molt petita (fins a 5 µm).

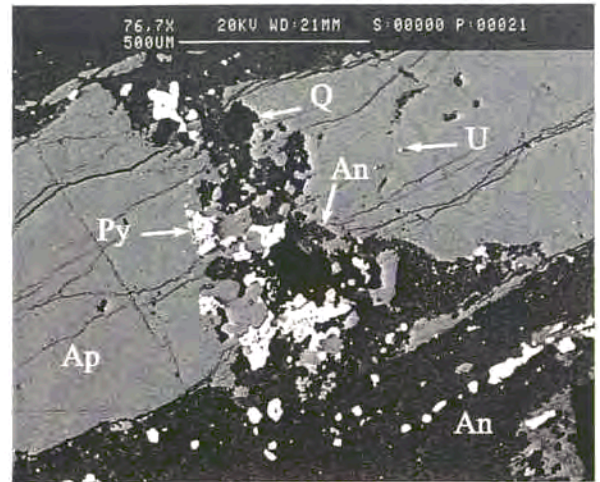
La major part de cristalls corresponen a microclina de baixa temperatura, amb continguts molt baixos en Na, i amb un contingut en hialòfana remarcable (fins al 2 % de BaO en pes, normalment al voltant de l'1 %) (Taula 1).

### 3.2.1.3. Quarz

Present en quantitats molt variables. En alguns nivells és minoritari i es troba disseminat en una matriu d'anortita, però en d'altres pot arribar a constituir més del 50 % de la roca. La mida de gra és també variable, tot i que sovint desenvolupa cristalls anhedrals d'unes 50 µm.

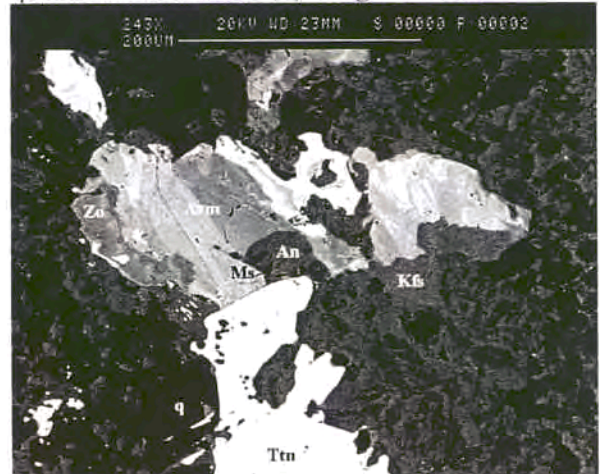


Es tracta d'un mineral molt rar de bari, del grup de la milarita-osumilita (Forbes *et al.*, 1972), que ha estat descrit únicament en unes poques localitats: a) en filons hidrotermals de calcita i plata a Armen, Kongsberg (Noruega) (Neumann, 1937 i 1941), i de tulita-albita-armenita, encaixats en la granodiorita de Rémigny, Québec (Pouliot



**Figura 3.11.** Cristal·lització d'anortita (An), pirrotita (Po) i quarz (Q) en zones de *necking* de nivells d'apatita (Ap) afectats per *boudinage* entre nivells d'anortita (An). L'apatita conté uraninita (U). Imatge SEM-BSE.

**Figura 3.11.** Cristal·lització de anortita (An), pirrotita (Po) y cuarzo (Q) en zonas de *necking* de niveles de apatito (Ap) afectados por *boudinage* entre niveles de anortita (An). El apatito contiene uraninita (U). Imagen SEM-BSE.



**Figura 3.12.** Grans d'armenita (Arm) en associació amb sericita (ms) i zoisita (zo), reemplaçant anortita (an) i feldspat potàssic (Kfs). També es distingeix un cristall zonat de titanita (ttn). Imatge SEM-BSE.

**Figura 3.12.** Granos de armenita (Arm) en asociación con sericita (ms) y zoisita (zo), reemplazando anortita (an) y feldespato potásico (Kfs). También se distingue un cristal zonado de titanita (ttn). Imagen SEM-BSE.

*et al.*, 1984); b) en vetes relacionades amb processos tardans de *skarn*, a Su Zurfuru (Balassone *et al.* 1989) i Aletzi (Frau i Stara 1996), ambdues a Sardenya; c) en gneisos rics en Ba, a Broken Hill (Austràlia) (Mason, 1987); i d) en dipòsits sedex metamorfitzats a Escòcia (Fortey *et al.*, 1991). En tots els casos citats l'armenita s'originà a temperatures relativament baixes (menys de 300°C).

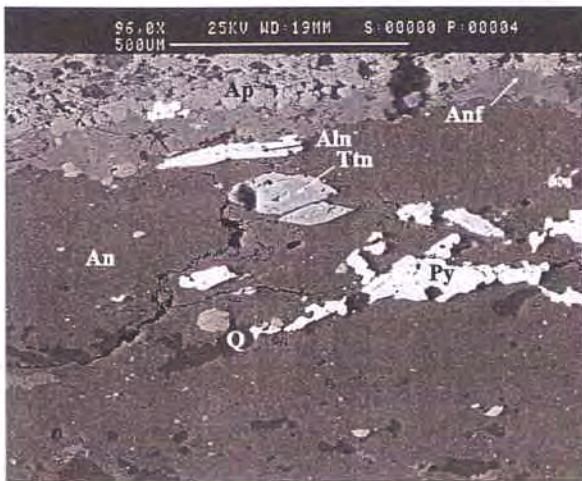


L'armenita és escassa en els dipòsits estudiats; únicament ha estat localitzada en els afloraments de Roca de Ponent. Desenvolupa cristalls poiquiloblàstics anhedrals d'unes 150  $\mu\text{m}$  (Figura 3.12), que reemplacen als cristalls de feldspats. En làmina prima, els cristalls d'armenita són incolors i presenten una birrefringència molt baixa. Òpticament s'aprecia una zonació molt complexa, relacionada amb variacions en la composició química (Taula 1), i reflecteix especialment la relació  $\text{Ba}/(\text{Na}+\text{K})$ . El reemplaçament dels grans de feldspat potàssic es tradueix en un enriquiment en K en els sectors propers al feldspat. D'aquesta manera es justifiquen els continguts en K, força superiors als descrits a la bibliografia (Pouliot *et al.* 1984, Balassone *et al.* 1989). En els dipòsits estudiats l'armenita es va formar probablement durant el metamorfisme, com a resultat de la reacció entre un mineral primari de Ba i el feldspat potàssic. D'aquesta manera s'explicarien també les variacions composicionals, que estarien originades per processos de reequilibri relacionats amb el metamorfisme.

#### 3.2.1.4. Titanita $\text{CaTiSiO}_4(\text{O},\text{OH})$

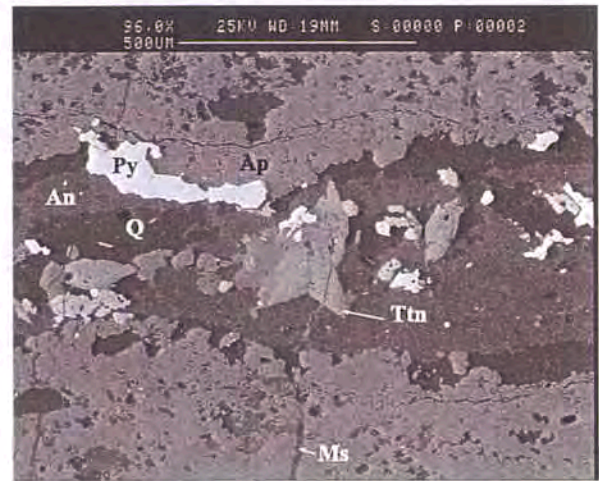
Forma cristalls idiomorfs a hipidiomorfs, àmpliament distribuïts en els nivells d'anortita (Figures 3.13-14). Els cristalls de titanita procedents d'aquests dipòsits presenten un fort pleocroisme vermellós-negre, i són lleugerament radioactius, propietat que queda reflectida pel desenvolupament d'una feble aurèola metamíctica al voltant dels grans. És molt rica en petites inclusions d'òxids de Ti (rútil i ilmenita), i en altres casos, la titanita forma un *rim* al voltant dels grans d'ilmenita. Tot això porta a interpretar que els cristalls de titanita s'han format per reacció entre la ilmenita i rútil i la matriu d'anortita.

Composicionalment es tracta de titanita vanàdica, amb continguts significativament alts en V (fins a 4% en pes), i en Cr (fins a 0,6% en pes). El contingut en aquests dos elements (Taula 2) és superior als analitzats en altres cristalls de titanita vanàdica, com els de l'illa d'Andros, a Grècia (Bernau i Franz, 1987). Per contra, altres elements que han estat detectats en titanita d'altres localitats, com el Nb i el Ta, són absents en la titanita dels dipòsits de les Muntanyes de Prades.



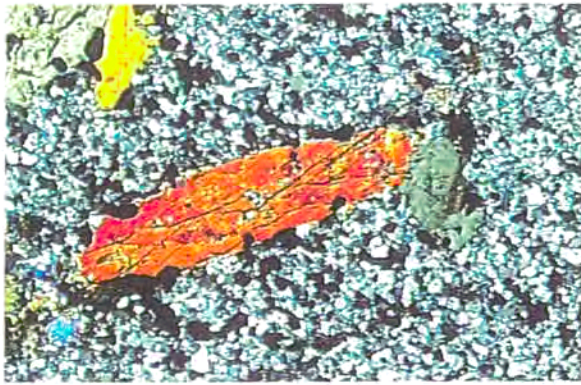
**Figura 3.13.** Aspecte de nivell feldspàtic, constituït per anortita (An), quars (Q), amb cristalls idiomorfs de titanita (Ttn), i petites quantitats d'al·lanita (Aln) i pirita (Py). Es distingeixen agregats de cristalls d'amfíbol (Anf) en el límit entre el nivell feldspàtic i un d'apatita (Ap). Imatge SEM-BSE.

*Figura 3.13. Aspecto de nivel feldespático, constituido por anortita (An), cuarzo (Q), con cristales idiomorfos de titanita (Ttn), y pequeñas cantidades de allanita (Aln) y de pirita (Py). Se distinguen agregados de cristales de anfíbol (Anf) en el limite entre el nivel feldespático y uno de apatito (Ap). Imagen SEM-BSE.*



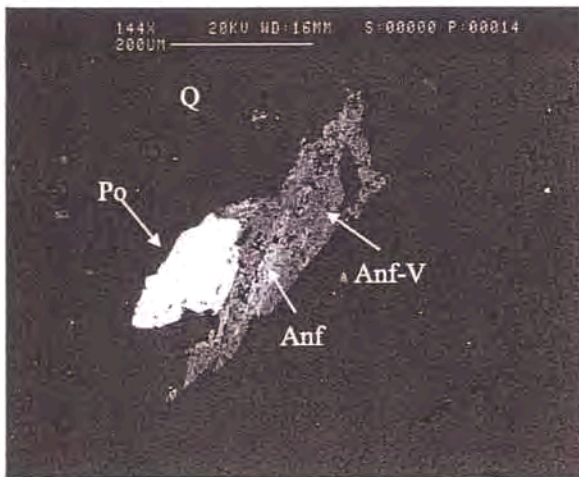
**Figura 3.14.** Nivell ric en anortita (An) intercalat entre dos d'apatita (Ap). El nivell feldspàtic està constituït, a més, per quars (Q), pirita (Py) i titanita (Ttn), en la qual s'aprecia una macla de juxtaposició i zonació. El nivell d'apatita està tallat per una veta de moscovita tardana (Ms). Imatge SEM-BSE.

*Figura 3.14. Nivel rico en anortita (An) intercalado entre dos de apatito (Ap). El nivel feldspático está constituido, además, por cuarzo, pirita y titanita, en la cual se aprecia una macla de juxtaposición y zonación. El nivel de apatito está cortado por una veta de moscovita tardía (Ms) Imagen SEM-BSE.*



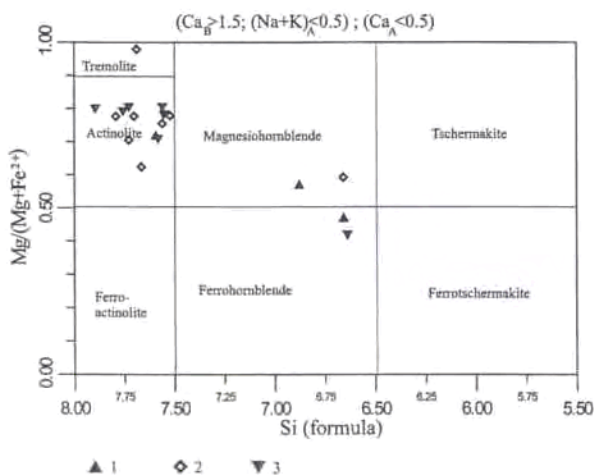
**Figura 3.15.** Cristalls d'amfibol (Amf) associats a anortita en nivell feldspàtic. Llum transmesa, nícols encreuats. Camp, 2 mm.

**Figura 3.15** Cristales de anfíbol (Amf) asociados a anortita en nivel feldespàtico. Luz transmitida, nícoles cruzados. Campo, 2 mm.



**Fig. 3.16.** Cristalls d'amfibol zonat (Anf), amb vores més riques en vanadi (Anf-V). Po, pirita, Q, quars. Imatge SEM-BSE.

**Fig. 3.16.** Cristales de anfíbol zonado (Anf), con bordes ricos en vanadi o (Anf-V). Po, pirita, Q, cuarzo. Imagen SEM-BSE.



**Figura 3.17.** Classificació dels amfibols càlcics dels dipòsits estudiats. 1- Coma Fosca, 2- Roca de Ponent, 3- Sant Miquel. Diagrama dels amfibols de Leake *et al.* (1997).

**Figura 3.17.** Clasificación de los anfíboles cálcicos de los depósitos estudiados. 1- Coma Fosca, 2- Roca de Ponent, 3- Sant Miquel. Diagrama de los anfíboles de Leake *et al.* (1997).

L'associació de la titanita amb els òxids (rútil i ilmenita) i els nivells d'anortita, com s'ha dit anteriorment, indica que la titanita s'hauria format durant el metamorfisme de contacte. Aquesta explicació justificaria els continguts en V, ja que els grans de rútil contenen aquest element en quantitats variables.

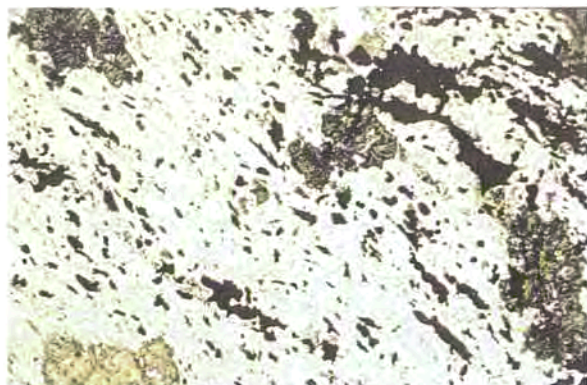
### 3.2.1.5. Amfibol vanàdic

Apareix majoritàriament als afloraments de la Roca de Ponent, on el grau metamòrfic és més elevat (corneana amfibòlica). Forma cristalls poiquiloblàstics hipidiomorfs d'hàbit prismàtic, que poden assolir alguns mil·límetres de longitud (Fig. 3.15-16). Aquests cristalls contenen inclusions de biotita i anortita, i més rarament d'òxids de Ti-V. La disposició del cristalls és desorientada, i més rarament s'emplacen en vetes. Possiblement els cristalls d'amfibol s'han format durant el metamorfisme tèrmic originat per les intrusions granítiques properes als dipòsits a partir de la reacció entre miques i plagiòclasi.

Composicionalment aquests cristalls d'amfibol corresponen a amfibol càlcic, d'acord amb la classificació de Leake *et al.* (1997). Els components ferroactinolita i tschermakita són molt variables a totes les escales; entre dipòsits, a escala d'aflorament i a nivell de gra (Figura 3.17, i Taula 1). Una característica de l'amfibol dels dipòsits estudiats és el contingut elevat en V (entre 0,6 i 5,8 % en pes de  $V_2O_5$ , amb un valor mitjà de 1,5 % en pes) i Cr (0,1 a 0,6 % en pes). Cal remarcar també els continguts alts d'Sc (fins a 0,05 % en pes). El V ocupa les posicions octaèdriques de l'estructura de l'amfibol, i presenta una correlació negativa amb el Si. Això suggereix un mecanisme de substitució tal com aquest:  $Si^{4+}(IV)Fe^{2+}(VI) = Al^{3+}(IV)V^{3+}(VI)$ . Els cristalls mostren una zonació irregular, amb la vora dels grans més rica en V i Cr i pobra en Si (Figura 13). L'enriquiment en V té lloc preferentment en el domini de la ferrohornblenda, que òpticament es correspon amb les zones dels cristalls de coloració més verdosa.

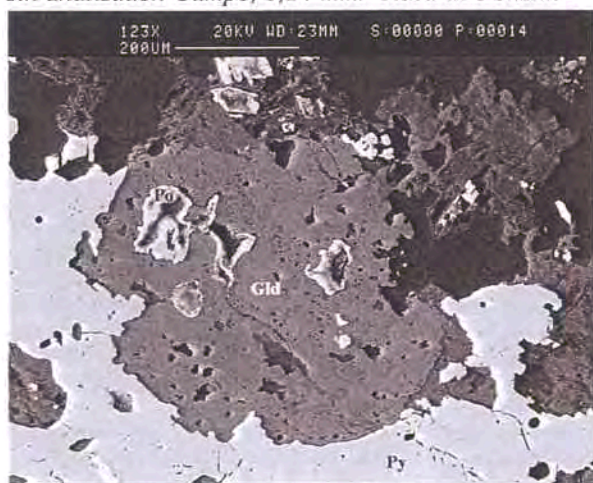
### 3.2.1.6. Goldmanita $Ca_3(V,Cr,Al,Fe^{3+})_2(SiO_4)_3$

Forma cristalls de fins a 2 mil·límetres de diàmetre, que es distribueixen exclusivament en els nivells d'anortita. Es tracta de cristalls hipidiomorfs de coloració verdosa en làmina prima, i amb caràcter poiquiloblàstic (Figura 3.18), rics en inclusions d'anortita, d'amfibol vanàdic i d'òxids de V (Fig. 3.19, 20 i 21).



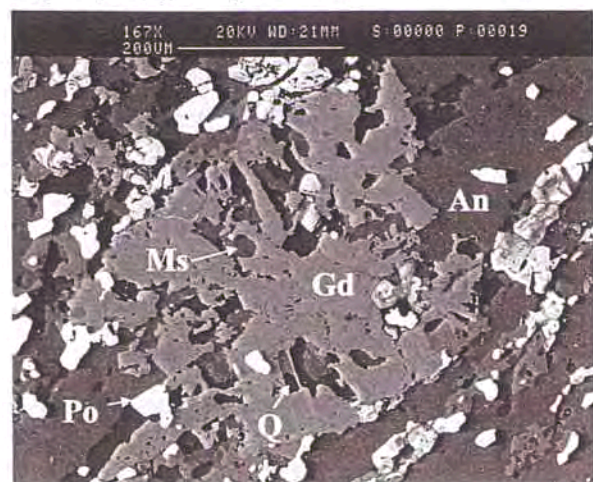
**Figura 3.18.** Nivells d'anortita rics en sulfurs amb goldmanita poiquiloblàstica (verda). Llum transmesa, sense analitzador. Camp, 1,24 mm. Roca de Ponent.

**Figura 3.18.** Niveles de anortita rics en sulfuros con goldmanita poiquiloblástica (verde). Luz transmitida, sin analizador. Campo, 1,24 mm. Roca de Ponent.

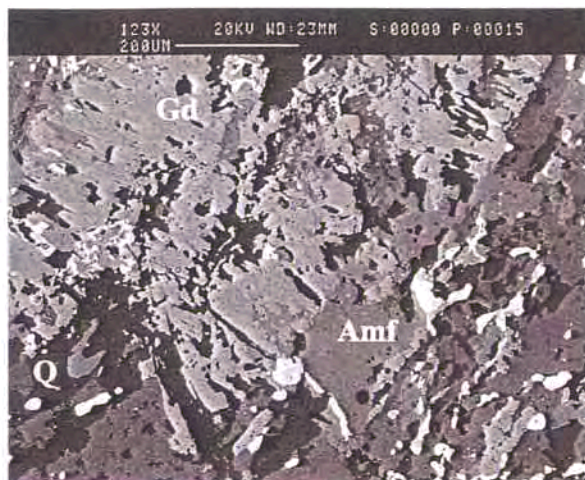


**Figura 3.19.** Grans poiquiloblàstics de goldmanita (Gld) que inclouen grans de pirrotita. El conjunt és reemplaçat per pirita de gra fi (Py). Imatge SEM-BSE. Roca de Ponent.

**Figura 3.19.** Granos poiquiloblásticos de goldmanita (Gld) englobando pirrotita. El conjunto es reemplazado por pirita de grano fino (Py). Imagen SEM-BSE. Roca de Ponent.

