



HOJA GEOLOGICA E. 1:200.000

75-74 SEVILLA-PUEBLA DE GUZMÁN

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas bajo Normas, Dirección y Supervisión del IGME, y cofinanciadas mediante Convenio de Colaboración con el IGME por la CEIC de la Junta de Andalucía, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Jerónimo Matas (IGME)

Luis Miguel Martín Parra (IGME)

Francisco Javier Rubio Pascual (IGME)

Francisco José Roldán (IGME)

Ángel Martín-Serrano (IGME)

Dirección y Supervisión del IGME:

Luis Miguel Martín Parra (IGME)

Asimismo han colaborado en su realización:

Geología Estructural y Regional Varisca: Francisco Alonso-Chaves y Elena Mantero (Universidad de Huelva); Antonio Azor Pérez y Francisco José Simancas (Universidad de Granada); Ricardo Palomino (Becario del IGME)

Petrología de Rocas Ígneas: Félix Bellido Mulas (IGME)

Análisis Químicos: Laboratorios del IGME y Universidad de Granada

Paleontología: Rosa María Rodríguez González (Universidad de León, palinología del Carbonífero) , Graciela N. Sarmiento (Universidad Complutense, conodontos) e Yngve Grahn (Quitinozoos).

ÍNDICE

ÍNDICE	3
1. INTRODUCCIÓN	11
1.1. Situación Geográfica y Encuadre Geomorfológico	11
1.2. Situación geológica y Antecedentes	13
1.2.1. Zona de Ossa-Morena.....	16
1.2.1.1. Estratigrafía	16
1.2.1.2. Magmatismo	19
1.2.1.3. Deformación y Metamorfismo en la Zona de Ossa-Morena	21
1.2.2. Zona Surportuguesa	23
1.2.2.1. Estratigrafía	24
1.2.2.2. Magmatismo	26
1.2.2.3. Deformación y metamorfismo en la Zona Surportuguesa.....	26
1.2.3. Cuenca del Viar	29
1.2.4. Cobertera	29
2. ESTRATIGRAFÍA.....	30
2.1. Zona Surportuguesa.....	30
2.1.1. Dominio del Pulo do Lobo	31
2.1.1.1. Formación Pulo do Lobo (37)	32
2.1.1.2. Esquistos anfibólicos y anfibolitas del Antiforme de Los Ciries (36)	34
2.1.1.3. Grupo Ferreira-Ficalho	34
2.1.1.3.1. Fm Ribeira de Limas (41).....	35
2.1.1.3.2.- Fm Santa Iría (44)	36
2.1.1.3.3.- Fm Horta da Torre (45, 46)	39
2.1.1.4. Grupo Chança	40
2.1.1.4.1.- Fm Atalaia (40)	40
2.1.1.4.2.- Grupo de Santa Bárbara (Fm Gafo+U. Santa Bárbara) (43,47) ...	41
2.1.1.5. Consideraciones sobre los grupos Ferreira-Ficalho y Chança.....	44
2.1.2. Dominio de la Faja Pirítica Ibérica.....	46
2.1.2.1. Unidades de La Minilla y Las Pajanosas (38, 39)	47
2.1.2.2. Grupo Filítico-Cuarcítico. P-Q.....	52
2.1.2.2.1.- Grupo P-Q "s.s." (48, 49)	52
2.1.2.2.2.- Unidad del Arroyo de Las Torres (42).....	57
2.1.2.3. Complejo Vulcano-Sedimentario. CVS	59
2.1.2.3.1.- Facies Estruniense (50)	62
2.1.2.3.2.- Vulcanitas y sills básicos (basaltos) (51)	64
2.1.2.3.3.- Andesitas e hialoclastitas y epiclastitas de composición intermedia (52)	65
2.1.2.3.4.- Vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas) y serie epiclástica ácida (53, 54).....	67
2.1.2.3.5.- Serie vulcanosedimentaria con radiolaritas, jaspes, nódulos de Mn y lentejones carbonatados (55)	72

2.1.2.3.6.- Vulcanitas básicas (traquibasaltos) (56).....	75
2.1.2.3.7.- Pizarras y fangolitas moradas con radiolarios y jaspes r icos en Mn. Pizarras Moradas (57).....	76
2.1.2.3.8.- Tufitas, volcanoarenitas de grano medio y fino y pizarras grises-amarillentas. (58).....	77
2.1.2.4. Grupo Culm.....	79
2.1.2.4.1.- Pizarras negras con nódulos (59).....	79
2.1.2.4.2.- Alternancia de pizarras grises y grauvacas (60).....	80
2.1.2.4.3.- Conglomerados heterolíticos con matriz lutítica y grauvacas (61).....	81
2.1.2.4.4.- Culm indiferenciado (62).....	82
2.1.2.5. Unidad de La Vicaría.....	83
2.1.2.5.1.- Conglomerado polimíctico con matriz arenoso-lutítica (63).....	83
2.1.2.5.2.- Alternancias de pizarras gris verdosas con grauvacas y cuarzoarenitas de grano fino (64).....	85
2.1.2.6. Unidad de El Pimpollar.....	85
2.1.2.6.1.- Lutitas, areniscas, pizarras moradas, silexitas y conglomerados (66).....	85
2.1.2.6.2.- Andesitas y Dacitas de El Pimpollar (65).....	90
2.1.2.6.3.- Riolitas de El Pimpollar (67).....	90
2.1.3. Cuenca del Viar.....	91
2.1.3.1. Megasecuencia inferior.....	92
2.1.3.1.1.- Conglomerados heterométricos polimícticos y angulosos rojo-violáceo (68).....	92
2.1.3.1.2.- Basaltos olivínicos (69).....	92
2.1.3.1.3.- Conglomerados, areniscas, lutitas rojas y coladas básicas (70)....	93
2.1.3.1.4.- Gravas, areniscas, lutitas, lignitos, silexitas y carbonatos gris-amarillento (71).....	93
2.1.3.2. Megasecuencia superior.....	94
2.1.3.2.2.- Alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas rojas con arenas, lutitas y carbonatos de tonos grises y policolores (73, 74, 75).....	95
2.2. Zona de Ossa-Morena.....	96
2.2.1. Flanco Norte del Antiforme Olivenza-Monesterio.....	96
2.2.1.1. Grupo Malcocinado (86, 87).....	96
2.2.1.2. Fm Torreárboles (Serie Detrítica Inferior del Cámbrico inferior).....	97
2.2.1.2.1.- Conglomerados, arcosas masivas. Fm. Torreárboles, tramo inferior (90).....	97
2.2.1.2.2.- Pizarras, arcosas y areniscas. Fm. Torreárboles, tramo superior (91).....	98
2.2.1.3. Calizas, dolomías y pizarras. Tramo carbonatado del Cámbrico inferior (93, 94, 95).....	99
2.2.1.4. Pizarras verdosas con carbonatos. Fm. Capas de Benalija. (Serie Detrítica superior del Cámbrico inferior) (107).....	100
2.2.1.5. Ordovícico.....	102
2.2.1.5.1.- Pizarras verdes y grises con nódulos, limolitas y areniscas (120) con intercalaciones de cuarcitas (121) del Sinclinal del Valle.....	102
2.2.1.5.2.- Caliza Urbana o Caliza de Pelmatozoos. Sinclinal del Valle (122).....	102
2.2.1.5.3.- Lutitas grises, areniscas y pizarras negras con nódulos volcanoclásticos. “Pizarras del Valle” (123).....	103
2.2.1.6. Silúrico.....	104

2.2.1.6.1.- Ampelitas, lutitas negras carbonosas, liditas, cineritas y calizas de Scyphocrinites (124).....	104
2.2.1.7. Grupo del Pintado. Devónico	105
2.2.1.7.1.- Pizarras y cuarcitas de El Pintado. Devónico inferior.....	105
2.2.1.7.2.- Devónico superior	105
2.2.2. Núcleo y flanco sur del Antiforme de Monesterio	106
2.2.2.1. Serie Negra	106
2.2.2.1.1.- Sucesión Montemolín (82, 83, 80).....	106
2.2.2.1.2.- Sucesión Tentudía (84, 83, 80, 85)	107
2.2.2.2. Sucesión de Bodonal (Serie Detrítica inferior del Cámbrico inferior) (88, 89)	108
2.2.2.3. Calizas, dolomías y pizarras. Fm Pedroche (Serie Detrítico-Carbonatada del Cámbrico inferior) (93, 94)	109
2.2.2.4. Serie detrítica superior del Cámbrico inferior	110
2.2.2.4.1.-Areniscas feldespáticas y pizarras. Alternancia de Cumbres (105)	110
2.2.2.4.2.- Pórfidos de La Valera (106).....	111
2.2.2.4.3.- Pizarras verdes y violáceas con niveles arenosos bioturbados a techo (108, 109).....	112
2.2.2.5. Cámbrico medio	113
2.2.2.5.1.- Espilitas y vulcanitas básicas .Basaltos del Playón (110)	113
2.2.2.5.2.- Formación Ossa/Fatuquedo (111)	113
2.2.2.6. Ordovícico	114
2.2.2.6.1.- Pizarras gris verdosas y moradas con vulcanitas acidas y basicas. Fms. Barrancos y Barriga (112, 113, 114)	114
2.2.2.6.2.- Areniscas, pizarras y cuarcitas bioturbadas. Fm Sierra Colorada (115)	117
2.2.2.7. Silúrico-Devónico inferior.....	118
2.2.2.7.1.- Ampelitas y liditas. Silúrico (116)	118
2.2.2.7.2.- Pizarras laminadas.Fm "Xistos Raiados" (117)	119
2.2.2.7.3.- Fm Terena inferior (119, 118).....	120
2.2.2.8. Devónico superior-Carbonífero inferior.....	122
2.2.2.8.1.- Fm Terena superior (125, 127, 126).....	122
2.2.3. Dominio de Évora-Aracena	126
2.2.3.1. Unidad de Moura-El Cubito	126
2.2.3.1.1.- Esquistos y filitas. Fm. El Cubito (76).....	127
2.2.3.1.2.- Metabasitas. Fm. El Cubito (78)	129
2.2.3.1.3.- Melange basal (77).....	129
2.2.3.2. Grupo de Aracena.....	130
2.2.3.2.1.- Gneises de Fuente del Oro (81).....	130
2.2.3.2.2.- Gneises cuarzofeldespáticos con biotita de Aracena (96)	132
2.2.3.2.3.- Ortoanfibolitas y gneises anfibólicos (98)	133
2.2.3.2.4.- Intercalaciones de niveles carbonatados. Mármoles con diopsido y/o forsterita (100).....	133
2.2.3.2.5.- Intercalaciones de Rocas de silicatos cálcicos y niveles carbonatados (99)	133
2.2.3.2.6.- Unidad Metasedimentaria de Alajar (97).....	134
2.2.3.3. Grupo de Fuenteheridos	135
2.2.3.3.1.- Serie Negra/Fm Umbría (79, 80)	135
2.2.3.3.2.- Carbonatos de Aracena (92).....	137

2.2.3.3.3.- Vulcanosedimentario Aracena (101).....	137
2.2.3.3.4.- Intercalaciones de Metacineritas grises y gneises biotíticos (102)	140
2.2.3.3.5.-Intercalaciones de Calizas marmóreas y mármoles con dolomías locales (103)	140
2.2.3.3.6.- Niveles de mezcla y rocas de silicatos cálcicos (99).....	141
2.2.3.3.7.- Intercalaciones de Esquistos y Metabasitas (104).....	141
2.3. Cuenca del Guadalquivir	142
2.3.1. Unidad Messiniense.....	145
2.3.1.1. Sector de Villanueva del Río y Minas-Alcalá del Río.....	146
2.3.1.1.1.- Conglomerados, arenas y limos rojos (128).....	146
2.3.1.1.2.- Areniscas, arenas y limos amarillos con intercalaciones de margas (129)	147
2.3.1.1.3.- Calcarenitas y conglomerados (130)	147
2.3.1.1.4.- Calcarenitas y limos amarillos. Localmente calizas de algas (131)	147
2.3.1.1.5.- Margas gris azuladas (132)	148
2.3.1.2. Sector de Niebla-Gibraleón	148
2.3.1.2.1.- Calcarenitas y limos amarillos (131).....	148
2.3.1.2.2.- Calcarenitas y conglomerados (130).....	149
2.3.1.2.3.- Conglomerados, arenas, limos rojizos y margas (133)	149
2.3.1.2.4.- Areniscas, arenas, limos amarillos con intercalaciones de margas (129)	149
2.3.1.2.5.- Margas gris azuladas (132)	150
2.3.2. Unidad Messiniense superior-Plioceno inferior	151
2.3.2.1. Calcarenitas y limos amarillos (135).....	151
2.3.2.2. Margas gris azuladas (134).....	153
2.3.2.3. Limos, arenas y conglomerados con niveles de margas (136)	153
2.3.3. Unidad Plioceno	154
2.3.3.1. Limos y arenas rojizas (137)	155
2.3.3.2. Arenas y gravas (138).....	156
2.3.4. Cuaternario-Pliocuaternario.....	156
2.3.4.1. Conglomerados gravas y cantos y arenas. <i>Terrazas medias.</i> Pleistoceno medio y superior (139).....	157
2.3.4.2. Lutitas arenosas con algunas gravas y cantos. <i>Glacis indiferenciados.</i> Pleistoceno superior-Holoceno (140)	158
2.3.4.3. Arenas limosas y lutitas, cantos y gravas ocasionales. <i>Depósito de vertiente</i> .Pleistoceno – Holoceno (141).....	158
2.3.4.4. Arenas con intercalaciones de gravas y cantos. <i>Terrazas bajas.</i> Pleistoceno superior (142).	159
2.3.4.5. Arenas. <i>Manto eólico.</i> Pleistoceno superior-Holoceno (143).....	160
2.3.4.6. Arenas y limos con cantos. <i>Abanicos aluviales indiferenciados.</i> Pleistoceno superior-Holoceno (144)	160
2.3.4.7. Limos y arenas. <i>Canal fluvial, llanura de inundación y fondos de valle.</i> Holoceno (145)	160
2.3.4.8. Arcillas y limos. <i>Marismas.</i> Holoceno (146)	161
2.3.4.9. Arcillas arenosas con cantos. <i>Cono de deyección.</i> Holoceno (147) .	162
2.3.4.10. Escombreras. Acumulaciones antrópicas. Holoceno/Actual (148) 162	
2.3.4.11. Travertinos (149).....	162

2.3.5.	Arquitectura estratigráfica de la cuenca del Guadalquivir	163
2.3.5.1.	Secuencia Messiniense	164
2.3.5.2.	Secuencia Messiniense superior-Plioceno inferior.....	165
2.3.5.3.	Secuencia Plioceno	166
3.	PETROLOGÍA ÍGNEA.....	166
3.1.	Rocas Volcánicas.....	166
3.1.1.	Zona Surportuguesa.....	166
3.1.1.1.	Vulcanismo del CVS	166
3.1.1.1.1.-	Vulcanitas y sills básicos (basaltos) (51)	166
3.1.1.1.2.-	Andesitas e hialoclastitas y epiclastitas de composición intermedia (52)	168
3.1.1.1.3.-	Vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas) (53)	169
3.1.1.1.4.-	Vulcanitas básicas (traquibasaltos) (56)	172
3.1.1.2.	Unidad de El Pimpollar	172
3.1.1.2.1.	Andesitas y dacitas de El Pimpollar (65)	172
3.1.1.2.2.	Riolitas de El Pimpollar (67)	173
3.1.1.3.	Basaltos de la Cuenca del Viar (69, 72)	174
3.1.2.	Zona de Ossa-Morena.....	174
3.1.2.1.	Vulcanismo Cámbrico	174
3.1.2.1.1.-	Porfiroide de Bodonal (89)	174
3.1.2.1.2.-	Pórfidos riolíticos de La Valera (106)	175
3.1.2.1.3.-	Ortoanfíbolitas y gneises anfibólicos del Grupo de Aracena (98)	175
3.1.2.1.4.-	Metacineritas grises y gneises biotíticos del Grupo de Fuenteheridos (102)	176
3.1.2.1.5.-	Intercalaciones de metabasitas del Grupo de Fuenteheridos (104)	176
3.1.2.1.6.-	Basaltos del Playón (110)	177
3.1.2.2.	Vulcanismo Ordovícico.....	177
3.1.2.2.1.	Metabasitas (114) y vulcanitas ácidas	177
3.1.2.3.	Metabasitas de El Cubito (78)	177
3.2.	Alineación ígnea Beja-Acebuches (19)	178
3.3.	Rocas Plutónicas pre-variscas	180
3.3.1.	Granodioritas de anatexia de El Pintado (14) y Pallares (13)	181
3.3.2.	Leucogranitos (15)	182
3.3.3.	Granitos albiticos cataclásticos (16)	182
3.3.4.	Gabros de Barcarrota, El Pintado y otros (17)	182
3.3.5.	Granito anfibólico de El Castillo (18)	183
3.4.	Rocas Plutónicas variscas.....	184
3.4.1.	Zona Surportuguesa.....	184
3.4.1.1.	Rocas plutónicas sincinemáticas	185
3.4.1.1.1.-	Rocas básicas (gabros, dioritas, cuarzdioritas) (1)	185
3.4.1.1.2.-	Rocas acumuladas ultrabásicas (2)	187
3.4.1.1.3.-	Gabros, microgabros y diabasas (3)	189
3.4.1.1.4.-	Granitos, monzogranitos y granodioritas (granitoides de tendencia trondhjemítica) (4)	190
3.4.1.1.5.-	Zona de mezcla de magmas (5)	193
3.4.1.1.6.-	Granodiorita biotítico hornbléndica (6)	195
3.4.1.1.7.-	Granodiorita de Santa Eulalia (7)	195

3.4.1.1.8.- Tonalitas del Puerto de la Encina y Paymogo y Tonalitas anfibólicas microporfídicas (8).....	196
3.4.1.1.9.- Ortogneis de Gil-Márquez (9).....	198
3.4.1.1.10.- Monzogranitos de Gil Márquez y Las Peñas (10).....	200
3.4.1.1.11.- Pórfidos graníticos de Gil Márquez (11).....	201
3.4.1.2. Rocas plutónicas tardivariscas.....	201
3.4.1.2.1.- Granitos de grano medio-grueso, biotíticos, a veces porfídicos ± cordierita ± granate (Granitos de El Crispinejo, Navahonda y El Berrocal) (12)	202
3.4.2. Zona de Ossa-Morena.....	205
3.4.2.1. Stock de Santa Olalla del Cala, Plutón tonalítico del Puerto (20, 21) 205	
3.4.2.2. Gabros (22).....	207
3.4.2.3. Granitos alcalinos Teuler y Garrote (23).....	209
3.4.2.4. Granodioritas y tonalitas biotítico anfibólicas de Hoya de Santa María y El Real de la Jara (24).....	210
3.4.2.5. Granitos de grano fino a medio, de dos micas de Hoya de Santa María (25) 211	
3.4.2.6. Granodiorita biotítica. El Pedroso-Ventas Quemadas (26)	211
3.4.2.7. Granodiorita localmente granito de Aroche (27).....	211
3.4.2.8. Cuarzodioritas, localmente dioritas de Aroche e intrusiones máficas- ultramáficas de Cortegana (28).....	212
3.4.2.9. Granito anatóxico de afinidad charnockítica (ortogneis) (29).....	214
3.5. Rocas Filonianas.....	216
3.5.1. Diques de Microdiorita (30)	216
3.5.2. Diques de Tonalita-Granodiorita (31)	217
3.5.3. Diques de pórfidos graníticos (32)	217
3.5.4. Diques de Leucogranitos, pegmatitas y aplitas (33).....	219
3.5.5. Diques de diabasas (34).....	220
3.5.6. Diques de Cuarzo (35).....	222
4. METAMORFISMO	222
4.1. Zona Surportuguesa.....	222
4.1.1. Metamorfismo Regional.....	222
4.1.1.1. Dominio del Pulo do Lobo	223
4.1.1.1.1.- Formación Pulo do Lobo y Esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries (alta P/baja T).....	223
4.1.1.1.2.- Grupos Ferreira-Ficalho y Chança	225
4.1.1.2. Dominio de la Faja Pirítica Ibérica.....	226
4.1.1.2.1.- Unidades de La Minilla-Las Pajanosas (alta P/bajaT y baja P/alta T)	226
4.1.1.2.2.- Grupos PQ, CVS y Culm	226
4.1.2. Metamorfismo de contacto	228
4.2. Zona de Ossa-Morena.....	229
4.2.1. Metamorfismo Regional.....	229
4.2.1.1. Flanco N del Antiforme Olivenza-Monesterio.....	229
4.2.1.2. Flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio	229
4.2.1.3. Núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio	229
4.2.1.3.1.- Metamorfismo pre-Varisco	229
4.2.1.4. Dominio de Évora-Aracena.....	231
4.2.1.4.1.- Metamorfismo eo-Varisco, M1 (alta P/baja-intermedia T).....	231

4.2.1.4.2.- Metamorfismo Varisco M2 (baja P/alta T)	235
4.2.1.4.3.- Metamorfismo tardi-Varisco	237
4.2.2. Metamorfismo de contacto	237
4.2.2.1. Rocas plutónicas pre-Variscas	237
4.2.2.2. Rocas plutónicas Variscas	238
5. GEOQUÍMICA.....	239
5.1. Zona Surportuguesa	239
5.1.1. Anfibolitas de Los Ciries	239
5.1.2. Complejo Vulcanosedimentario (CVS).....	240
5.1.3. Vulcanitas de El Pimpollar	251
5.1.4. Rocas plutónicas	251
5.2. Anfibolitas de Beja-Acebuches	263
5.3. Zona de Ossa-Morena.....	266
5.3.1. Vulcanismo Cámbrico	266
5.3.1.1. Evento Ígneo Temprano (Cámbrico inferior).....	266
5.3.1.2. Evento Ígneo Principal (Cámbrico inferior-medio).....	267
5.2.1.2.1. Vulcanismo superior del Evento Ígneo Principal (Cámbrico medio)	
.....	272
5.3.2. Vulcanismo Ordovícico	273
5.3.3. Vulcanismo de la Unidad de El Cubito	273
5.3.4. Plutonismo pre-Varisco	279
5.3.5. Plutonismo Varisco	280
6. TECTÓNICA	281
6.1. Deformación pre-Varisca	281
6.2. Deformación Varisca	282
6.2.1. Introducción.....	282
6.2.2. Zona Surportuguesa.....	284
6.2.2.1. Antecedentes.....	284
6.2.2.2. Deformaciones Eo-variscas y variscas s.s. en el Dominio de Pulo do Lobo	289
6.2.2.3. Deformaciones Eo-variscas y variscas s.s. en el Dominio de la Faja Pirítica Ibérica.....	293
6.2.2.4. Deformaciones tardi-variscas	297
6.2.2.4.1.- Fallas de desgarre	297
6.2.2.4.2.- Episodio extensional (Cuenca del Viar).....	299
6.2.3. Zona de Ossa-Morena.....	299
6.2.3.1. Antecedentes.....	299
6.2.3.2. Deformaciones Eo-varisca y variscas s.s. en el Dominio Évora-Aracena	302
6.2.3.3. Deformaciones variscas s.s. al N del Dominio Évora-Aracena.....	306
6.2.3.3.1.- Primera etapa de deformación Varisca.....	306
6.2.3.3.2.- Segunda etapa de deformación Varisca	307
6.2.3.4. Deformaciones tardi-variscas	307
6.2.4. Evolución geodinámica del contacto ZOM/ZSP	309
6.2.4.1. Modelos de subducción hacia el N	310
6.2.4.2. Modelos de subducción hacia el S.....	313
6.3. Deformación Eo-Alpina y Alpina.....	318
6.3.1. Rejugos post-variscos de la fracturación tardi-varisca	318
6.3.2. Inversión de la Cuenca del Viar	318

6.3.3.	Evolución tectónica y paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir	319
6.3.3.1.	Messiniense	319
6.3.3.2.	Messiniense superior-Plioceno	321
6.3.3.3.	Plioceno	322
6.4.	Estructuras Principales de la Hoja	323
7.	HISTORIA GEOLÓGICA	324
8.	BIBLIOGRAFÍA	332

1. INTRODUCCIÓN

La realización de la presente Hoja ha sido cofinanciada por la CEIC de la Junta de Andalucía, mediante el Convenio de Colaboración con el IGME para la Finalización del Mapa Digital Continuo del Sudoeste del Macizo Hespérico.

1.1. Situación Geográfica y Encuadre Geomorfológico

La Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, (74-75) del M.T.N. a escala 1:200.000, se encuentra situada al SO de la Península Ibérica, en el sector suroccidental de Sierra Morena, formando parte en su mayor parte de la Comunidad Autónoma de Andalucía, excepto un pequeño sector en el N de la Hoja perteneciente a la Comunidad Autónoma de Extremadura. Incluye la comarca de la Sierra de Aracena, en su parte N, Sierra Norte de Sevilla en su sector oriental, El Andévalo, en su sector centro-occidental y el Valle del Guadalquivir al S. En la siguiente tabla (Fig. 1.1.1) está representada la distribución de las Hojas a escala 1:50.000.

915(8-37) ROSAL DE LA FRONTERA	916(9-37) AROCHE	917(10-37) ARACENA	918(11-37) SANTA OLALLA DE CALA	919(12-37) ALMADÉN DE LA PLATA
936(8-38) PAYMOGO	937(9-38) EL CERRO DE ANDÉVALO	938(10-38) NERVA	939(11-38) CASTILLO DE LAS GUARDAS	940(12-38) CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS
958(8-39) PUEBLA DE GUZMÁN	959(9-39) CALAÑAS	960(10-39) VALVERDE DEL CAMINO	961(11-39) AZNALCÓLLAR	962(12-39) ALCALÁ DEL RÍO
980(8-40) SAN SILVESTRE DE GUZMÁN	981(9-40) GIBRALEÓN	982(10-40) LA PALMA DEL CONDADO	983(11-40) SANLÚCAR LA MAYOR	984(12-40) SEVILLA

Figura 1.1.1 - Esquema de las Hojas a escala 1:50.000 que componen la Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán (74-75).

Fisiográficamente, en la Hoja se observa al N los relieves de la Sierra de Aracena; en el centro un sector de menor relieve (El Andévalo y Sierra Norte de Sevilla), ambos pertenecientes a Sierra Morena y la depresión del Valle del Guadalquivir al S.

Al N destacan las elevaciones de la Sierra de Aracena, con cotas que oscilan entre 600 y 800 m, alcanzando como cotas máximas 913 m (Cerro Almonaster) y 910 m (Cerro Badrona). En el sector oriental de la Hoja, la Sierra Norte de Sevilla alcanza cotas que oscilan entre menos de 200 m al S (junto a la Depresión del Guadalquivir) y cerca de 700 m al N, siendo su máxima cota de 698 m (vértice Padre Caro). La comarca del Andévalo constituye la transición entre la Sierra de

Aracena y la Depresión del Guadalquivir, oscilando en general entre menos de 200 m al S y más de 400 m al N, alcanzando sus máximas cotas en los vértices Pelada (654 m), El Centinela (650 m) y Mármol (638 m), todos ellos en el sector N en tránsito a la Sierra de Aracena. Los materiales que rellenan la Depresión del Guadalquivir, esquina SE de la Hoja, alcanzan cotas en general inferiores a 200 m, siendo los vértices más altos el Turrus (195 m) y el Cebollar (187 m) y la cota mínima, donde el Guadalquivir abandona la Hoja, es de menos de 10 m.

La red hidrográfica de la Hoja pertenece en su mayoría a la cuenca hidrográfica del Guadalquivir, salvo el sector oeste que pertenece a la red hidrográfica del Guadiana. La divisoria entre ambas sigue un trazado irregular.

La Cuenca del Guadalquivir es la de mayor extensión. El río Guadalquivir atraviesa por la Hoja en su esquina SE, siendo sus tributarios más importantes los ríos Odiel, Tinto, Guadiamar, Rivera de Huelva con su afluente Rivera de Cala, y Viar.

El río Guadiana hace frontera con Portugal en la esquina SO de la Hoja, y tiene como tributarios la Rivera de Chanza, que hace frontera con Portugal en el NO de la Hoja, con sus afluentes Rivera de Alcalaboza y Rivera de Malagón.

Estos cauces se encuentran regulados por embalses entre los que hay que destacar los de Chanza, Aracena, Zufre, Olivargas, Cala, La Minilla, Piedras y Sancho.

La distribución demográfica es irregular. La población se concentra principalmente en el sureste y sur de la Hoja, en el valle del Guadalquivir, siendo la localidad más importante Sevilla, con más de 703.000 habitantes, seguida de la conurbación de El Aljarafe (339.000), Bollullos del Condado (13.959), Gibraleón (12.392), Alcalá del Río (11.004) y La Palma del Condado (10.475). En el resto de la Hoja merecen destacarse Valverde del Camino (12.609), Aracena (8.300), Aznalcóllar (6.185) y Nerva (5.945).

La economía está basada, fundamentalmente, en las actividades agrícolas relacionadas sobre todo con los regadíos del Valle del Guadalquivir, así como industrial. Es de destacar la producción de cítricos tanto en el Valle del Guadalquivir como recientemente en buena parte del Andévalo. En cuanto a la ganadería la Sierra de Aracena destaca por su producción de cerdos ibéricos.

Hay que destacar la gran actividad minera desarrollada principalmente en la comarca del Andévalo, en la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa), en relación con la extracción de sulfuros complejos en yacimientos masivos, ya existente desde tiempos pre-romanos (Mina de Riotinto). Esta actividad vivió su mayor esplendor a finales del siglo XIX y decayó de modo que a finales del siglo XX cerraron la mayoría de las minas. Actualmente la subida del precio del cobre está reactivando la actividad minera. Merece la pena destacar las cortas de Aguas Teñidas, La Zarza, Cerro Colorado, San Dionisio, Tharsis, Sotiel, Migollas, Valverde, Aznalcóllar y Los Frailes, entre otras.

Por otra parte es de destacar en la Sierra de Aracena (Zona de Ossa-Morena), en el sector NE de la Hoja, la reciente puesta en explotación de la Mina de Aguablanca, descubierta en 1993, donde se benefician depósitos de sulfuros de Ni-(Cu) y PGE, relacionados con un stock de rocas

máficas-ultramáficas situado en el sector NE del Complejo Plutónico de Santa Olalla. Así como la Mina Cobre Las Cruces, en las inmediaciones de Sevilla, de sulfuros polimetálicos.

1.2. Situación geológica y Antecedentes

La Hoja 1:200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán se sitúa en el extremo suroccidental del Macizo Ibérico, en su límite con la Cuenca del Guadalquivir, y en ella afloran principalmente rocas paleozoicas. En su sector N y sobre todo NE, afloran materiales neoproterozoicos. Sobre los materiales paleozoicos y neoproterozoicos anteriores se depositan en el sector S de la Hoja materiales terciarios, de origen marino de la Cuenca del Guadalquivir.

La mitad occidental de la Península Ibérica es uno de los afloramientos de la Cadena Varisca o Cinturón Hercínico Europeo, de mayor extensión; permite observar una transversal de la Cadena de más de 800 Km. Es el segmento europeo de una Cordillera más extensa, generada por la colisión durante el Paleozoico Superior de dos grandes bloques continentales, Gondwana al sur y Laurentia-Báltica al norte, durante la formación de la Pangea. Esta Cordillera incluye otros segmentos extraeuropeos como los Mauritánides en África y los Apalaches y Ouachitas en América, separados durante la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico. En el Macizo Ibérico se muestra una zonación transversal similar a la de otras cadenas orogénicas, con una zona interna en posición central constituida por rocas fuertemente deformadas y metamorizadas con importante actividad plutónica, limitada a ambos lados por zonas externas deformadas por una tectónica pelicular de despegue hacia el exterior.

Desde el punto de vista geológico, el Macizo Ibérico ha sido dividido en zonas por varios autores, en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas. Lotze (1945) dividió la Cadena Varisca en seis zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcúdice, Ossa-Morena y Surportuguesa. Julivert *et al.* (1974) agrupan las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudicense en la Zona Centroibérica (ZCI). Ambas zonas tienen una evolución paleogeográfica y tectónica semejantes, con la diferencia del plutonismo sinorogénico y un mayor grado metamórfico en la Zona Galaico-Castellana con respecto a la Zona Lusitano-Alcúdice (Fig. 1.2.1).

Farias *et al.* (1987) y Arenas *et al.* (1988) proponen una zona nueva, que separan de la Zona Centroibérica, la Zona de Galicia-Tras-os-Montes, que había sido considerada como una subzona por Ribeiro (1974).

De acuerdo con la vergencia de las estructuras, la Cadena Varisca del Macizo Ibérico se ha dividido en dos ramas, una septentrional y otra meridional (Julivert y Martínez, 1983), cuyo límite se situaría en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Robardet, 1976; Burg *et al.*, 1981; Parga Pondal *et al.*, 1982). La rama septentrional está formada por las zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa, Centroibérica y de Galicia-Tras-os-Montes, mientras que la rama meridional está constituida por las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa.

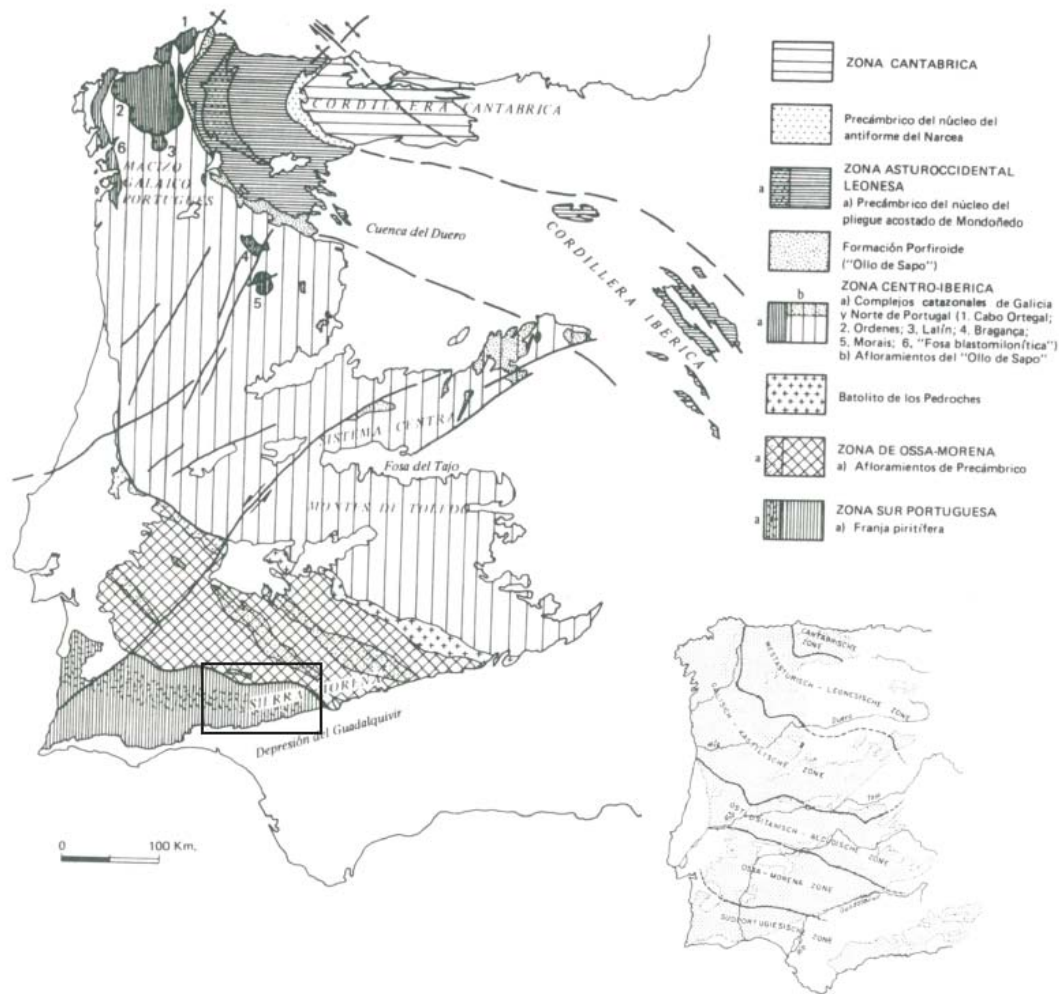


Fig. 1.2.1.- División en zonas de la Cadena Varisca en el Macizo Ibérico, según Julivert *et al.* (1974, mapa superior) y según Lotze (1945; mapa inferior) y situación de la Hoja

La Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán, se sitúa en el sector suroccidental del Macizo Ibérico español y abarca el sector meridional de la Zona de Ossa-Morena y la práctica totalidad de la Zona Surportuguesa (Fig. 1.2.1).

Estas zonas presentan una evolución tectosedimentaria, estructuración y manifestaciones ígneas muy diferentes y que se detectan tanto en superficie, como en la corteza media y superior en el perfil de sismica profunda IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003).

La Zona de Ossa-Morena está constituida por rocas del Proterozoico Superior al Carbonífero variablemente metamorfizadas, afectadas por pliegues asimétricos a acostados, vergentes al SO y cabalgamientos dúctiles con movimiento del bloque de techo también al SO, causados por un acortamiento de edad Devónico medio-superior, seguido de una etapa extensional en el Missisipiense inferior y por último una etapa compresiva en el Missisipiense superior (Serpukhoviense).

Presenta abundante magmatismo, concentrado en tres lapsos de tiempo: el Precámbrico terminal, el Cámbrico-Ordovícico y el Carbonífero (Pérez Estaún *et al.*, 2004), así como presencia generalizada de foliaciones sinmetamórficas.

Las series neoproterozoicas constan de tres formaciones características, sobre ellas en discordancia se deposita una sucesión paleozoica muy completa que desarrolla series de gran entidad y con características sedimentológicas y paleontológicas que difieren sustancialmente de la ZCI (Robardet y Gutiérrez-Marco, 2004), ambas se desarrollan en un margen pasivo, pero en la ZOM durante el Cámbrico se desarrolla un *rift* con partición de la cuenca y desarrollo de series locales variadas. Tras el hiato de la base del Ordovícico, la estratigrafía es propia de plataforma distal menos somera que en la ZCI. Se detectan depósitos sinorogénicos en el Devónico inferior, y en el Devónico superior-Carbonífero inferior, y depósitos postorogénicos del Carbonífero superior.

La Zona Surportuguesa, ocupa una posición periférica en la transversal ibérica del Orógeno Varisco y debido a su similitud sedimentaria y faunística con la Zona Renoherciniana, se le suele atribuir también una posición externa en el orógeno; aunque posee varios rasgos atípicos en regiones de esta clase: desarrollo generalizado de foliación, abundante magmatismo y un gradiente térmico elevado.

Los materiales de cobertera están formados exclusivamente por rocas de edades comprendidas entre el Devónico Medio-Superior y el Autuniense, existiendo un importante complejo vulcanosedimentario de edad Devónico terminal-Carbonífero Inferior (Viseense medio) con importantes yacimientos de sulfuros masivos. Este abundante magmatismo y elevado gradiente térmico, estarían relacionados con una etapa extensional. No obstante, en el sector NE de la ZSP, intruidos por el Batolito de la Sierra Norte (BSN), existen dos afloramientos (La Minilla y Las Pajanosas) que muestran una o dos etapas de deformación previas al periodo extensional y a la intrusión del BSN, no registradas por las rocas del Devónico medio-superior, por lo que su edad debe ser, como máximo, Devónico inferior.

A partir del Viseense superior, una etapa de deformación contractiva se propagó hacia el SO desde el límite con la Zona de Ossa-Morena, precedida por depósitos de flysch.

En general, presenta pliegues con clivaje asociado y cabalgamientos, vergentes ambos al SO y un metamorfismo de muy bajo grado (Pérez Estaún *et al.*, 2004).

Las primeras interpretaciones del Macizo Ibérico basadas en la Tectónica de Placas sugerían la existencia de una zona de subducción hacia el N, al S de la Zona Surportuguesa (en coordenadas actuales), considerando que esta zona era un complejo de subducción carbonífero cuyas rocas ígneas pertenecían a un arco volcánico (Carvalho, 1972; Bard *et al.*, 1973; Vegas y Muñoz, 1976; Vegas, 1980, 1981).

La localización de un borde de subducción entre la Zona Surportuguesa y la Zona de Ossa-Morena fue inicialmente discutida por Bard (1977) y Andrade (1977, 1979). El primero de ellos mostró que las Anfíbolitas de Acebuches, en la región de Aracena, tenían composición afín a la de los basaltos MORB, pero estimó poco probable que indicasen el cierre de un océano. Por su parte, Andrade (1977, 1979) interpretó el conjunto del magmatismo básico de la región de Beja como

una ofiolita, por lo que durante décadas se ha interpretado que las Anfibolitas de Acebuches representaban una unidad de sutura entre las dos Zonas. Recientemente se ha comprobado que se trata de un conjunto heterogéneo, en el que deben separarse unos gabros carboníferos apenas deformados, de unas anfibolitas algo más antiguas (Simancas, 2004), siendo sólo estas últimas las que tienen afinidad geoquímica oceánica.

En el modelo de la sutura, postuló por diferentes autores la existencia de una subducción hacia el N de la ZSP bajo la ZOM (Quesada *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996a), estando el límite entre ambas zonas situado en unidades de anfibolitas de afinidad oceánica (Anfibolitas de Beja-Acebuches), que indican un protolito de corteza oceánica de afinidad MORB (Díaz Azpíroz *et al.*, 2004), por lo que han sido interpretadas como una sutura del Orógeno Varisco (Bard y Moine, 1979; Dupuy *et al.*, 1979; Munhá *et al.*, 1986; Quesada *et al.*, 1994; Giese y Bühn, 1993; Castro *et al.*, 1996b).

Por otra parte, se ha señalado la existencia de metabasaltos con afinidad geoquímica de tipo MORB al S de las Anfibolitas de Beja-Acebuches, incluidos en la unidad metasedimentaria conocida como Pulo do Lobo (Carvalho *et al.*, 1976). Finalmente, en la región de Beja en Portugal, se encuentra una lamina ofiolítica obduciendo sobre el margen de la Zona de Ossa Morena (Fonseca y Ribeiro, 1993; Fonseca *et al.*, 1999; Simancas, 2004).

Recientemente Azor *et al.* (2008) obtienen mediante U/Pb SHRIMP edades, para rocas de firma MORB de las Anfibolitas de Beja-Acebuches, comprendidas entre 332 ± 3 y 340 ± 4 Ma, e interpretan esta unidad como representante de un dominio de corteza oceánica, estrecho y efímero, que se abrió en el Carbonífero inferior después de la consunción del Océano Rheico.

1.2.1. Zona de Ossa-Morena

1.2.1.1. Estratigrafía

Dentro de la Zona de Ossa-Morena (ZOM), afloran en esta Hoja las rocas proterozoicas del núcleo Antiforme de Olivenza-Monesterio y sus dos flancos con rocas paleozoicas. Es de destacar que la estratigrafía de ambos flancos es diferente, los del flanco norte están en la esquina NE. Y los materiales pertenecientes al flanco sur en el resto de la ZOM; sobre estos se depositan materiales sinorogénicos de edades Devónico inferior (Fm Terena inferior) y Devónico superior-Carbonífero inferior (Fm Terena superior). Los materiales más meridionales de la ZOM pertenecen al Dominio de Évora-Aracena (Cinturón Metamórfico de Évora-Aracena de Pereira *et al.*, 2007), también con diferencias estratigráficas.

En el **núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio**, la sucesión comienza con unos esquistos oscuros, cuarzoesquistos y metagrauvas con intercalaciones de cuarcitas negras y anfibolitas, perteneciente a la denominada Serie Negra (Carvalhosa, 1965). Esta sucesión fue dividida por Eguíluz (1988) en dos conjuntos, uno inferior (Sucesión Montemolín) y uno superior (Sucesión Tentudía). La edad de la Serie Negra es Neoproterozoica (Quesada y Dallmeyer, 1989; Dallmeyer y Quesada, 1992; Schäfer *et al.*, 1993; Ordóñez Casado, 1998; Fernández Suarez *et al.*, 2002). Los últimos trabajos en estos materiales (Valverde *et al.*, en prens.) indican que esta disposición no es tan simple, existen varios conjuntos en la Serie

Negra, todos de edad Proterozoico superior, pero sus relaciones aún no están bien establecidas.

Sobre la Serie Negra en el **flanco N del Antiforme de Olivenza-Monesterio**, en el sector NE de la Hoja, se apoya discordantemente, una sucesión volcanoclástica con abundantes tobas y epiclastitas e intercalaciones de conglomerados con abundantes cantos ígneos, y otros del substrato, como cuarcitas negras, denominada Grupo Malcocinado (Fricke, 1941; Eguíluz, 1988; Eguíluz *et al.*, en prensa). Se le ha atribuido una edad Ediacárico, si bien no puede descartarse que alcance al Cámbrico basal (Liñán y Palacios, 1983; Liñán y Quesada, 1990; Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998; Montero *et al.*, 2000). Sobre el Grupo Malcocinado se dispone discordantemente una sucesión que abarca desde el Cámbrico al Devónico, que se inicia con una formación constituida por conglomerados, arcosas, grauvacas, areniscas y pizarras, denominada Fm Torreárboles (Liñán, 1978), en un medio litoral a sublitoral, de edad Cordubiense, continuando concordantemente con el desarrollo de una plataforma carbonatada o mixta (Serie Detrítico-Carbonatada del Cámbrico inferior/Fm Pedroche de Liñán, 1974) de edad Ovetiense-Marianiense (Perejón *et al.*, 2004) que evoluciona a una serie detrítica denominada Serie Detrítica Superior, esencialmente siliciclástica, en la que se intercalan capas carbonatadas y rocas volcánicas ácidas y básicas atribuidas al Marianiense-Bilibiliense (Apalategui *et al.*, 1985; Matas *et al.*, en prensa). Sobre esta secuencia del Cámbrico inferior, en este sector de la Hoja, sin observar su base, se apoya una sucesión siliciclástica del Ordovícico, que posee similitudes con la del Dominio Obejovalsequillo (DOV) de la ZCI, constituida por pizarras con nódulos, limolitas y areniscas, que intercalan un nivel de Calizas con Pelmatozoos, atribuida al Kralodvoriense (Robardet, 1976; Hafenrichter, 1979, 1980; Sarmiento, 1993; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004), siendo el tramo superior equivalente a las diamictitas del Kosoviense (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). Los materiales del Silúrico y Devónico basal se desarrollan en facies de pizarras negras graptolíticas con dos intercalaciones calcáreas en su mitad superior: la “Caliza de Orthoceras” (Ludlow superior; Jaeger y Robardet, 1979; Gutiérrez Marco *et al.*, 1996), de escaso espesor, y la “Caliza de Scyphocrinites” (Pridoli; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). La sucesión finaliza con una sucesión siliciclástica del Devónico inferior (Lochkoviense-Emsiense) (Racheboeuf y Robardet, 1986; Oczlon, 1989; Robardet *et al.*, 1991; Eguíluz *et al.*, en prensa), separados mediante una laguna mesodevónica de una sucesión detrítico-carbonatada del Devónico superior (Fameniense) (Weyant *et al.*, 1988; Robardet *et al.*, 1988; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990; Robardet *et al.*, 2004).