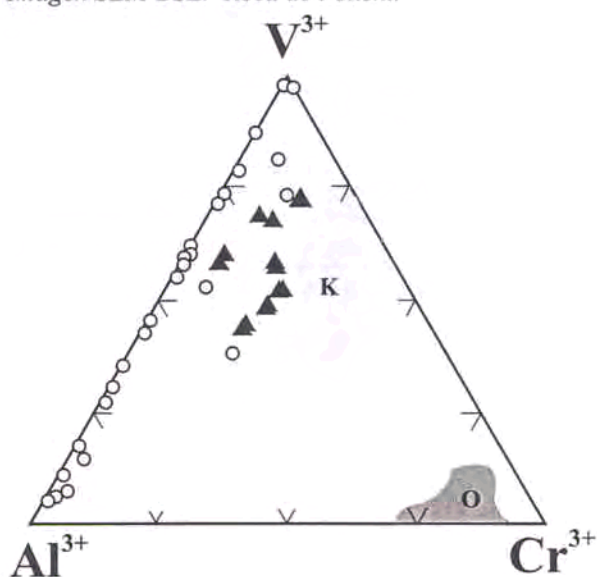


**Figura 3.20.** Poiquiloblasts de goldmanita (Gd) engloben anortita (An), pirrotita (Po) i moscovita (Ms). SEM-BSE.  
**Figura 3.20.** Poiquiloblastos de goldmanita (Gd) engloban anortita (An), pirrotita (Po) y moscovita (Kfs). SEM-BSE. Roca de Ponent.



**Figura 3.21.** Poiquiloblasts de goldmanita (Gd) reemplaçen amfíbol-V (Anf), quars (Q) i anortita. Imatge SEM-BSE. Roca de Ponent.

**Figura 3.21.** Poiquiloblastos de goldmanita (Gd) reemplazan amfíbol-V (Anf), cuarzo (Q) y anortita. Imagen SEM-BSE. Roca de Ponent.



**Figura 3.22.** Composició dels grans de goldmanita dels dipòsits silurians del Bosc de Poblet (triangles negres) comparada amb la dels diferents dipòsits reconeguts a nivell mundial i sintetitzats per Uher *et al.* (1994). Les zones tramades corresponen als següents camps composicionals: O- Outukumpu, K- Malé Karpaty. La resta de punts (cercles blancs) corresponen a anàlisis aïllades de goldmanita d'altres dipòsits esmentats en el treball de Uher *et al.* (1994).

**Figura 3.22.** Composición de los granos de goldmanita de los depósitos silúricos del Bosque de Poblet (triángulos negres), comparada con la de los diferentes depósitos estudiados a nivel mundial y sintetizados por Uher *et al.* (1994). Las zonas tramadas corresponden a los siguientes campos composicionales: O- Outukumpu, K- Malé Karpaty. El resto de puntos (círculos blancos) corresponden a análisis aislados de goldmanita de otros depósitos citados en el trabajo de Uher *et al.* (1994).

**Taula 3.1.** Anàlisis químiques i fórmules estructurals de silicats seleccionats dels dipòsits del Silurià Inferior del Bosc de Poblet. Amph, amfibols (fórmula estructural basada en 23 O,OH); gld, goldmanita (fórmula estructural basada en 24 O,OH); arm, armenita (fórmula estructural basada en 30 O); all, allanita (fórmula estructural basada en 12 O,OH); spn, titanita (fórmula estructural basada en 5 O,OH).

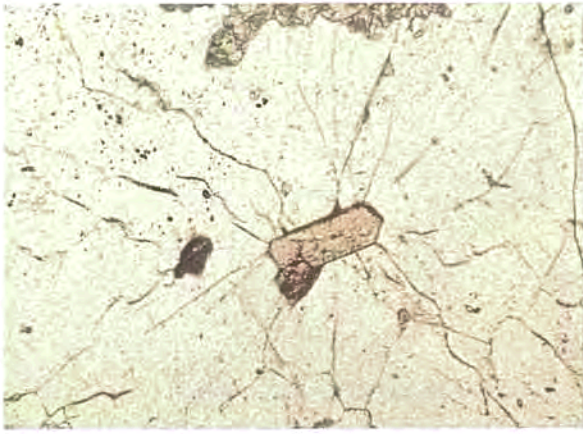
**Tabla 3.1.** Análisis químicos y fórmulas estructurales de silicatos seleccionados de los depósitos del Silúrico Inferior del Bosque de Poblet. Amph, amfiboles (fórmula estructural basada en 23 O,OH); gld, goldmanita (fórmula estructural basada en 24 O,OH); arm, armenita (fórmula estructural basada en 30 O); all, allanita (fórmula estructural basada en 12 O,OH); spn, titanita (fórmula estructural basada en 5 O,OH).

analysis	Amph (1)	Amph (2)	Gld (1)	Gld (2)	Gld (3)	Gld (4)	Bi (1)	Arm (1)	Arm (2)	An (1)	Kfs (1)	All (1)	Ttn (1)	Ttn (2)
SiO <sub>2</sub>	45,648	43,746	36,740	36,710	36,450	35,704	35,682	53,813	51,690	44,432	65,660	31,328	29,50	29,57
TiO <sub>2</sub>	0,186	0,310	0,080	0,160	0,150	0,541	3,699	0,000	0,003	0,000	0,031	0,359	31,12	31,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,649	9,506	7,010	6,300	2,030	4,177	15,841	24,727	25,314	35,797	18,611	19,041	3,29	2,98
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,020	0,014	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,006	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,760	2,126	13,070	17,830	20,260	20,691	4,380	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,405	3,42	3,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,547	0,736	5,910	2,470	4,740	3,276	0,521	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,940	n.a.	n.a.
FeO	15,339	18,497	0,000	0,000	0,000	0,000	13,851	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,29	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	1,300	1,930	1,860	3,919	n.a.	0,038	0,071	0,138	0,001	11,081	n.a.	n.a.
SnO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	0,070	0,040	0,020	0,000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
MgO	11,482	9,286	0,030	0,060	0,000	0,362	10,474	0,000	0,000	0,000	0,000	n.a.	0,05	0,03
CaO	11,778	11,054	33,890	34,490	33,740	29,910	0,001	9,613	9,688	18,454	0,010	13,678	27,17	27,39
MnO	0,725	0,978	0,340	0,310	0,380	1,620	0,552	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,184	0,00	0,17
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,301	0,279	0,075	0,067	n.a.	n.a.	n.a.
BaO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,815	8,141	0,062	1,202	n.a.	n.a.	n.a.
Na <sub>2</sub> O	0,618	0,748	0,060	0,000	0,000	0,000	0,137	0,288	0,150	0,427	0,221	n.a.	0,00	0,00
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6,928	n.a.	n.a.
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8,751	n.a.	n.a.
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,640	n.a.	n.a.
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,540	n.a.	n.a.
ThO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,493	n.a.	n.a.
K <sub>2</sub> O	0,676	0,497	0,000	0,020	0,000	0,000	9,085	2,241	1,432	0,557	14,260	n.a.	n.a.	n.a.
H <sub>2</sub> O	2,050	2,042	-	-	-	-	4,329	3,582	3,441	-	-	1,635	4,84	4,84
total	99,478	99,540	98,500	100,290	99,550	100,200	98,559	100,417	100,208	99,941	100,062	98,003	99,67	99,92

Si	6.88	6.66	3.00	2.96	3.01	2.92	4.95	9.00	9.00	2.06	3.02	2.77	0.822	0.823
Ti	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.652	0.651
Al	1.18	1.70	0.67	0.60	0.20	0.40	2.58	4.88	5.20	1.95	1.01	1.98	0.108	0.098
Sc	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-
V	0.45	0.26	0.86	1.15	1.34	1.36	0.49	-	-	-	-	0.03	0.113	0.118
Cr	0.07	0.09	0.38	0.16	0.31	0.21	0.06	-	-	-	-	0.07	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.93	2.35	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	-	-	-	-	0.00	0.007	0.007
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0.08	0.12	0.12	0.24	-	0.01	0.02	0.01	0.00	0.74	-	-
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2.58	2.10	0.00	0.01	0.00	0.04	2.16	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.002	0.001
Ca	1.90	1.80	2.96	2.98	2.98	2.62	0.00	1.72	1.81	0.92	0.00	1.29	0.811	0.817
Mn	0.09	0.13	0.02	0.02	0.03	0.11	0.06	-	-	-	-	0.01	0.000	0.004
Sr	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.03	0.00	0.00	-	-	-
Ba	0.00	0.00	-	-	-	-	-	0.38	0.56	0.01	0.02	-	-	-
Na	0.09	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.05	0.01	0.02	-	0.000	0.000
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.23	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.28	-	-
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-
K	0.13	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	0.48	0.32	0.03	0.84	-	-	-
OH-	2.00	2.00	-	-	-	-	4.00	2.00	2.00	-	-	0.96	0.900	0.899

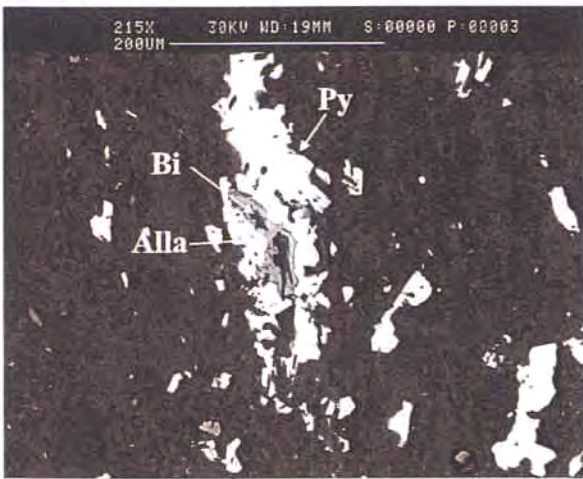
La variació composicional dels grans queda reflectida en la zonació concèntrica i de tipus *patchy*. Aquesta variació pot ser expressada en termes de components extrems: Gm<sub>55-81</sub> Uv<sub>7-29</sub> And<sub>5-20</sub> Gr<sub>20-30</sub>. En els cristalls zonats el nucli està enriquit en el component grossulària, i les vores en els components goldmanita i uvarovita. Un enriquitament similar en V a

les vores de gra de diversos calcosilicats ha estat descrita al dipòsit de Hemlo (Pan i Fleet, 1992). La goldmanita és un rar membre del grup del granat ric en V. Els granats amb V han estat descrits en diversos medis: dipòsits metamorfitzats d'U i V (Moench i Meyrowitz, 1964); *skarns* i *skarnoides* (Benkerrou i Fontelles, 1989; Mueller i Delor, 1991); i pissarres



**Figura 3.23.** Cristall metamíctic d'al·lanita (idiomorfa, prismàtica, color grisenc) de formació molt tardana dins un nivell d'anortita (incolòr), en la que origina esquerdes radials. Llum transmesa, sense analitzador. Camp, 1,24 mm.

**Figura 3.23.** Cristal metamíctico de allanita (idiomórfica, de color grisáceo) de formación muy tardía en un nivel de anortita (incolora), en la que origina grietas radiales. Luz transmitida, sin analizador. Campo, 1,24 mm.



**Figura 3.24.** Metapelita, on cristalls d'al·lanita (Aln) reemplacen biotita (Bt). El conjunt és reemplaçat per pirita (Py). Imatge SEM-BSE. Coma Fosca.

**Figura 3.24.** Metapelita, con cristales de biotita (Bt) reemplazados por cristales de allanita (Aln). El conjunto es reemplazado por pirita (Py). Imagen SEM-BSE. Coma Fosca.

negres metamorfitzades (Jeong i Kim, 1999). En tots els casos descrits apareix en associació amb sediments carbonosos (Uher *et al.*, 1994). Ito (1965) va sintetitzar goldmanita en una atmosfera reductora a temperatures per sobre de 450° C. Les anàlisis obtingudes en els dipòsits de les Muntanyes de Prades són similars als citats en les localitats esmentades (Fig. 3.21, Taula 3.1).

### 3.2.1.7. Hedenbergita

Apareix exclusivament en els afloraments afectats per un metamorfisme de contacte en grau més alt (Roca de Ponent). Els cristalls apareixen disseminats en una matriu d'anortita. Desenvolupa grans al·lotriomorfs, amb una disposició intersticial respecte als grans d'anortita, o bé en forma de grans poiquiloblàstics molt rics en inclusions d'anortita.

Composicionalment els cristalls corresponen al membre ric en Fe de la sèrie diòpsida-hedenbergita, i en cap cas s'han detectat continguts significatius en V, Cr o Sc.

### 3.2.1.8. Moscovita

Es reconeixen dues generacions de moscovita. La primera està relacionada amb els processos metamòrfics primerencs, essent un dels principals components dels nivells pelítics que apareixen intercalats amb els nivells feldspàtics. La segona generació és producte del reemplaçament de feldspat, és de gra molt fi, i apareix principalment a les proximitats de fractures tardanes.

L'estructura de la moscovita pot admetre quantitats significatives de Ba i Cr (i.e., Pan i Fleet 1991, Chabu i Boulègue 1992) i V (i.e., Kazachenko *et al.*, 1993). Aquests elements han estat analitzats sistemàticament en els cristalls de moscovita dels dipòsits silurians, i tanmateix, en cap cas han estat detectat en quantitats significatives.

### 3.2.1.9. Al·lanita-Ce

Els cristalls d'al·lanita són molt comuns com a producte de reompliment de vetes tardanes indeformades, on usualment estan associats a epidota i calcita. També apareix en els nivells d'anortita, en forma de cristalls idiomorfs de fins a 300 µm (Fig. 3.23 i 3.24). Amb freqüència aquests cristalls presenten zonació, característica que s'aprecia òpticament per la variació de color assalmonat a rosa pàl·lid.

El contingut en V i Cr és notable (fins a 0,4 % en pes de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> i 1,5 % en pes de V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Aquests cristalls d'al·lanita són molt rics en Ce i LREE (Taula 1). Treloar i Charnley (1987) han descrit cristalls d'al·lanita amb continguts més elevats en Cr (fins a 5 % en pes de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) a Outokumpu, Finlàndia.

La presència d'al·lanita en els dipòsits estudiats pot ser explicada a partir de la remobilització de REE, V i Cr durant el metamorfisme tèrmic.

### 3.2.1.10. Ilmenita

És un component força abundant dels nivells feldspàtics, i com ja s'ha dit, es troba parcialment reemplaçada per titanita. Els cristalls són de caràcter poiquiloblàstic, doncs presenten petites inclusions de scheelita (de fins a 2 µm) (Figura 3.25). Aquesta característica exclou la possibilitat de que l'origen dels cristalls sigui detrític, és a dir a partir del retreballat sedimentari de grans procedents de roques magmàtiques.

### 3.2.2. Mineralogia de les pissarres riques en sulfurs

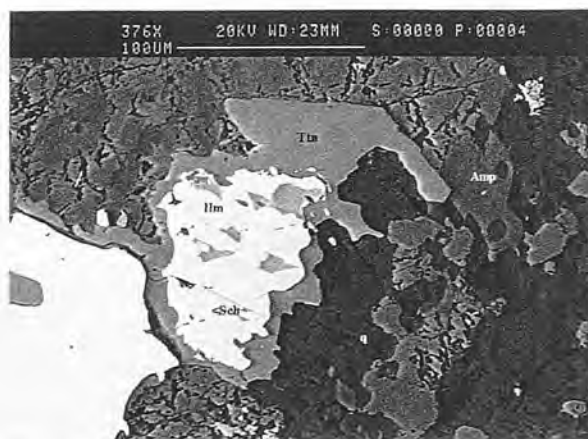
Són nivells de granulometria fina formats pels següents minerals: biotita rica en V, moscovita, quars, pirrotita. En quantitats accessòries apareixen calcopirita, titanita i òxids de Ti-V. Més escassos són el bismut natiu, telururs de bismut, esfalerita, löl·lingita, arsenopirita, clausthalita (PbSe), altaïta (PbTe), monazita, xenotima, wolframita, scheelita, uraninita i zircó. Els sulfurs es disposen en nivells discrets (de menys d'un mm) o disseminats.

Tots els minerals es troben afectats per l'esquistositat regional. El metamorfisme tèrmic ha originat en aquests nivells una recristal·lització i el desenvolupament de cordierita i andalusita.

És en els nivells pissarrosos rics en sulfurs on s'han detectat les concentracions més elevades en metalls preciosos. La situació i distribució d'aquests és la següent: *a)* en forma de grans discrets disseminats en les pissarres riques en sulfurs (sperryllita, hessita); *b)* a l'estructura de la löl·lingita (löl·lingita pal·làdica); *c)* en forma d'elements nadius, arsenurs, telururs i selenurs, relacionats amb el procés de sulfidació de la löl·lingita; *d)* com a material de rebliment de vetes tardanes (acantita).

#### 3.2.2.1. Biotita vanàdica

És el principal component dels nivells pelítics rics en sulfurs, mentre que és absent a la resta d'unitats. La seva mida de gra oscil·la al voltant de 100 µm, i forma cristalls hipidiomorfs de forma tabular. Aquests cristalls s'orienten segons l'esquistositat regional associada als plecs de la primera fase, excepte en aquelles zones més intensament afectades pel metamorfisme tèrmic. Els cristalls de biotita són molt rics en inclusions de minerals radioactius de mida molt petita (uraninita, zircó, monazita), que originen aurèoles metamíctiques. En làmina prima els grans de biotita mostren un color marró vermellós.



**Figura 3.25.** Cristall d'ilmenita (Ilm) que conté petites inclusions de scheelita (sch). Un rim de titanita hipidiomorfa es forma en el contacte entre el gra d'ilmenita i la matriu de silicats, constituïda per quars (q), amfibol (Amp) i anortita (An). Imatge SEM-BSE.

**Figura 3.25.** Cristal de ilmenita (Ilm) con pequeñas inclusiones de scheelita (sch). Un rim de titanita hipidiomorfa se forma en el contacto entre el grano de ilmenita y la matriz de silicatos, formada por cuarzo (q), amfibol (Amp) y anortita (An). Imagen SEM-BSE.

La composició d'aquesta biotita destaca per l'elevat contingut en V (més del 4 % en pes de  $V_2O_3$ ) i Cr (fins a 0,5 % en pes de  $Cr_2O_3$ ). Amb freqüència el contingut en V és superior al contingut en Ti (Taula 1).

#### 3.2.2.2. Andalusita

Forma cristalls hipidiomorfs d'hàbit prismàtic, que pertanyen a la varietat quiastolita. Es distribueix àmpliament en els nivells de pissarres negres riques en Al que apareixen intercalats entre els nivells rics en sulfurs. Els cristalls d'andalusita majoritàriament estan alterats a sericita i caolinita. La disposició desorientada dels grans permet associar la formació de l'andalusita al metamorfisme post-tectònic originat pel contacte amb les intrusions granítics.

#### 3.2.2.3. Cordierita

Apareix en els afloraments de Roca de Ponent i Coma Fosca, en forma de cristalls poiquiloblàstics de fins a 250 µm. D'igual forma que l'andalusita, aquest mineral també s'ha format durant el metamorfisme de contacte, i els grans presenten una disposició desorientada.

No s'ha observat cap anomalia composicional (com un enriquiment en Cr o V) en els cristalls de cordierita.

#### 3.2.2.4. Coulsonita ( $Fe, Mn, Zn$ ) $V_2O_4$

Aquest rar membre del grup de l'espinel·la és força abundant en el dipòsit de Sant Miquel.

En la coulsonita el Fe és el principal catió de la posició tetraèdrica, a diferència de la clàssica vuorelainenita rica en Mn, que s'ha descrit al dipòsit de Sätra, Finlàndia (Zakrzewski *et al.*, 1982). Els cristalls de coulsonita dels afloraments de Sant Miquel són molt rics en Cr i en Zn (Taula 2, Figura 3.26). Desenvolupa cristalls poiquiloblàstics de fins a 100  $\mu\text{m}$  de diàmetre, rics en inclusions de quars, miques i pirita, descartant-se d'aquesta manera un origen detrític. Els diferents grans analitzats presenten diferències composicionals, però són homogenis internament.

#### 3.2.2.5. Cromita

És molt rara en els dipòsits silurians; únicament se n'han identificat uns pocs grans en una mostra procedent dels afloraments de Sant Miquel. Aquests grans són al·lotriomorfs, i la seva mida assoleix unes 40  $\mu\text{m}$ .

Les relacions  $Fe/(Fe+Mn)$  i  $V/(V+Cr)$  dels cristalls analitzats són similars a les que es citen en cristalls de cromita del dipòsit de sulfurs massissos de Rampura Agucha (Höller i Stumpf, 1995), però en canvi, el contingut en Zn és força més elevat (Taula 2, Figura 3.26).

Un elevat component del terme zincocromític és característic de moltes localitats on es descriu cromita en roques sedimentàries (*p.ex.* Weiser i Hirdes, 1997, i les referències citades en el treball). En molts casos aquestes composicions han estat atribuïdes a processos metamòrfics que afecten a placers de cromita de provenença ultramàfica (Challis *et al.*, 1990, Sánchez-Vizcaíno *et al.*, 1995), o bé a zones d'alteració desenvolupades sobre roques bàsiques (Bernier 1990, Béziat i Monchoux 1991). En ocasions han estat establerts precursors hidrotermals sense cromita magmàtica (Von Knorring *et al.* 1986, Ashley i Martyn 1987, Mogessie *et al.* 1988, Hotting i Aloub 1990, Bermanec *et al.* 1999).