En el **flanco sur del Antiforme de Olivenza-Monesterio**, en el sector N de la Hoja, sobre la Serie Negra se apoya un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas, con intercalaciones carbonatadas a techo (Apalategui *et al.*, 1990) denominado **Complejo de Bodonal-Cala** o Porfiroide de Bodonal, datado como Cámbrico inferior (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998; Romeo *et al.*, 2006a), que representa el inicio del ciclo Cámbrico en este sector. Al igual que en el flanco norte, concordante sobre el Complejo de Bodonal-Cala se dispone la **Serie Detrítico-Carbonatada** del Cámbrico inferior o Fm Pedroche, que evoluciona a una serie detrítica denominada **Serie Detrítica Superior**, esencialmente siliciclástica, si bien en este flanco, estos materiales presentan un gran aporte de rocas magmáticas bimodales dando lugar a la Fm Esquistos de Jerez. Sobre esta sucesión de Cámbrico inferior se deposita una sucesión vulcanosedimentaria formada sobre todo por basaltos, tobas basálticas y alguna intercalación

pizarrosa denominada **Basaltos del Playón** o Capas del Playón (Odriozola *et al.*, 1983), sobre los que se deposita una serie detrítica constituida por pizarras y areniscas correlacionable con las **Fm Ossa o Fatuquedo** (Carvalhosa *et al.*, 1987). Por correlación con unidades similares de otros sectores de la ZOM se les atribuye una edad Cámbrico medio (Apalategui *et al.*, 1985, 1990), si bien ningún autor descarta que esta formación pueda llegar al Cámbrico Superior, ya que la escasez de fósiles no permite confirmar la edad (Expósito, 2000). Sobre esta secuencia del Cámbrico medio, en este sector de la Hoja se apoya una sucesión siliciclástica del Ordovícico diferente a la del flanco N, que comienza por una sucesión de pizarras con algunos niveles de limolitas, con escasas intercalaciones de vulcanitas principalmente ácidas, denominada Fm Barrancos (Perdigão *et al.*, 1982), atribuida al Ordovícico inferior-medio (Delgado, 1908; Mette, 1989; Gutiérrez Marco y Robardet, 2004; Piçarra *et al.*, 2011). La sucesión ordovícica se hace hacia techo más areniscosa, siendo denominado este tramo Fm Sierra Colorada (Delgado, 1908) atribuida al Ordovícico medio y posiblemente superior, sin más precisiones (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004, Gutiérrez Marco y Robardet, 2004). La sucesión del Silúrico-Devónico inferior comienza por una sucesión de pizarras grafitosas con graptolitos, a veces arenosas atribuida al Llandovery-Ludlow (Schneider, 1939; Bard, 1969; Gutiérrez Elorza, 1970; Vázquez Guzmán, 1970; Apalategui *et al.*, 1984; Racheboeuf y Robardet, 1986; Mette, 1989; Piçarra *et al.*, 1992; Giese *et al.*, 1994; Gutiérrez Marco *et al.*, 1998; Piçarra, 2000; Robardet y Gutiérrez Marco, 2002, 2004). La sucesión continúa con una sucesión de pizarras con cloritoide con laminación arenosa milimétrica correlacionable con los *Xistos Raiados* de Perdigão *et al.* (1982), que han sido datados como Ludlow superior-Emsiense (Schneider, 1939; Racheboeuf y Robardet, 1986; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 1998; Piçarra *et al.*, 1998; Gutiérrez Marco y Robardet, 2004; Lopes *et al.*, 2009). En el Sinclinal de Terena, sobre las pizarras grafitosas con graptolitos, se apoya una sucesión de pizarras, grauvacas y microconglomerados de tipo flysch denominada Fm Terena inferior (Expósito, 2000), que ha sido datada en Portugal como Lochkoviense-Emsiense (Piçarra, 1997, 1998, 2000; Robardet *et al.*, 1998; Pereira *et al.*, 1998, 1999; Piçarra *et al.*, 1998b, Araujo *et al.*, 2006; Rocha *et al.*, 2010). La Fm Terena superior (Expósito, 2000), representada al N y al S del Sinclinal de Terena, así como al E de la Falla de Zufre, llegando a estar discordante sobre la Fm Barrancos, es una sucesión sinorogénica arenoso-pizarrosa con intercalaciones de conglomerados y calizas, que ha sido datada Fameniense-Tournaisiense superior o Viseense inferior (Weyant *et al.*, 1988; Van den Boogaard y Vázquez, 1981; Apalategui *et al.*, 1990; Giese *et al.*, 1994) existiendo por tanto entre las dos series de Terena la laguna mesodevónica.

En el **Dominio de Évora-Arcena**, donde aflora el muro de la sucesión (Antiforme de Fuenteheridos), en la base se encuentra una serie que consiste en, de muro a techo, una sucesión metapelítica, a veces grafitosa con intercalaciones de grauvacas, anfibolitas y cuarcitas negras denominada **Fm Umbría** (Serie de la Umbría de Bard, 1969), equivalente a la Serie Negra (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989, 2004) y atribuida al Precámbrico (Bard, 1969; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976). En ella se ha puesto también de manifiesto, por primera vez, una asociación de M1 de alta P/baja-intermedia T (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). En la zona de mayor grado metamórfico (Antiforme de Cortegana), esta misma sucesión está representada por gneises aluminosos y migmatitas con restitas de metacuarcitas negras (**Gneises de Fuente del Oro o Serie de Fuente del Oro** de Bard, 1969) según Crespo Blanc (1989). Sobre esta formación en algunos lugares se encuentran unos

conglomerados vulcanosedimentarios y arcosas, delgados no representables en cartografía, que podrían equivaler al Complejo Bodonal-Cala del Cámbrico inferior. La sucesión continúa en el Anticlinal de Fuenteheridos con un episodio carbonatado constituido principalmente por un conjunto de mármoles dolomíticos atribuido al Cámbrico inferior por correlación con otros sectores de Ossa Morena (Bard, 1969; Gutiérrez Elorza, 1970; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989). En la zona de mayor grado metamórfico (Antiforme de Cortegana), algunos de los mármoles que se sitúan entre los Gneises de Fuente del Oro y los gneises cuarzofeldespáticos con biotita, podrían equivaler al episodio carbonatado del Cámbrico inferior. Sobre este episodio carbonatado se deposita, en el Anticlinal de Fuenteheridos, una potente secuencia vulcanosedimentaria bimodal con algunas intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos y niveles carbonatados, cuyo techo no es conocido, pues su contacto es tectónico. En ella se ha citado metamorfismo de alta P/baja T (Bard, 1969). La edad de esta secuencia vulcanosedimentaria es al menos Cámbrico inferior-medio (Crespo Blanc, 1989; Sánchez *et al.*, 2008b) o Cámbrico-Ordovícica (Bard, 1969), habiendo sido datado su techo recientemente en el Anticlinal de Extremoz (Portugal) como Cámbrico superior (Pereira *et al.*, 2012a). En la unidad de alto grado, su equivalente son unos gneises cuarzofeldespáticos con biotita, con intercalaciones de ortoanfibolitas, mármoles y rocas de silicatos cálcicos.

En la parte N del Dominio Évora-Aracena, en contacto tectónico con la sucesión de bajo grado del Antiforme de Fuenteheridos, se sitúa una banda de esquistos y filitas con algunas metabasitas intercaladas, intensamente deformada y con abundantes segregaciones de cuarzo, denominada **Unidad de Moura-El Cubito**, que agrupa los Xistos de Moura (Oliveira y Piçarra, 1986) o Complejo Filonítico de Moura (Araujo, 1995; Araujo *et al.*, 2005, 2006) de los autores portugueses, con los Esquistos de El Cubito (Bard, 1969). En esta unidad se han encontrado evidencias de un primer metamorfismo (M1) de alta P/baja-intermedia T, tanto en Portugal (Fonseca *et al.*, 1999; Araujo *et al.*, 2005) como en España (Booth-Rea *et al.*, 2006), incorporando en una mélangé tectónica basal bloques de eclogita en Portugal (Moita *et al.*, 2005) y esquistos azules en España (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). No existen datos fiables de su edad, habiendo sido atribuida al Cambro-Ordovícico (Bard, 1969), al Cámbrico (Gutiérrez Elorza, 1970), al Devónico (Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976) y al Precámbrico-Silúrico (Apalategui *et al.*, 1984).

En el extremo S del Dominio de Évora-Aracena y haciendo de contacto entre la ZOM y la ZSP se encuentran las **Anfibolitas de Beja-Acebuches**, de afinidad MORB, cuyos contactos son tectónicos, tanto por el N, donde se ponen en contacto mediante la Zona de Cizalla de Calabazares (Díaz Azpíroz, 2001) con la unidad de alto grado, como por el S, donde se pone en contacto con la ZSP mediante la Zona de Cizalla Suribérica (Crespo Blanc y Orozco, 1988).

1.2.1.2. Magmatismo

Las **rocas plutónicas** que son muy abundantes en el área de la Hoja, forman dos grandes conjuntos: rocas plutónicas pre-variscas y rocas plutónicas variscas.

Las **rocas plutónicas pre-variscas**, se sitúan en la esquina NE de la Hoja y son de edad Cámbrica, estando emplazadas en su mayoría en los materiales de la Serie Negra y relacionadas con el *rifting* del Paleozoico inferior. Se incluyen aquí las granodioritas y granitoides anatócticos del Pintado y Pallares, del que solo aflora un pequeño fragmento de su extremo meridional, el Granito de El Castillo, así como todos los afloramientos de rocas gabroideas que de forma discontinua jalonan el flanco sur de la antiforma de Monesterio, intruidos en las calizas cámbricas.

Las edades absolutas obtenidas para el primer conjunto son en su mayoría cámbricas, habiéndose obtenido para la Granodiorita de Pallares edades de U/Pb de 489 ± 4 Ma (Schäfer *et al.*, 1988), $495 + 7/-8$ Ma (Schäfer, 1990) y 518 ± 15 Ma (Ordoñez Casado, 1998) y para la de Monesterio, relacionada con ella, 495 ± 8 Ma (Schäfer, 1990), $527 + 10/-7$ Ma (Ochsner, 1993), 533 ± 8 Ma (Ordoñez Casado, 1998) y 510 ± 4 Ma (Montero *et al.*, 1999, 2000). Se han obtenido edades U/Pb para el Granito anfibólico de El Castillo (Eguíluz y Garrote, 1983) de $498 + 10/-7$ Ma (Ochsner, 1993) y 502 ± 8 Ma (Montero *et al.*, 2000).

Las **rocas plutónicas variscas** se sitúan en los sectores NE y NO de la Hoja, intruyendo un conjunto en el núcleo y flanco S de Anticlinal de Monesterio y el otro en el Dominio de Évora-Aracena, principalmente en la Unidad de Alto Grado. El primer conjunto está constituido por el Complejo Plutónico de Santa Olalla, que incluye el Stock de Santa Olalla de Cala, los gabros de Aguablanca, los granitos alcalinos de Teuler y Garrote; las granodioritas y tonalitas biotítico-anfibólicas de Hoya de Santa María y El Real de la Jara, los granitos de dos micas de Hoya de Santa María y la Granodiorita biotítica de El Pedroso-Ventas Quemadas. También se incluye en este conjunto el plutón tonalítico del Puerto, situado en el sector NO.

El Complejo Plutónico de Santa Olalla ha sido estudiado por diversos autores, entre los que cabe destacar a Vázquez Guzmán (1970), Velasco (1976), Casquet (1980), Eguíluz *et al.* (1989), Apalategui *et al.* (1990), Casquet *et al.* (1998, 2001), Romeo (2006), Romeo *et al.* (2006a y b) y Tornos *et al.* (2001, 2006), y Piña *et al.* (2006, 2010), entre otros. En el borde N del Stock de Santa Olalla de Cala aflora una masa de gabros denominada Stock de Aguablanca (Casquet, 1980), que muestran una composición de gabronoritas (con texturas de cumulos) y noritas ricas en flogopita que pasan hacia el sur a dioritas (Casquet *et al.*, 1998, 2001). Este complejo plutónico ha sido datado mediante U/Pb por diferentes autores en 332 ± 3 Ma (Montero *et al.*, 2000), $341,5 \pm 3$ Ma y 341 ± 3 Ma (Romeo, 2006), y $347 \pm 3,4$ Ma (Ordoñez Casado *et al.*, 2008) para el stock de Santa Olalla de Cala; $344 \pm 2,1$ Ma (Ordoñez Casado *et al.*, 2008) para el gabro del Stock de Aguablanca; 348 ± 4 Ma (Montero *et al.*, 2000) y 338 ± 2 Ma (Romeo, 2006) para el Granito de Teuler; y 339 ± 3 Ma (Romeo, 2006) para el Granito de Garrote. Esto sitúa la edad de cristalización de este complejo entre el Tournaisiense alto y el Viseense inferior. Las granodioritas y tonalitas biotítico-anfibólicas de Hoya de Santa María y El Real de la Jara no han sido datadas, pero por su similitud con los macizos datados de Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales (Dallmeyer *et al.*, 1995; Casquet *et al.*, 2001; Salman, 2002; Sarrionandía y Carracedo, 2007; Montero *et al.*, 2000) se les puede atribuir una edad entre 335 y 340 Ma.

El segundo conjunto plutónico, está constituido principalmente por el macizo de Aroche, formado por una unidad occidental granodiorítica a localmente granítica, granuda de

grano medio y una unidad oriental de cuarzdioritas y localmente dioritas; así como varias intrusiones de carácter intermedio a básico constituidas por gabros, dioritas, cuarzdioritas y, tonalitas y noritas subordinadas (Díaz Azpíroz, 2001; Díaz Azpíroz *et al.*, 2001), y un granito anatóxico de afinidad charnockítica (Bard, 1969), que está deformado y muestra un tránsito gradual con los Gneises de Fuente del Oro, y con los Gneises cuarzofeldespáticos con biotita de Aracena. Existen dos dataciones mediante Rb/Sr de estas rocas, que aportan edades de 328 ± 3 Ma a 344 ± 3 Ma (Hoymann y Kramm, 1999) y una mediante U/Pb en circones, en una tonalita hornbléndica del macizo de Aroche, obteniéndose una edad de $347 +51/-12$ Ma (Hoymann y Kramm, 1999). Por otra parte una muestra de websterita del Complejo Ígneo de Cortegana realizada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, da un *plateau* de edad de 336.2 ± 1.7 Ma (Tornos *et al.*, 2006).

1.2.1.3. Deformación y Metamorfismo en la Zona de Ossa-Morena

La **estructura pre-varisca** se observa en los núcleos neoproterozoicos, en el Anticlinorio de Monesterio y en el anticlinal de La Umbría Pipeta. En el núcleo del Anticlinorio de Monesterio, en el NE de la Hoja, se observa, afectando a los materiales de la Serie Negra una foliación en condiciones de bajo a muy bajo grado, anterior a la primera varisca, evidente al microscopio y en los conglomerados del Grupo de Bodonal (Eguíluz *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, 2007). Esta fase es previa al depósito de las series vulcanosedimentarias del Precámbrico terminal (Grupo Malcocinado), ya que en éstas se pueden encontrar cantos deformados de cuarcitas negras (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Al NO de esta Hoja, en el núcleo metamórfico de Monesterio, según Expósito *et al.* (2003) y Azor *et al.* (2004), la fábrica principal de las rocas es una foliación milonítica simetamórfica (sincrónica con la migmatización) con una lineación de estiramiento con sentido de cizallamiento de hundimiento de techo hacia el NE. En este, la foliación milonítica y las isogradas prevariscas están plegadas por el anticlinal acostado de primera fase varisca.

La **deformación Varisca** presenta diferentes características en su dominio más meridional (Dominio de Évora-Aracena) y en los situados más al N.

El Dominio Évora-Aracena (Cinturón Metamórfico de Évora-Aracena, Pereira *et al.*, 2007), se caracteriza por una primera etapa deformativa (D_1), relacionada con la subducción durante el Devónico inferior de la litosfera del Océano Rheico y cierre del mismo, subduciendo a continuación el margen continental más externo de Gondwana bajo el margen continental Sur Portugués. Este evento involucra a las unidades Cubito-Moura y Grupo de Fuenteheridos de la ZOM. Se caracteriza por una foliación (S_1) observable solo en microlitones de D_2 (Crespo Blanc, 1989; Booth Rea *et al.*, 2006), desarrollada en condiciones de alta P/ baja-intermedia T (Bard, 1969; Booth Rea *et al.*, 2006; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013) con una lineación de estiramiento plegada y criterios cinemáticos de movimiento de techo hacia el ENE (Ponce *et al.*, 2012) en la Unidad de Cubito-Moura. Le sigue una segunda etapa (D_2), que es la principal en campo y está asociada a pliegues isoclinales con una foliación de bajo grado, de crenulación, de plano axial, S_2 (Booth Rea *et al.*, 2006) a la cual son paralelas numerosas venas de cuarzo de exudación y en la que se observa una lineación de estiramiento constituida por *ribbons* de cuarzo en los

esquistos o por ocelos de feldespato alargados en las metabasitas (Crespo Blanc, 1989). La S_2 se desarrolló durante una descompresión isothermal seguida por un ligero calentamiento durante la descompresión posterior (Booth Rea *et al.*, 2006). En el Grupo de Aracena (zona de Jabugo-Almonaster de Crespo Blanc, 1989; Dominio Continental de Díaz Azpíroz, 2001 y Díaz Azpíroz *et al.*, 2004), la S_2 se desarrolla en facies granulitas a anfibolitas de alta T y baja P, sin que se haya observado en la S_1 relictas asociaciones de alta P. La tercera etapa de deformación (D_3) pliega a la foliación principal, desarrollando pliegues desde cerrados, con charnelas engrosadas y con los flancos cortados por bandas de disolución por presión a tipo *chevron*, de planos axiales subverticales a vergentes hacia el SO con una foliación de crenulación de plano axial (S_3). Está relacionada con el segundo evento colisional (Azor *et al.*, 2008; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013), desarrollado hacia el final del Carbonífero inferior, en el que la corteza media y superior del autóctono (ZOM) se emplaza hacia el S sobre la cuña colisional previa. A esta etapa le seguiría, un evento con desarrollo de zonas de cizalla dúctiles, como la zona de cizalla Cortegana-Aguafría, que separa los antiformes de Cortegana (Grupo de Aracena) y Fuenteheridos (Grupo de Fuenteheridos, así como la Zona de Cizalla de Calabazares, que separa el Grupo de Aracena de la Anfibolita de Beja-Acebuches y la Zona de Cizalla Suribérica que pone en contacto las Anfibolitas de Beja-Acebuches con materiales del Dominio del Pulo do Lobo de la ZSP.

Al N del Dominio Évora-Aracena, se observan tres etapas de deformación, dos de plegamiento y una intermedia de carácter extensional (Azor *et al.*, 2004). La primera etapa deformativa (D_1) da lugar a un plegamiento generalizado, caracterizado por pliegues asimétricos con vergencia hacia el SO, siendo el flanco meridional mucho más corto, con frecuencia invertido, a veces tumbados (Apalategui *et al.*, 1990), con adelgazamiento de flancos y engrosamiento de charnelas (Azor *et al.*, 2004) y generalmente con fallas inversas asociadas. Se desarrolla en condiciones de bajo grado, y lleva asociada una esquistosidad de plano axial regional, generalmente de tipo *slaty cleavage* (Apalategui *et al.*, 1990; Eguíluz *et al.*, en prensa). Esta etapa culmina con cabalgamientos con la misma vergencia. La edad de la deformación no ha podido ser determinada, si bien al menos debe ser posterior al Devónico inferior, puesto que afecta a la Fm Terena inferior de Expósito (2000). La segunda etapa de deformación de carácter extensional, está representada fundamentalmente en el flanco N del Antiforme de Olivenza-Monesterio, fuera de esta hoja da lugar a fallas normales de bajo ángulo con labio septentrional hundido, más al N relacionadas con la apertura de cuencas carboníferas (Azor, 1994, Azor *et al.*, 2004). La tercera etapa de deformación, es la segunda de plegamiento y segunda de deformación aquí representada. Da lugar a la formación de pliegues cilíndricos de amplio radio, de dirección ONO-ESE con plano axial subvertical que producen sobre los anteriores interferencias del tipo 3 y a veces 2 de Ramsay (Apalategui *et al.*, 1990; Eguíluz *et al.*, en prensa). Lleva asociada una esquistosidad de crenulación espaciada, localmente penetrativa que micropliega y/o traspone a la foliación anterior (Apalategui *et al.*, 1990). Es correlacionable con la tercera etapa del Dominio Évora-Aracena.

El **metamorfismo regional** en los flancos N y S del Antiforme de Olivenza-Monesterio es varisco, de bajo a muy bajo grado (Apalategui *et al.*, 1990, 2007), con la excepción de la banda de cizalla de El Palancar del NE del Embalse de Aracena, en la que afloran intercalados tectónicamente dentro de las pizarras de la Fm Barrancos, materiales pertenecientes al Complejo

vulcanosedimentario de Aracena constituidos por esquistos andalucíticos con intercalaciones de calizas y mármoles y algunas felsitas.

En el núcleo del antiforme, sin embargo, se encuentra un metamorfismo pre-varisco con asociaciones de bajo grado en la sucesión Tentudía y de grado medio y alto en la sucesión de Montemolín (Apalategui *et al.*, 2007). Para Eguíluz (1988), las asociaciones minerales son representativas de un gradiente geotérmico de bajas presiones y altas temperaturas Cadomiense. Sin embargo las edades absolutas U/Pb obtenidas para la granodiorita anatótica de Monesterio por diversos autores (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998; Montero *et al.*, 1999) están comprendidas entre 495 ± 8 Ma y 533 ± 8 Ma (Cámbrico) por lo que podría estar en relación con el proceso de *rifting* producido en el Cámbrico (Ribeiro *et al.*, 1992a; Giese y Buhn, 1993; Expósito *et al.*, 2003; Sánchez García *et al.*, 2003), y en concreto para Sánchez García *et al.* (2003, 2008b) con el evento de *rifting* temprano o evento ígneo temprano del Cámbrico inferior.

El Dominio de Évora-Aracena, se caracteriza por la existencia, en su sector N (Unidades de bajo grado y El Cubito-Moura)) de un primer evento de metamorfismo regional eovarisco (M1) de alta P/baja T al que se superpone un segundo evento varisco (M2) de baja P/alta T. La existencia de un primer evento metamórfico de alta P/baja T fue puesta de manifiesto en Portugal, en el Complejo Filonítico de Moura (Fonseca *et al.*, 1999; Araujo *et al.*, 2005) y posteriormente en España, en los Esquistos del Cubito (Booth-Rea *et al.*, 2006) correlacionables con el anterior. Ambos son interpretados como un alóctono de alta P relacionado con una zona de subducción y emplazado sobre la ZOM. Bard (1969) cita la presencia de esquistos verdes con glaucófana en el Complejo Vulcanosedimentario de Aracena por debajo del despegue basal de la Unidad de El Cubito-Moura. Posteriormente Rubio Pascual *et al.* (2011) citan la presencia de esquistos azules en la *melange* basal de esta unidad, así como asociaciones de alta P/ baja-intermedia T en la Fm La Umbría.

La mayoría de las unidades que constituyen el Dominio de Évora-Aracena (incluyendo el núcleo metamórfico de Almadén de la Plata) afectadas previamente por el metamorfismo de alta P/baja T (M1), así como la Unidad de Alto grado de Aracena (Antiforme de Cortegana) que no parece haber sufrido este episodio M1, han sido sometidas después a un episodio de metamorfismo de baja P/alta T (M2). Este evento de metamorfismo ha sido estudiado por diferentes autores que lo consideraron el primer evento de metamorfismo (Bard, 1969,1970; Crespo Blanc, 1989; Castro *et al.*, 1999a; Díaz Azpiroz *et al.*, 2004). Este evento se ha desarrollado en condiciones de bajo grado, no superando la facies de los esquistos verdes, al NE de la Zona de Cizalla de Cortegana-Aguafría, mientras que al SO de la misma (Antiforme de Cortegana) se observan condiciones de alto grado con asociaciones minerales con cordierita o sillimanita alcanzándose las granulitas. Se han obtenido por diferentes autores (Dallmeyer *et al.*, 1993; Hoymann *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1999a) edades radiométricas del enfriamiento final de estas rocas metamórficas, en su mayoría entre 330 y 340 Ma (Viseense).

1.2.2. Zona Surportuguesa

Dentro de la Zona Surportuguesa se han venido separando varios dominios según los autores. Oliveira (1990) sintetizando los trabajos anteriores propone una división de la Zona Surportuguesa en cinco dominios tectoestratigráficos: Ofiolita de Beja-Acebuches, Antiforme

del Pulo do Lobo, Faja Pirítica, Grupo Flysch del Bajo Alentejo, y Sudoeste de Portugal. Posteriormente Leistel *et al.* (1998c), divide la ZSP de N a S en los dominios del Antiforme Pulo do Lobo, Faja Pirítica Ibérica, Grupo Flysch del Bajo Alentejo y Subzona Aljezur-Carrapateira. Estos autores retoman el término de Faja Pirítica Ibérica, ya usado por Carvalho *et al.* (1976a), incorporando en él parte del Grupo Flysch del Bajo Alentejo (Fm. Mertola), según el esquema de Quesada (1991). Actualmente, se separan tres dominios con características litoestratigráficas, estructurales y paleogeográficas diferentes: Dominio septentrional o del Pulo do Lobo, Dominio central o Faja Pirítica Ibérica y Dominio meridional o Suroeste Portugués (Moreno y González, 2004), este último no representado en la Hoja. Recientemente Mantero *et al.* (2007) agrupan en el Dominio Septentrional al Dominio del Pulo do Lobo y al Batolito de la Sierra Norte, siendo su límite sur una banda de cizalla cabalgante hacia el S y con fuerte componente de desgarre; y dividen al Dominio central o de la Faja Pirítica Ibérica, en dos subdominios, siendo el más septentrional el denominado Cinturón de cabalgamientos Aljustrel-Mértola-Riointo y el meridional el denominado Región de Pliegues de Propagación Mayores. Estos subdominios vienen a coincidir en buena parte con el denominado Dominio Norte o de Riotinto por Leistel *et al.* (1998 b), caracterizado por depósitos de sulfuros masivos de la asociación Au-Ag-Zn, y con el Dominio Sur o de Tharsis, caracterizado por depósitos de sulfuros masivos de la asociación Au-Co-Bi, respectivamente.

1.2.2.1. Estratigrafía

El **Dominio del Pulo do Lobo** está constituida por varias formaciones predominantemente detríticas. La formación más baja, que ocupa en cartografía la posición central, es la Formación Pulo do Lobo, formada por filitas, cuarcitas y escasos niveles volcánicos, fuertemente deformada y con abundantes venas de cuarzo; en su interior aparecen basaltos de afinidad MORB (Munhá, 1983; Giese y Bühn, 1993). Algunos autores consideran esta unidad como una *melange* (Eden y Andrews, 1990). Su edad es desconocida, habiendo sido atribuida al Ordovícico por Bard (1977) y Apalategui *et al.* (1992), y al Silúrico y Devónico por Simancas (1983), Barranco *et al.* (1983) y Quesada (1992), entre otros. Lo único que se puede decir es que debe ser anterior al Frasnense inferior, que es la edad más baja existente en las formaciones terrígenas suprayacentes. En Portugal ha sido interpretada como el prisma de acreción de una subducción que fue activa durante el Devónico Inferior-Medio (Silva *et al.*, 1990; Eden y Andrews, 1990).

Sobre esta formación se apoyan un conjunto de formaciones terrígenas agrupadas en los grupos Ferreira-Ficalho y Chança, cuyas características han sido resumidas por Oliveira (1990), estando las inferiores más deformadas que las superiores. Su edad es Devónico superior habiéndose encontrado esporas y acritarcos del Frasnense inferior en las inferiores y del Frasnense superior al Fameniense superior, pudiendo alcanzar el Tournaisiense basal en las superiores (Oliveira *et al.*, 1986; Giese *et al.*, 1988; Lake, 1991; Pereira *et al.*, 2006, 2008; Rodríguez González, 1999, 2011).

El **Dominio de la Faja Pirítica Ibérica** está constituido, en la Hoja, por rocas del Paleozoico Superior en su mayoría del Devónico superior o Devónico medio-alto al Carbonífero inferior. Se han diferenciado tres grandes unidades litoestratigráficas (Schermerhörn, 1971), de muro a

techo: Grupo Filítico-Cuarcítico (PQ), Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) y Grupo Culm, cuyos contactos están marcados por dos paquetes básicamente pizarrosos.

El **Grupo PQ**, constituido por una alternancia de metareniscas y pizarras, se caracteriza por una sedimentación marina somera de baja energía a veces afectada por la acción de tormentas y oleaje (Sáez y Moreno, 1997). Se ha encontrado en algunos lentejones de carbonatos, fauna del Fameniense (Prouvost, 1912, Van Den Boogaard, 1963, 1967, Fantinet *et al.*, 1976, Cunha y Oliveira, 1989, Van Den Boogaard y Schermerhorn, 1980, 1981; Contreras *et al.*, 1999a). Por otra parte en base a dataciones palinológicas se han obtenido edades comprendidas entre el Frasnense superior y Fameniense superior-Estruniense (Rodríguez González, 1999). González *et al.* (2004) encuentran en el extremo oriental de la FPI palinomorfos de edad Givetense superior-Frasnense inferior, y recientemente Pereira *et al.* (2008, 2009) en el extremo occidental de la FPI (Portugal) cita palinomorfos del Givetense inferior.

El **Complejo Vulcano-Sedimentario** ha sido estudiado por diferentes autores, (Routhier *et al.*, 1980; Oliveira, 1990; Leistel *et al.*, 1998a,b,c; Matas *et al.*, 1999; etc.), es muy heterogéneo y con fuertes variaciones litológicas y de espesores, estando constituido por un conjunto de rocas volcánicas submarinas y subvolcánicas ácidas, y en menor proporción básicas e intermedias con intercalaciones de epiclastitas, pizarras, areniscas y jaspes, al que se asocian los yacimientos de sulfuros complejos masivos y concentraciones de Mn de la FPI. La sedimentación estuvo controlada por eventos catastróficos, fundamentalmente volcánicos, originados en una cuenca fragmentada (Moreno *et al.*, 1996). La fauna encontrada anteriormente ha aportado edades entre el Fameniense superior y Viseense superior (Holkerian) (Boogaard y Schermerhorn, 1970, 1980, 1981; Fantinet *et al.*, 1986; Oliveira, 1983, 1990; Oliveira *et al.*, 1986). Más recientemente mediante estudios palinológicos se han obtenido edades entre Fameniense superior-Estruniense y la base del Viseense superior (Pereira *et al.*, 1996; Rodríguez González, 1999; González *et al.*, 2002; Rodríguez *et al.*, 2002). Las vulcanitas ácidas intercaladas se han datado mediante U/Pb habiendo aportado también edades comprendidas entre el Fameniense superior-Estruniense y la base del Viseense superior (Nesbitt *et al.*, 1999; Dunning y Ketchum, 1999; Dunning *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, 2002; Rosa *et al.*, 2009).

El **Grupo Culm** constituye una cobertera detrítica que prograda hacia el SO y representa una megasecuencia sinorogénica de tipo turbidítico. Comprende todas las rocas sedimentarias detríticas de la Faja Pirítica Ibérica. Está constituido por una Serie Pizarrosa Basal de pizarras negras con *Posidonia Becherii* y la formación turbidítica de facies Culm s.s. (Schermerhorn, 1971). Su edad se ha podido determinar mediante fauna y microflora así como palinomorfos en las pizarras basales (Vázquez y Armengot, 1970; Oliveira y Wagner-Gentis, 1983; Rodríguez González, 1999), en Viseense superior (Asbiense superior a Merameciense superior), mientras que la de la facies Culm s.s. muestra una asociación de palinomorfos y acritarcos algo más alta en el Viseense superior (Merameciense superior, según Rodríguez González, 1999).

En la parte portuguesa de la Faja Pirítica Ibérica, el Grupo Culm se denomina "Grupo Flysch del Baixo Alentejo". Está constituido por tres unidades turbidíticas Fms Mértola, Mira y Brejeira. La distribución cartográfica de estas unidades y su edad progresivamente más joven hacia el SO sugieren a Oliveira *et al.* (1979) la propagación en esa dirección de la sedimentación flyschoides. Encontrándose los términos más jóvenes del Westfaliense A en el extremo SO de

Portugal, en donde se depositan sobre una plataforma mixta detrítico-carbonatada que se desarrolla en esta zona.

En el sector oriental de la Hoja, dentro del BSN, en una banda de dirección E-O, aflora un conjunto que agrupa a las **Unidades de la Minilla y Las Pajanosas** equivalente a la Fm El Ronquillo (Simancas, 1983). Está constituido por cuarcitas más o menos micáceas, a veces grafitosas, cuarzoeskistos, así como limolitas con laminaciones pizarrosas y filitas y pizarras mosqueadas, afectados por una historia deformativa más larga, así como por un metamorfismo regional y estático diferente al del resto de la FPI. Se observan así a menudo una o dos fases de deformación con metamorfismo regional asociado, habiéndose alcanzado en algunos casos la isograda del granate con asociaciones de alta P (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013), previas a una etapa de metamorfismo de baja P/ alta T similar al desarrollado en el Dominio de Évora-Aracena de la ZOM, así como por el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de las rocas plutónicas del BSN, que puede llegar a desarrollar corneanas con moscovita, biotita, andalucita, cordierita y en algunos casos sillimanita y feldespatos potásicos. Los rasgos tectonosedimentarios que se observan en estos materiales, como el presentar al menos dos etapas de deformación previas a la intrusión del BSN, que ha sido datado entre 346.3 ± 0.8 (Barrie *et al.*, 2002) y $354,4 \pm 5/-4$ (Dunning *et al.*, 2002), hecho no observado en materiales del Devónico superior al Viseense inferior de la FPI, permiten atribuirlo a un sustrato predevónico superior, al menos; si bien algunos autores los han comparado con materiales de la Serie Negra y afines (Díez Montes *et al.*, en prensa a; Dunning *et al.*, 2002).

1.2.2.2. Magmatismo

El **plutonismo varisco** se divide en dos conjuntos, uno principal sincinemático y otro minoritario tardivarisco. El conjunto sincinemático está representado principalmente por las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (BSN) (De la Rosa, 1992) y está constituido fundamentalmente por dos asociaciones magmáticas: un conjunto de rocas básicas (gabros-dioritas), con algunos acumulados ultrabásicos, y una serie de intrusiones subvolcánicas de tonalitas, trondhjemitas y granodioritas con afinidad TTG. Los granitoides de la asociación TTG y las rocas básicas intruyen de forma simultánea en un estado fundido plástico, como han puesto de manifiesto diversos autores (De la Rosa y Castro, 1990a, 1991; De la Rosa *et al.*, 1993; Castro *et al.*, 1994; Díez Montes *et al.*, 1999; Bellido *et al.*, 2010). Existen dos dataciones por U/Pb en los granitoides de la asociación TTG, que han aportado edades Tournaisienses, de $354,4 \pm 5/-4$ Ma (Dunning *et al.*, 2002) y $346,23 \pm 0,81$ Ma (Barrie *et al.*, 2002).

El conjunto tardivarisco, está constituido por algunos granitoides aluminico- potásicos, con cordierita o granate, que forman plutones circunscritos que intruyen al resto de las rocas plutónicas y en los materiales plegados del CVS, produciendo metamorfismo de contacto sobre ellos. Han sido datados mediante Rb/Sr en 300 ± 6 Ma para el Granito de El Berrocal (Quesada *et al.*, 1989).

1.2.2.3. Deformación y metamorfismo en la Zona Surportuguesa

La **deformación varisca** se presenta con diferentes características en los dominios del Pulo do Lobo y de la Faja Pirítica Ibérica

En el **Dominio del Pulo do Lobo**, se observan en algunas unidades (Fm Pulo do Lobo, Esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries, Fm Atalaia y Fm Ribeira de Limas) al menos tres etapas de plegamiento (Barranco *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1983, 1984; Crespo Blanc, 1989; Silva *et al.*, 1990; Apalategui y Contreras, 1999; Onezime *et al.*, 2002; Martínez Poza *et al.*, 2012), siendo la más patente de la roca una S_2 muy acusada. En general, las dos primeras están en facies de las anfibolitas de baja T a esquistos verdes de alta T, y son replegadas por una tercera fase de plegamiento a menor T/P. No obstante a muro tectónicamente de la Fm Pulo do Lobo, en la Unidad de Esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries, se han encontrado evidencias de metamorfismo de alta P/baja T, puesto de manifiesto por la presencia de pseudomorfo de lawsonita en esquistos anfibólicos (Rubio Pascual *et al.*, 2013). En estas unidades, la primera fase (D_1) solo se reconoce por una esquistosidad (S_1) en microlitones de S_2 o en las zonas de charnela de los pliegues de segunda fase. La segunda fase (D_2) se caracteriza por pliegues similares apretados, volcados a tumbados, decamétricos vergentes al S, de los cuales es plano axial la foliación principal, de crenulación con desarrollo de bandeo tectónico (S_2). La tercera fase (D_3) es la responsable de los pliegues mayores, así como de pliegues menores con planos axiales verticales a vergentes al S, que llevan dirección OSO-ESE a ONO-ESE.

Las formaciones Santa Iría, Horta da Torre y la Unidad de Santa Bárbara, muestran menos deformación que las anteriores (Crespo Blanc, 1989; Silva *et al.*, 1990). En ellas se observa que la foliación principal es una S_1 muy penetrativa definida por la orientación de mica blanca, clorita y a veces biotita incipiente. Está replegada por pliegues abiertos a relativamente apretados, vergentes al S a subverticales, que en ocasiones desarrollan una foliación de crenulación espaciada en la zona de charnela (S_2). Los pliegues de segunda fase y foliación de crenulación asociada en estas tres unidades son equivalentes a la D_3 de la Fm Pulo do Lobo y las Fms Atalaia y Ribeira de Limas.

El **Dominio de la Faja Pirítica Ibérica** se subdivide en dos subdominios, uno adosado al Dominio del Pulo do Lobo, denominado Dominio Norte o de Riotinto por Leistel *et al.* (1998 b) y posteriormente Cinturón de Cabalgamientos Aljustrel-Mértola-Ríotinto por Mantero *et al.* (2007); y otro situado más al sur denominado Dominio Sur o de Tharsis por Leistel *et al.* (1998 b) y Región de los Pliegues de Propagación Mayores por Mantero *et al.* (2007). En el subdominio septentrional, la deformación penetrativa a todas las escalas, al O y S del Batolito de la Sierra Norte (BSN) es propia de bandas de cizalla complejas, de carácter dúctil-frágil, que en su conjunto definen un cinturón milonítico, de dirección media E-O, con buzamientos desde subverticales a 60° - 70° N, y movimiento de desgarre predominantemente sinistro con componente cabalgante hacia el S (Matas y Martín Parra, 1999b). En las Unidades de La Minilla y Las Pajanosas, intercaladas entre las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (BSN), aflora una secuencia metasedimentaria que registra las deformaciones más antiguas de la FPI. Se caracteriza por una fábrica principal que es a menudo de crenulación muy penetrativa (S_2) con desarrollo de un bandeo tectónico, afectada por una crenulación posterior (S_3). En la Unidad de Las Pajanosas se han observado asociaciones con granate, formadas en un episodio metamórfico M1 en condiciones de alta P y baja-intermedia T (Rubio Pascual *et al.*, 2011,

2013). Sobre este metamorfismo se desarrolla otro de bajas presiones (M2) en parte relacionado con la intrusión de los granitoides pertenecientes al B.S.N., que llega a alcanzar el alto grado, y recristaliza a la S_2 , siendo afectado por la S_3 .

En el subdominio meridional, se observan en los materiales anteriores al Culm, pliegues apretados vergentes al S o SO, con foliación de plano axial (S_1) sobre cuyos flancos inversos se desarrollan cabalgamientos (Coullaut *et al.*, 1978; Navarro y Ramírez, 1982; Simancas, 1986; Alonso Chaves y García Navarro, 1997; Soriano y Casas, 2002a, b; Mantero *et al.*, 2003). Posteriormente se generan pliegues generalmente abiertos, aunque localmente pueden llevar asociada una foliación de crenulación (S_2). El Culm sin embargo, como sinorogénico de esta etapa de cabalgamientos vergentes al S, muestra una intensidad de deformación menor, registrando una única fase de deformación.

El **metamorfismo** regional en el Dominio del Pulo do Lobo, muestra características diferentes entre la Fm Pulo do Lobo, así como los Esquistos anfibólicos y anfibolitas del Antiforme de Los Ciries y las formaciones terrígenas superiores pertenecientes a los grupos Ferreira-Ficalho y Chança. La Fm Pulo do Lobo se caracteriza por un metamorfismo regional de grado bajo en facies anfibolitas de baja temperatura a esquistos verdes de alta temperatura (Crespo Blanc, 1991; Apalategui y Contreras, 1999; Contreras *et al.*, 1999b). En ella se observa un primer metamorfismo sincinemático con una primera esquistosidad (S_1), microplegada y transpuesta en pequeñas charnelas entre los planos de una segunda esquistosidad, que alcanza la isograda de la biotita. La segunda esquistosidad (S_2), que es la principal en campo se produce en condiciones metamórficas de la zona de la clorita. Recientemente, Rubio Pascual *et al.* (2013) han puesto de manifiesto la existencia de un metamorfismo de alta P/baja T con presencia de pseudomorfo de Lawsonita en los Esquistos anfibólicos y anfibolitas del Antiforme de Los Ciries.

Las formaciones terrígenas superiores de los grupos Ferreira-Ficalho y Chança, muestran en su parte inferior un metamorfismo regional en bajo grado, similar al de la Fm Pulo do Lobo, ligado a una primera fase de deformación que desarrolla una primera esquistosidad (S_1) que alcanza la zona de la biotita (Barranco *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1983, 1984). Las formaciones terrígenas superiores muestran un metamorfismo de grado muy bajo a bajo, que Fernández Caliani *et al.* (1994), sitúan en la transición anquizona profunda a principio de la anquizona, que correspondería con el límite entre la facies prehnita-pumpellita y la subfacies inferior de los esquistos verdes.

En la Faja Pirítica Ibérica, la zonación metamórfica muestra una disminución en el grado metamórfico de NE a SO, encontrándose al NE la parte más baja de los esquistos verdes y al SO la facies de las zeolitas (Munhá, 1990). Ha sido estudiado por diferentes autores (Routhier *et al.*, 1980; Bernard y Soler, 1980; Simancas, 1983; Munhá, 1983a, 1990; Requena y Fernández Caliani, 1993; Fernández Caliani *et al.*, 1994; Aparicio *et al.*, 1996; Contreras *et al.*, 1999b), estableciendo condiciones de temperatura entre 200° y 400°C y presiones entre 1 y 5,5 kb. El gradiente geotérmico asumido en función de los datos existentes es de 40° a 50°C/km.

En las Unidades de La Minilla y Las Pajanosas aflorante en la ZSP, rodeadas por rocas plutónicas Variscas del Batolito de la Sierra Norte (BSN), se ha puesto de manifiesto la existencia de asociaciones de alta P en una banda de dirección ONO-ESE situada al O y E del Embalse de Cala (Unidad de Las Pajanosas). En este sector localmente se han observado asociaciones

representativas de un episodio metamórfico M1 en condiciones de 9 Kbar y 400°C (Rubio Pascual *et al.*, 2011). Esta unidad fue posteriormente afectada por un episodio de metamorfismo de baja P/ alta T (M2) similar al desarrollado en el Dominio de Évora-Aracena de la ZOM, así como por el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de las rocas plutónicas del BSN.

1.2.3. Cuenca del Viar

Posteriormente al desarrollo de la deformación principal Varisca, en tiempos tardivariscos, se produce en el extremo oriental de la FPI, en contacto con la ZOM, un episodio extensional o transtensivo que da lugar a la creación y relleno de la Cuenca del Viar (Simancas, 1983; García Navarro y Sierra, 1998; Sierra, 2003; Sierra y Moreno, 2004). Está constituido por una cuña de sedimentos heterogéneos, de origen continental (fluviales a lacustres) y arquitectura estratigráfica compleja, compuesta de conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones menores de calizas y niveles delgados de carbón, junto con rocas volcánicas básicas (basaltos) y ácidas de naturaleza piroclástica y composición riódacítica. Localmente, contiene una abundante flora fósil del Autuniense (Cisuraliense) (Broutin, 1981; Wagner y Mayoral, 2007).

Tras el episodio distensivo que dio lugar a la formación de la Cuenca del Viar, en tiempos alpinos, se produce un episodio de compresión que afecta a sus depósitos, produciéndose el plegamiento del relleno vulcanosedimentario de la cuenca dando lugar a una estructura sinclinal de dirección N160°E. Se genera también la falla inversa que limita el borde oriental (Falla inversa del Viar), con un trazado bastante rectilíneo y una dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO (García Navarro y Sierra, 1998).

1.2.4. Cobertera

Los **materiales terciarios** afloran en el borde S y sector SE de la Hoja, son de origen marino y pertenecen a la Cuenca del Guadalquivir. Su naturaleza es básicamente clástica y se ha datado en el ámbito de la misma dentro del periodo comprendido entre el Messiniense y el Plioceno.

En la sucesión sedimentaria, siempre discordante sobre su sustrato, solo afloran las tres unidades más modernas de las seis unidades cronoestratigráficas identificadas en la Cuenca del Guadalquivir: Unidad Messiniense, Unidad Messiniense-Plioceno inferior y Unidad Plioceno medio-superior.

La Unidad Messiniense es equivalente a la parte alta del Grupo Bética (Martínez del Olmo *et al.*, 1984), y al Grupo Andalucía de Riaza y Martínez del Olmo (1996). Está formada por facies conglomeráticas proximales, en la base, que lateralmente y hacia techo evolucionan a facies más distales formadas por areniscas, arenas y limos amarillos con intercalaciones de margas, calcarenitas y conglomerados, calcarenitas y limos amarillos que localmente incluyen calizas de algas, y margas gris azuladas.

La Unidad Messiniense-Plioceno inferior es equivalente al Grupo Andalucía definido por Riaza y Martínez del Olmo (1996). Está formada por limos, arenas y conglomerados con niveles de margas que pasan lateralmente a calcarenitas y limos amarillos y a margas gris azuladas.