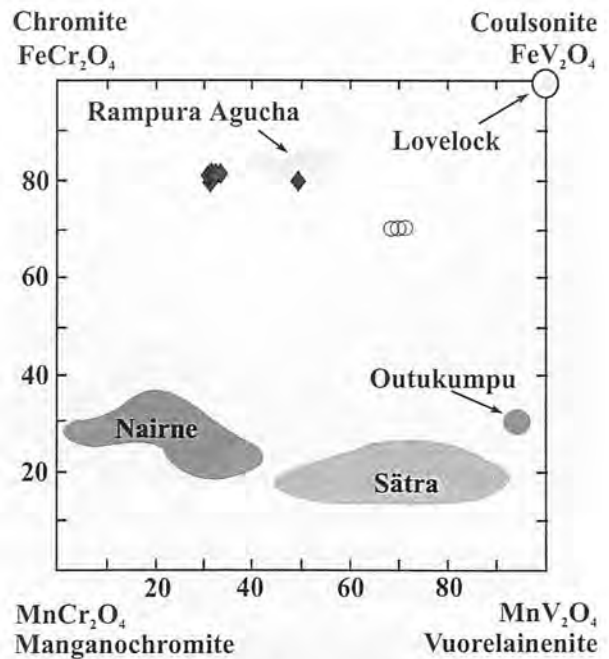


Figura 3.26. Projectió de la composició de les espinel·les de Cr i V dels dipòsits estudiats, en el diagrama de Höller i Stumpf (1995).

Figura 3.26. Proyección de la composición de las espinelas de Cr i V de los depósitos estudiados, en el diagrama de Höller i Stumpf (1995).

#### 3.2.2.6. Berdesinskiita $V_2TiO_5$

Aquest òxid és molt escàs, i forma petits grans de fins a 25  $\mu\text{m}$  dispersos en les pissarres. Composicionalment (Taula 2) és més ric en Cr que els cristalls descrits originàriament a Kenya (Bernhardt *et al.*, 1983).

#### 3.2.2.7. Fase amb Ti-V-Cr-Sc-REE-U

La fórmula estructural d'aquest mineral és  $(Ca, La, Ce)(Sc, U)(Ti, V, Fe, Cr, Mg)_{20}O_{38}$ , propera a la fórmula del grup de la crichtonita. Tanmateix, els continguts que presenta en Sc, V i Cr són més alts que els citats pels diferents membres coneguts del grup de la crichtonita. Per tant, aquestes anàlisis poden estar indicant l'existència d'un nou terme extrem d'aquest grup (Taula 2).

Aquesta fase és força estesa en els diferents afloraments estudiats, i forma cristalls poiquiloblàstics i hipidiomorfs, de morfologia tabular (Figures 3.27-28-29).

En secció polida, els seus cristalls presenten baixa reflectivitat i una coloració gris-

marronosa. La mida dels grans (inferior a 100  $\mu\text{m}$ ), i el fet de que es presentin íntimament intercreixcuts amb la matriu silicatada i els sulfurs, ha impedit d'obtenir-ne informació estructural.

### 3.2.2.8. Rútil

És molt abundant en aquest nivells, i sol formar cristalls aïllats al·lotriomorfs i poiquiloblàstics. La mida d'aquests cristalls varia entre 30 i 200  $\mu\text{m}$ . Són rics en inclusions de pirrotita, quars i miques, característica que n'exclou la possibilitat d'un origen detrític (Fig. 3.30). Composicionalment destaquen els seus continguts elevats en V i Cr (Taula 2).

### 3.2.2.9. Uraninita

La uraninita desenvolupa petits cristalls de morfologia cúbica o bé arrodonits (no sobrepassen 5  $\mu\text{m}$ ). Aquests grans són molt abundants en alguns nivells. La majoria de vegades estan inclosos en els cristalls de pirrotita, però poden aparèixer associats a la pirita que reompleta vetes tardanes. Tot i la petita mida dels seus grans, la uraninita pot presentar inclusions d'altres minerals. La seva composició és variable, i alguns grans són rics en Th (Figures 3.31, 3.32 i 3.33).

### 3.2.2.10. Zircó

És bastant abundant, però forma cristalls molt petits (unes 5  $\mu\text{m}$ ), que quan estan inclosos en biotita hi generen aurèoles metamíctiques.

### 3.2.2.11. Apatita

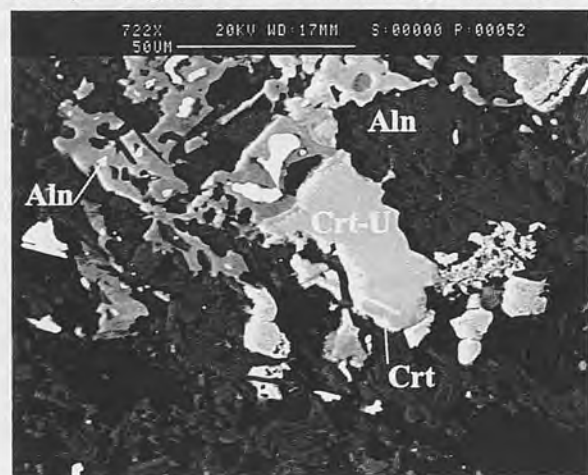
És comú, en forma de cristalls hipidiomorfs de fins a 50  $\mu\text{m}$  de diàmetre disseminats en la matriu pelítica. Molts grans d'apatita contenen inclusions de monazita.

### 3.2.2.12. Monazita

Pot ser molt abundant en alguns nivells, on forma agregats de petits cristalls (de menys de 5  $\mu\text{m}$ , encara que ocasionalment assoleix unes 100

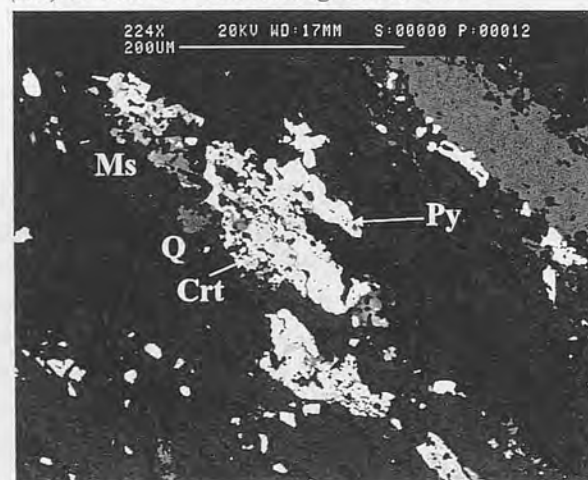


**Fig. 3.27.** Desenvolupament poiquiloblàstic d'un membre ric en Sc, Cr i V del grup de la crichtonita. Imatge SEM-BSE.  
**Fig. 3.27.** Desarrollo poiquiloblástico de un miembro rico en Sc, Cr y V del grupo de la crichtonita. Imagen SEM-BSE.



**Figura 3.28.** Cristall zonat de crichtonita (Crt), més ric en U al centre (Crt-U), reemplaçat per allanita (Aln) en nivell d'anortita (An). Imatge SEM-BSE. Roca de Ponent.

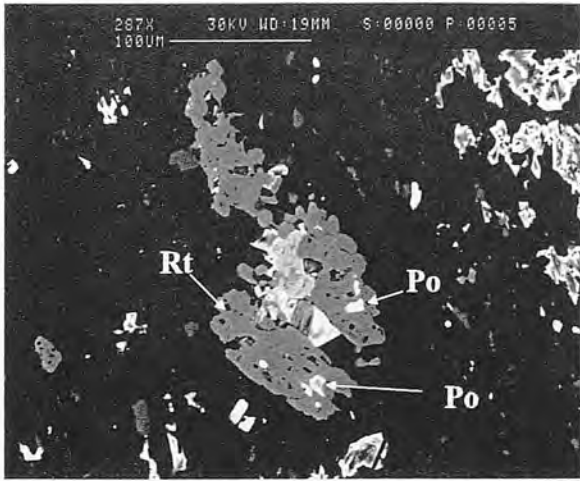
**Figura 3.28.** Cristal zonado de crichtonita (Crt), más rico en U en el centro (Crt-U), reemplazado por allanita (Aln) en nivel de allanita. Imagen SEM-BSE.



**Figura 3.29.** Crichtonita (Crt) en metapelita, reemplaçada per pirita (Py). Imatge SEM-BSE. Sant Miquel.

**Figura 3.29.** Crichtonita (Crt) en metapelita, reemplazada por pirita (Py). Imagen de SEM-BSE. Sant Miquel.





**Figura 3.30.** Cristalls de rútil (Rt) que n'inclouen de pirrotita (Po). Imatge de SEM-BSE. Sant Miquel.

**Figura 3.30.** Cristales de rutilo (Rt) que incluyen pirrotita (Po). Imagen SEM-BSE. Sant Miquel.



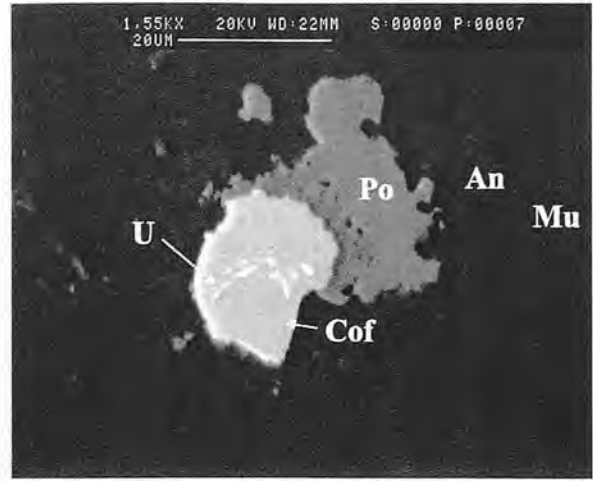
**Figura 3.32.** Cristalls idiomorfs d'uraninita (U) inclosos en biotita (Bt). Imatge de SEM-BSE. Sant Miquel.

**Figura 3.32.** Cristales idiomórficos de uraninita (U) incluidos en cristales de biotita (Bt). Imagen de SEM-BSE. Sant Miquel.

µm) que generalment estan inclosos en els grans de biotita o en els sulfurs. Composicionalment, aquests grans de monazita són rics en *LREE*, mentre que estan empobrits en Th.

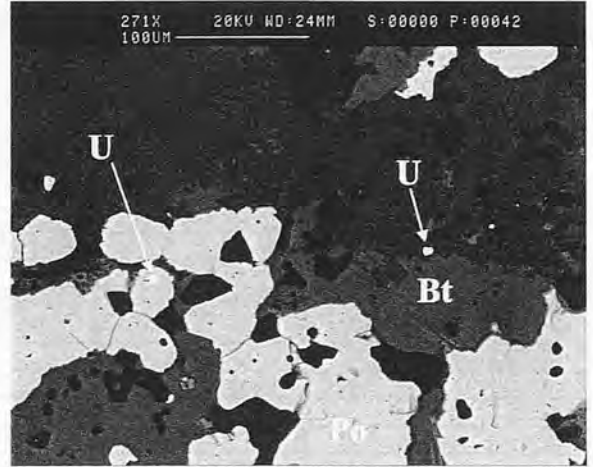
### 3.2.2.13. Xenotima

Apareix en els mateixos nivells que la monazita, però és més rara. De la mateixa manera que la monazita, forma cristalls al·lotriomorfs, amb una mida que no sobrepassa 50 µm. Els grans de xenotima estan enriquits en *HREE*.



**Fig. 3.31.** Uraninita (U) reemplaçada per coffinita (Cof) en nivell d'anortita (An) i moscovita (Ms). SEM-BSE.

**Fig. 3.31.** Uraninita (U) reemplazada por coffinita (Cof) en nivel de anortita (An) y moscovita (Ms). SEM-BSE.



**Figura 3.33.** Cristalls d'uraninita (U) inclosos en pirrotita (Po) i en metapelites amb biotita (Bt). Imatge SEM-BSE. Coma Fosca.

**Figura 3.33.** Cristales de uraninita (U) incluidos en pirrotita (Po) y en metapelitas con biotita (Bt). Imagen SEM-BSE. Coma Fosca.

### 3.2.2.14. Pirrotita

És el mineral més abundant de les menes metàl·liques, i és molt freqüent que constitueixi nivells de fins a 1 cm de potència i més del 50 % modal de pirrotita. La forma i mida dels grans depèn del grau metamòrfic: en els dipòsits afectats per un grau més baix els grans de pirrotita són fins i estan elongats d'acord amb l'esquistositat regional, en aquest cas són abundants els cristalls tabulars hexagonals; en els dipòsits afectats per un grau més elevat sol formar cristalls al·lotriomorfs de mida de

**Taula 3.2.** Anàlisis químiques i fórmules estructurals dels òxids de Ti. Couls, coulsonita (fórmula estructural basada en 4 O); Chr, cromita (fórmula estructural basada en 4 O); rt, rútil (fórmula estructural basada en 2 O); berd, berdesinskiita (fórmula estructural basada en 5 O); TiV, òxid de Ti-V del grup de la crichtonita (fórmula estructural basada en 16 O, OH).

**Tabla 3.2.** Análisis químicos y fórmulas estructurales de silicatos seleccionados de los depósitos del Silúrico Inferior del Bosque de Poblet. Couls, coulsonita (fórmula estructural basada en 4 O); Chr, cromita (fórmula estructural basada en 4 O); rt, rutilo (fórmula estructural basada en 2 O); berd, berdesinskiita (fórmula estructural basada en 5 O); TiV, óxido de Ti-V del grupo de la crichtonita (fórmula estructural basada en 16 O, OH).

analysis	Couls (1)	Couls (2)	Chr (1)	Rt (1)	Rt (2)	Berd (1)	TiV (1)	TiV (2)	TiV (3)	TiV (4)	TiV (5)
SiO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	0,067	0,030	0,023	n.a.	0,000	n.a.	n.a.	0,028	0,091
TiO <sub>2</sub>	0,200	0,400	1,988	97,110	94,235	37,600	60,404	54,289	53,802	53,674	48,999
ZrO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	0,000	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1,825	1,617	1,511	n.a.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,500	13,322	0,011	0,090	1,000	2,176	2,251	2,383	1,652	2,043
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	0,026	0,037	n.a.	n.a.	3,519	2,619	2,715	0,452	0,869
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,400	25,900	38,400	0,198	0,391	7,900	1,504	1,654	2,339	2,416	1,922
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,200	39,900	11,152	1,102	2,710	47,900	20,347	20,282	21,077	16,393	21,215
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,247	0,207	0,965	n.a.
FeO	21,400	21,300	22,336	0,256	0,192	-	6,469	-	-	-	6,612
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	4,400	-	8,205	7,380	10,163	-
MnO	9,400	9,200	5,100	0,000	0,051	0,000	0,605	0,121	0,280	0,404	0,346
ZnO	3,300	3,100	6,950	n.a.	n.a.	0,000	0,000	0,796	0,704	0,755	n.a.
CaO	n.a.	n.a.	0,037	0,002	0,364	n.a.	2,555	0,948	0,985	0,910	0,476
MgO	n.a.	n.a.	0,485	0,000	0,000	n.a.	0,407	0,244	0,322	0,393	0,317
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,003	n.a.	n.a.	n.a.	4,696
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,470	n.a.	n.a.	n.a.	2,412
SrO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,287	0,430	0,493	n.a.
PbO	n.a.	n.a.	0,137	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,584	0,680	0,517	n.a.
K <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	0,021	n.a.	0,003	n.a.	n.a.	0,018	0,023	0,035	n.a.
Na <sub>2</sub> O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,029	n.a.	n.a.	n.a.	0,000
UO <sub>2</sub>	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,000	0,613	0,672	3,978	7,074
total	101,900	100,300	100,020	98,746	98,058	98,800	98,488	94,983	95,616	94,738	97,069

Si	-	-	0,002	0,000	0,000	-	0,000	-	-	0,003	0,029
Ti	0,004	0,009	0,049	0,983	0,959	0,881	12,776	4,598	4,527	4,791	11,640
Zr	-	-	0,000	-	-	-	-	0,100	0,088	0,087	-
Al	-	0,018	0,519	0,000	0,001	0,037	0,721	0,299	0,314	0,231	0,761
Sc	-	-	0,001	0,000	-	-	0,862	0,257	0,265	0,047	0,239
Cr	0,599	0,624	1,003	0,002	0,004	0,194	0,334	0,147	0,207	0,227	0,480
V	1,499	1,447	0,439	0,018	0,044	1,775	4,588	2,719	2,806	2,316	5,373
Y	-	-	-	-	-	-	-	0,015	0,012	0,061	-
Fe <sup>2+</sup>	0,534	0,542	0,617	0,003	0,002	-	1,522	-	-	-	1,747
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	-	0,115	-	3,154	2,722	4,168	-
Mn	0,238	0,237	0,143	0,000	0,001	0,000	0,144	0,765	0,683	0,907	0,092
Zn	0,073	0,070	0,169	-	-	0,000	-	0,066	0,058	0,066	-
Ca	-	-	0,001	0,000	0,005	-	0,770	0,012	0,027	0,041	0,161
Mg	-	-	0,024	0,000	0,000	-	0,170	0,114	0,118	0,116	0,149
La	-	-	-	-	-	-	0,000	-	-	-	0,547
Ce	-	-	-	-	-	-	0,048	-	-	-	0,279
Sr	-	-	-	-	-	-	-	0,019	0,028	0,034	-
Pb	-	-	0,001	-	-	-	-	0,018	0,020	0,016	-
K	-	-	0,001	-	0,000	-	-	0,003	0,003	0,005	-
Na	-	-	-	-	-	-	0,016	-	-	-	0,000
U	-	-	-	-	-	-	0,000	0,015	0,017	0,105	0,497

gra més grollera, i sovint desenvolupen una textura granoblàstica amb els silicats circumdants.

La pirrotita també apareix com a mineral dominant de reompliment d'una primera generació de vetes. La morfologia d'aquestes vetes és irregular, i estan constituïdes exclusivament per sulfurs. L'edat d'aquestes

vetes ha de ser anterior al metamorfisme tèrmic, d'acord amb les textures d'*annealing* dels sulfurs.

Per altra banda, la major part dels grans de pirrotita són afectats per reaccions tardanes de sulfuració, que en produeixen el reemplaçament per pirita mitjançant una textura de tipus *bird's eye*.

### 3.2.2.15. Calcopirita

És relativament abundant, i apareix en els tres dipòsits estudiats, en forma de cristalls al·lotriomorfs de fins a 100 µm. On és més abundant és en els nivells més rics en pirrotita, i a les vetes de primera generació. Els grans de calcopirita presenten senyals d'haver estat afectats per totes les fases de deformació i metamorfisme.

### 3.2.2.16. Pirita (i marcassita)

Almenys 2 generacions de pirita poden ser reconegudes en aquests dipòsits.

La primera generació reomple vetes postdeformatives de fins a 2 cm de potència, conjuntament amb galena, esfalerita i calcopirita.

La segona generació s'origina juntament amb marcassita a partir del reemplaçament de pirrotita en textures de *bird's eye*. Aquesta pirita està acompanyada de petites quantitats de barita (Figura 3.34). Localment arriba a desenvolupar cristalls hipidiomorfs poiquiloblàstics de fins a 300 µm.

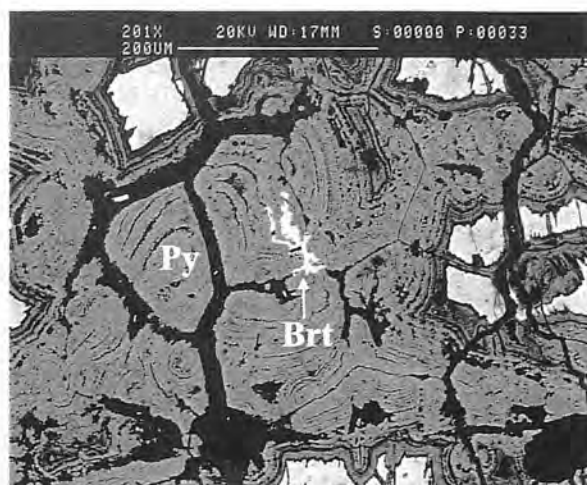
### 3.2.2.17. Esfalerita

Forma cristalls al·lotriomorfs, amb mida de gra fins a 50 µm, que es disposen disseminats en la matriu silicatada i en la primera generació de vetes. Els seus grans presenten evidències d'haver estat equilibrats amb la pirrotita, i molt rarament contenen inclusions de calcopirita.

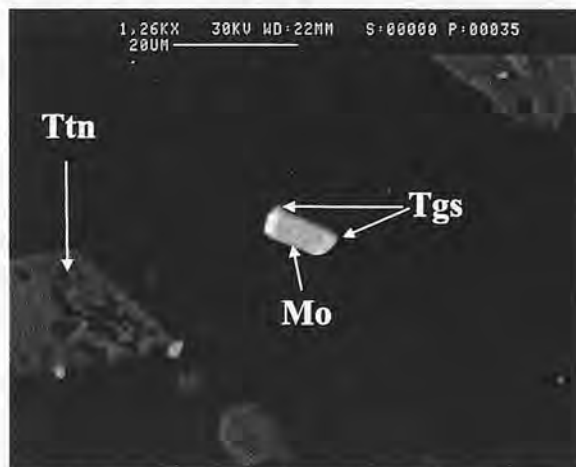
L'esfalerita disseminada en les metapelites és rica en Fe (fins a 11 % en pes de Fe), com és de preveure si tenim en compte la seva associació amb pirrotita, i presenten un baix contingut en Mn (1,6 % en pes) i Cd (0,4 % en pes).

### 3.2.2.18. Molibdenita i Tungstenita

Els cristalls tabulars de molibdenita (de fins a 2X50 µm) estan àmpliament disseminats en les pissarres riques en sulfurs. La molibdenita apareix en la matriu pelítica i de pirrotita, i també en associació amb la pirita que reomple les vetes tardanes. En el primer cas els cristalls es disposen orientats segons la foliació de les pissarres; en les vetes constitueix agregats radials i cristalls individuals orientats a l'atzar.



**Figura 3.34.** Agregats granoblàstics de pirrotita (Po) reemplaçats per pirita en textura *bird's eye* (Py); hi ha barita més tardana (Brt). Imatge SEM-BSE. Sant Miquel.  
**Figura 3.34.** Agregados granoblásticos de pirrotita (Po) reemplazados por pirita con textura *bird's eye* (Py); una generación tardía de barita (Brt) corta al conjunto. Imagen SEM-BSE. Sant Miquel.



**Figura 3.35.** Cristall idiomorf de molibdenita (Mo) amb un sobrecreixement epitaxial de tungstenita (Tgs). Imatge SEM-BSE. Sant Miquel.  
**Figura 3.35.** Cristal idiomorfo de molibdenita (Mo) con un sobrecrecimiento epitaxial de tungstenita (Tgs). Imagen SEM-BSE. Sant Miquel.

Els cristalls de molibdenita acostumen a tenir un sobrecreixement epitaxial de tungstenita (WS<sub>2</sub>), com s'aprecia a la figura 3.35.

### 3.2.3. Mineralogia dels nivells de sulfurs massissos

Tot i que en els sediments descrits és on hi ha la major part dels sulfurs, existeixen nivells

massissos i lletions de fins a 20 cm de potència. Els nivells de sulfurs massissos són especialment importants en els dipòsits de Sant Miquel i de la Coma Fosca. Es componen principalment de pirrotita, esfalerita, piritita i calcopirita. La scheelita és present, mentre que la galena hi és molt escassa. Les característiques texturals són similars a les descrites anteriorment corresponents a les pissarres riques en sulfurs.

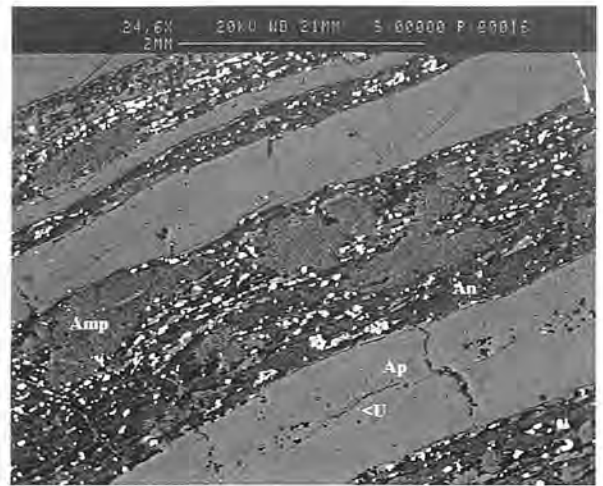
### 3.2.4. Mineralogia dels nivells de fosfat

Els nivells de fosfat són molt abundants en les unitats riques en sulfurs del Llandoverià Inferior dels Catalànides. Majoritàriament estan constituïts per apatita, excepte a les zones de Gavà i Montcada (part central dels Catalànides), on s'han descrit intercalacions de nivells de fosfats d'Al i Fe (variscita i strengita) i de nivells d'apatita (Costa *et al.* 1993, Camprubí *et al.* 1994). En els dipòsits de les muntanyes de Prades els principals components dels nivells de fosfat són minerals del grup de l'apatita, mentre que els fosfats de Fe i Al són absents.

Els nivells de fosfat s'intercalen tant en els nivells feldspàtics com en les pissarres riques en sulfurs. La potència d'aquests nivells varia entre unes desenes de  $\mu\text{m}$  i alguns cm. Són nivells gairebé monomineràrics, tot i que solen contenir petites quantitats de pirrotita, quars, moscovita, monazita i uraninita (Fig. 3.36). La uraninita és relativament abundant en forma de petits cristalls disseminats en els nivells de fosfat. Aquests cristalls són de mida molt petita (fins a 5  $\mu\text{m}$ ), i normalment són idiomorfs (morfologia cúbica).

Han estat reconegudes restes fòssils inclassificables, que podrien correspondre a radiolaris molt recristal·litzats.

Tot i que habitualment l'apatita és criptocrystal·lina, en els afloraments afectats per un grau metamòrfic més elevat, la mida dels seus cristalls pot incrementar significativament. Durant la deformació els nivells de fosfat actuen com a unitats rígides en relació amb les unitats riques en sulfurs que els intercalen, que presenten un comportament més plàstic. En conseqüència poden desenvolupar estructures de *boudinage*. En aquest cas, els espais oberts a les zones de *necking* que es generen entre els *boudins* de fosfat són reomplertes per una segona generació d'apatita (amb cristalls prismàtics curts, de fins a 50  $\mu\text{m}$  de longitud), quars, anortita, piritita, uraninita i monazita.



**Figura 3.36.** Nivells rics en fosfat (Ap), interestratificats en nivell ric en feldspat, compost d'anortita (An), amfibol (Amp) i pirrotita (grans més brillants). Disseminats en els nivells d'apatita hi ha petits cristalls d'uraninita. Imatge SEM-BSE.

**Figura 3.36.** Niveles ricos en fosfato (Ap), interestratificados en nivel rico en feldespato, compuesto de anortita (An), amfibol (Amp) y pirrotita (granos mas brillantes). Diseminados en los niveles de apatito hay pequeños cristales de uraninita. Imagen SEM-BSE.

### 3.2.5. Mineralogia dels nivells de calcosilicats

Els piroxens càlcics són els minerals més abundants d'aquests nivells, i es tracta de termes rics de la sèrie diòpsida-hedenbergita, de colors verdosos. Formen agregats granoblàstics de cristalls al·lotriomorfs de menys de 50  $\mu\text{m}$  de diàmetre, conjuntament amb petites quantitats de titanita.

Aquesta associació és reemplaçada a través de les vores dels grans per una generació tardana de quars, grossulària-andradita (amb un 20 % de component espessartina), cristalls zonats d'epidota i al·lanita, calcita i actinolita. Tots aquests minerals tardans s'han desenvolupat durant el metamorfisme tèrmic generat per l'emplaçament dels granitoids tardihercinians, posterior a les fases deformatives hercinianes.

Els silicats que componen aquests nivells, a diferència dels presents en els nivells feldspàtics i pissarres riques en sulfurs, no contenen en cap cas quantitats significatives de V, Cr, Ni o Sc, de manera que la seva composició és comparable a la dels calcosilicats descrites en molts *skarnoides* d'arreu.

### 3.2.6. Mineralogia dels nivells de quarzites

Estan constituïts majoritàriament per quarz, amb petites quantitats de miques de gra fi, que es disposen a les vores dels grans de quarz. Els sulfurs són molt escassos, únicament la pirrotita apareix en quantitats significatives, disposada intergranularment respecte al quarz.

L'associació descrita presenta evidències d'haver estat reequilibrada durant el metamorfisme tèrmic.

### 3.3. MINERALS D'AU, AG, I ELEMENTS DEL GRUP DELS PLATINOIDES

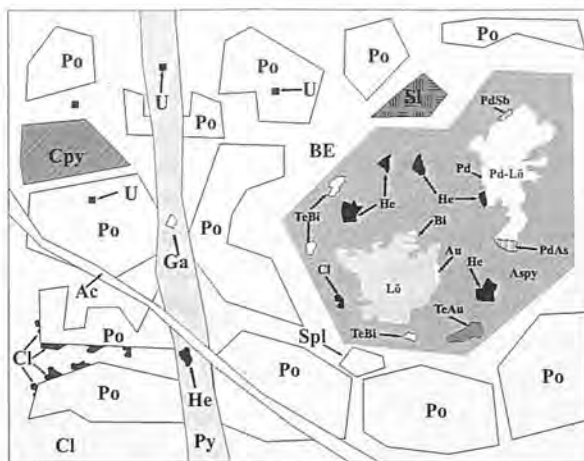
Tots els minerals d'elements del grup dels platinoïdes (PGE) han estat localitzats en les pissarres riques en sulfurs, y estan relacionats amb l'As: el Pt forma sperrylita ( $PtAs_2$ ), i el Pd apareix majoritàriament en l'estructura de la löl·lingita, o bé com a arsenur de Pd. Els minerals de Pd (AsPd, Pd natiu, estibiopal·ladinita), l'electre, i els telururs i selenurs d'Au-Ag-Pb (hessita, petzita, claushtalita, altaïta) típicament se situen en relació al contacte per reemplaçament entre la löl·lingita pal·làdica i l'arsenopirita. La distribució idealitzada dels minerals d'elements preciosos en els dipòsits silurians es mostra a la figura 3.37.

#### 3.3.1. Sperrylita ( $PtAs_2$ )

Es tracta de l'únic mineral de Pt reconegut en aquests dipòsits. Concretament ha estat localitzat als afloraments de Sant Miquel. És un mineral molt escàs, que apareix disseminat en les pissarres riques en sulfurs, en forma de cristalls arrodonits de fins a 10  $\mu m$  de diàmetre.

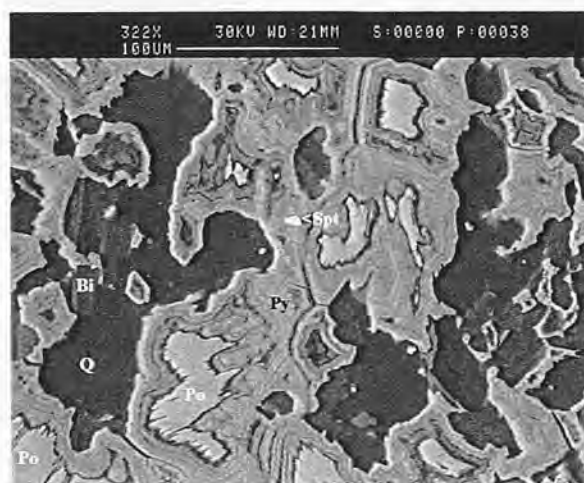
La formació dels cristalls d'sperrylita és anterior al metamorfisme, cosa que queda confirmada pel desenvolupament de contactes en "punts triples" entre els grans d'sperrylita i els de pirrotita (Figura 3.38). Els cristalls d'sperrylita sovint estan envoltats de vetes de piritatardana amb textura *bird's eye*, però, a diferència del que passa amb la löl·lingita, no forma en cap cas vores de reacció amb minerals de Pt rics en sofre.

La composició dels cristalls d'sperrylita és molt propera a la fórmula ideal del mineral. En cap cas contenen altres elements del grup dels PGE, ni Sb ni S (Taula 3.3).



**Figura 3.37.** Esquema idealitzat de la distribució dels metalls preciosos i algunes fases minerals als dipòsits estudiats. Po- pirrotita, BE- piritatardana que reemplaça la pirrotita en textures de tipus *bird's eye*, Sl- esfalerita, cpy- calcopirita, Cl- claushtalita, He- hessita, Apy- arsenopirita, PdAs- fase amb Pd i As, Au- electre, Pd- pal·ladi natiu, PdSb- stibiopal·ladinita, TeAu- petzita, TeBi- telururs de bismut, Lo- löllingita, PdLo- löllingita pal·làdica, Ga- galena, Ac- acantita, U- uraninita.

**Figura 3.37.** Esquema idealizado mostrando la distribución de los metales preciosos y algunas fases minerales en los depósitos estudiados. Po- pirrotita, BE- piritatardana que reemplaça a la pirrotita en textures de tipo *bird's eye*, Sl- esfalerita, cpy- calcopirita, Cl- claushtalita, He- hessita, Apy- arsenopirita, PdAs- fase con Pd y As, Au- electrum, Pd- paladio nativo, PdSb- stibiopaladinita, TeAu- petzita, TeBi- telururos de bismuto, Lo- löllingita, PdLo- löllingita paládica, Ga- galena, Ac- acantita, U- uraninita.



**Figura 3.38.** Cristall d'sperrylita (Spr) de les pissarres riques en sulfurs, associada a pirrotita (Po) i piritatardana (Py). Com a components de la metapelita hi ha quarz (Q) i biotita (Bi). Imatge SEM-BSE.

**Figura 3.38.** Cristal de sperrylita (Spr) de las pizarras ricas en sulfuros, asociada a pirrotita (Po) y piritatardana (Py). Como componentes de la metapelita hay cuarzo (Q) y biotita (Bi). Imagen SEM-BSE.

### 3.3.2. Löl·lingita pal·làdica

És el mineral de Pd dels més abundants dels dipòsits silurians (ha estat localitzat als afloraments de Sant Miquel). Forma petits grans de fins a 100 µm, que en molts casos apareixen parcialment reemplaçats per arsenopirita molt pobra en Pd (Fig. 3.39). El *mapping* de raigs-X dels cristalls confirma que la distribució del Pd es relaciona amb la distribució de la löl·lingita (Fig. 3.40). El contingut en Pd varia molt entre els diferents grans, i també a l'interior d'un mateix gra, entre 0 (el més usual) i fins al 3 % en pes (Taula 3.3). Tot i que no hi ha documentació sobre el contingut en PGE en löl·lingita, Gervilla *et al.* (1991) han demostrat experimentalment que altres arseniurs (com són els arseniurs de Ni-Co dels massissos ultrabàsics bètic-rifeny de Marroc i Espanya) poden presentar continguts significatius en Pd.

### 3.3.3. Arsenopirita

Els grans d'arsenopirita són relativament comuns en la matriu pelítica. Són d'idiomorfs a hipidiomorfs, amb una secció característica en forma de rombe. La longitud d'aquests cristalls pot assolir fins a 2 mm. Normalment es formen a partir del reemplaçament de löl·lingita. En moltes ocasions la löl·lingita ha estat quasi totalment reemplaçada, restant-ne únicament alguns relictos inclosos dins l'arsenopirita. Els grans d'arsenopirita són molt rics en inclusions de metalls preciosos.

Els cristalls d'arsenopirita presenten proporcions baixes de pal·ladi, inferiors a les de la löl·lingita, però significatives (fins 0,2 % en pes, taula 3.3, i figura 3.40).

### 3.3.4. Altres minerals de Pd

El Pd natiu i l'estibiopal·ladinita han estat trobats únicament en una mostra, en forma de petits cristalls tabulars (de menys de 2 µm d'amplada), disposats en el contacte entre els cristalls de löl·lingita pal·làdica i els d'arsenopirita. La petita mida dels seus cristalls ha impedit l'obtenció d'anàlisis químiques quantitatives.

En aquest contacte també ha estat reconeguda una fase de Pd i As, amb una mida de gra inferior a 3 µm. Les anàlisis de microsonda suggereixen una composició propera a PdAs<sub>2</sub> (Taula 3), que podria correspondre a un aliatge.



**Figura 3.39.** Löllingita pal·làdica (Lo) envoltada d'arsenopirita de reemplaçament en una pissarra rica en sulfurs. Els grans de pirrotita (Po) estan gairebé totalment reemplaçats per pirita tardana amb textura bird's eye. Imatge SEM-BSE. Sant Miquel.

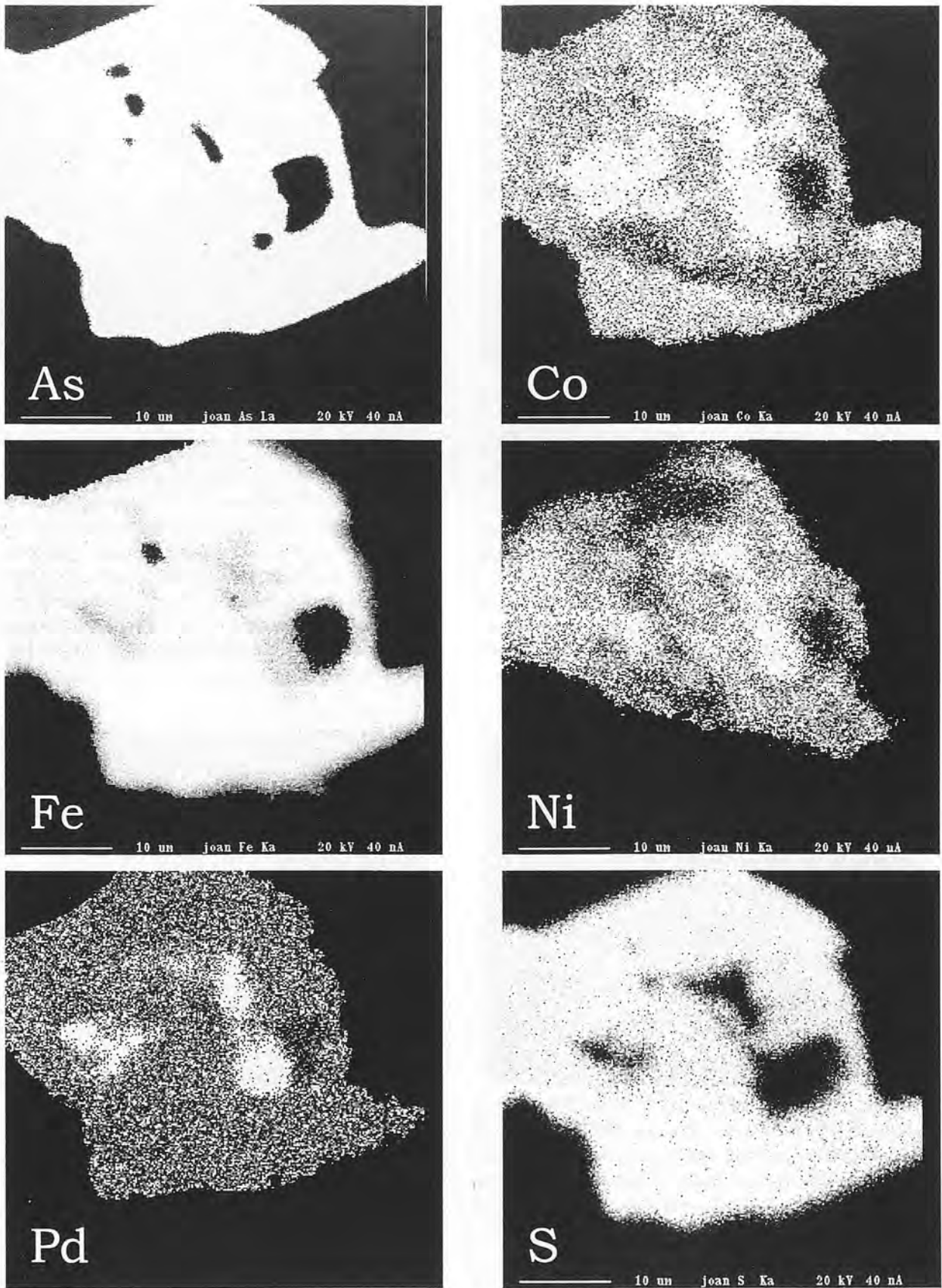
*Figura 3.39. Löllingita pal·làdica (Lo) rodeada por arsenopirita de reemplazamiento en una pizarra rica en sulfuros. Los granos de pirrotita (Po) se encuentran casi totalmente reemplazados por pirita tardía con textura bird's eye. Imagen SEM-BSE. Sant Miquel.*

### 3.3.5. Electre

Ha estat localitzat en mostres dels afloraments de Sant Miquel i de la Roca de Ponent, en el contacte per reemplaçament entre löl·lingita i arsenopirita, i com a petites inclusions dins dels cristalls d'arsenopirita (Figura 3.41). Forma grans irregulars de fins a 30 µm. La seva composició està al voltant de Au<sub>65</sub>Ag<sub>34</sub> (Taula 3). Una disposició de grans d'or en un contacte per reemplaçament entre löl·lingita i arsenopirita ha estat també descrit als dipòsits filonians d'Au d'edat arqueana (*Archean lode-gold deposits*) (Neumayer *et al.*, 1993).

### 3.3.6. Amalgama de plata

Ha estat reconeguda en una única mostra, procedent dels afloraments de Sant Miquel, en el contacte entre un gra de löl·lingita i l'arsenopirita que la reemplaça. La morfologia del gra és tabular, amb una amplada inferior a 1 µm.



**Figura 3.40.** Mapping de raigs-X amb microsonda dels grans d'arsenopirita/löllingita pal·làdica, on s'observa una bona correlació entre el Pd, el Co i l'As. Les zones més clares es corresponen amb la löllingita.

**Figura 3.40.** Mapping de rayos-X con microsonda de los granos de arsenopirita/löllingita paládica, mostrando una buena correlación entre el Pd, el Co y el As. Las zonas mas claras corresponden a löllingita.