La Unidad Plioceno medio-superior equivale al Grupo Marismas definido por Riaza y Martínez del Olmo (1996). Los afloramientos de esta Unidad se disponen discordantes, solapan y erosionan progresivamente a la unidad subyacente. Está formada por limos y arenas rojizas con pasos laterales a arenas y gravas. Los limos y arenas rojizas se asocian con un medio marino somero, predominantemente *foreshore*, y que se organiza en una secuencia claramente regresiva y que está recubierta por materiales típicamente fluviales (Mayoral y Pendón, 1986), mientras que las arenas y gravas estarían asociados a un sistema deltaico de aguas poco profundas, con un frente deltaico poco inclinado y alimentado por un sistema fluvial de tipo *braided*.

Durante el **Cuaternario y Pliocuaternalio** se instala la red fluvial actual, a partir de la paulatina continentalización de la Cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno. Debido a la proximidad de la costa, su evolución ha estado muy relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar (Goy *et al.*, 1994). El encajamiento posterior ha dado lugar a un sistema de hasta 17 terrazas escalonadas en dirección noroeste (Díaz del Olmo *et al.*, 1989) visibles aguas arriba, de las cuales solo se reconocen el grupo de terrazas medias y bajas, el nivel más bajo de los atribuidos al Pleistoceno medio, y tres de los niveles correspondientes al Pleistoceno superior. Además de este amplio sistema de terrazas cabe mencionar la existencia de un conjunto de otros depósitos, como depósitos de vertientes, abanicos aluviales y glaciares; merece la pena destacar la existencia de depósitos de manto eólico y de marismas. Los primeros afloran sólo al sur de La Palma del Condado sobre materiales diversos pertenecientes al Pliocuaternalio, y están constituidos por arenas blancas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada de gran escala y laminación paralela. Se interpretan como episodios de dunas transversales con diversas direcciones de migración, posteriormente fijadas por la vegetación. Los depósitos de marismas se encuentran en el límite meridional de la Hoja, en relación con la terminación septentrional de la marisma del Odiel, y son depósitos lutíticos que han sido estudiados por numerosos autores ((Borrego, 1992; Borrego *et al.*, 1995; Morales *et al.*, 1997; Borrego *et al.*, 2000 y Morales *et al.*, 2001). Es también de destacar la existencia de abundantes escombreras relacionadas con las explotaciones mineras de la Faja Pirítica Ibérica.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. Zona Surportuguesa

Oliveira (en Dallmeyer y Martínez García, 1990) sintetizando los trabajos anteriores propone una división de la Zona Surportuguesa en cinco dominios tectoestratigráficos: Ofiolita de Beja-Acebuches, Antiforme del Pulo do Lobo, Faja Pirítica, Grupo Flysch del Bajo Alentejo, y Sudoeste de Portugal.

Leistel *et al.* (1998c), basándose en esta propuesta y recogiendo los nuevos modelos de evolución tectónica del Sur del Macizo Ibérico, establecen una relación cronoestratigráfica entre los diferentes dominios que componen las Zonas Surportuguesa y Pulo do Lobo. Los

principales de norte a sur son: Antiforme Pulo do Lobo, Faja Pirítica Ibérica, Grupo Flysch del Bajo Alentejo y Subzona Aljezur-Carrapateira.

Estos autores retoman el término de Faja Pirítica Ibérica, ya usado por Carvalho *et al.*, (1976a), incorporando en él parte del Grupo Flysch del Bajo Alentejo de Oliveira (1990) (Fm. Mertola), según el esquema de Quesada (1991), y con esta acepción se recoge y usa tal denominación en esta memoria.

2.1.1. Dominio del Pulo do Lobo

Se sitúa en el borde norte de la Zona Surportuguesa. Está constituido por una secuencia metapelítica (Grupo Pulo do Lobo) a la que se asocian otras formaciones metareníticas (Formaciones Ribera de Limas y Santa Iría) y otras de metabasitas (anfíbolitas de los Ciries) que muestran una historia tectonometamórfica muy diferenciada respecto a la conocida en la Faja Pirítica Ibérica.

El límite con la Alineación Ígnea de Beja-Acebuches, situada al N, es una zona de cizalla dúctil-frágil, denominada Cabalgamiento de Ferreira-Ficalho, en Portugal, y "Zona de Cizalla Suribérica" por Crespo Blanc y Orozco (1988), en su prolongación en España.

Los materiales del Pulo do Lobo, por su posición entre el Macizo de Aracena (borde sur de la ZOM) y la ZSP, y por su asociación con rocas de afinidad oceánica (anfíbolitas de Los Ciries, y para algunos autores anfíbolita de Beja-Acebuches), se han interpretado, como los restos de una unidad tectosedimentaria atrapada en una sutura entre ambas zonas (Munhá *et al.* 1986; Quesada y Ribeiro, 1988; Crespo Blanc, 1991a y b; Silva, 1989; Fonseca, 1995; Quesada, 1996). Según esta hipótesis la ZSP correspondería a un terreno exótico, acrecionado desde el sur por colisión al Macizo Ibérico en épocas variscas; los materiales del Pulo do Lobo, y las rocas oceánicas asociadas, serían los restos según dichos autores del océano que los separaba, cuya estructura actual correspondería al de un prisma acrecionado.

Según Apalategui *et al.* (1990), estos materiales son la terminación meridional del manto de Hinojales, el cual se extiende al norte y sur del Macizo de Aracena, que sería su autóctono relativo; en concreto los esquistos del Pulo do Lobo serían para dichos autores equivalentes a los de El Cubito, y las metabasitas de Acebuches y de Los Ciries a las de la Ribera de Huelva.

Por debajo de estos materiales aparece en la Hoja de Aroche, en una antiforma de Fase 3 (antiforma de Los Ciries), un grupo de rocas metabásicas, cuyas relaciones con los esquistos en cuestión es discutida, ya que la base de la secuencia pelítica y las rocas metabásicas aludidas muestran fenómenos de cizalla dúctil, que se hacen más patentes hacia la base de la secuencia reconocida. Así, mientras que para algunos autores Munhá *et al.* (1986), Quesada y Ribeiro (1988), se trata de un cabalgamiento, que pone en contacto materiales que no estaban en su secuencia original, para otros (Apalategui *et al.*, 1990b) es un contacto normal, retocado por una fase dinámica, visible en todas las rocas de esta Unidad, y cuyo nivel de despegue se sitúa, según los últimos autores, a muro de las metabasitas.

El Dominio del Pulo do Lobo ha sido interpretado como el prisma de acreción de una subducción de la ZSP debajo de la ZOM, que fue activa durante el Devónico Inferior-Medio (Silva *et al.*, 1990; Eden y Andrews, 1990). Posteriormente Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) encuentran alta presión (lawsonita) en la parte inferior de la Fm Pulo do Lobo (esquistos y anfíbolitas de Los Ciries) e interpretan que junto con otra unidad de la ZSP (Unidad de La

Minilla; agrupación de las unidades de La Minilla y Las Pajanosas), así como con varias de la ZOM (unidades de El Cubito-Moura y su *melange* basal, y Grupo de Fuenteheridos, incluyendo la Fm La Umbría), donde también encuentran evidencias de alta P, formaron parte de una cuña orogénica desarrollada por la acreción de láminas (*slabs*) subducidas del margen continental más externo de Gondwana y probablemente otros elementos del dominio Rheico, con un sentido aproximado de techo hacia el NE, desde al menos el Devónico medio al Tournaisiense basal. En este marco se habrían depositado diferentes formaciones sinorogénicas en distintas posiciones y momentos geodinámicos en la evolución del prisma, desde el complejo de subducción a etapas tardicolisionales.

2.1.1.1. Formación Pulo do Lobo (37)

La secuencia está constituida por filitas y esquistos de color oscuro, en ocasiones azulados o asalmonados, satinados con abundantes segregaciones de cuarzo con formas sigmoides, afectados por cuatro (Figura 6.2.2) fases de deformación claras, entre ellas una S_2 muy acusada, que es la más patente de la roca (Crespo Blanc, 1989; Apalategui y Contreras, 1999). Las dos primeras están en facies de las anfibolitas de baja T a esquistos verdes de alta T, y son replegadas por una tercera fase de plegamiento a menor T/P. Así mismo, se aprecia un aumento del grado de metamorfismo hacia la base de la formación (Crespo Blanc, 1989). Se observan también una alternancia rítmica de cuarcitas micáceas, esquistos cuarcíticos a veces grafitosos y esquistos sericíticos con cuarzos de exudación (Contreras *et al.*, 1999b). Ocasionalmente se observan cuarcitas negras y cuerpos de rocas ácidas (riolitas-Contreras *et al.*, 1999b) y sobre todo básicas (anfibolitas) interestratificadas con firma geoquímica de tipo MORB. Es característica de esta unidad la presencia de venas de cuarzo de exudación, incluyendo cuarzo ahumado (Oliveira, 1990; Eden, 1991; Quesada *et al.*, 1994). Fonseca (2005) cita en Portugal, dentro de su Grupo Pulo do Lobo (que incluye las Fm Pulo do Lobo y Ribeira de Limas), excepcionalmente, en dos puntos a lo largo del Río Guadiana, la existencia de niveles discretos y discontinuos (con cerca de 40 a 70 cm) de carácter conglomerático, en los que alguno de los cantos tiene una naturaleza ultrabásica (serpentinitas).

Crespo Blanc (1989) incluye a esta formación junto con la suprayacente Fm Ribeira de Limas en la que denomina Fm Cuarzoesquistosa.

Hacia el E (Matas *et al.*, 1999), la estructuración que presentan las rocas es de cizalla inversa hacia el S, con fuerte componente de desgarre, en condiciones de metamorfismo regional de grado medio. La estructura más evidente o principal es una foliación milonítica/filonítica, observándose en el campo principalmente más filonitas negras biotíticas, satinadas, con algún nivel cuarcítico y con numerosas venas de cuarzo abudinas rodeadas por la foliación principal. Puntualmente se observan venas de cuarzo replegadas con la charnela disruptada rodeada por la foliación que a su vez es plano axial de la misma. Se observan también rejuegos inversos más tardíos dúctil-frágiles cabalgantes hacia el S, con desarrollo de sigmoides de tipo S/C no coetáneos. Con frecuencia se observan también budines de venas pegmatoides rodeados por la foliación principal, de tamaño desde centimétrico a decamétrico. En el sector centro-oriental del afloramiento de la Fm. Pulo do Lobo, muestra un metamorfismo de contacto, con neoformación de biotita y andalucita (de hasta 1 cm ó más) posterior a la foliación principal.

Al microscopio se trata en general de una roca con textura granolepidoblástica, polideformada, compuesta mayoritariamente por cuarzo y moscovita \pm clorita \pm biotita \pm grafito, y en proporciones accesorias, minerales opacos, plagioclasa, biotita, circón, turmalina, y con menos frecuencia rutilo y apatito. Muestra una primera esquistosidad (S_1) de tipo *schistosity* definida por la orientación de moscovita \pm clorita \pm biotita, micro-plegada y transpuesta por una segunda esquistosidad (S_2) similar a la anterior, y materializada por la disposición granolepidoblástica de cuarzo y moscovita \pm biotita \pm ilmenita, con desarrollo de bandeo tectónico. En algunos casos, es milonítica con *ribbons* de cuarzo recristalizados y desarrollo de "peces de mica". Ambas están recristalizadas y poligonizadas, con blastésis de cristales grandes de clorita. En algunas muestras se observa que están afectadas por microplegues apretados que desarrollan en los niveles micáceos una foliación de crenulación de plano axial definida por moscovita y concentración de óxidos (S_3) y una última crenulación poco apretada, que da lugar a una grosera o incipiente S_4 , definida por concentración de opacos finos, que corresponde a las últimas estructuras de plano axial vertical, cartografiadas en esta unidad.

En las proximidades del Ortogneis de Gil Márquez, se observa una foliación S_2 recristalizada por contacto con desarrollo de moscovita y andalucita (quiasolita) que la incluye \pm biotita, que a veces se aplasta sobre estos metablastos, a los que rodean, con desarrollo de estructuras S/C y *ribbons* incipientes de baja T.

Se observan también filonitas grafitosas, constituidas por moscovita, clorita, materia grafitosa y minerales opacos. En ellas se observa una S_1 definida por moscovita y clorita, relicta en microlitones de la S_p (S_2) muy penetrativa, de aspecto filonítico, definida por moscovita y concentración de grafito. Ambas foliaciones están replegadas por microplegues de tipo *chevron* de tercera fase.

Al norte de Paymogo, y en una banda de unos 2-3 km de anchura que discurre paralela a las estructuras, se han reconocido unos lechos de espesor decimétrico a métrico, de cuarcitas tableadas de color claro, que aparecen intercaladas entre los esquistos. Se trata de unos niveles de cuarcitas laminadas, con clastos de cuarzo recristalizados y elongados según la S más patente, en las que no se observa ningún tipo de estructura sedimentaria (Apalategui y Contreras, 1999).

En la parte alta alternan esquistos cuarcíticos y sericíticos, con esquistos grauváquicos y grauvacas cuarzosas en transición a la Fm Ribeira de Limas (Apalategui *et al.*, 1983).

Estos materiales han sido atribuidos al Ordovícico por Bard (1977), al relacionarlos con un proceso extensivo (*rifting*) abortado de dicha edad. Una atribución similar le asignan Apalategui *et al.* (1992) que la relacionan también a una cuenca extensiva, en origen situada al norte del Macizo de Aracena, despegada y corrida hacia el Sur. Otras atribuciones han sido al Silúrico y Devónico por Simancas (1982), Barranco *et al.* (1983), Quesada (1992), etc. Posteriormente Rubio Pascual *et al.* (2013) interpretan esta formación como parte del relleno de una cuenca trasera de arco que se formó en relación con la subducción hacia el SO de la corteza oceánica del Rheico bajo la corteza continental de la ZSP, probablemente durante el Devónico inferior.

2.1.1.2. Esquistos anfibólicos y anfibolitas del Antiforme de Los Ciries (36)

En el núcleo del antiforme de Los Ciries, hacia la base estructural de la Fm Pulo do Lobo afloran rocas verdes anfibolíticas y esquistos máficos ricos en cuarzo, de tonos verde oscuro, en cuerpos de espesor métrico y longitud kilométrica, con una deformación de cizalla dúctil sobreimpuesta (Crespo BLanc 1991b). Se corresponde con la Fm Peramora de Eden y Andrews (1990) y Eden (1991).

Las anfibolitas verde oscuro han mostrado afinidad MORB (Munhá, 1983; Giese y Bühn, 1993).

Esta unidad ha sido interpretada por autores previos como sedimentos de dominio oceánico debido a su posible posición original sobre la supuestamente ofiolítica Anfibolita de Beja-Acebuches, y después incorporada a la zona de mélange de un prisma acrecionario (*melange* de Peramora y Alajar; Eden y Andrews, 1990; Eden, 1991; Braid *et al.*, 2010). Sin embargo, la edad más joven de la Anfibolita de Beja-Acebuches (332 ± 3 a 340 ± 4 Ma; Azor *et al.*, 2008), así como la localización de la Zona de Cizalla Suribérica entre el Pulo de Lobo y la Anfibolita de Beja-Acebuches y sus evoluciones metamórficas contrastadas hacen que la correlación estructural entre ellas sea incierta (Rubio Pascual *et al.*, 2013).

Por otra parte, durante la realización de esta Hoja, en esquistos máficos intercalados en esquistos pelíticos se ha observado una foliación compuesta por Act incolora + Ab + Qz + Ep + Spn \pm Ilm + Ab + Qz + Ep + Spn \pm Ilm + Ab + Qz + Ep + Spn \pm Ilm que rodea completamente a pseudomorfos de lawsonita. Este conjunto sufrió una recrystalización (M1) en condiciones de alta P/baja-intermedia T; probablemente alrededor de 5-7 Kb de P y unos 200°C de T.

Estos datos son coherentes con una posición estructural superior de la Unidad del Pulo do Lobo en el complejo de subducción (Rubio Pascual *et al.*, 2013).

No obstante, se han encontrado en esta unidad algunos cuerpos de anfibolitas de grano fino a medio, plagidiomorfas, de tono verde oscuro. Al microscopio están constituidas principalmente por plagioclasa (Ab), anfíbol, opacos \pm cuarzo \pm epidota \pm clorita, y en proporciones accesorias por esfena \pm circón \pm cuarzo \pm opacos \pm apatito. Muestran texturas intersertal a granonematoblástica. Están poco deformadas o con una sola foliación poco marcada, plegadas por la antiforma de fase 3 de Los Ciries, y han sido datados mediante U/Pb SHRIMP en torno a los 341 Ma (Azor, com. pers.).

Este hecho, junto a los datos anteriores, sugiere que posteriormente a las primeras fases de deformación, en condiciones de alta P/baja T, existentes en los esquistos anfibólicos de Los Ciries, intruyeron cuerpos relacionados posiblemente con la Anfibolita de Beja-Acebuches, que solo fueron afectados por las últimas fases deformativas.

2.1.1.3. Grupo Ferreira-Ficalho

En el flanco N del Antiforme del Pulo do Lobo, sobre la Fm Pulo do Lobo, se apoya el **Grupo Ferreira-Ficalho**, constituido por tres unidades litoestratigráficas, que de muro a techo son: Fm de Ribeira de Limas, Fm Santa Iria y Fm Horta da Torre (Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira *et al.*, 1986a, Giese *et al.*, 1988; Oliveira, 1990; Eden, 1991; Silva, 1998).

2.1.1.3.1. Fm Ribeira de Limas (41)

Está constituida por pizarras negras o filitas con laminaciones arenosas, grauvacas y cuarzovacas a cuarzoesquistos, así como algunas cuarcitas micáceas. Localmente aparecen metavulcanitas ácidas (Barranco *et al.*, 1983). Se encuentra en aparente continuidad estratigráfica con la Fm Pulo do Lobo, con la que comparte las tres mismas fases de deformación tectónica, aunque menos metamorfizada (Oliveira *et al.*, 2006).

En los tramos pizarrosos la S_1 , de tipo *slaty cleavage* a *schistosity*, es subparalela a la S_0 , definida por mica blanca, cuarzo y clorita, mientras que la S_2 , que es la principal en campo, produce micropliegues con una foliación de reorientación mecánica de mica y recristalización de la misma, llegando a desarrollar a menudo bandeado tectónico. Ambas foliaciones están en algunos casos recristalizadas. Se ha observado en una lámina cloritoide accesorio post- S_1 y sincinemático respecto a S_2 .

La tercera deformación produce pliegues suaves con una foliación asociada definida por concentración de minerales opacos (Barranco *et al.*, 1983) (Figura 2.1.1).

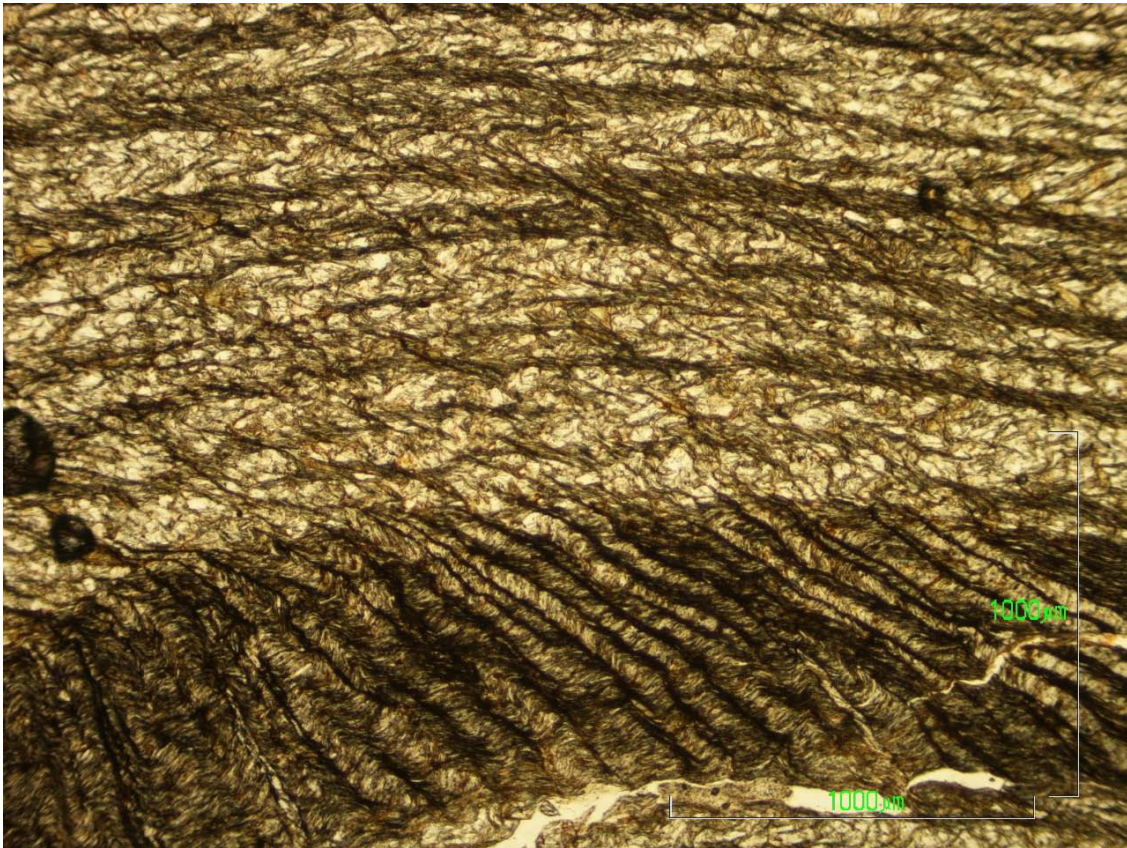


Figura 2.1.1.- Pliegues con foliación asociada de F_3 en la Fm Ribeira de Limas (Lámina MAGNA 8-37 NG-BS-2035)

Las cuarzovacas a cuarzoesquistos y cuarcitas micáceas están constituidos principalmente por cuarzo y moscovita \pm clorita \pm biotita incipiente (estilpnomelana), y en proporciones accesorias, sobre todo por minerales opacos, turmalina y circón, y con menos frecuencia por rutilo y plagioclasa. En estos litotipos se observa también, en ocasiones, que la foliación principal es una foliación de crenulación (S_2) muy penetrativa definida por moscovita y biotita, que ocasionalmente deja ver a la S_1 previa (definida por la orientación de mica blanca). En ocasiones esta foliación parece de cizalla de tipo S/C. Esta S_2 a veces es de plano

axial de venas de cuarzo intensamente plegadas. La S_2 está microplegada con desarrollo de bandeado tectónico y foliación de plano axial (S_3) de pliegues de tipo *chevron* definida por planos de concentración de óxidos. Se ha observado en un caso una foliación principal de aspecto milonítico con fuerte reducción de tamaño de grano, replegada y recrystalizada, y afectada por una foliación de crenulación definida por planos de concentración de óxidos. En ocasiones contienen algún canto de cuarcita y pizarra.

Está afectada por metamorfismo de muy bajo grado con asociaciones de cuarzo-mica blanca-clorita en la S_1 y de bajo grado con asociaciones de cuarzo-moscovita-biotita para la S_2 .

En las proximidades del stock granítico de las Peñas se han observado paragénesis con biotita de contacto, anterior al microplegado de la tercera fase (Apalategui *et al.*, 1983). Por otra parte, en las proximidades de la Anfibolita de Beja-Acebuches, en la Hoja de Aroche, se ha observado un cuarzoeskisto con la foliación principal recrystalizada estáticamente, con poligonización del cuarzo y blastésis de biotita y quistolita, que posteriormente es aplastada por la S_p con desarrollo de alguna estructura S/C.