**Figura 3.41.** Distribució de metalls preciosos en relació al contacte arsenopirita-löllingita: Electre (Au) proper al contacte entre löllingita (Lo) i arsenopirita (Apy); hessita (Hst) i petzita (Ptz) formen inclusions dins l'arsenopirita. L'associació és envoltada de pirrotita (Po) gairebé totalment reemplaçada a pirita (Py). Imatge SEM-BSE.

**Figura 3.41.** Distribución de metales preciosos en relación al contacto arsenopirita-löllingita: Electrum (Au) cercano al contacto entre löllingita (Lo) y arsenopirita (Apy); hessita (Hst) y petzita (Ptz) forman inclusiones en la arsenopirita. La asociación se encuentra rodeada de pirrotita (Po) casi totalmente reemplazada a pirita (Py). Imagen SEM-BSE.



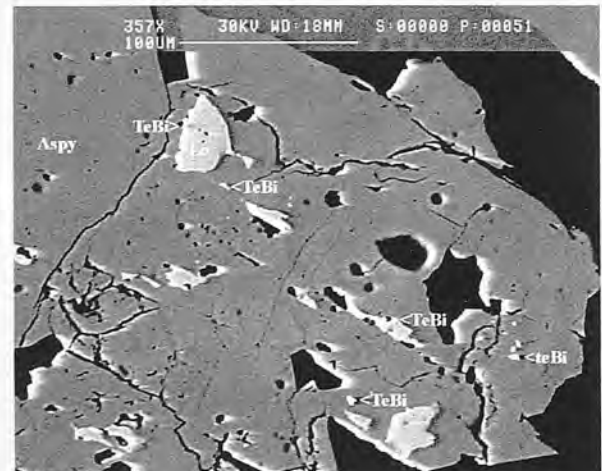
**Figura 3.43.** Contacte per reemplaçament entre löllingita sense Pd (Lo) i arsenopirita (Apy), ric en grans de hessita (Hst). El conjunt està envoltat de pirrotita (Po) afectada per un avançat reemplaçament a pirita amb textures *bird's eye* (Py). Imatge SEM-BSE. Dipòsit de Sant Miquel.

**Figura 3.43.** Contacto por reemplazamiento entre löllingita sin Pd (Lo) y arsenopirita (Apy), rico en granos de hessita (Hst). El conjunto está rodeado por pirrotita (Po) afectada por un avanzado reemplazamiento a pirita con texturas *bird's eye* (Py). Imagen SEM-BSE. Depósito de Sant Miquel.



**Figura 3.42.** Grans de petzita (Ptz) i de hessita (Hst) en forma d'inclusions dins dels cristalls d'arsenopirita (Apy). La löllingita (Lo) de la imatge no conté pal·ladi. L'associació descrita està envoltada de grans de pirrotita (Po), que presenten un avançat reemplaçament a pirita tardana de gra fi *bird's eye* (Py). Imatge SEM-BSE. Sant Miquel.

**Figura 3.42.** Granos de petzita (Ptz) y de hessita (Hst) en forma de inclusiones dentro de los cristales de arsenopirita (Apy). La löllingita (Lo) de la imagen no contiene paladio. La asociación descrita está rodeada de granos de pirrotita (Po), que presentan un avanzado reemplazamiento a pirita tardía de grano fino con textura *bird's eye* (Py). Imagen SEM-BSE. Sant Miquel.



**Fig. 3.44.** Contacte irregular per reemplaçament entre löllingita sense Pd (Lo) i arsenopirita també sense Pd (Apy). Tant en el contacte entre els dos minerals com en forma d'inclusions dins l'arsenopirita hi ha grans de telururs de bismut, probablement joseïta (TeBi), de mida de gra molt fina i molt abundants. Imatge SEM-BSE. Dipòsit de la Roca de Ponent.

**Fig. 3.44.** Contacto irregular por reemplazamiento entre löllingita sin Pd (Lo) y arsenopirita también sin Pd (Apy). Tanto en el contacto entre los dos minerales como en forma de inclusiones en la arsenopirita hay granos de telururos de bismuto (TeBi) de grano muy fino y muy abundantes. Imagen SEM-BSE. Depósito de la Roca de Ponent.



**Taula 3.3.** Anàlisis químiques i fórmules estructurals dels minerals portadors de metalls nobles. Au, electre; hst, hessita; PdAs, fase amb arsènic i pal·ladi; spr, sperrylita; ptz, petzita; apy, arsenopirita; lö, löllingita.

**Tabla 3.3.** Análisis químicos y fórmulas estructurales de los minerales portadores de metales nobles. Au, electrum; hst, hessita; PdAs, fase de arsénic y paladio; spr, sperrylita; ptz, petzita; apy, arsenopirita; lö, löllingita.

analysis	el (1)	el (2)	hex (1)	hex (2)	PdAs (1)	PdAs (2)	Spr (1)	Spr (2)	Spr (3)	Ptz (1)	Appy (1)	Löf (1)	Löf (2)	Löf (3)	Löf (4)	Löf (5)	Löf (6)	Löf (7)	Löf (8)
Ag	64.200	65.000	63.500	62.150	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	38.400	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Au	33.500	21.900	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	22.400	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Pd	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	39.400	38.100	0.000	0.000	0.119	n.a.	0.093	1.800	2.700	1.300	0.300	0.167	0.134	0.617	2.394
Pt	n.a.	n.a.	n.a.	0.260	n.a.	n.a.	53.389	53.096	52.597	n.a.	0.069	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.114	0.064	0.000	0.347
Te	0.300	0.200	36.200	37.150	0.300	0.600	n.a.	n.a.	n.a.	30.300	n.a.	0.300	0.300	0.300	0.300	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fe	2.200	6.000	0.000	0.130	2.300	3.300	2.620	2.563	2.388	4.100	32.916	21.400	21.700	22.100	23.900	23.376	23.913	21.632	20.817
Bi	0.700	2.100	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ni	0.080	0.080	0.080	n.a.	1.000	1.200	0.102	0.052	0.090	0.090	0.139	4.100	3.700	3.700	3.300	3.384	3.220	3.891	3.512
Co	n.a.	n.a.	0.000	n.a.	0.300	0.400	0.016	0.081	0.033	0.090	0.920	1.300	1.200	1.200	1.400	1.322	1.109	1.482	1.984
S	0.400	2.300	0.000	0.070	0.200	0.100	0.188	0.122	0.239	1.100	19.388	0.400	0.400	0.800	1.600	1.280	1.427	1.805	0.548
As	1.000	4.000	0.000	0.000	54.200	55.800	42.617	42.758	42.557	2.500	46.379	69.900	70.300	69.300	69.300	70.036	69.878	70.798	71.121
Sb	n.a.	n.a.	0.000	0.000	0.900	1.200	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.300	0.300	0.300	0.300	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	102.600	101.500	99.700	99.750	98.800	100.700	98.938	98.673	98.428	98.900	99.843	100.000	100.600	99.800	100.300	99.673	99.687	100.348	100.723

Ag	0.710	0.629	2.075	1.964	-	-	-	-	-	2.998	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	0.205	0.116	-	-	-	-	-	-	-	0.958	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pd	-	-	-	-	1.000	0.939	0.000	0.000	0.004	-	0.001	0.019	0.029	0.016	0.003	0.002	0.001	0.006	0.025
Pt	-	-	0.000	0.005	-	-	0.952	0.948	0.937	-	0.000	-	-	-	-	0.002	0.000	0.000	0.007
Te	0.005	0.002	1.000	0.993	0.011	0.012	-	-	-	2.000	-	0.005	0.005	0.005	0.005	-	-	-	-
Fe	0.047	0.112	0.000	0.007	0.111	0.155	0.164	0.160	0.180	0.618	0.952	0.808	0.815	0.831	0.877	0.859	0.876	0.774	0.771
Bi	0.004	0.010	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.080	0.080	0.000	0.060	0.046	0.054	0.006	0.003	0.090	0.090	0.094	0.147	0.132	0.132	0.115	0.118	0.112	0.132	0.134
Co	-	-	0.000	0.000	0.014	0.018	0.001	0.005	0.002	0.000	0.025	0.064	0.043	0.064	0.049	0.046	0.039	0.050	0.070
S	0.015	0.075	0.000	0.007	0.017	0.008	0.020	0.013	0.026	0.389	0.977	0.026	0.026	0.052	0.102	0.082	0.091	0.112	0.035
As	0.016	0.056	0.000	0.000	1.953	1.954	1.980	1.987	1.974	0.381	1.090	1.968	1.969	1.942	1.893	1.918	1.809	1.888	1.965
Sb	-	-	0.000	0.000	0.020	0.026	-	-	-	-	-	0.005	0.005	0.005	0.005	-	-	-	-

3.3.7. Telururs d’Au i Ag

Els telururs d’Au, Ag i alguns selenurs, són relativament abundants: petzita (Ag<sub>3</sub>AuTe), hessita (Ag<sub>2</sub>Te), i apareixen en associació amb els telururs i selenurs de Pb, clausthalita (PbSe) i altaïta (PbTe).

Tret de la hessita, la mida de gra dels cristalls de la qual pot excedir 50 µm, la mida de la major part d’aquest minerals no sol sobrepassar les 10 µm (Figura 3.42). Les anàlisis químiques es mostren a la taula 3.

Els minerals d’aquest grup apareixen en dues posicions possibles: a) en forma de grans individuals disseminats en la matriu silicatada, b) en relació amb la generació tardana de minerals rics en S. En aquest últim cas, formen petits grans distribuïts irregularment a l’interior dels cristalls d’arsenopirita i, més rarament, apareixen en forma de grans irregulars a les vores dels grans de pirrotita i a les vetes de sulfidació reomplertes de piritita.

3.3.8. Hessita (Ag<sub>2</sub>Te) i acantita (Ag<sub>2</sub>S)

La hessita és força més abundant que l’acantita, i forma inclusions irregulars (de fins a 50 µm) irregularment distribuïdes a l’interior dels cristalls d’arsenopirita, o bé cimentant el contacte entre la löllingita i l’arsenopirita (Figures 3.43-44, anàlisis a la taula 3). Més

rarament, tant la hessita com l’acantita es disposen en petits cristalls (fins a 20 µm de diàmetre) disseminats en les pissarres riques en sulfurs, i també apareixen en el contacte entre els grans de pirrotita i les vetes de piritita.

En el dipòsit de la Roca de Ponent, ha estat localitzada acantita reomplint vetes tardanes que tallen la piritita en bird’s eye associada a fenòmens de reemplaçaments tardans de la pirrotita. Aquestes vetes d’acantita, com la barita que de vegades hi està associada, poden estar relacionades amb la mineralització filoniana propera de Ba-F-Pb-Ni-Co-Ag-As de la mina Atrevida.

3.3.9. Altres menes metàl·liques

La clausthalita (PbSe) és molt abundant en les pissarres riques en sulfurs dels tres dipòsits estudiats, on és el mineral de Pb més abundant. Altaïta (PbTe) i la galena són molt escasses. Els tres minerals formen petits grans de fins a 20 µm de diàmetre. De la mateixa manera que la hessita, aquests minerals se situen a les vores de gra de la pirrotita, en forma d’inclusions irregulars (de fins a 20 µm) en els cristalls d’arsenopirita, en associació amb electre, i en associació amb piritita en vetes tardanes, fet que suggereix una relació amb els processos de sulfidació tardans. Les associacions minerals indiquen una activitat de S molt baixa durant els primers estadis de la mineralització.

El Bi natiu i els telururs de Bi són molt abundants com a inclusions en els cristalls d'arsenopirita del dipòsit de la Roca de Ponent, en associació amb electre (Fig. 3.44). En aquest dipòsit els cristalls d'arsenopirita són distingibles a ull nu, i es concentren en nivells discrets de potència mil·limètrica. Han estat localitzats grans de joseïta- $\beta$  de mida prou gran com per ser analitzats, i la fórmula estructural resultant es mostra a la taula 3.3.

### 3.4. SEQUÈNCIA DE FORMACIÓ DELS DIPÒSITS SILURIANS

La seqüència de formació de les fases minerals presents, tant en els nivells mineralitzats com en les unitats sedimentàries suprajacents, es mostra a la figura 3.45.

Com s'ha indicat en la introducció, els dos trets més significatius dels dipòsits silurians són les concentracions de minerals d'elements del grup del platí i de minerals de V-Cr. A l'hora d'interpretar els mecanismes de formació d'aquesta mineralització s'imposa determinar en quin moment de la complexa història geològica del dipòsit s'hi van incorporar. És per aquesta causa que s'ha procurat reconstruir de forma molt acurada la seqüència de cristal·lització dels minerals, tot relacionant-la amb els principals processos geològics que el context regional ens diu que poden haver influenciat en la formació o modificació del dipòsit: sedimentació, metamorfisme regional i deformació, magmatisme i metamorfisme de contacte, i fenòmens hidrotermals mesozoics. No considerarem en aquest treball en cap detall les modificacions meteòriques.

En primer lloc, per tal d'establir la seqüència paragenètica dels dipòsits silurians s'han analitzat de forma separada les tres unitats en les sèries sedimentàries silurianes que hem establert en l'apartat d'estratigrafia i que contenen mineralització de sulfurs: *a)* tram amb les mineralitzacions estratiformes, *b)* una unitat de transició i *c)* una unitat superior (Figura 3.45). Aquesta darrera inclou les pissarres negres d'edat Ludlowiana que jauen a sobre dels dipòsits.

L'edat del sediment que conté les mineralitzacions estratiformes correspon al Llandoveryà. Hi ha un conjunt de minerals que es troben finament disseminats entre la matriu de fil·losilicats que componen les metapelites, o que arriben a formar nivells de sulfurs massisos. En cap d'aquests casos hi ha evidències de reemplaçament de litologies o minerals preexistents. Aquest és el cas dels principals components dels nivells rics en sulfurs (pirrotita, calcopirita, esfalerita i quars).

Aquest aspecte apunta cap a un caràcter singenètic d'aquest conjunt de minerals i el context geològic i l'associació amb nivells de composició anòmala suggereix la seva formació per processos exhalatius, com havia estat suggerit per Melgarejo (1987). Tanmateix, cal remarcar que les textures que sovint s'observen en els dipòsits estratiformes *sedex*, típiques de cristal·lització en un medi sedimentari o en un fons submarí (framboïds, creixements botrioïdals, etc., Large 1983, Pesquera i Velasco 1993, Valdés-Nodarse, 1993, Pérez i Melgarejo, 1998) en aquest cas no hi són. En canvi, aquest conjunt de minerals que podem interpretar com a formats en aquesta etapa són clarament predeformatius i premetamòrfics, com ho testimonia el desenvolupament de textures de punts triples i vores corbes (*annealing*) en els contactes entre grans, que duen al desenvolupament de textures granoblàstiques poligonals a les zones de més grau metamòrfic. En el cas de les espècies menys abundants i de gra més fi, és més difícil emetre un judici sobre el moment de la seva formació amb les dades texturals de què es disposa. La molibdenita, per exemple, és de gra fi i idiomorfa, i en cap cas presenta tampoc evidències d'haver reemplaçat cap altre mineral ni de situar-se en cap mena de discontinuïtat de la roca. Per tant, s'han considerat també singenètics. Diversos autors han descrit l'existència de molibdenita o jordisita (sulfur de molibdè amorf) en dipòsits exhalatius de sulfurs en pissarres negres (Fan, 1983; Coveney i Nansheng, 1991). Pašava *et al.* (1996) descriu disseminacions de cristalls de molibdenita a les pissarres negres del massís de Bohèmia, associades a pirita framboïdal. Aquest autor proposa un origen singenètic per aquesta molibdenita, i considera que el Mo deriva d'una activitat hidrotermal-volcanogènica sinsedimentària.

Tanmateix, algunes espècies minerals, com la sperrylita, presenten les mateixes textures de reequilibri amb punts triples i vores corbes que els sulfurs amb què estan en contacte. Per tant, considerarem que, molt probablement, la sperrylita és premetamòrfica i que, per tant, el Pt estava fixat en el sediment anteriorment al metamorfisme. Les pissarres negres del massís de Bohèmia, han estat analitzats elevats continguts en PGE, i tanmateix no han pogut ser identificades les fases portadores d'aquests elements (Pašava *et al.*, 1996).

D'altres fases (galena, löllingita, scheelita) apareixen incloses en minerals poiquiloblàstics i, per tant, són també de formació molt primerenca, però solament amb les dades texturals pot ser problemàtic assignar-los una edat de formació. Tanmateix, la formació de pirrotita singenètica indica un medi amb

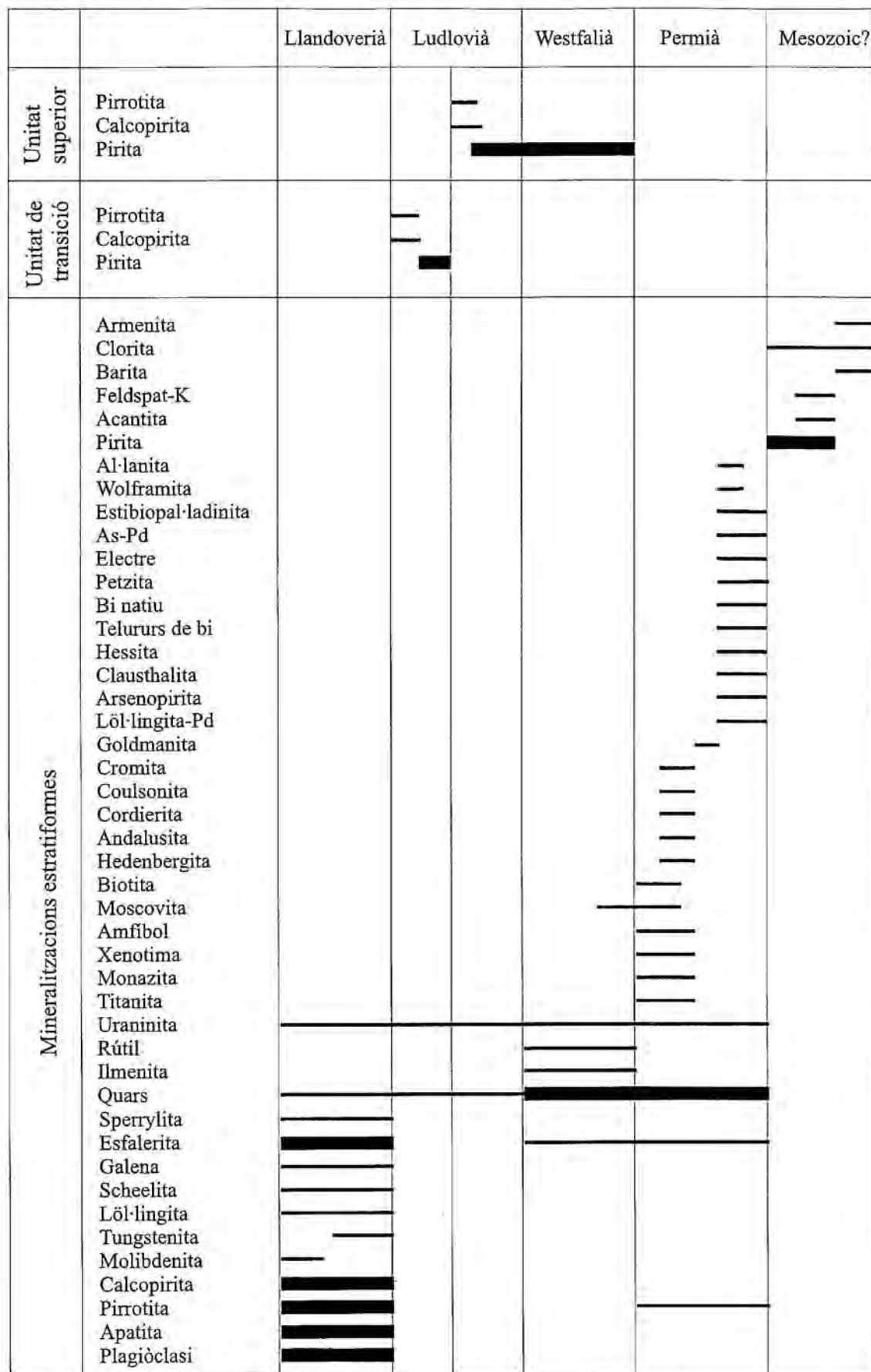


Fig. 3.45. Seqüència de cristal·lització dels dipòsits estudiats i de les unitats sedimentàries, en relació als processos sedimentaris, diagenètics, associats al metamorfisme regional (Westfalià?) o de contacte (Permià), i a la metal·logènia alpina (Mesozoic-Cenozoic).  
 Fig. 3.45. Secuencia de cristalización de los depósitos estudiados y de las unidades sedimentarias, en relación a los procesos sedimentarios, diagenéticos, asociados al metamorfismo regional (Westfaliense?) o de contacto (Pérmico), y a la metalogenia alpina (Mesozoico-Cenozoico).

baixa fugacitat de sofre, el qual pot haver afavorit la formació de l'òl·lingita de manera alternativa a la de l'arsenopirita (Scott, 1983).

La molibdenita, també singenètica, apareix localment reemplaçada per tungstenita, i aquest reemplaçament aparentment és primerenc. Cal remarcar que la formació d'aquest mineral requereix condicions de fugacitat d'oxigen molt baixes, i aquest aspecte s'addiu amb el quadre sedimentari general (conca sedimentària anòxica).