Esta unidad aportó en Portugal esporas, moderadamente conservadas, de la parte superior de la biozona BM del Frasnense inferior, algas prasinófitas y escasos acritarcos (Pereira *et al.*, 2006a, 2008).

Una muestra de circones detríticos tomada por Braid *et al.* (2011) en cuarzovacas de la Fm Ribeira de Limas muestra tres poblaciones de circones detríticos: <10% Arcaicos, 35% Paleoproterozoicos, principalmente tardi-paleoproterozoicos (1.600 a 1.900 Ma) y un 55% Mesoproterozoicos (1.000 a 1.500 Ma), siendo el circón más joven de 947.6 ± 4.3 Ma.

Esta distribución de los circones detríticos es para estos autores relativamente similar a la existente tanto en Laurentia como en Báltica (Cawood *et al.*, 2007) lo que les lleva a atribuirles una procedencia de Laurrusia.

2.1.1.3.2.- Fm Santa Iría (44)

Fue definida por Carvalho *et al.* (1976b) en Portugal. Está compuesta por pizarras, limolitas y grauvacas a litarenitas epiclásticas y cuarzovacas, constituyendo una secuencia de tipo flysch, con bancos decimétricos, aunque pueden alcanzar hasta 15m de espesor. A menudo estas grauvacas tienen tamaño de grava con cantos milimétricos de feldespatos y cuarcita o cuarzo.

Las litarenitas epiclásticas, cuarzovacas y grauvacas están constituidas por una matriz cuarzo-sericítica de grano muy fino en la que hay clastos de cuarzo monocristalino, de subangulosos a subredondeados, a veces subidiomorfos y con golfos de corrosión, y en algunos casos plagioclasa, moscovita, clorita y biotita detríticas, así como fragmentos de rocas volcánicas ácidas (vidrio riolítico en algunos casos con cristales de cuarzo idiomorfos con golfos de corrosión y en ocasiones de plagioclasa y biotita), fragmentos de agregados granudos de plagioclasa, de intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo y fragmentos de vulcanitas traquitoides, con plagioclasa \pm biotita \pm máficos serpentinizados (Figura 2.1.2). Así mismo, contienen a menudo fragmentos de pizarras o filitas, esquistos moscovíticos (en algún caso con una foliación plegada), cuarzoeskistos, areniscas (a veces con biotita) y cuarcitas en algunos casos miloníticas con *ribbons* de cuarzo de bajo grado (Figura 2.1.3). En proporciones accesorias contienen sobre todo minerales opacos, circón, turmalina, y con menos frecuencia rutilo, apatito y sulfuros.

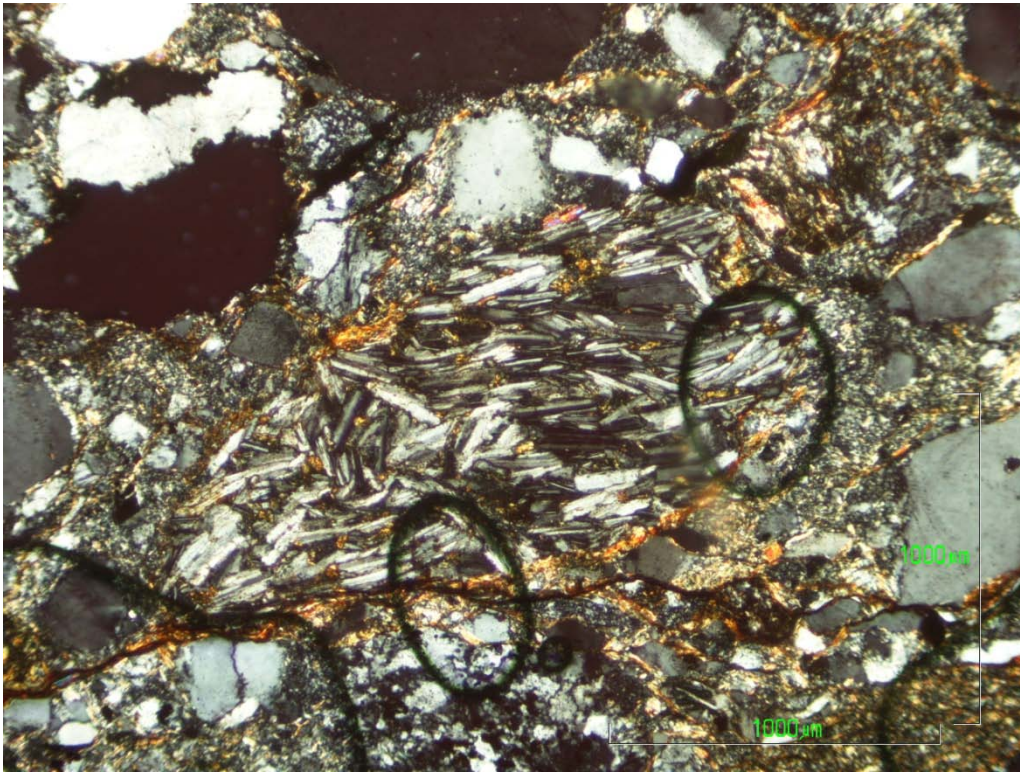


Figura 2.1.2.- Grauvacas con fragmentos de vulcanitas traquitoides. Fm. Santa Iría (Lámina MAGNA 8-37 NG BS-2032)



Figura 2.1.3.- Fragmentos de cuarcitas miloníticas con *ribbons* de cuarzo en grauvacas de la Fm Santa Iría (Lámina MAGNA 8-37 NG BS-2033)

Excepcionalmente se encuentran tobas andesíticas hacia el techo de la formación, así como tobas riolíticas a dacíticas. Estas últimas (en las hojas de Rosal de la Frontera y Aroche), constituidas por una matriz silíceo-sericítica muy fina, en la que destacan fenoclastos de cuarzo monocristalino con golfos de corrosión y algunos fragmentos de sílice microcristalina, así como alguno de cuarzo policristalino redondeado y en el caso de las dacitas también de plagioclasa con maclado polisintético subidiomorfos. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, circón, turmalina, moscovita detrítica y rutilo.

También se encuentra alguna riolita porfídica, constituida por una mesostasis silíceo-sericítica en la que destacan fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión, feldespato potásico y plagioclasa idiomorfos, y algunos enclaves de una roca ígnea granuda con plagioclasa e intercrecimientos gráficos de cuarzo y feldespato potásico, así como enclaves de pizarra con una foliación de *slaty cleavage* crenulada con desarrollo de una foliación de crenulación definida por opacos finos.

Equivale a la denominada Fm Flyschoide por Crespo Blanc (1989). Se observan estructuras sedimentarias de tipo estratificación cruzada y gradada (Barranco *et al.*, 1983).

Según Crespo Blanc (1989), los materiales de esta formación han sufrido una sola fase de plegamiento, si bien, en los afloramientos de esta formación en las hojas de Rosal de la Frontera y Aroche, se observa la presencia de dos fases de deformación, la primera sinquistosa, acompañada de blastésis de clorita-sericita y planos irregulares de concentración de óxidos, que es la principal (S_1) y la segunda con desarrollo de micropliegues con foliación por reorientación de micas asociada, en los niveles más pelíticos (Barranco *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1983). Muestran facies de muy bajo grado de metamorfismo.

Ha sido datada mediante palinomorfos como del límite Frasnense-Fameniense por Lake (com. pers. en Crespo Blanc, 1989). Recientemente, en pizarras negras en Portugal, se ha puesto en evidencia la presencia de esporas bien preservadas de la biozona VH del Fameniense superior, además de acritarcos y algas prasinófitas (Pereira *et al.*, 2006a, 2008; Oliveira *et al.*, 2007). Durante la realización de esta Hoja se han tomado varias muestras, de las cuales dos han sido positivas. Una de ellas (9-37 IG MP-9025, coords. X: 671.850; Y: 4.193.900) ha aportado asociaciones con *Grandispora famenensis*, *Cristicavatispora dispersa*, *Retispora macroreticulata*, *Rugospora explicata*, *Teichertospora ibérica*, *Plicatispora scoleophora* y *P. quasibrata*; que en conjunto la sitúan en la biozona VCo (subzona VH) del Fameniense superior inmediatamente inferior al Estruniense (Rodríguez González, informe complementario). Contiene también las siguientes especies retrabajadas, de esporas: *Amocosporites* sp. (Silúrico superior) *Apiculiretusispora brandtii* (Devónico medio) y *Verrucosporites bulliferus* (frasnense inferior), así como la prasinófito *Maranhites multioculus*, que aparece en estratos del Devónico superior de la Faja Pirítica Ibérica (González *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2008). La asociación de esporas de esta muestra es comparable a la publicada por Pereira *et al.* (2008) para la Fm. Santa Iría en Portugal, indicando ambas niveles stratigráficos de la biozona VH del Fameniense superior.

La abundancia de fragmentos vegetales indica un ambiente sedimentario más o menos próximo a tierra emergida, mientras que la de la Fm. Santa Iría en Portugal estaría en una posición más oceánica (Rodríguez González, 2011: informe complementario).

La otra muestra (9-37 IG MP-9027, coords. X: 672.050; Y: 4.194.100) ha aportado asociaciones con *Auroraspora hialina*, *Bascaudaspora submarginata*, *Densosporites spitsbergensis*, *Diducites plicabilis*, *Cristatisporites matthewsii*, *Grandispora echinata*,

Plicatipora quasilabrata y *Convolutispora vermiformis*; que la sitúan en los niveles más altos del Fameniense (biozona LN del Estruniense), sin descartar niveles ligeramente superiores del Tournaisiense más bajo (Rodríguez González, informe complementario). Contiene también las siguientes especies retrabajadas, de esporas: *Coronaspora* sp (Silúrico superior); *Apiculiretusispora brandtii* (Givetiense) y *Retusotriletes rotundus* (que aparece en el Devónico inferior hasta el Carbonífero inferior), así como la prasinófita *Maranhites multioculus*. La asociación de esporas de esta muestra es más moderna que la Fm. Santa Iría en la parte portuguesa.

En conjunto, ambas muestras abarcan un abanico de edad en buena parte coincidente con el de la unidad de Santa Bárbara.

Por otra parte, una muestra de circones detríticos tomada por Braid *et al.* (2011) en grauvacas de la Fm Santa Iría muestra el rango más amplio de edades de circones detríticos, con <5% de circones Arcaicos, 21% Paleoproterozoicos, 12% Mesoproterozoicos, 30% Neoproterozoicos y 32% Devono-Carboníferos con un fuerte pico a 347 Ma. Este hecho confirmaría la posible extensión hasta el Tournaisiense de la Fm Santa Iría.

2.1.1.3.3.- Fm Horta da Torre (45, 46)

Fue definida por Oliveira *et al.* (1986a) en Portugal, donde comprende pizarras negras, limolitas, cuarzovacas y cuarcitas con bioturbación. Equivale a la Fm Cuarcita de Calvario de Simancas (1983) al S de Almadén de la Plata, desde donde se continúa como una estrecha banda hacia el O durante más de 100 km, entre la Anfibolita de Beja-Acebuches y la Fm Pulo do Lobo. Los límites norte y sur de la formación son dos importantes fallas.

En el área de la Hoja está constituida por una sucesión de pizarras (a veces negras grafitosas) y pizarras cuarzosas con intercalaciones de tobas ácidas, areniscas crema y cuarcitas (45), de colores grises a verdosos y amarillentos, en la que destacan uno o dos niveles de cuarcitas cartografiables a esta escala (46). Se trata de cuarcitas masivas, muy puras, de tonos claros, a veces oscuros, de espesor métrico.

El tramo con predominio de cuarcitas, tiene un espesor de 30 a 35 m en su sector oriental (hoja de Almadén de la Plata) y 60 m en su extremo occidental (hoja de Aroche), y se muestra como una secuencia grano y estratocreciente, en sentido Norte-Sur (Eguíluz *et al.*, en prensa); variando en este sentido entre sublitanitas y subarcosas a cuarzoarenitas. Localmente, sobre las cuarcitas blancas masivas, se observa un paquete decamétrico de cuarcitas tableadas en capas de 5 a 6 cm, en las que Eguíluz *et al.* (en prensa) observan estructuras de ola así como bioturbaciones a muro de capa. Fueron también denominadas por Apalategui *et al.* (1990) como Cuarcitas de la Sierra de la Giralda.

Al microscopio muestran una textura granoblástica equigranular. Están formadas fundamentalmente por cuarzo y en menor proporción sericita, y en proporciones accesorias: moscovita, menas metálicas, circón, apatito, turmalina, rutilo y epidota (Apalategui *et al.*, 1984, 1990 y datos de esta Hoja).

Unos 2 Km al SO de Almadén de la Plata, en la CN630, aflora dentro de esta sucesión un nivel de tobas epiclásticas riolíticas de tonos oscuros, en bancos de 40 a 50 cm con microfenoclastos de cuarzo oscuros. Al microscopio se observa una matriz silíceo-micácea foliada que rodea a cuarzos monocristalinos con morfología volcánica (golfos de corrosión) y a cantos de vidrio, cuarcitas (a veces miloníticas) y alguno de pizarra (con foliación de

crenulación). Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, mica blanca y plagioclasa; y en proporciones accesorias contiene circón, opacos, turmalina, y moscovita y biotita detríticas.

Las Fm Santa Iría y Horta da Torre muestran un clivaje esquistoso dominante, en contraste con las unidades subyacentes (Fm Ribeira de Limas y Pulo do Lobo) que presentan tres, o más, fases de deformación, debido a lo cual, algunos autores han sugerido la existencia de una discordancia a techo de la Fm Ribeira de Limas (Oliveira, 1990; Oliveira y Quesada, 1998; Silva, 1998; Martínez Poza *et al.*, 2012).

Lake (com. per. 1988, en Crespo Blanc, 1989) mediante palinomorfos en pizarras violáceas (negras en fresco) obtiene una edad Fameniense inferior a medio. Posteriormente, se han encontrado esporas bien preservadas, asignadas a la base de la biozona VH del Fameniense superior, así como la presencia muy abundante de acritarcos y algas prasinófitas (Pereira *et al.*, 2006a, 2008).

2.1.1.4. Grupo Chança

Oliveira (1990), define informalmente, al S de la Antiforma del Pulo do Lobo, el Grupo Chança en base a trabajos anteriores (Pfefferkorn, 1968, Silva, 1989, Cunha y Oliveira, 1989), en el que se diferencian tres unidades: Fm Atalaia, Fm Gafo y Fm Represa (Silva *et al.*, 1990; Silva, 1998).

En esta Hoja no está representada la Fm Represa y por otra parte se han agrupado por similitudes litológicas, deformativas y de edad, la denominada Fm Gafo por Contreras *et al.* (1999b) y Matas *et al.* (1999) y el afloramiento atribuido al Culm situado al S de Paymogo (Apalategui y Contreras, 1999), al que denominamos Unidad de Santa Bárbara, como Grupo de Santa Bárbara.

2.1.1.4.1.- Fm Atalaia (40)

Está compuesta por filitas, cuarzoesquistos, cuarzovacas, cuarcitas y metareniscas laminadas con tres fases de deformación semejantes a las que afectan a la Fm Pulo do Lobo.

Los cuarzoesquistos, cuarcitas y metareniscas están constituidos por cuarzo y en menor proporción moscovita ± biotita incipiente, como mineralogía principal. En proporciones accesorias contiene minerales opacos, turmalina, circón y con menos frecuencia rutilo. Contienen una foliación muy penetrativa definida por moscovita y biotita (alterada a clorita) en ocasiones con reducción de tamaño de grano, división en subgranos y algún cuarzo acintado, plegada por pliegues de tipo *chevron* que desarrollan una foliación de crenulación de plano axial definida por planos de acumulación de óxidos, y a veces pliegues abiertos.

Las cuarzovacas tienen una matriz cuarzo-micácea con clastos de cuarzo monocristalino matriz-soportados a clasto-soportados (a veces angulosos y con golfos de corrosión), y una foliación principal de crenulación (S_2) que pliega a una foliación previa (S_1) definida por moscovita ± biotita y en ocasiones es de plano axial de venas de cuarzo plegadas. La S_2 muestra a veces estructuras S/C con la S definida por biotita y los planos C por opacos. Están afectadas por una S_3 que es plano axial de pliegues que doblan a S_2 (Figura 2.1.4), así como por algún *kink band* muy tardío.

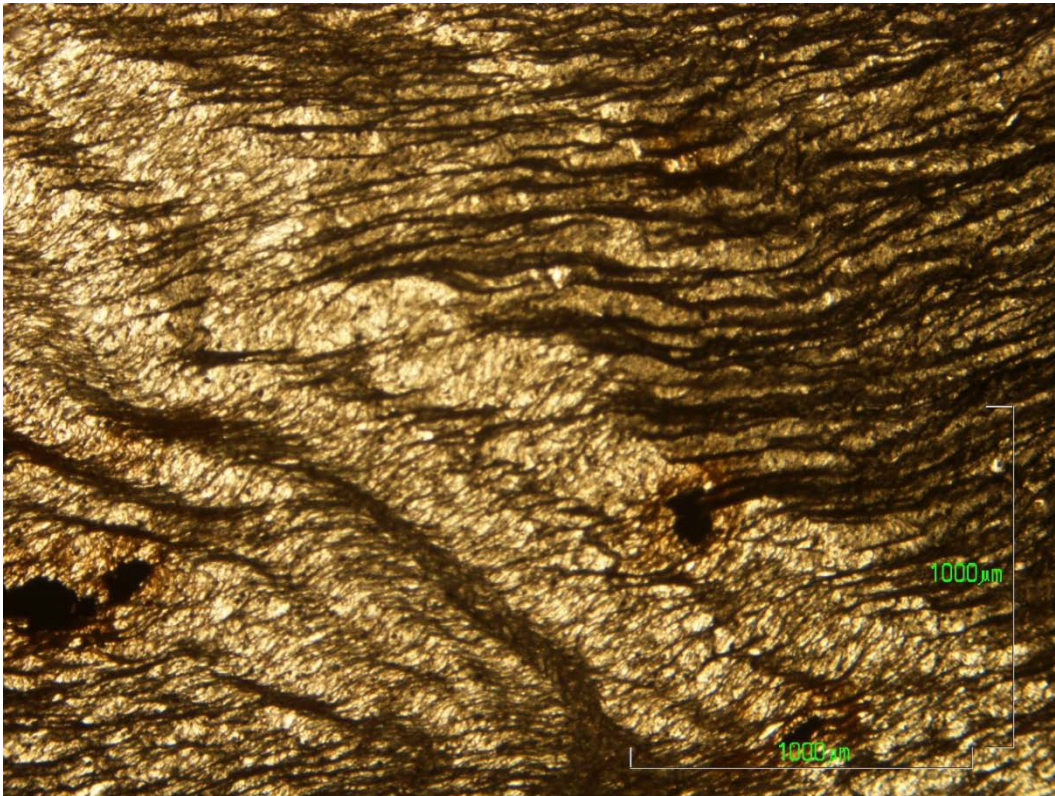


Figura 2.1.4.- Foliación S_3 de plano axial de pliegues que doblan a S_2 . Fm Atalaia (Lámina 8-38 IG MP-9013)

Las filitas se encuentran afectadas por metamorfismo elevado, de la facies de los esquistos verdes (moscovita-biotita), que no permitió la preservación de materia orgánica, incluyendo eventuales asociaciones de palinomorfos, a semejanza de lo que sucede con la Fm Pulo do Lobo (Oliveira *et al.*, 2006).

2.1.1.4.2.- Grupo de Santa Bárbara (Fm Gafo+U. Santa Bárbara) (43,47)

Está constituida por sedimentos inmaduros con características flyschoides y cantos que provienen de la erosión de unidades subducidas y posteriormente exhumadas, tanto del margen externo de Gondwana como de un arco volcánico.

En Portugal se continúa con la Fm Gafo, a la que Oliveira (1990) la define como una potente sucesión (650 m) de grauvacas, limolitas, y pizarras con intercalaciones de vulcanitas y diques ácidos y básicos. La edad de este grupo la establece por correlación estratigráfica como pre-Fameniense superior. Según Oliveira *et al.* (2006), en Portugal, las grauvacas contienen granos de vulcanitas ácidas y básicas, cuarzo volcánico, feldespatos y chert.

En España, no obstante, sus características estructurales y sobre todo su edad, más moderna, hacen difícil correlacionar los afloramientos situados al S de Paymogo con la Fm Gafo, como hacen Germann *et al.* (2003). Así pues se la ha denominado Grupo de Santa Bárbara. Aflora en dos láminas diferentes, la más septentrional (Fm Gafo) en contacto tectónico con el Pulo do Lobo compuesta por estratos de gravas y litarenitas feldespáticas, grauvacas y cuarzovacas de límites poco precisos, alternando con limolitas y pizarras con laminaciones arenosas, con intercalaciones de tobas ácidas; y la meridional (U. de Santa Bárbara) separada de la anterior por el cabalgamiento de Santa Bárbara formada por una alternancia de pizarras con laminaciones arenosas, litarenitas, areniscas más o menos

feldespáticas y tobas epiclásticas alternando con pizarras grises, con alguna intercalación volcánica dacítica y riolítica.

En ambas se observan clastos de rocas metamórficas grafitosas y lidadas. Hacia el Norte aumentan tanto su proporción que la serie adquiere un color negro muy similar a los esquistos de las unidades internas.

Las gravas y litarenitas feldespáticas, grauvacas y cuarzovacas de la **Fm Gafo (43)**, están constituidas al microscopio principalmente por cuarzo, sericita/moscovita, plagioclasa y biotita incipiente metamórficas, así como frecuentes fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas, y moscovita y biotita detríticas. En proporciones accesorias contienen sobre todo minerales opacos, circón y turmalina, y con menos frecuencia rutilo, apatito y en un caso anatasa-brookita. Entre los fragmentos de rocas volcánicas se observan vidrios riolíticos que a veces incluyen fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión y otros con textura micrográfica, así como de feldespato potásico y de plagioclasa; también se observan fragmentos de vulcanitas traquitoides. El cuarzo en general es monocristalino con morfología volcánica (a veces con golfos de corrosión). Entre los fragmentos de rocas metamórficas hay pizarras, cuarzo policristalino y cuarcita (a veces con *ribbons*), areniscas y cuarzoarenitas a veces deformadas previamente.

Las tobas riolíticas a dacíticas están constituidas principalmente por cuarzo, mica blanca ± biotita incipiente ± plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas (vidrio ácido a veces con fenocristalitos de cuarzo y plagioclasa). El cuarzo en general es monocristalino, anguloso a subredondeado y en algunos casos muestra morfología volcánica (golfos de corrosión). Se observan también algunos clastos de cuarzo policristalino. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, apatito, circón, turmalina y moscovita detrítica.

Muestran una foliación muy penetrativa definida por la orientación de mica blanca ± biotita incipiente ± óxidos, que rodea a los clastos de cuarzo, así como de plagioclasa y fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas dando colas de presión, a veces asimétricas. Se ha observado alguna vena de cuarzo muy deformada (cuarzos acintados). En una pizarra mosqueada se observa un pseudomorfo rectangular, posiblemente de andalucita afectado por una deformación de tipo S/C. Se han observado en ocasiones bandas con desarrollo de una foliación de crenulación (S_2) y ECC.