Es important assenyalar que la resta de nivells estratiformes de tendència monomineral (nivells de feldspat, nivells de fosfats) són també singenètics, doncs en cap d'ells hi ha evidències de reemplaçament de litofàcies anteriors i les textures que exhibeixen els seus components (esquistositat en les zones menys metamòrfiques, *annealing* en les zones de més alt grau metamòrfic) enregistren tota la història deformativa i metamòrfica de l'àrea.

En canvi, a les unitats de transició i superior, la pirrotita i calcopirita que es formen en els estadis més primerencs es veuen reemplaçades per la pirita. Aquest reemplaçament sembla produït durant la diagènesi, doncs la pirita desenvolupa textures nodulars que són típiques d'aquest medi. Les textures poiquilobàstiques de la pirita es poden interpretar també en aquest sentit, tot i que també podrien correspondre a recristal·litzacions durant el metamorfisme, com ha estat suggerit per Pesquera i Velasco (1993) en dipòsits de sulfurs del mssís de Cinco Villas, al Pirineu Basc. En aquestes unitats els tres sulfurs es consideren també singenètics, però la seva edat, d'acord amb el sediment encaixant, és lleument posterior (Ludlowià).

El rútil i la ilmenita no poden ser considerats com a elements detrítics, doncs presenten inclusions de la mineralització de sulfurs i, en el cas de la ilmenita, de cristalls de scheelita. Com s'ha explicat anteriorment, els cristalls d'aquests minerals de titani que estan dispersos en els trams d'anortita presenten una auròla de titanita, la qual es pot considerar com a formada per reacció amb la plagiòclasi durant el metamorfisme. En conseqüència, aquests minerals s'han format per processos hidrotermals anteriors al metamorfisme, però posteriorment a la diposició dels sulfurs. Pel seu caràcter poiquiloblàstic, i predeformatiu (cristalls arranats segons l'esquistositat) poden haver-se format abans o durant el metamorfisme regional (Westfalià).

Altres minerals són clarament associats al metamorfisme regional, d'edat de westfaliana a estefaninana (Enrique, com.pers.): la moscovita cristal·litzada durant el metamorfisme regional, com ho marca l'arranjament dels cristalls segons l'esquistositat en les zones de més baix grau

metamòrfic. En la resta de minerals no sembla haver-hi canvis importants lligats a aquest procés.

Durant el Permià arreu dels Catalànides té lloc la intrusió dels granitoides tardihercinians (Enrique, 1990), i el metamorfisme de contacte associat. Aquest metamorfisme produeix les auròles de contacte, que impliquen la neoformació d'alguns minerals (cordierita, andalusita) en les metapelites de grau més alt. La cordierita tendeix a formar-se en els nivells més rics en components ferromagnesianos, i l'andalusita, en els més aluminics. És per aquesta raó que l'andalusita és més comuna en les pissarres negres. Aquests poiquiloblastes de minerals metamòrfics inclouen sovint cristalls de sulfurs. El metamorfisme de contacte produeix, en primer lloc, el reequilibri de les associacions minerals, la recristal·lització de les miques i el *annealing* dels sulfurs preexistents, amb el desenvolupament de textures granoblàstiques. També hi ha canvis en les paragènses minerals. En les zones amb grau més alt apareix la biotita, la qual està clarament associada al metamorfisme de contacte, doncs els cristalls acostumen a estar-hi desorientats. Com s'ha indicat, aquesta biotita arriba a contenir quantitats importants de vanadi. Aquesta circumstància indicaria la existència d'un fil·losilicat precursor ric en aquest element (possiblement, argiles riques en V, fucsita o miques vanàdiques, com la roscoelita).

Una segona conseqüència d'aquest metamorfisme és la desestabilització d'algunes espècies minerals del dipòsit pròpiament dit, amb la neoformació d'altres espècies noves, especialment en els nivells feldspàtics. D'aquesta manera, com a conseqüència d'aquest metamorfisme cristal·litzada la titanita, la qual forma corones de reacció entre els minerals de Ti i la plagiòclasi.

Els cristalls d'amfibol inclosos en els nivells d'anortita afectats per grau metamòrfic més elevat es poden haver format també en aquest estadi, per reacció entre un fil·losilicat ric en vanadi i la plagiòclasi.

Els granats de vanadi (goldmanita) semblen estar associats a la desestabilització d'amfibols en els nivells de plagiòclasi, com es dedueix dels minerals inclosos en els seus poiquiloblasts.

Posteriorment a la intrusió dels granitoides, però també durant el Permià, s'emplacen una sèrie de dics de pòrfir. S'ha vist en el barranc de Sant Bernat que els pòrfirs remobilitzen la mineralització metàl·lica, doncs a les vores dels dics presenten alteració hidrotermal i reemplaçament dels silicats per sulfurs (galena, pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, arsenopirita). Per tant, és probable que la remobilització de certs elements (Pb, Zn, Cu, Ag,

As) es produeixi també dins la mineralització en connexió amb els processos hidrotermals connectats amb l'emplaçament dels dics de pòrfir granític.

Per últim, té lloc un estadi tardà de mineralització, que té com a conseqüència el reemplaçament de pirrotita a pirita en textures de tipus *bird's eye* i la retrogradació de granats, piroxens i amfibols a clorita. En el cas del dipòsit de la roca de Ponent, situat a pocs metres del filó de la mina Atrevida, a més, hi ha el reemplaçament de part dels feldspats per adularia i armenita. La introducció del Ba en aquest episodi no sols queda enregistrada en el reemplaçament dels feldspats per armenita, sino en la precipitació de barita en altres zones del dipòsit, especialment en les esquerdes dins de la pirita de darrera generació. En aquestes esquerdes apareixen també d'altres minerals que són comuns en el filó de barita de la mina Atrevida: galena, acantita, etc. Per tant, aquest últim estadi de mineralització podria estar lligat a la circulació dels mateixos fluids hidrotermals que van determinar gènesi de la mineralització filoniana propera de la Mina Atrevida (Ba-F-Pb-Ni-Co-Ag-As, Melgarejo i Ayora, 1985), durant el Mesozoic (Melgarejo, 1987, Canals i Cardellach, 1997).

### 3.5. DISCUSIÓ

Les textures observades es poden explicar a partir de dos episodis de mineralització, el primer dels quals és a baixa fugacitat de sofre i genera pirrotita i löllingita (i, probablement, sperryllita); el segon, de més alta sulfuració, genera pirita i arsenopirita.

Sembla haver-hi dos mecanismes per tal de produir els enriquiments en Pd. Una possibilitat és que el Pd s'hagués incorporat a la löllingita ja des del procés de cristallització d'aquesta. En aquest cas, el pal·ladi s'hauria comportat com un element bastant immòbil durant el procés de sulfuració, i precipitaria en el contacte löllingita-arsenopirita de reemplaçament.

Un altre mecanisme que sembla factible és que l'enriquiment en Pd es produeixi durant el procés de sulfuració, de forma que el seu transport es realitzi de forma simultània amb el d'altres elements que estan clarament associats a aquest estadi. Aquesta és la possibilitat que sembla més factible, doncs existeixen enriquiments en pal·ladi en les vores d'alguns grans residuals de löllingita en el contacte amb arsenopirita (figura 3.46).

Altres elements (Ag, Au, Se, Te, Sb) semblen estar directament relacionats amb processos de sulfuració relacionats amb el metamorfisme. Probablement la font d'aquests elements ha de ser buscada en els sediments anteriors al metamorfisme.



**Figura 3.46.** Gra de löllingita (Lo) reemplaçat per arsenopirita (Apy). A les vores presenta hessita (He) i löllingita pal·làdica (Lo-Pd). Imatge SEM-BSE.

**Figura 3.46.** Grano de löllingita (Lo) reemplazado por arsenopirita (Apy). En los bordes presenta hessita (He) y löllingita paládica (Lo-Pd). Imagen SEM-BSE.

En diversos medis sedimentaris ha estat descrita la presència de sediments enriquits en PGE, en la majoria de casos es tracta de sediments directament relacionats amb pissarres negres (p.ex. Coveney *et al.* 1992, Fan Delian *et al.* 1992, Hulbert *et al.* 1992, Pašava 1993). L'origen d'aquests dipòsits és molt controvertit, degut principalment a l'absència de models actualístics que en puguin explicar la formació. Un problema afegit a la interpretació d'aquests dipòsits és l'escassetat de mineralitzacions que permetin caracteritzar texturalment els minerals portadors de PGE: fins on nosaltres coneixem, aquest és el primer dipòsit en el qual les fases minerals portadores han pogut ser caracteritzades.

Diversos aspectes de les mineralitzacions del Bosc de Poblet semblen indicar un possible origen sedimentario-exhalatiu:

- La mineralització és estratiforme, i està encaixada en roques detrítiques. El primer estadi de la formació de la mineralització de sulfurs és singenètica respecte als altres components de la roca sedimentària. La mineralització és afectada pel metamorfisme i la deformació d'igual manera que l'encaixant sedimentari.

- En relació a la mineralització de sulfurs apareixen nivells sedimentaris de composició anòmala: feldspat, chert, fosfat. Aquest patró és característic de molts dipòsits sedimentario-exhalatius dels Catalànides: dipòsits d'edat cambroordoviciana (Gimeno i Viladevall 1983,

Ayora *et al.* 1990), i dipòsits d'edat carbonífera (Melgarejo 1987, 1993, Ayora *et al.* 1990). Les exhalites ordovicianes i devonians dels Pirineus presenten característiques comparables (Bois *et al.*, 1976), i també els dipòsits encaixats en sèries d'edat proterozoica de Bohèmia (Gabriel, 1991).

- Mentre que la seqüència encaixant de les mineralitzacions és rica en pissarres negres, la matèria orgànica és gairebé absent en alguns dels nivells immediats a la mineralització.

- L'aparent absència de vulcanites a les sèries silurianes de la zona. Tanmateix cal remarcar l'existència de basalts alcalins silurians als sectors septentrionals dels Catalànides (Carmona i Viladevall, 1983).

- Un context geotectònic extensional a la zona, probablement actiu des del Silurià fins al Carbonífer Inferior, que originà un volcanisme alcalí d'intraplaca a les sèries del Silurià Inferior (Carmona i Viladevall 1983, Gil Ibarra *et al.* 1990) i a les sèries del Carbonífer Inferior (Melgarejo i Martí, 1989). També seria la causa de l'existència de falles sinsedimentàries i dels sobtats canvis en litologia i potència de les sèries del Paleozoic Superior (Melgarejo, 1993).

Totes aquestes característiques són comparables a les que utilitzà Pouit (1984) per definir els dipòsits sedex i els seu context geodinàmic.

Cal afegir que en el sector meridional dels Catalànides hi ha dipòsits sedex amb Mn-Pb-Zn-Cu-Ag al llarg de tota la sèrie carbonífera (Melgarejo 1987). Pouit (1984) remarca que en una àrea concreta és comú que s'hi reconegui un desenvolupament de dipòsits sedex continu durant llargs períodes de temps. Els dipòsits sedimentario-exhalatius són presents al llarg de les sèries paleozoiques dels altres sectors dels Catalànides (Ayora *et al.* 1990) i dels Pirineus (Pouit 1978, Pouit 1986, Ayora i Casas 1985). Tot i que en aquests dipòsits no hi ha dades sobre *PGE*, en molts d'ells hi han estat descrites associacions del tipus arsenopirita-lòl·lingita-or (Oudin *et al.*, 1988).

Els nivells de feldspats són característics dels dipòsits estudiats. Els nivells massissos de feldspat de Ca, K i Na són abundants en molts dipòsits exhalatius. Aquests nivells han estat atribuïts al metamorfisme de sediments tobacis (p.ex. Plimer 1977), a processos diagenètics (Goodfellow, 1984), o bé a una reacció entre l'aigua marina alcalina dels mars Precarbonífers amb els fluids hidrotermals àcids (Russell, 1988). En molts dipòsits metamorfitzats han estat descrits feldspats rics en Ba. La presència d'aquest

feldspat s'explica a partir del metamorfisme d'un protòlit de barita en condicions reductores (Chabu i Boulègue, 1992).

Una altra particularitat d'aquest dipòsit són els elevats continguts en V i Cr. El contingut en V assoleix valors de 0,54 % en els sediments de Coma Fosca. La distribució de V i Cr en els diferents minerals ha estat modificat pel grau metamòrfic. El V (i el Cr) van ser probablement acomodats majoritàriament a l'estructura de minerals del grup de les miques anteriorment al metamorfisme, de manera similar al que ha estat observat en diversos sediments rics en V i Cr, sovint relacionats amb dipòsits hidrotermals (p.ex. Pouit i Bois 1986, Meyer i Robb 1996). Finalment, aquests elements podrien haver-se redistribuït vers l'estructura dels silicats càlcics (granat de V, amfibols, etc.) durant el metamorfisme que va equilibrar els fil·losilicats i la anortita.

Les anomalies en V i Cr no són rares en relació a dipòsits exhalatius (Damman 1988). Les elevades concentracions en V, que es tradueixen en l'aparició de vuorelainenita (espinel·la de V), han estat descrites també en els dipòsits de sulfurs massissos de Sätra, Suècia (Vuorelainen i Kuovo, 1963). Al dipòsit de Rampura Agucha de Pb-Zn-Ag, al Rajasthan, han estat descrites espinel·les de Cr i V (Höller i Stumpf, 1995). Als dipòsits pirinencs, tot i que els sediments rics en V lligats a mineralitzacions hidrotermals són molt rars, l'associació de fuchsita i òxids de V i Ti és força abundant en alguns indicis (Bois *et al.*, 1976, Melgarejo 1992).

Els minerals rics en V i Cr poden originar un ample ventall d'espècies minerals durant el metamorfisme. Gabriel (1991) descriu a les sèries proterozoiques afectades per metamorfisme en grau baix de Bohèmia unes interessants associacions de cherts amb disseminacions de crandal·lita (amb Ba, Pb, Cr i V), florencita-Ce, monazita i òxids de Ce. El conjunt és tallat per vetes amb roscoelita i barita (amb or i níquel natiu a la ganga). Finalment, remarcarem la presència d'òxids de V autigènics en els sediments metal·lífers del Mar Roig (Jedwab *et al.*, 1989).

En algunes pissarres negres de la República Txeca, han estat detectades anomalies en *PGE* associades a nivells de fosfats i carbonats, i acompanyades d'altres anomalies marcades de Ni, Se, Y, i Bi (Pašava, 1993).

D'altres associacions de mineralogia més diversa es localitzen en les sèries silurianes inferiors del Catalànides: a les mines neolítiques de Gavà on s'explotà variscita, hi ha afloraments

de pissarres alumíniques (constituïdes per moscovita rica en Ba i V, amb disseminacions de piritita, calcopirita, ilmenita, xenotima, i monazita), amb nivells i nòduls interstratificats de chert, nivells centimètrics de strengita, nontronita, apatita, variscita, i nivells massissos de jarosita primària i hematites (Costa *et al.*, 1993). Associacions similars afloren en les sèries contemporànies de la Serra de Miramar. En aquests afloraments s'observa un retreballament per corrents de bona part dels minerals esmentats (Camprubí *et al.*, 1993). Ambdós dipòsits estan en el límit de l'anquimetamorfisme. Mineralitzacions similars de fosfats han estat descrites en relació amb dipòsits de metalls base al Massís Ibèric (Moro *et al.*, 1992). Rehtijarvi *et al.* (1979) han descrit mineralitzacions de fosfat en associació amb dipòsits polimetàl·lics de tipus sedex.

Recentment s'han descrit en diverses localitats dipòsits rics en *PGE* associats a sediments (p.ex. Hulbert *et al.* 1992, Coveney *et al.* 1992, Delian *et al.* 1992), fet que obre nous horitzons en l'exploració de platinoids. L'origen d'aquests dipòsits és avui en dia controvertit, i molts d'ells s'emmarquen en la categoria genèrica de «*PGE* en pissarres negres», que inclou dipòsits amb orígens molt diferents. Tanmateix, l'associació V-Cr-*PGE* no és rara entre els dipòsits exhalatius. A Nairne, Austràlia, han estat descrites espinel·les de Cr associades a minerals de Pd (Graham 1978). Damman (1988) descriu anomalies geoquímiques de V i Mn en relació a alguns dipòsits sedex, i conclou que els enriquiments en V són representatius de les fàcies properes als centres emissors, mentre que el Mn és propi de posicions més distals. El dipòsit de sulfurs massissos de Sätra (Suècia) presenta continguts elevats en V, que es manifesten en la formació de vuorelainenita (Zakrzewski *et al.*, 1982). D'altres òxids de V són freqüents en relació a sulfurs massissos, com és la karelianita a Outukumpu, Finlàndia (Vuorelainen i Kouvo, 1963). Per explicar els elevats continguts en *PGE* i metalls base d'algunes pissarres negres ha estat proposat un origen hidrotermal relacionat amb volcanisme (Grauch *et al.* 1991, Pašava *et al.*

1993, 1996). L'associació de metalls nobles amb una anomalia en V (evidenciada per les composicions de la moscovita, flogopita, pumpel·lita, granat, epidota, Sb-vesubianita i titanita) ha estat també descrita en el dipòsit de Hemlo, Ontario (Pan i Fleet, 1992), dipòsit de classificació encara problemàtica. Per últim Pašava (1993) suggereix la possibilitat de que les anomalies de *PGE* es desenvolupin com a resultat de processos exhalatius al voltant de centres volcànics en zones de *rift*, amb la participació de matèria orgànica.

Un aport hidrotermal de V i Cr és problemàtic tenint en compte l'aparent immobilitat d'aquest dos elements, i tanmateix, les paragènesis observades suggereixen que (V-Cr-*PGE*-Au-Se-Te-Mo-Bi-U) han precipitat en un únic procés. Com a mínim, el transport hidrotermal per un mateix fluid de Ti-U-V-Cr-Ba-*REE*-Au i sulfurs, és el mecanisme de formació d'algunes vetes hidrotermals (Joahan *et al.*, 1995), i segons Treolar (1987), les observacions fetes a Outukumpu, indiquen que la immobilitat del Cr té lloc en condicions metamòrfiques, però no és així en condicions hidrotermals. Als dipòsits del Bosc de Poblet, el V i el semblen haver estat fixats durant el metamorfisme per un conjunt de minerals metamòrfics, a poca distància del precursor mineral, ja sigui en corones (titanita, granat), com en petites vetes (al·lanita). El mateix deu passar amb l'U i les *REE*. Per explicar les associacions minerals descrites, cal tenir en compte la possibilitat de la intervenció d'un fluid hidrotermal oxidant, de característiques similars als fluids que segons Cooke *et al.* (2000) originen els dipòsits sedex pobres en Ba.

Per últim, cal remarcar les similituds entre els dipòsits estudiats al Bosc de Poblet i molts d'altres dels afloraments hercinians de l'Europa meridional, que estan emmarcats en un context geodinàmic similar, com són els dipòsits del Massís Ibèric (i.e. Moro *et al.*, 1995), i els dipòsits d'edat devoniana i ordoviciana dels Pirineus (i.e. Bois *et al.*, 1976). D'aquesta manera s'obren noves perspectives en el camp de l'exploració de metalls preciosos en les sèries sedimentàries hercinianes de l'Europa meridional.

### 3.6. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Un total de 24 mostres, considerades representatives de les diferents litologies reconegudes en els dipòsit de Sant Miquel (pissarres, alternances feldspat-pissarra, nivells feldspàtics i pissarres riques en sulfurs), més 3 mostres de pissarra rica en sulfurs procedents del dipòsit de Coma Fosca, han estat analitzades químicament en roca total.

Els elements majors que han estat analitzats (mitjançant fluorescència de raigs X) són: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K i P. El contingut d'aquests elements en la roca s'ha expressat en % en pes d'òxid. Una àmplia gamma d'elements menors i traces van ser analitzats mitjançant una oferta comercial que complementa activació neutrònica amb ICP i FRX als laboratoris de ACTLABS al Canadà. Aquests elements i els seus límits de detecció són: Be (5 ppm), Sc (0,1 ppm), V (0,5 ppm), Cr (1 ppm), Ni (1 ppm), Co (1 ppm), Cu (1 ppm), Zn (1 ppm), As (2 ppm), Se (3 ppm), Br (1 ppm), Rb (10 ppm), Sr (1 ppm), Y (1 ppm), Zr (1 ppm), Mo (5 ppm), Ag (0,2 ppm), Cd (1 ppm), Sb (0,2 ppm), Ta (1 ppm), Cs (0,5 ppm), Ba (1 ppm), La (0,5 ppm), Ce (3 ppm), Nd (5 ppm), Sm (0,1 ppm), Eu (0,2

ppm), Tb (0,5 ppm), Yb (0,2 ppm), Lu (0,01 ppm), Hf (0,5 ppm), W (3 ppm), Bi (1 ppm), Pb (2 ppm), Hg (1 ppm), Th (0,5 ppm), U (0,5 ppm), i els seus resultats es donen en ppm. Alguns elements van ser analitzats en els mateixos laboratoris mitjançant copela-lació i extracció amb Pb i anàlisi subseqüent amb ICP; aquests elements i els seus límits de detecció són: Au (1 ppb), Pt (0,01 ppb) i Pd (3 ppb), els resultats dels quals estan indicats en ppb.

#### 3.6.1 Resultats

Els continguts en roca total de tots els elements analitzats (majors, menors i traça) es presenten en els annexos.

#### 3.6.1 Elements majors

Les variacions en elements majors que presenten les diferents mostres responen a les diferències mineralògiques que caracteritzen cada litologia analitzada (Taula 3.4).

ostr	lito	Si	Ti	Fe	C	P				r					
						ppm	ppm	ppm	ppm	r	r	r	r		
M1	a	61,15	0,86	17,85	1,69	0,02	1,08	0,12	0,25	6,04	0,12	1359	36	186	38
M2	a	60	0,92	17,16	5,39	0,12	2,31	0,67	0,14	5,48	0,36	1051	61	207	48
M23	a	46,87	1,01	22,76	10,31	0,13	2,91	5,62	0,5	4,22	0,52	1022	501	305	78
M25a	a	63,36	0,84	17,12	4,85	0,22	3,22	1,72	0,26	4,42	0,18	832	126	299	30
M25b	a	79,74	0,19	3,99	4,48	0,02	0,21	0,04	0,03	1,28	0,4	297	18	275	22
M13	a	64,48	0,73	10,77	9,77	0,04	1,28	0,17	0,08	4,02	0,14	748	74	159	28
M14	a	66,3	0,78	14,66	4,69	0,06	1,52	0,59	0,1	5,1	0,54	933	62	173	58
M15	b	72,77	0,48	9,15	6,38	0,06	1,5	0,99	0,07	2,52	0,2	544	88	111	30
M3	c	55,95	1,12	19,95	7,16	0,13	2,99	0,52	0,12	6,08	0,34	1241	115	210	52
M20	c	32,94	0,44	9,39	38,34	0,07	1,94	0,32	0,05	2,38	0,34	409	37	190	42
M21	c	49,8	0,46	9,57	21,65	0,05	1,65	6,8	0,12	0,5	1,06	92	260	163	96
M22	c	33,95	0,46	10,29	33,27	0,12	2,11	2,72	0,08	2,48	1,12	559	112	213	116
M8	c	53,51	1,02	19,36	6,43	0,15	2,6	1,19	0,15	6,3	0,32	1187	180	203	60
M9	c	57,63	0,73	14	5,4	0,15	2,22	4,91	0,12	4,1	2,84	749	107	199	150
M	c	33,91	0,71	12,57	29,3	0,11	2,38	1,91	0,11	3,02	0,44	707	141	204	68
M4	d	56,63	0,91	16,6	8,63	0,12	3,29	2,33	0,27	3,96	0,24	667	193	237	52
M5	d	51,5	1,04	19,59	10	0,16	3,77	2,62	0,3	5,9	0,4	1908	223	203	60
M6	d	38,94	0,51	11,37	26,19	0,12	2,08	1,77	0,06	3,28	1,26	666	66	203	102
M11	d	54,42	0,62	11,55	8,74	0,1	2,04	6,34	0,1	3,74	3,84	811	192	218	122
M12	d	52,01	1,42	19,98	5,98	0,07	2,9	0,12	0,13	3,96	0,34	1409	175	306	54
M19	d	31,06	0,35	8,02	29,3	0,1	1,44	8,71	0,1	2,04	5,78	393	105	181	202
M1	e	61,62	0,79	15,76	6,22	0,06	1,91	0,92	0,13	5	0,34	1003	95	167	34
M18	e	44,78	0,58	10,87	13,44	0,09	2,02	11,72	0,11	2,58	6,52	620	250	196	134
M24	e	42,82	0,48	11,45	22,8	0,1	2,42	4,92	0,14	1,7	1,54	278	289	195	124
Ag,14	e	36,54	0,90	18,39	25,47	0,19	3,27	0,20	0,05	3,18	0,10	569,05	0,00	103,4	-

**Taula 3.4.** Anàlisi d'elements majors i alguns traces, analitzats per FRX, en roca total. Mostres: M = Sant Miquel; Ag = Coma Fosca. Litologia: a = pissarra; b = alternances esquists-roca feldspàtica; c = nivells feldspàtics; d = pissarra rica en sulfurs.

**Tabla 3.4.** Análisis de elementos mayores y algunos trazas, analizados por FRX, en roca total. Muestras: M = Sant Miquel; Ag = Coma Fosca. Litología: a = pissarra; b = alternancias esquists-rocas feldspáticas; c = niveles feldspáticos; d = pissarra rica en sulfuros.



Els valors més alts de CaO (8,71 i 11,72 % en pes) corresponen als nivells feldspàtics i als nivells rics en sulfurs, com a conseqüència de que la plagiòclasi és un dels minerals essencials en aquests nivells. Per contra, el contingut en Na<sub>2</sub>O no presenta variacions significatives, i és baix en tots els casos (valors mitjans de 0,18 % en la pissarra, 0,13 % en els nivells feldspàtics, 0,13 % en els nivells rics en sulfurs i 0,21 % en les pissarres amb sulfurs de Coma Fosca), circumstància que es pot explicar perquè els continguts de Na són baixos en els principals components dels sediments: en les plagiòclasis (anortita pura) i en les miques (absència de component paragonita). La manca de correlació del Na<sub>2</sub>O respecte al CaO s'explicaria pel fet de que el feldspat que constitueix majoritàriament els nivells mineralitzats és anortita gairebé pura (An<sub>95-100</sub>).

Tampoc s'aprecien variacions remarcables en el contingut en K<sub>2</sub>O (valors mitjans de 4,14 % en la pissarra, 3,67 % en els nivells feldspàtics, 3,09 % en els nivells rics en sulfurs i 3,07 % en les pissarres amb sulfurs de Coma Fosca). El contingut en aquest element s'explica per la presència de moscovita en l'associació.

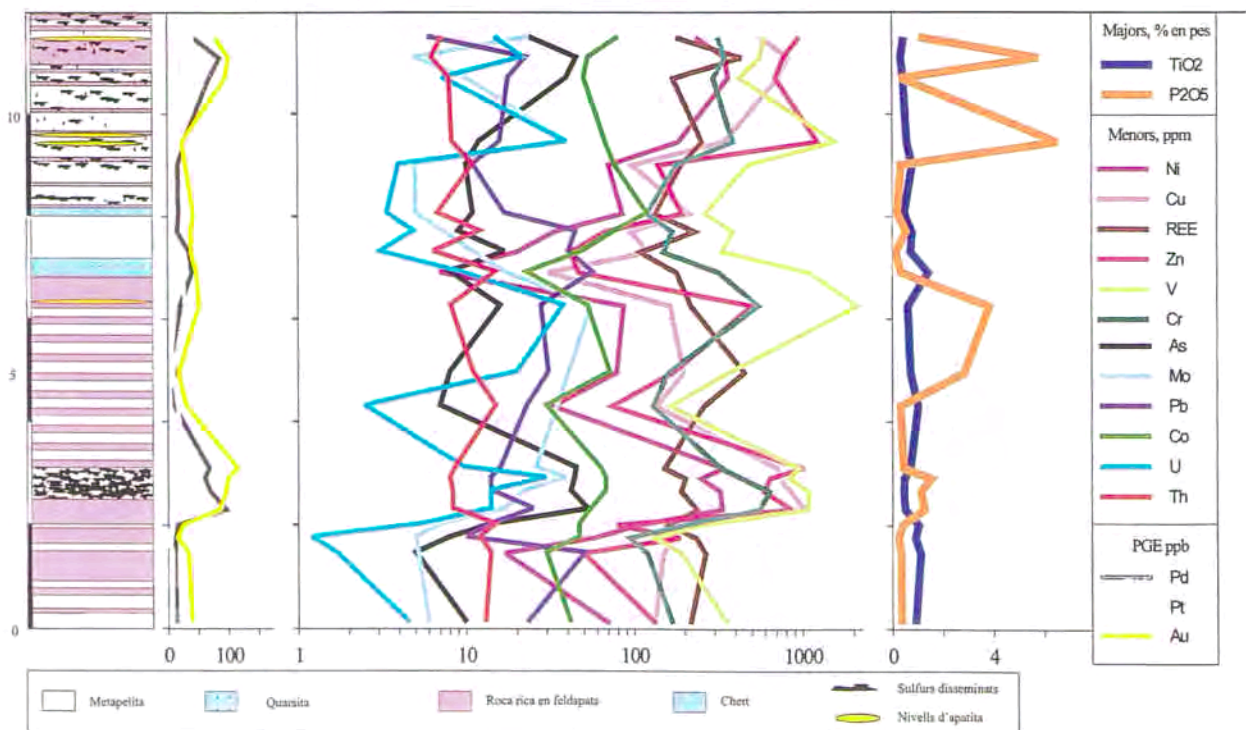
Pel que fa al contingut en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, els valors més elevats corresponen a les mostres procedents de Coma Fosca (fins a 25,65 % en pes). La presència d'andalusita en aquesta paragènesi

confirma el caràcter aluminic de l'associació. Contràriament, aquestes mostres presenten continguts en SiO<sub>2</sub> relativament baixos respecte la resta (valors mitjans 31,69 % en les pissarres amb sulfurs de Coma Fosca, 64,33 % en la pissarra, 46,33 % en els nivells feldspàtics, i 49,74 % en els nivells rics en sulfurs).

El P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> presenta variacions importants. Els valors més elevats (5,78 i 6,52 % en pes) es deuen a intercalacions de nivells de fosfats de gruix mil·limètric entre els nivells feldspàtics i els rics en sulfurs. Es constata, a més, una bona correlació entre el contingut en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> i el de certs elements sensibles a les condicions redox (V i Cr), tal com s'observa en la figura 3.47.

El contingut en TiO<sub>2</sub> no mostra variacions importants ni valors especialment elevats (valors mitjans de 0,73 % en la pissarra, 0,75 % en els nivells feldspàtics, 0,62 % en els nivells rics en sulfurs i 1,02 % en les pissarres amb sulfurs de Coma Fosca), i els seus valors són comparables als que presenten altres sèries detrítiques comparables.

El contingut en Fe presenta grans variacions d'una mostra a l'altra, i no tan sols entre litologies (entre 1,69 i 38,34 % en pes de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> equivalent). Aquesta heterogeneïtat s'explica per la distribució irregular dels sulfurs, que suposen una important contribució en el Fe total de la roca.



**Figura 3.47.** Variació en el contingut de diversos elements al llarg de la columna estratigràfica del dipòsit de Sant Miquel. L'alçada estratigràfica està expressada en metres.

*Figura 3.47. Variación en el contenido de diversos elementos a lo largo de la columna estratigráfica del depósito de Sant Miquel. La altura estratigráfica está expresada en metros.*

### 3.6.1.2. *Metalls base i metalls nobles*

Entre les mostres analitzades les més riques en metalls base corresponen a les pissarres riques en sulfurs de Coma Fosca, amb uns continguts mitjans de 6156 ppm de Cu, 81 ppm de Zn i 117 ppm de Pb.

En el dipòsit de Sant Miquel els continguts són més baixos en Cu però més rics en Zn. El valor mitjà de Cu en els nivells més rics, els de feldspat (amb unes 1030 ppm de valor màxim), es situa en unes 440 ppm. El valor mitjà de Zn, en canvi, es situa al voltant de 670 ppm en els nivells de pissarres riques en sulfurs, amb un valor màxim de 1230 ppm. Aquesta lectura concorda amb les concentracions de sulfurs disseminats (esfalerita i calcopirita) que apareixen en els dipòsits. Malgrat que la calcopirita hi sembla ser més abundant, l'examen amb SEM revela quantitats importants d'esfalerita de gra fi dispersa en la matriu fil·losilicatada. El contingut màxim de Pb és, tanmateix, molt baix, menys de 54 ppm, fet que és congruent amb la escassa presència de minerals de Pb en tots els dipòsits silurians estudiats, en els que sols en un cas s'ha arribat a identificar de visu un granet mil·limètric de galena. Com es pot observar en la figura 1, per altra banda, el contingut en metalls base no és dependent del tipus de litologia encaixant.

El Bi es troba en concentracions molt baixes en els dos dipòsits analitzats, sempre per sota de 1 ppm, aspecte que concorda amb la manca de registre mineralògic en aquests dipòsits. Tanmateix, no es poden descartar continguts elevats en el dipòsit de Roca de Ponent, doncs aquest és ric en minerals de Bi.

La concentració màxima analitzada d'Au és de 116 ppb. Aquesta dada era d'esperar doncs l'or es troba escassament representat mineralògicament en el dipòsit de Sant Miquel, ja sia en forma de telururs o com a aliatge amb argent.

Pel que fa als *PGE*, en el dipòsit de Sant Miquel el contingut mitjà és de 14,6 ppb de Pt i 33,4 ppb de Pd. Els valors més alts de Pd s'acosten a les 95 ppm. La distribució d'aquests elements en el dipòsit no sembla estar controlada per cap litologia ni per cap altre element, llevat de l'arsènic. Com es detalla a l'apartat de mineralogia i textures, els minerals portadors de *PGE* reconeguts en aquests dipòsits són sperrylita, löllingita pal·làdica, Pd natiu, estibiopal·ladinita i AsPd; en qualsevol cas, a més, es troben associats a arsenopirita i löllingita. Aquesta associació mineralògica es reflecteix en

una bona correlació geoquímica amb l'arsènic, com es pot apreciar a la figura 1.

La resta d'elements del grup dels *PGE* es troben per sota del límit de detecció.

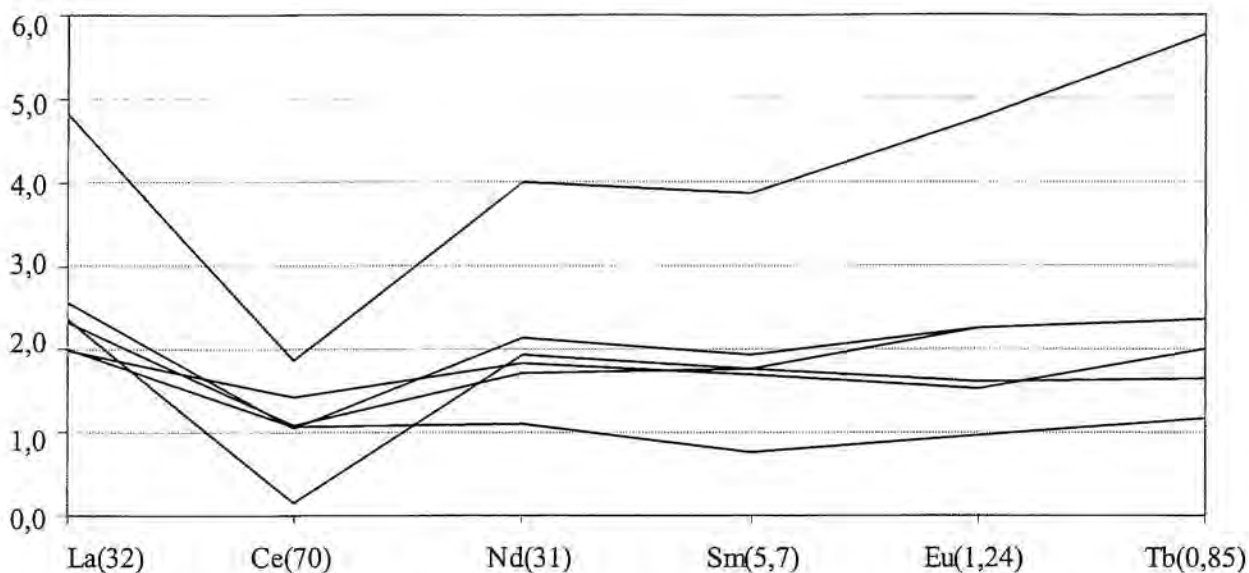
En quant a la plata, malgrat ser un element del qual se n'ha identificat molt freqüentment els seus minerals (principalment, com a telururs), els seus valors són baixos en aquests dipòsits: el màxim és sols de 4 ppm.

Per tant, com es pot veure, els continguts de *PGE* i metalls preciosos són, en general, baixos, malgrat la presència relativament comuna de minerals d'aquests elements en els trams de pissarres riques en sulfurs. Tanmateix, cal no oblidar que anàlisis preliminars (fetes per assaig al foc, Watson Gray Española de Control, S.A.) presentades a Melgarejo (1992) indiquen la presència de 0,45 ppm Pd, 0,25 ppm de Pt, 0,12 ppm d'Au i 6 ppm d'Ag. Atès que la distribució de les espècies minerals portadores de *PGE* i Au és molt desigual en aquestes litofàcies, i a la vista d'aquesta amplitud de valors, creiem que aquestes variacions poden estar controlades per l'efecte pepita i, per tant, és possible que per a una valoració més exacta (especialment, des d'un punt de vista econòmic) del contingut d'aquests elements calgui fer el mostratge de volums de roca molt més elevats.

### 3.6.1.3. *Elements del grup de les terres rares (REE)*

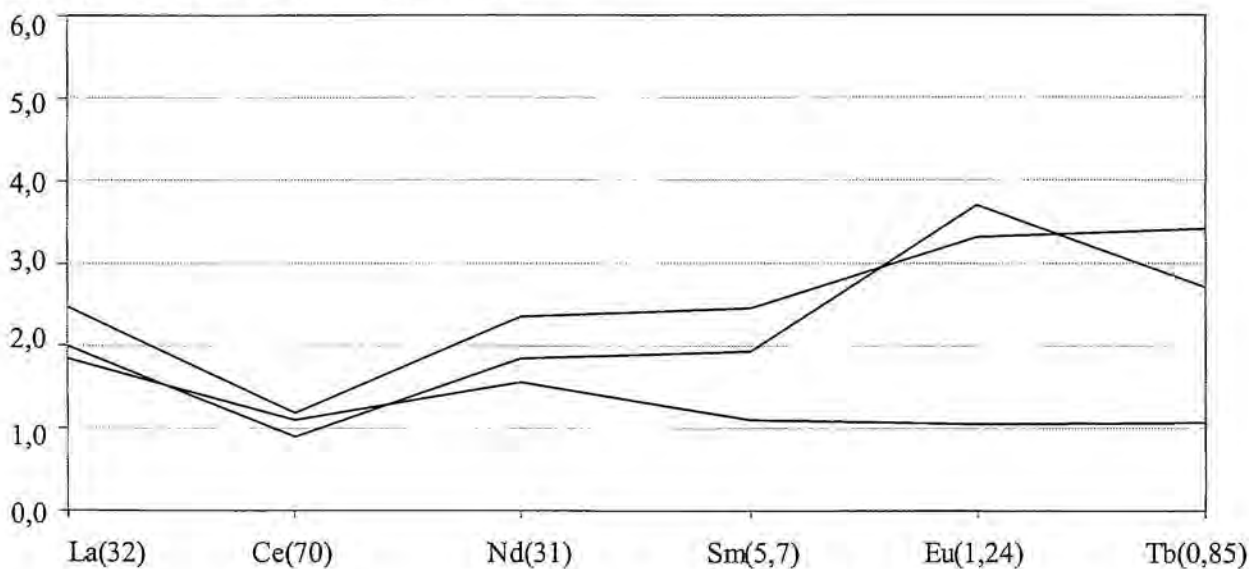
En les mostres silurianes han estat analitzades les terres rares lleugeres (*LREE*), és a dir La, Ce, Nd, Sm, Eu; també es disposa de dades de Tb, Yb i Lu. En el cas de les mostres del dipòsit de Coma Fosca es disposa d'anàlisis del conjunt d'elements de les terres rares, però els continguts en terres rares pesants (*HREE*) són baixos (com es pot veure a la taula corresponent, als annexos).

El contingut total en *LREE* és lleugerament més alt en els nivells mineralitzats (valors mitjans de 242 ppm en els nivells feldspàtics, 217 ppm en els nivells rics en sulfurs i 256 ppm en les pissarres amb sulfurs de Coma Fosca) que en les pissarres «estèrils» que encaixen el dipòsit (valor mitjà de 170 ppm). Cal tenir en compte que en els nivells mineralitzats, a més de diverses litofàcies que poden ser concentradores de certes REE (com, per exemple, els nivells de feldspats) s'han reconegut una sèrie de fases minerals portadores de *LREE* (monazita, al·lanita) o, en menor proporció, pesants (xenotima), a més d'algunes fases generades per enriquiment supergènic (diversos carbonats de REE que apareixen en vetes tardanes).



**Figura 3.48.** Concentració en terres rares lleugeres (*LREE*) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984) en els nivells feldspàtics del dipòsit de Sant Miquel.

*Figura 3.48.* Concentración en tierras raras ligeras (*LREE*) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984) en los niveles feldspáticos del depósito de Sant Miquel.