Las litarenitas y tobas epiclásticas de la **U. de Santa Bárbara (47)**, muestran una mineralogía principal al microscopio muy similar a las de la lámina septentrional: cuarzo, sericita, plagioclasa, así como frecuentes fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas y moscovita y biotita detríticas, así como en ocasiones materia grafitosa, pirita y óxidos de hierro. En proporciones accesorias contienen sobre todo minerales opacos, circón y turmalina, y con menos frecuencia rutilo. Entre los fragmentos de rocas metamórficas hay pizarras, areniscas, cuarcita a veces muy deformada (milonítica) y cuarzo con *ribbons*. Entre los fragmentos de rocas volcánicas se observan vidrios riolíticos, a veces con fenocristales de cuarzo o de cuarzo y plagioclasa, así como fragmentos de vulcanitas traquitoides, en algunos casos muy abundantes (Figura 2.1.5) y más escasos de rocas básicas. El cuarzo, en general, es monocristalino con morfología volcánica, a veces con golfos de corrosión. La plagioclasa presenta maclado polisintético, a veces en damero.

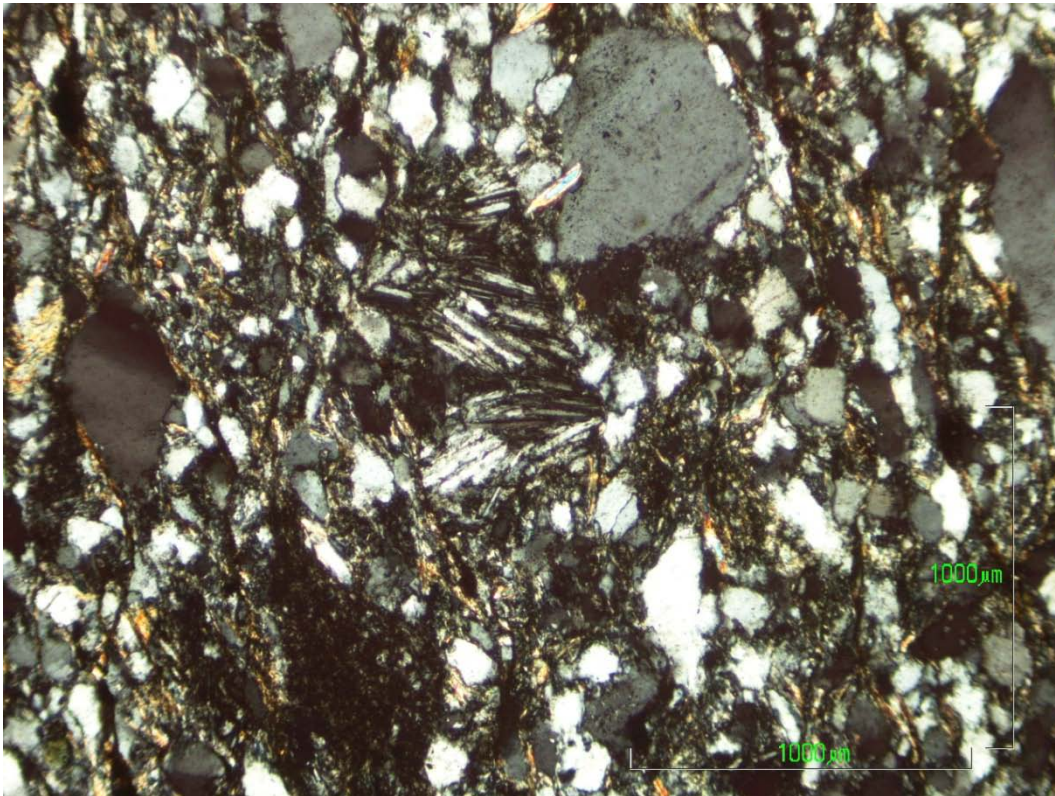


Figura 2.1.5.- Fragmentos de vulcanitas traquitosidicas en litarenita de la U. de Santa Bárbara (Lámina 8-38 IG MP-9003A)

Las pizarras con laminaciones arenosas están constituidas principalmente por mica blanca, biotita, cuarzo y minerales opacos finos; y en proporciones accesorias circón.

Las areniscas están constituidas sobre todo por cuarzo, sericita, plagioclasa y a veces moscovita y biotita detríticas, y en proporciones accesorias minerales opacos, turmalina y circón.

Los pórfidos riolíticos están constituidos por una matriz microcristalina de cuarzo, sericita y plagioclasa en la que destacan fenocristales de cuarzo idiomorfo con golfos de corrosión.

Se ha observado también una intercalación dacítica constituida por una matriz de sericita, epidota, moscovita, esfena, minerales opacos y plagioclasa, en la que hay fenocristales de cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno y algunos fragmentos de vidrio recrystalizados. Los fenocristales de cuarzo presentan a veces golfos de corrosión. Los clinopiroxenos a menudo están alterados a epidota.

Muestran una foliación muy penetrativa definida por la orientación de sericita/moscovita, materia grafitosa y óxidos, a veces con algún *ribbon*. En las pizarras laminadas se observa que esta foliación forma un bajo ángulo con la S_0 , estando ambas plegadas por pliegues relativamente apretados que desarrollan en los niveles pizarrosos una S_2 de crenulación definida por concentración de óxidos. Posteriormente es afectada por una crenulación de tipo *kink band* con desarrollo de una foliación muy poco penetrativa definida por planos de concentración de óxidos. Junto al macizo tonalítico de Las Casas del Lobosillo (Hoja 937) se observan una corneana pelítica muy ferruginosa, así como areniscas afectadas por deformación dúctil-frágil con desarrollo de una foliación posterior de tipo S/C con los planos S definidos por orientación de sericita y los C por concentración de óxidos y opacos,

observándose también venas de cuarzo plegadas con charnelas disruptadas y *ribbons* de cuarzo.

El Grupo de Santa Bárbara muestra con frecuencia litosomas de espesor métrico y extensión lateral decamétrica, constituidos por conglomerados de tamaño grava fina cuarzosos a líticos (fragmentos de esquistos, rocas plutónicas, cuarzo, gneis, etc.), con base ligeramente erosiva y estratificación cruzada en surco de media escala.

En cuanto a la edad de este grupo, el estudio de muestras tomadas para análisis palinológico en las hojas de El Cerro de Andévalo (937), Nerva (938) y Castillo de Las Guardas (939), han aportado conjuntos taxonómicos de edad Frasnense Superior-Fameniense superior (Rodríguez González, 1999), para la Fm Gafo, por tanto, el registro sedimentario atribuido al Grupo de Santa Bárbara en este sector, tendría una distribución cronológica mínima comprendida entre el final del Frasnense y el Fameniense Superior.

En una de estas muestras, en la hoja 939, se ha encontrado *Fungochitina pilosa*, un quitinozoo resedimentado característico del Givetiense-Frasnense (Rodríguez González, 1999) o del Eifeliense-Frasnense superior, característico de Gondwana (Grahn, com. pers., 2009).

En la U. de Santa Bárbara, al SE de Paymogo una muestra tomada para análisis palinológico ha proporcionado una edad Carbonífero inferior más bajo, Tournaisiense TN₁ superior (Rodríguez González, 1999). Este dato podría extender la edad del Grupo a la base del Carbonífero inferior.

Sin embargo, en Portugal, varias muestras tomadas en la Fm Gafo, revelaron la presencia de palinomorfos moderadamente preservados que permitieron datar la parte superior de de la Biozona BM de edad Frasnense inferior (Pereira *et al.*, 2006a, 2008).

2.1.1.5. Consideraciones sobre los grupos Ferreira-Ficalho y Chança

Según Pereira *et al.* (2006a), las Fm Pulo do Lobo y Atalaia presentan afinidades entre sí, tanto en términos de composición litológica como de deformación tectónica y grado de metamorfismo.

En una correlación más amplia (Leistel *et al.*, 1998), la Fm Gafo sería el equivalente, en el flanco meridional de la antiforma Pulo do Lobo, de las formaciones discordantes flyschoides de Santa Iría y Horta da Torre, que aparecen en el flanco N.

Sin embargo, según Pereira *et al.* (2006a, en Oliveira *et al.*, 2006), la semejanza entre las Fm Ribeira de Limas y Gafo, en términos de las asociaciones de palinomorfos que contienen, todas ellas indicadoras de la Biozona BM del Frasnense inferior, es notoria. Ambas Fm están constituidas por pizarras, grauvacas y cuarzovacas, pero el carácter turbidítico es más marcado en la Fms Gafo. Las intercalaciones de metavulcanitas ácidas y básicas en la Fm Gafo, sugieren, para estos autores, que se habrían depositado en un área deposicional profunda sujeta a régimen tectónico distensivo, del mismo estilo del que más tarde originó el CVS de la FPI.

Por otra parte, según Pereira *et al.* (2006a, en Oliveira *et al.*, 2006), las Fms de Santa Iría, Horta da Torre y Represa evidencian fuerte semejanza en sus contenidos palinológicos, todos ellos indicadores de la Biozona VH del Fameniense superior. Las grauvacas y pizarras de la Fm Santa Iría tienen características turbidíticas claras y las otras dos tienen la particularidad de contener intercalaciones de bancadas de cuarcitas, en general finamente estratificadas y

bioturbadas, que en el caso de la Fm Horta da Torre, llegan a mostrar espesores de varios decímetros, sobre todo en la vecindad del contacto con la ZOM. Las pistas orgánicas dominantes son del tipo meandriforme, habiéndose identificado el género *Nereites* en la Fm Represa, lo que sugiere sedimentación en ambiente profundo.

Sin embargo, los datos obtenidos por Rodríguez González (1999) en España (en las hojas de El Cerro de Andévalo, Nerva y Castillo de Las Guardas), así como las características litológicas y sedimentológicas de la Fm Gafo, sugieren más bien una relación de esta formación con las Fm Santa Iría, Horta da Torre (como sugerían Leistel *et al.*, 1988) y Represa que con la Fm Ribeira da Limas (como sugieren Pereira *et al.*, 2006a).

Las edades, y diferencias en cuanto a las fases de deformación que les afectan, de estas formaciones en los flancos N y S del Antiforme del Pulo do Lobo, implican para Oliveira (1983) y Oliveira *et al.* (2006), la existencia de una laguna entre las Fm Ribeira de Limas/Gafo por un lado y Santa Iría-Horta da Torre/Represa por otro, de cerca de 14 Ma. Sin embargo, con los datos de las hojas de El Cerro de Andévalo, Nerva y Castillo de Las Guardas, esta laguna podría existir en el flanco N, dentro del Grupo Ferreira-Ficalho, pero en el flanco S, o no existiría o se produciría entre las Fms Atalaia y Gafo, dentro del Grupo Chança.

CRONO	BIOZ	PORTUGAL		ESPAÑA					
		G.Ferreira-Ficalho (N)	G.Chança (S)	G.Ferreira-Ficalho (N)	G.Chança (S)	FPI			
TOURNAISIENSE	TN1								
ESTRUNIENSE	TN1/LN			Sta Iria/Horta da Torre	Sta Bárbara/Gafo	PQ s.s.			
	LE								
	LL								
FAMENIENSE	S	VH	Sta Iría/Horta da Torre	Represa	Laguna	Laguna?			
		VC							
	M	GF							
		GH							
		V							
I	E								
FRASNIENSE	Db	Laguna	Laguna	Laguna	Laguna				
	Da								
	Cb								
	Ca								
	Bb								
	Ba								
	A								
	BM				Ribeira de Limas		Gafo	Ribeira de Limas	Atalaia
	BJ								
	Tco								
GIVETIENSE SUP		Pulo do Lobo?	Pulo do Lobo?		U. Arroyo de las Torres				
					U. Minilla/U. Pajanosas				

Figura 2.1.6. Cuadro de correlación entre las unidades de los grupos Ferreira-Ficalho, Chança y la Faja Pirítica Ibérica en España y Portugal. Modificado de Oliveira *et al.* (2006)

Las edades que integran el Grupo PQ de la Faja Pirítica se sitúan entre el Givetiense inferior-Frasniense inferior (obtenida en pizarras de la U. del Arroyo de las Torres, en el extremo oriental del anticlinal de Puebla de Guzmán por González *et al.*, 2004 y en el sector de Riotinto por Lake *et al.*, 1988, para el Grupo PQ s.s.) y entre el Frasniense superior-Estruniense para el Grupo PQ s.s. (Rodríguez González, 1999; en Lillo Ramos y López Sopeña, 1999; Oliveira *et al.*, 2004, 2005; Pereira *et al.*, 2006b). Por otra parte, el CVS tiene edades comprendidas entre el Famenense superior (Estruniense) y la base del Viseense superior /Asbiense inferior-medio (Oliveira *et al.*, 1986, 2004, 2005; Rodríguez González, 1999; Dunning y Ketchum, 1999; Dunning *et al.*, 2002; Pereira *et al.*, 2004, 2006b). Para Oliveira *et al.* (2006), esto indica que hubo simultaneidad en la sedimentación, al menos durante el Devónico superior en las cuencas deposicionales del Pulo do Lobo y de la Faja Pirítica, en el primer caso en ambiente profundo y en el segundo en un mar epicontinental.

Para Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) las Fms Pulo do Lobo y Ribeira de Limas formarían parte del relleno de una cuenca trasera de arco relacionada con la subducción hacia el SO de la corteza oceánica de Rheico, representando la segunda la cuña de acreción marginal de una subducción posterior también hacia el S desarrollada dentro de la trasera de arco. La Fm Santa Iría, Fm Gafo, U. de Santa Bárbara, Fm Horta da Torre y Grupo PQ, se depositan sobre las Fm anteriores de la trasera de arco, una vez que se han exhumado las unidades del margen continental de Gondwana subducidas hacia el SO, junto con fragmentos de la corteza oceánica y de arco magmático relacionado con la subducción. Se alimentarían de la erosión del promontorio creado por la exhumación de las unidades subducidas (Figura 6.2.12).

2.1.2. Dominio de la Faja Pirítica Ibérica

La FPI ocupa una banda arqueada 250 Km de largo por 25 a 70 kilómetros de ancho, en dirección aproximada E-O en su parte española, girando hacia el NO en Portugal. Comprende materiales sedimentarios e ígneos de edad Devónico- Carbonífero Inferior y, hacia el E, está intruida por el Batolito de la Sierra Norte (BSN).

A escala regional, la secuencia litoestratigráfica es, en su mayor parte, muy simple con tres unidades litológicas fácilmente reconocibles: Grupo Filítico-Cuarcítico (P-Q); Complejo Volcanosedimentario (CVS); y Grupo Culm (Schermerhorn, 1971). A esta secuencia hay que añadir que, en el sector más oriental, existe una unidad compleja, afectada por una historia deformativa y metamórfica más larga, e intruida por el Batolito de la Sierra Norte (BSN), denominada Unidad de La Minilla-Las Pajanosas. Sin embargo, a escala de la cartografía, las series se complican considerablemente por tres factores principales: Cambios bruscos laterales y verticales de facies, causados por las propias litologías de las formaciones, diacronías importantes entre los diferentes cuerpos, e intensa tectonización con frecuentes despegues de láminas rocosas.

Quesada (1991) propone una división del registro estratigráfico de la ZSP en una Megasecuencia Preorogénica y varias Secuencias Sinorogénicas, que en la unidad estructural de la FPI, vienen representadas por orden cronológico por el Grupo Filítico-Cuarcítico (GPQ)

como Preorogénica y el Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) y el Grupo Culm (GC) como Secuencias sinorogénicas. El Batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSN) y el relleno de la Cuenca Pérmica del Viar representarían los estadios sin-tardiorogénicos del evento varisco en este sector del Macizo Ibérico.

Oliveira (1990) en Portugal; divide a la FPI en dos dominios: Rama Meridional Parautóctona y Rama Alóctona Septentrional. Las correlaciones en la Rama Meridional están relativamente bien establecidas, no así en la Septentrional.

Quesada (1998), aporta una nueva división para la parte española, basada fundamentalmente en criterios tectoestratigráficos, definiendo tres grandes unidades: Bloque Occidental, Central y Oriental. Los criterios de diferenciación y sus límites son principalmente estructurales, pero esta estructuración está condicionada por la tectónica sinsedimentaria lo que da lugar a diferencias litoestratigráficas entre los diferentes Bloques.

Para Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013), estas unidades, se habrían depositado como formaciones sinorogénicas relacionadas con distintas posiciones y momentos geodinámicos en la evolución de una cuña orogénica, desde el complejo de subducción a etapas tardicolisionales. Esta cuña orogénica se desarrollaría por la acreción de láminas subducidas del margen continental más externo de Gondwana y probablemente otros elementos del dominio Rheico, con un sentido aproximado de techo hacia el NE, desde al menos el Devónico medio al Tournaisiense basal, dando lugar a la existencia de evidencias de alta P en diversas unidades del Dominio Évora-Aracena de la ZOM, así como en el Dominio del Pulo do Lobo y en la Unidad de La Minilla (que incluye las unidades de La Minilla y Las Pajanosas) dentro de la FPI

En la realización de esta Hoja geológica a escala 1:200.000, se han separado los siguientes términos dentro de la Faja Pirítica Ibérica:

2.1.2.1. Unidades de La Minilla y Las Pajanosas (**38, 39**)

Estos materiales metamórficos afloran en el sector oriental de la Hoja, al Sur de la hoja de Castilblanco de Los Arroyos (940), en una banda de dirección E-O, la cual se continúa hacia el O por la Hoja de El Castillo de las Guardas (939), con una longitud de unos 30 Km y una anchura media de 3-4 Km, y un poco hacia el Sur por la Hoja de Alcalá del Río (962). Estos materiales fueron definidos por Simancas (1983), como Formación El Ronquillo.

En campo suelen presentar un color oscuro a negro para aquellas zonas donde predominan las pizarras, y tonos más claros para zonas con mayor contenido en cuarcitas, así como aquellas con un alto grado metamórfico.

La Unidad de Las Pajanosas (**39**) está constituida por alternancia de areniscas feldespáticas a grauváquicas, cuarzovacas, a veces grafitosas y pizarras negras, a veces laminadas, con intercalación de algunos niveles de cuarcitas, así como tobáceos ácidos que llegan a alcanzar 3-4 m de espesor y de epiclastitas en paquetes decimétricos. En campo se presentan como una alternancia centimétrica de areniscas blancas y pizarras negras laminadas.

La Unidad de La Minilla (**38**) está constituida por una secuencia pelítico arenosa muy tectonizada, que consiste en pizarras negras-grises, areniscas y limolitas grises, esquistos, esquistos arenosos, metareniscas a cuarzoquistos y cuarcitas grises a veces grafitosas, con venas de cuarzo intensamente plegadas, con charnelas abudinas y pliegues intrafoliares.

Díez Montes *et al.* (en prensa, a) citan también la existencia de lentejones de lidita, así como algunos niveles carbonatados dolomíticos-ankeríticos.

El metamorfismo regional que afecta a estas rocas es variable, estando representadas en general desde la zona de la clorita hasta la zona de la biotita, si bien, en algunos casos (en el afloramiento septentrional de la Unidad de Las Pajanosas) se ha alcanzado la del granate (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). Se reconoce bien en la Unidad de Las Pajanosas (39), en sectores donde el metamorfismo de baja P y alta T posterior no supera la isograda de la biotita. Sin embargo, en el sector de la Unidad de La Minilla (38) donde alcanza condiciones de andalucita y cordierita, principalmente, y en algunos casos sillimanita y feldespatos potásico, producido, en parte, por la intrusión de los granitoides pertenecientes al batolito de la Sierra Norte, (BSN), es difícil de reconocer. En algunos niveles de grauvacas esquistosas, del afloramiento septentrional de la Unidad de Pajanosas, al E de El Ronquillo, se han encontrado evidencias de un evento de recristalización de alta P (M1), alcanzando condiciones de 8.7 ± 0.4 kbar de P y 388 ± 16 °C de T (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

La fábrica principal que se reconoce en los afloramientos es un bandeo tectónico (S_2), fácilmente observable a escala de afloramiento, que muchas veces está marcado por cuarzos de exudación. Esta fábrica implica una superposición de deformaciones en las que la principal, o más evidente en el campo, se superpone sobre un plegamiento con esquistosidad previa. El metamorfismo de baja P y alta T, mencionado anteriormente, se desarrolla sobre la S_2 y a su vez los blastos de and +cord están afectados por una crenulación (S_3).

Su posición estructural respecto del Pulo do Lobo o de cualquier otra unidad en la ZSP, es difícil de establecer, siendo, no obstante, su posición más probable bajo el Pulo do Lobo (Simancas, 1983; Rubio Pascual *et al.*, 2013) a causa de su relación con el nivel de intrusión de las rocas plutónicas y su recristalización en condiciones de metamorfismo de mayor grado en condiciones de mayor P (Figura 6.2.12).

Fue atribuida al Devónico medio-superior debido a su posición bajo rocas del Devónico superior datadas (Martín Escorza y Rivas Ponce, 1975; Simancas, 1983), pero al igual que en los esquistos del Pulo do Lobo, los rasgos tectónicos que se observan en estos materiales, como el presentar al menos dos etapas de deformación previas a la intrusión del BSN, que ha sido datado entre 346.3 ± 0.8 Ma (Barrie *et al.*, 2002) y $354.4 \pm 5/-4$ Ma (Dunning *et al.*, 2002), hecho no observado en materiales del Devónico superior al Viseense inferior de la FPI, permiten atribuirlo a un sustrato pre-devónico superior, al menos; si bien algunos autores los han comparado con materiales de la Serie Negra y afines (Díez Montes *et al.*, en prensa a; Dunning *et al.*, 2002). Recientemente Rubio Pascual *et al.* (2013) relacionan estos materiales con el desarrollo durante el Devónico inferior, de un arco volcánico sobre la placa del Océano Rheico que subduce hacia el SO en el límite ZOM/ZSP, hasta la subducción del margen de Gondwana (ZOM) bajo la ZSP.

Al microscopio está constituida por cuarcitas más o menos micáceas, cuarzoesquistos, así como limolitas con laminaciones pizarrosas y filitas y pizarras mosqueadas, afectados por una historia deformativa más larga, así como por un metamorfismo regional y estático diferente al del resto de la FPI.

Se observan así a menudo una o dos fases de deformación con metamorfismo regional asociado, previas a una etapa de metamorfismo estático que puede llegar a desarrollar corneanas con moscovita, biotita, andalucita, cordierita y en algunos casos sillimanita y

feldespatos potásicos. Esta etapa puede en parte estar relacionada con la intrusión de las rocas plutónicas del BSN.

Las **cuarcitas**, ocasionalmente heterométricas, destacando clastos de cuarzo monocristalinos, irregulares, están constituidas principalmente por cuarzo, y en menor proporción por sericita, moscovita y biotita \pm clorita. Algunas cuarcitas tienen abundante materia grafitosa. En ocasiones muestran una foliación definida por la orientación de micas. A menudo están recrystalizadas estáticamente con poligonización de cuarzo y a veces blastésis de moscovita y biotita en placas atravesadas sobre la foliación previa.

En proporciones accesorias contienen: minerales opacos, circón y turmalina \pm apatito \pm plagioclasa.

Las cuarcitas más micáceas muestran a veces, una foliación (y a veces dos) definida por la orientación de moscovita \pm biotita \pm opacos, así como planos de concentración de óxidos, que en ocasiones parece protomilonítica a milonítica con desarrollo de colas de P asimétricas y S/C, así como *ribbons* de cuarzo. En algunos casos está replegada intensamente por pliegues apretados que desarrollan una foliación de crenulación espaciada definida por planos de biotita. A esta foliación, o foliaciones, se le sobrepone una recrystalización de contacto caracterizada por la poligonización de cuarzo (bordes a 120°), así como blastésis de moscovita y biotita, tanto miméticas con la S_p , como atravesadas a la misma, y en algunos casos (en bandas micáceas) andalucita, cordierita (pinnitizada) y feldespatos potásicos. Posteriormente, a veces se observa un microplegado de la S_p que se aplasta y a veces dobla a blastos de cordierita, generando una orientación del cuarzo que define una foliación de plano axial.