**Figura 3.49.** Pissarres riques en sulfurs del dipòsit de Sant Miquel. Concentració en terres rares lleugeres (*LREE*) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

*Figura 3.49.* Pizarras ricas en sulfuros del depósito de Sant Miquel. Concentración en tierras raras ligeras (*LREE*) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

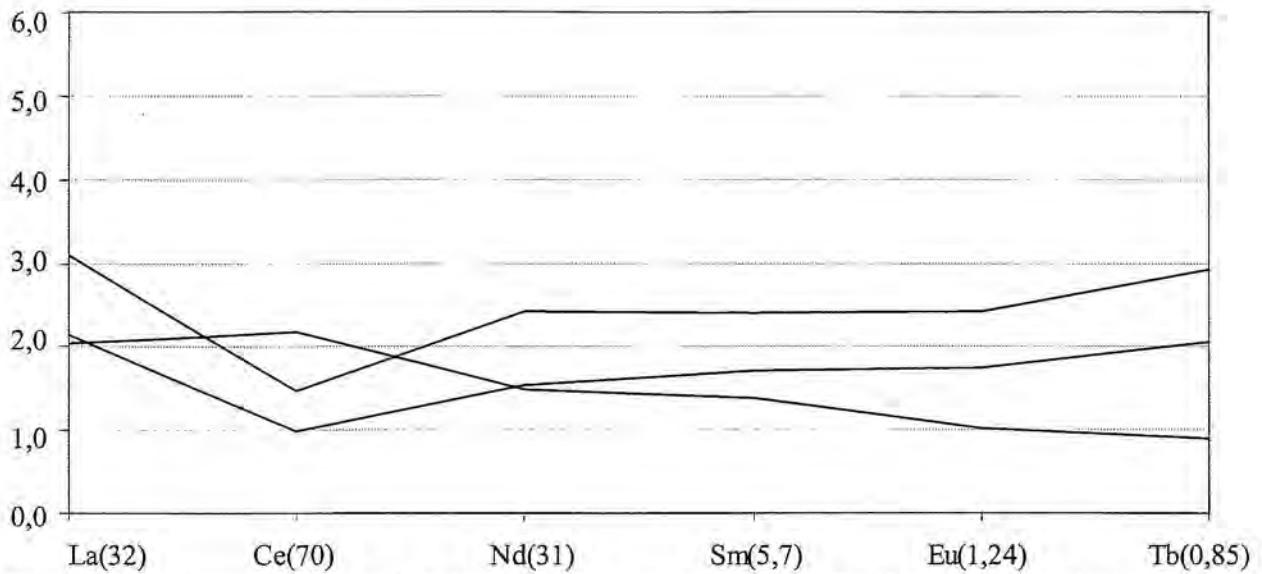
Per tal d'interpretar els diferents continguts en *REE* que presenta cada grup de mostres, les anàlisis han estat normalitzades a l'estàndard conegut com NASC (*North American Shale Composite*) (Gromet *et al.*, 1984). Aquests valors s'han projectat per formar perfils de continguts normalitzats en les *REE* analitzades; els resultats es presenten en funció de cada litofàcies dels dipòsits (figures 3.48-49-50).

Els perfils de *LREE* que s'obtenen per les roques feldspàtiques mostren un lleuger enriquiment general en *LREE*, especialment en

La, i un perfil general pla. Tanmateix, el Ce es troba clarament deprimat en relació a les altres *LREE*. L'Eu no mostra cap anomalia significativa, malgrat que la plagiòclasi anortítica podria ser un bon mineral receptor d'Eu<sup>2+</sup> (Figura 3.48).

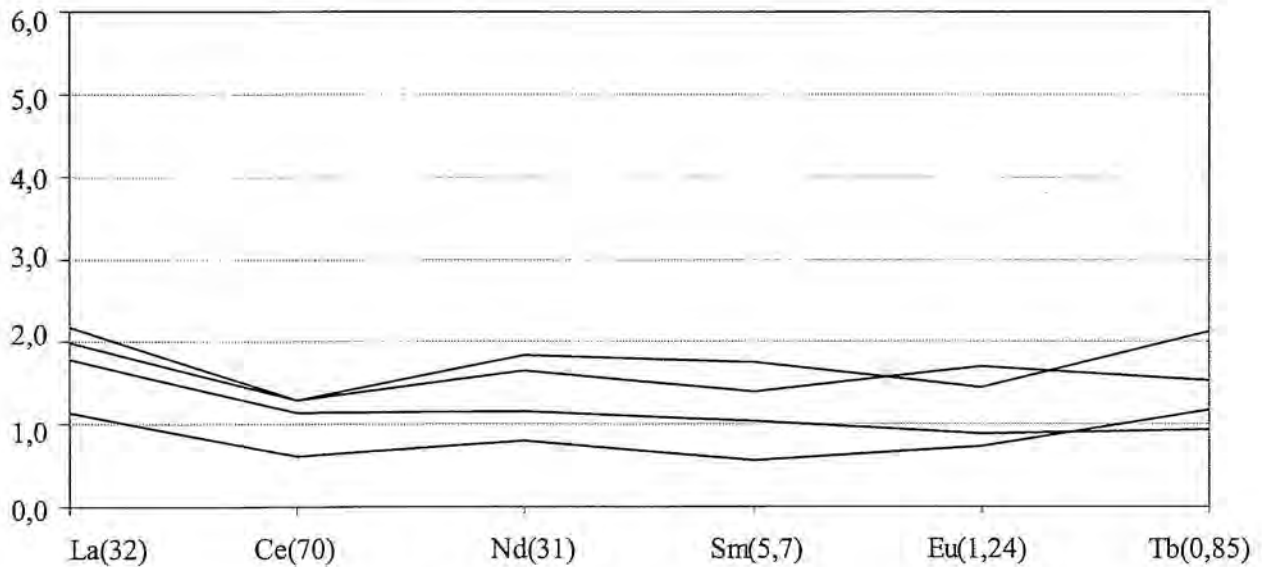
El comportament de les *LREE* en els nivells rics en sulfurs de Sant Miquel és similar al cas anterior, tret de que s'observa clarament una anomalia positiva en Eu. (Figura 3.49).

Les pissarres amb sulfurs de Coma Fosca, per altra banda, presenten un perfil de *LREE* igual



**Figura 3.50.** Pissarres riques en sulfurs del dipòsit de Coma Fosca. Concentració en terres rares lleugeres (*LREE*) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

**Figura 3.50.** Pizarras ricas en sulfuros del depósito de Coma Fosca. Concentración en tierras raras ligeras (*LREE*) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984).



**Figura 3.51.** Pissarres de l'encaixant, dipòsit de Sant Miquel. Concentració en terres rares lleugeres (*LREE*) normalitzades a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

**Figura 3.51.** Pizarras del encajante, depósito de Sant Miquel. Concentración en tierras raras ligeras (*LREE*) normalizadas a NASC (Gromet *et al.*, 1984).

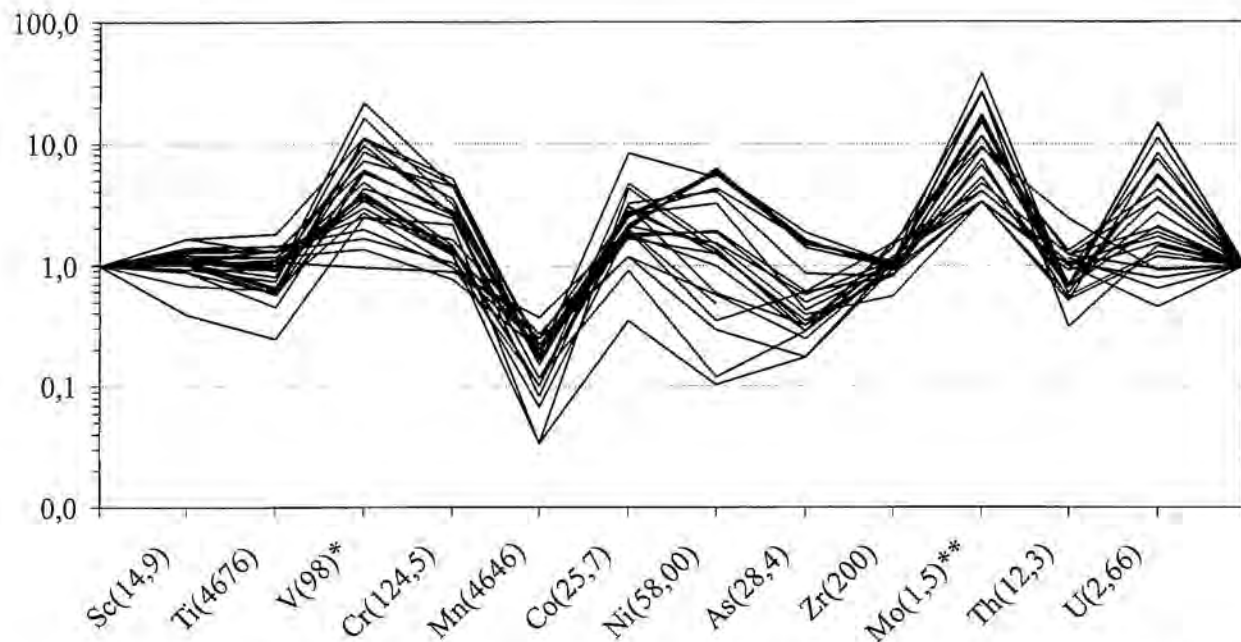
que el de les roques feldspàtiques, és a dir amb un lleuger enriquiment en *LREE* (sobretot en La) i un perfil pla en el que s'aprecia una certa anomalia negativa en Ce. Tanmateix, hi ha una mostra que presenta un comportament totalment invers (Figura 3.50).

Pel que fa a les pissarres «estèrils» de Sant Miquel, l'enriquiment en *REE* és petit (per sota de 2), i els perfils són gairebé plans, pel que demostren una forta semblança amb els patrons internacionals de pissarres (Figura 3.51).

#### 3.6.1.4. Elements sensibles a les condicions redox (*Sensitive redox elements, SRE*)

S'ha obtingut els perfils normalitzats a NASC (Gromet *et al.*, 1984) dels següents elements sensibles a les condicions redox (*SRE*): V, Cr, Mn, Co, Ni, As, Mo, Th i U. També s'ha inclòs l'Sc, per la seva associació amb el V, el Ti, i el Zr (Figura 3.52).

El perfil de *SRE* que en resulta mostra un remarcable enriquiment en V (assoleix



**Figura 3.52.** Concentració en alguns elements sensibles a les condicions redox (SRE), més el Ti, Sc i Zr, en diverses mostres dels dipòsits d'edat siluriana. Els continguts estan normalitzats a NASC (Gromet *et al.*, 1984), tret del V (\*) normalitzat a *Shale marine* del Ruhr (Degens, 1958); i del Mo(\*\*) normalitzat a *Recent sediments* (Wedepohl, 1974).

**Figura 3.52.** Concentración de algunos elementos sensibles a las condiciones redox (SRE), más Ti, Sc y Zr, en diversas muestras de los depósitos de edad silúrica. Los contenidos están normalizados a NASC (Gromet *et al.*, 1984), excepto: V(\*), normalizado a *Shale marine* del Ruhr (Degens, 1958); y Mo(\*\*) normalizado a *Recent sediments* (Wedepohl, 1974).

concentracions de 5444 ppm a Coma Fosca, i de 2100 ppm a Sant Miquel), que supera el valor de 20 vegades el valor estàndard. També el Cr es troba significantment enriquit (fins a 640 ppm). L'Sc no mostra cap anomalia significativa, tot i que la majoria de valors se situen lleugerament per sobre de 1. En conjunt, aquests valors concorden amb l'existència d'espècies pròpies de V i Cr (i, en menor mesura, de Sc) en la major part del dipòsit (òxids del grup de l'espinel·la), així com amb la presència significativa d'aquests minerals en tots els silicats ferromagnesianes.

El Mn presenta una marcada anomalia negativa, com a conseqüència de que les seves concentracions són molt baixes (fins a 155 ppm de Mn) respecte al valor de normalització.

El Co i el Ni defineixen una forta anomalia positiva, a diferència de l'As, el qual, tanmateix, presenta una gran dispersió de valors. Les mostres que presenten continguts més elevats en Ni i Co són les pissarres riques en sulfurs de Coma Fosca, amb 473 ppm de Ni i 305 ppm de Co com a valors mitjans, i amb màxims de 800 ppm de Ni i 368 de Co.

Totes les mostres analitzades mostren un important enriquitment en Mo (contingut mitjà de

19,72 ppm, amb un màxim de 125 ppm a les mostres de Coma Fosca), que té la seva expressió mineralògica en la presència de petits cristalls de molibdenita. Per altra banda, les mostres més riques en Mo de Coma Fosca presenten també un lleuger enriquitment en Re, element que pot concentrar-se, en substitució del Mo, en l'estructura de la molibdenita.

Finalment cal remarcar el fort enriquitment en U, corresponent a totes les mostres, incloses les pissarres «estèrils» de l'encaixant (dipòsit de Sant Miquel), aspecte que s'addiu amb la presència constant de petits cristalls d'uraninita en totes les mostres estudiades. En canvi, cal remarcar l'anomalia negativa de Th.

Quan s'analitzen les dades en conjunt, és important notar que els enriquiments (i empobriments) en SRE són simultanis per a tots els elements amb aquest comportament, entre els quals es dona una bona correlació positiva que queda palesa a la figura 1. En aquesta figura, però, queda palès, per una banda, la independència d'aquests enriquiments en relació a quina és la litofàcies analitzada; per l'altra, l'absència de correlació entre aquests SRE i els metalls preciosos.

### 3.6.1.5. Altres elements

La màxima concentració analitzada de Ba és de 2194 ppm. Aquesta dada és congruent amb l'escassa proporció de Ba en substitució de K que existeix en els feldspats (component celsiana) o en les miques, i amb l'ausència de barita o carbonats de Ba primaris en el conjunt dels dipòsits.

### 3.6.2. DISCUSIÓ

La mineralització de metalls base i metalls nobles (Au, Ag i PGE) es pot atribuir a l'aport sinsedimentari d'aquests elements per part d'un fluid hidrotermal. A la bibliografia es descriuen diversos casos de sediments enriquits en PGE. La majoria de vegades es tracta d'indis relacionats amb pissarres negres (p.ex. Grauch *et al.* 1991, Coveney *et al.* 1992, Hulbert *et al.*, 1992, Pašava 1993). Diverses teories intenten explicar l'origen d'aquests enriquiments; molts dipòsits estratiformes que s'han associat amb una activitat hidrotermal submarina, típicament presenten altes concentracions en Pd i Pt (Sawlowicz, 1993).

El tret més destacat dels perfils de REE obtinguts és la lleugera anomalia positiva en LREE, especialment en La i Eu, i sobretot la marcada anomalia negativa en Ce. Aquests darrer comportament és més sistemàtic i s'observa tant en els nivells feldspàtics com en les pissarres riques en sulfurs; és a dir en els productes hidrotermals. Per contra, els patrons de REE de les pissarres no mostren cap anomalia. Aquesta anomalia negativa en Ce, molt marcada en relació a les altres REE, correspon, tanmateix, a valors molt propers a 1 en la normalització a pissarra (NASC).

Anàlogament amb el cas dels dipòsits d'edat carbonífera, podríem considerar un aport hidrotermal per explicar un lleuger enriquiment en LREE. Els fluids en centres hidrotermals submarins actuals, tot i tenir un  $\Sigma REE$  baix, solen caracteritzar-se per presentar un enriquiment en REE lleugeres i una anomalia en Eu (Manikyamba *et al.*, 1993).

Una clara anomalia negativa en Ce és la característica més remarcable dels perfils de REE en els dipòsits d'edat siluriana. Similarment, l'aigua procedent dels oceans també presenta una anomalia negativa en Ce (Sotto & Yoshiyuki, 1999). En aquest cas l'empobriment en Ce s'explica per una oxidació del  $Ce^{3+}$  (soluble) a  $Ce^{4+}$  que és insoluble i precipita en forma de  $CeO_2$ . A les proximitats de zones hidrotermalment actives, la incorporació del Ce de

les partícules d'òxids i hidròxids de Fe-Mn és la principal causa de l'empobriment en Ce de l'aigua marina (Klinkhammer *et al.*, 1983).

Per tant, els perfils de REE obtinguts, possiblement reflecteixen un origen majoritàriament marí d'aquests elements, sense descartar una petita aportació hidrotermal de REE, que explicaria el lleuger enriquiment en Eu i La. El fluid hidrotermal pot haver transportat  $Eu^{2+}$  (Wood, 1990) i  $Ce^{3+}$  en condicions reductores, però el Ce no precipitaria en arribar el fluid hidrotermal a un medi reductor, i per tant no podria compensar l'anomalia negativa heretada de l'aigua marina.

Els perfils de SRE obtinguts en els dipòsits silurians ens mostren un gran enriquiment en V, Cr, Co, Ni, Mo i U. Continguts elevats en Ni, Mo, V, Cr, U, Cd, Zn i Ag no són infreqüents en pissarres negres (Brumsack, 1986), on les condicions redox de l'aigua marina i l'elevat contingut en matèria orgànica són el principal responsable de l'acumulació d'aquests elements. En alguns casos es proposa un enriquiment singenètic en aquests elements a partir d'exhalacions hidrotermals (Pašava, 1991). En algunes pissarres negres l'anomalia en aquests elements s'explica a partir d'un enriquiment sindiagenètic, i fins i tot epigenètic (Vine & Tourtelot, 1970).

Totes les mostres presenten una important anomalia en V i Cr. El V és més soluble en aigües oxidades que en aigües reductores (Wehrli & Stumm, 1989), de forma que les acumulacions de V en els sediments indiquen unes condicions reductores del medi on es produeix la sedimentació (Francois, 1988). Per tant les condicions anòxiques de la conca siluriana (evidenciades per la sedimentació de pissarres negres) van afavorir l'acumulació de V en els sediments. Algunes anàlisis donen valors extraordinàriament elevats (fins a 0,80 % de  $V_2O_3$ ), que difícilment poden ser explicats exclusivament per una precipitació simple a partir de l'aigua del mar. Aquests valors són comparables als continguts analitzats en els sediments metal·lífers del Mar Roig (1,3 % de  $V_2O_3$ ), on el V es troba majoritàriament associat a vanadomagnetita autigènica (Jedwab *et al.*, 1989).

Experimentalment s'ha demostrat que les partícules d'òxids de Fe tenen una elevada eficàcia per concentrar per adsorció el V dissolt a l'aigua (Krauskopf, 1956), fet que confirma la reconeguda importància de les partícules d'òxids de Fe d'origen hidrotermal en l'extracció del V marí (Trefry & Metz, 1989). Aquest mecanisme hauria pogut representar una contribució important en la concentració de V en els dipòsits

i sediments d'edat siluriana, ja de per sí enriquits per tractar-se d'un medi reductor, on el V dissolt en l'aigua marina tendeix a precipitar.

El mateix procés podria explicar l'enriquiment en Cr, ja que l'adsorció del Cr per partícules d'òxid de Fe també s'ha demostrat experimentalment (Murray *et al.*, 1983).

La majoria de mostres analitzades mostren un enriquiment significatiu en Ni i Co. Els enriquiments en Ni en sediments són característics de les pissarres negres, però no exclusius ja que els sediments metal·lífers de fons oceànic actuals acostumen a presentar enriquiments en Ni i Co (p.ex. TAG, Shearme *et al.*, 1983), i fins i tot han estat descrits dipòsits de Ni-Mo d'origen exhalatiu encaixats en pissarres negres al Canadà (Grauch *et al.*, 1991) i a la Xina (Lott *et al.*, 1999). Per tant, cal considerar la possibilitat de que part del Ni i Co de les mostres més enriquides en aquests elements sigui d'origen hidrotermal. Tot i que els continguts analitzats en Mo són comparables al contingut mitjà en pissarres negres (unes 70 ppm segons Wedelpohl, 1974), una explicació similar podria justificar els continguts en Mo de les mostres més enriquides, corresponents a les pissarres de Coma Fosca.

Les mostres analitzades presenten un enriquiment important en U, mentre que els continguts en Th són propers al valor de normalització. Continguts elevats en U són normals en pissarres negres, degut a que l'acumulació de sediments en conques anòxiques és, juntament amb la deposició de carbonats, un dels principals «extractors» d'aquest

element en els oceans (Sacket *et al.*, 1973). En les condicions anòxiques, pròpies de la sedimentació de les pissarres negres, l' $U^{6+}$  és reduït a  $U^{4+}$ , que és insoluble (Cochran *et al.*, 1986), afavorint-se l'acumulació d'aquest element com  $UO_2$ . Cal afegir el fet de que els dipòsits exhalatius actuals acostumen a presentar elevades concentracions en U (Bloch, 1980). L'U, que presenta una signatura isotòpica derivada de l'aigua de mar, podria acumular-se en els sediments metal·lífers com a conseqüència de l'activitat bacteriana (Mills *et al.*, 1994), o bé per adsorció (sorption) de l'U a la superfície dels sulfurs (Butler i Nestbitt, 1999). Aquests arguments podrien justificar el fet de que alguns dels valors més alts en U analitzats als dipòsits d'edat siluriana corresponen a mostres riques en sulfurs.

Típicament el Mn s'associa a la exhalació de fluids hidrotermals als fons submarins (Klinkhammer *et al.*, 1983), fins al punt que sovint els dipòsits de sulfurs massissos estan associats a acumulacions d'oxihidròxids de Fe i Mn (Boyd *et al.*, 1993). Tanmateix, totes les mostres analitzades presenten una anomalia negativa en Mn. Cal tenir en compte que els dipòsits silurians es formaren en un medi anòxic. En condicions anòxiques el Mn és reduït a la forma soluble  $Mn^{2+}$  (Libes, 1992). El Mn tampoc hauria pogut ser fixat en forma de carbonats, que són solubles a les condicions de profunditat en que es formaren els dipòsits. Per tant, fins i tot en el cas de que les exhalacions fossin riques en Mn, aquest no va ser fixat en el sediment.