Los **cuarzoesquistos y metareniscas** están constituidos principalmente por cuarzo, moscovita y biotita \pm clorita \pm grafito (en algunos casos), y en proporciones accesorias opacos, circón y turmalina \pm plagioclasa \pm apatito \pm rutilo. En algunas ocasiones se observa una foliación microplegada que parece asociada a un bandeo tectónico, S_2 , que a veces es la foliación principal, a veces con *ribbons*. Esta foliación principal está en ocasiones replegada con desarrollo a veces de una S de crenulación, S_3 , en las zonas de charnela. Estas foliaciones están posteriormente recrystalizadas por metamorfismo de contacto de intensidad variable, con desarrollo de placas de biotita atravesadas (sobreimpuestas a la foliación previa, y en las zonas de mayor grado, cordierita (que pasa a placas de moscovita) y andalucita a veces quistolítica (que puede llegar a incluir una foliación replegada, Figura 2.1.7), así como poligonización del cuarzo con bordes a 120° . Posteriormente a esta recrystalización se observan en algún caso cizallas discretas, de carácter dúctil-frágil, con clorita y minerales opacos asociados, así como en otros casos una crenulación débil perpendicular a la S_p , que en ocasiones desarrolla una foliación incipiente definida por la orientación de cuarzo paralela al plano axial, y a veces de crenulación apretada que se aplasta sobre los blastos de contacto o produce el kincado de los mismos en las zonas de charnela, o pliegues que se rompen por el flanco corto, a veces de tipo *kink band* relacionados con planos de despegue definidos por óxidos. La foliación principal está definida por la orientación (¿mimética?) de blastos de moscovita y a veces de biotita (y en algún caso materia grafitosa), así como en ocasiones cuarcos elongados; y en algunos casos está incluida en la andalucita.

En ocasiones, en las bandas cuarzosas o niveles de cuarzoarenitas, se observan, en proporción variable, clastos de cuarzo monocristalino, subredondeados, de mayor tamaño.

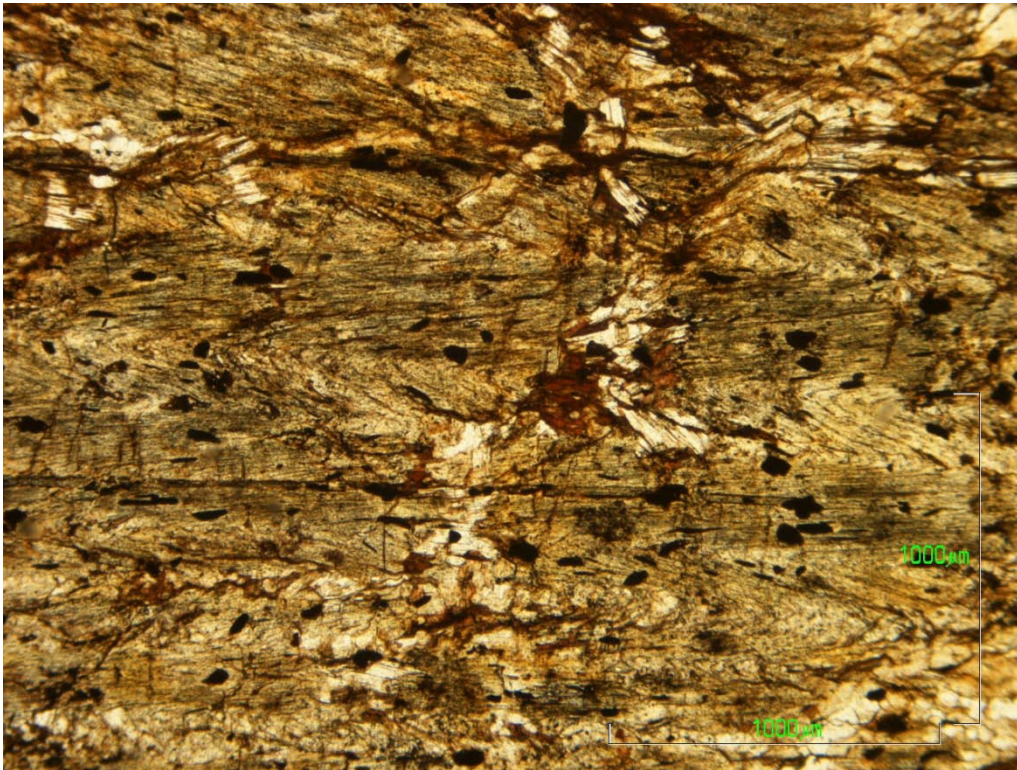


Figura 2.1.7.- Quiastolita retrogradada incluyendo una foliación replegada (Lámina 12-38 IG MP-9001B)

En el sector comprendido en la hoja 940 de la Unidad de Las Pajanosas, se han observado algunas muestras de **cuarzoesquistos, areniscas y cuarcitas granatíferas** en general intensamente recrystalizados estáticamente. Están constituidos principalmente por biotita, clorita, cuarzo, granate y óxidos, los cuarzoesquistos y por cuarzo, biotita/clorita y granate ± sericita, las areniscas y cuarcitas; y en proporciones accesorias opacos, circón, turmalina y apatito. El granate, en los cuarzoesquistos se encuentra, muy abundante, en una banda con cuarzo, biotita y clorita. Es subredondeado a irregular, incluyendo cuarzo. Se observa en él incluida una foliación definida por biotita y cuarzo (Figura 2.1.8). En las areniscas y cuarcitas son también muy abundantes los granates, irregulares, esqueléticos, a menudo parcialmente transformados a clorita, a veces agregados en bandas paralelas a una cierta foliación relictas.

Se ha encontrado abundante granate en una arenisca heterométrica constituida principalmente por cuarzo, moscovita y biotita fina y granate, y en proporciones accesorias opacos, plagioclasa y circón. Contiene clastos de cuarzo monocristalinos, así como algún escaso clasto de cuarzoarenita de grano fino. Los granates son irregulares y se disponen alineados en bandas paralelas a la foliación principal.

En esta unidad en una muestra de granitoide inhomogéneo biotítico se ha encontrado un granate redondeado (no parece ígneo).

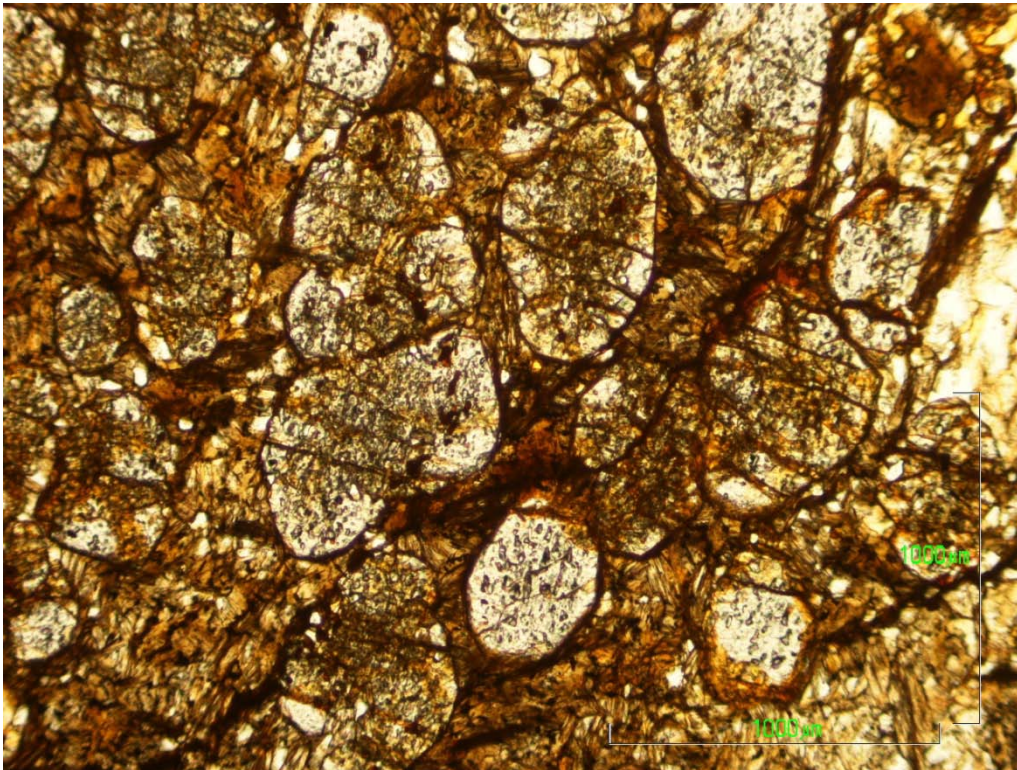


Figura 2.1.8.- Cuarzoesquistos con granate que incluye una foliación definida por biotita y cuarzo. Unidad de Las Pajanosas (Lámina MAGNA 12-38 YC CM-287)

Las **corneanas** están constituidas principalmente por: moscovita, cuarzo, clorita, biotita (a veces verde), andalucita, a menudo quistolítica, cordierita y a veces sillimanita y feldespato potásico. En una muestra parece haberse observado corindón. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, Ilmenita, turmalina y apatito \pm plagioclasa. Muestran, a veces, una foliación relictta englobada en andalucita y en masas de pinnita, que en algunos casos parece haber sido milonítica con los *ribbons* replegados por pliegues apretados, así como bandeo tectónico, posteriormente recrystalizada. En algunos casos se observa una débil crenulación posterior o bien un aplastamiento de la S_p sobre blastos de andalucita.

Las **filitas y pizarras mosqueadas, a veces con laminaciones arenosas** están constituidas principalmente por moscovita, biotita \pm clorita \pm cuarzo \pm opacos; y en proporciones accesorias por minerales opacos. En algún caso se puede ver una laminación cruzada de bajo ángulo. Muestran una foliación (S_1) de tipo *slaty cleavage* definida por la orientación de moscovita \pm clorita \pm biotita incipiente (en algún caso parece de plano axial de una vena de cuarzo plegada, ¿ S_2 ?). Ocasionalmente se ve una S_p de crenulación (S_2) con desarrollo de bandeo tectónico. A estas foliaciones se sobrepone un metamorfismo de contacto que da lugar a "moscas" de óxidos y blastésis de clorita y biotita atravesadas, y en algún caso, posible andalucita retrogradada a sericita que a veces incluyen a la S_p . Posteriormente, se observa una débil crenulación de tipo *kink band* o *chevron folds* que pliega a la S_1 y afecta a los blastos de metamorfismo de contacto a los que rodea o deforma, llegando a desarrollar una incipiente foliación de crenulación definida por la orientación de moscovita y opacos.

En la Hoja 940 de MAGNA se ha muestreado una roca con aspecto de **porfiroide riolítico**, deformado, constituido por una matriz de grano fino de cuarzo y algo de clorita \pm

biotita, con porfiroclastos de cuarzo monocristalino con corona de cuarzo de grano fino y mica radiada. En proporciones accesorias contiene opacos, turmalina y circón. Muestra una recristalización estática caracterizada por poligonización de cuarzo de la matriz y blastésis de clorita y biotita.

2.1.2.2. Grupo Filítico-Cuarcítico. P-Q

2.1.2.2.1.- Grupo P-Q "s.s." (48, 49)

Son los depósitos más antiguos datados en el registro sedimentario de la FPI. Los afloramientos de los materiales encuadrados en este grupo son muy extensos y han sido descritos por diferentes autores (Schermerhorn, 1971; Lécolle, 1977; Routhier *et al.*, 1980; Oliveira, 1990; Quesada, 1991; Moreno *et al.*, 1995; etc.) en áreas centro meridionales de la FPI. Simancas (1983) denomina a los afloramientos situados en el sector oriental, en relación con el BSN como Fm de la Media Fanega.

Está constituido por una monótona alternancia de metareniscas y pizarras, cuyo color varía de verde grisáceo a gris oscuro. En esta alternancia se intercalan niveles finos correspondientes a cuarcitas, que a veces adquieren mayor desarrollo y llegan a constituir bancos métricos, muy localmente decamétricos, de cuarcitas de grano fino y colores grises a blanquecinos con finas pasadas o juntas pizarrosas, y abundantes estructuras sedimentarias, así como cuerpos de espesor métrico y extensión lateral hectométrica a kilométrica constituidos por cuarzoarenitas de grano grueso y medio con grava de cuarzo dispersa y afloramientos de carbonatos de menor extensión y gran variabilidad en su composición litológica, desde *packstone* bioclásticas grises a *mudstone* laminadas de color marrón oscuro.

La posición estratigráfica de estos litosomas carbonatados es hacia el tramo de techo de este grupo (Matas *et al.*, 1999 y Contreras *et al.*, 1999b), conformándose en su conjunto, aún en su discontinuidad de afloramientos como un horizonte guía cartográfico indicativo de una posición de techo del Grupo P-Q. Estos materiales calcáreos y las pizarras donde encajan, suelen ser muy fosilíferos: *posidonias*, *goniatites*, etc. Localmente se asocian depósitos de conglomerados matriz-soportados (Moreno y Sáez, 1990; Moreno *et al.*, 1995 y 1996).

Las capas de espesor decimétrico a bancos, que constituyen litosomas cartografiables, son cuarzoarenitas de grano grueso y medio con grava de cuarzo y cuarcitas de grano medio a fino, principalmente en el Antiforme de la Puebla de Guzmán, que representan depósitos más maduros que los anteriores, y cuya característica fundamental es la ausencia de matriz pelítica (Contreras y Apalategui, 1999). Moreno y Sáez (1990) encuentran estructuras características de medio litoral muy somero (laminación paralela, ondulada, cruzada de bajo ángulo, *hummocky*, ripples de oleaje, superficies fuertemente bioturbadas, etc.).

En algunos sectores, las metareniscas de tipo sublitarenítico alternan, hacia techo de la serie, con tramos en los que la constitución varía progresivamente a términos de litarenitas feldespáticas y litarenita con porcentajes superiores al 25% de fragmentos líticos y plagioclasas, con un espectro composicional similar al ya descrito para las sublitarenitas.

Conviene destacar la presencia, en el Antiforme de la Puebla de Guzmán, de esporádicos niveles de metagrauvas en bancos decimétricos o incluso métricos, constituyendo paquetes de algunos metros de potencia y continuidad lateral reducidas, que en algún caso han planteado problemas debido a su similitud respecto a otras facies del grupo Culm (Contreras y Apalategui, 1999; Soler *et al.*, 1999). La proporción de estos materiales

aumenta hacia el Antiforme de Valverde del Camino y más hacia el E en los afloramientos relacionados con el BSN (“Media Fanega”). Alternan con pizarras y suelen mostrarse muy masivas, aunque en general tienen granoclasificación positiva y riples a techo.

En este grupo de facies siliciclásticas habría que incluir las “mixtitas” (Schermerhorn, 1975), observadas exclusivamente en el sector NO de la Hoja 938 (Matas *et al.*, 1999). Se trata de pizarras y limolitas con aspecto masivo de color gris verdoso en las que se observan cantos angulosos de cuarcita y redondeados de cuarzo y cantos blandos, con tamaños en general, desde milimétrico a centimétrico, si bien puntualmente pueden alcanzar tamaño bloque. Los afloramientos de estos materiales son de poca extensión y ligados directamente a las facies de conglomerados canalizados.

En la zona central del río Odiel dominan las facies conglomeráticas formadas por cantos redondeados de tamaños hasta 20 cm, flotando en una matriz pizarrosa, sin que los cantos estén en contacto entre sí (*mud supported*) (Soler *et al.*, 1999).

Los afloramientos de carbonatos, si bien discontinuos, tectoestratigráficamente se encuentran conformando un horizonte cartográfico subparalelo y a muro del de las facies gruesas siliciclásticas. Ya Rambaud (1969), reseñaba la presencia de facies carbonatadas en afloramientos que iban desde el Arroyo del Jarama (Hoja 939) hasta el noroeste del Villar (hoja 938) en un horizonte con dirección aproximada Este-Oeste. Igualmente citaba el mismo autor la presencia de carbonatos al norte de San Miguel en la proximidad de la carretera a Ayamonte.

Las **pizarras** muestran al microscopio una foliación de *slaty cleavage*, y están formadas por sericita/moscovita \pm opacos, fundamentalmente y en proporciones accesorias cuarzo, esfena, rutilo, circón y turmalina. Se observan también pizarras limolíticas a veces laminadas, que contienen como minerales principales sericita, clorita, cuarzo, a veces albita y, muy localmente, cloritoide. En estas facies se encuentran en ocasiones cantos dispersos de cuarzo monocristalino y policristalino, areniscas y pizarras. En algunos casos muestran una bioturbación limolítica, que está rodeada por la foliación principal y afectada por una crenulación posterior que desarrolla una foliación definida por planos de concentración de opacos finos.

A techo del PQ, en el Antiforme de Puebla de Guzmán, se sitúan **conglomerados ferruginosos** constituidos por una matriz compuesta por arenisca cuarzosa y óxidos de hierro, con minerales opacos y turmalina en proporciones accesorias, y cantos redondeados de hasta 1 cm de arenisca ferruginosa, cuarcita, limolita ferruginosa y óxidos de hierro.

La petrografía de las **metareniscas** es sumamente variable. Normalmente, las capas de espesor centi a decimétrico son por lo general sublitarenitas constituidas por cuarzo, sericita \pm plagioclasa \pm óxidos de hierro y un porcentaje de fragmentos líticos inferior al 15% constituidos por pizarras y cuarzofilitas a cuarzoesquistos con foliación previa, en el último caso definida por orientación de biotita, a veces miloníticos limolitas, areniscas, cuarcitas (en ocasiones con *ribbons* (Figura 2.1.9), a veces algo grafitosas, y algún fragmento de vulcanita sobre todo ácida y de roca plutónica o subvolcánica), así como escasas láminas de moscovita, biotita y clorita detríticas. Como minerales accesorios contienen opacos, turmalina y circón \pm plagioclasa \pm rutilo \pm monacita. Los granos de cuarzo son de procedencia diversa, mayoritariamente ígneos (plutónicos y volcánicos, mayoritariamente monocristalinos, desde angulosos a subredondeados, a veces con golfos de corrosión y también algunos policristalinos, a veces deformados) y en menor proporción, metamórficos. Son escasos los

granos de plagioclasa. Los fragmentos de vulcanitas están constituidos por vidrios ácidos que a veces contienen algún cristal grande alotriomorfo o idiomorfo de cuarzo \pm pirita. También se han observado cantos de agregados de clorita (¿rocas básicas?) y agregados microgranudos de plagioclasa (posibles rocas plutónicas a subvolcánicas). La matriz, en proporción variable del 10% al 15%, es de composición sericítico-clorítica y el cemento es silíceo (Matas *et al.*, 1999). Muestran una foliación penetrativa de tipo *rough cleavage* definida por la orientación de sericita y algunos opacos finos (pudiendo en algunos casos alcanzar la biotita incipiente), que a veces rodea a clastos de cuarzo y vidrio o chert, llegando a dar colas de presión y en algunos casos está suavemente microplegada. En algún caso se ve una S_p de tipo S/C que rodea clastos desarrollando colas de presión asimétricas, definida por concentración de óxidos y sericita/moscovita, que en un punto deja ver que es de crenulación (S_2) de una previa definida por sericita.

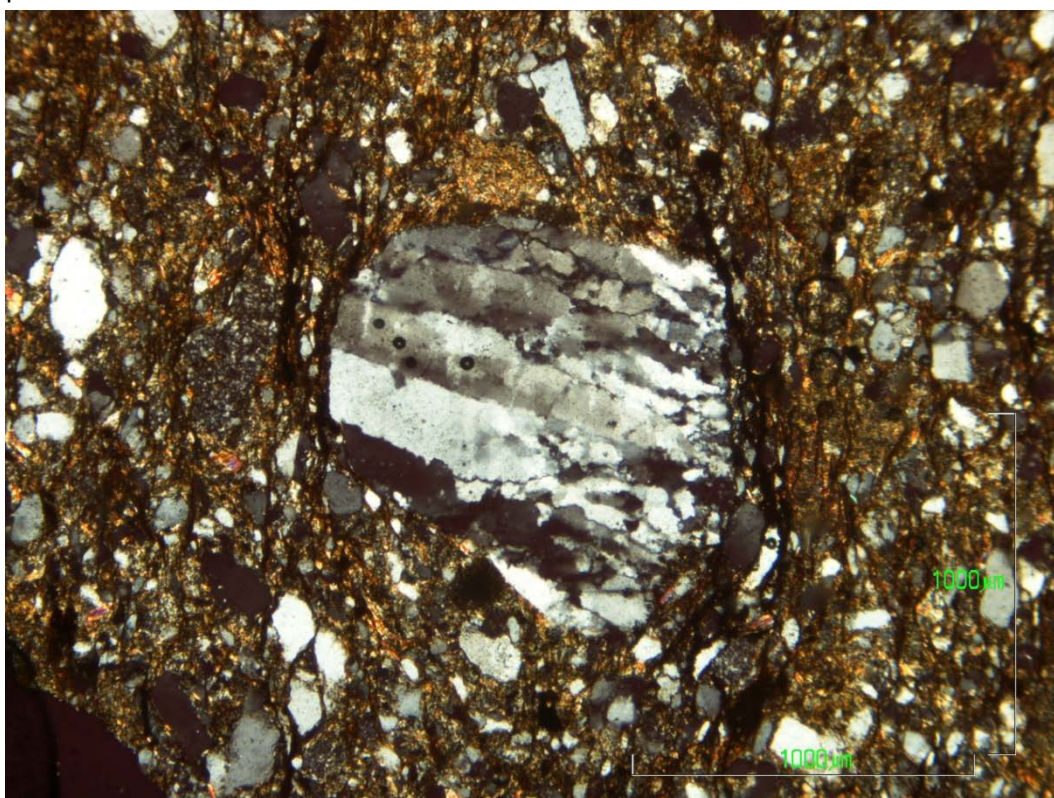


Figura 2.1.9.- Fragmento de cuarcita con *ribbons* en metarenisca del Grupo PQ (lámina 11-39 IG RP-31 o 961-AD-33)

Las **metagrauvascas, cuarzovacas y litarenitas a tobas epiclásticas** muestran al microscopio una textura clástica fina y esquistosa. Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa (albita, en algunos casos escasa o inexistente), sericita y clorita y ocasionalmente feldespato potásico. Los accesorios son muy variados, destacando: opacos, circón, esfena, turmalina, apatito, rutilo y monacita. Muestran abundantes fragmentos de roca subangulosos, de rocas metamórficas y rocas volcánicas sobre todo, así como proporciones variables de moscovita, clorita y biotita detríticas. Los de rocas metamórficas son principalmente pizarras, filitas y cuarzofilitas, ambas con una foliación previa a la de la roca, y en algún caso con una foliación de crenulación previa, cuarcitas (a veces miloníticas) y en menor proporción cuarzoesquistos, areniscas (a veces deformadas) y limolitas. Los de rocas volcánicas son principalmente fragmentos de vidrio riolítico a riodacítico (en ocasiones con textura fluidal) a

veces con fenocristales de cuarzo (que pueden tener golfos de corrosión) y/o plagioclasa. Se han observado también fragmentos de agregados granudos de cuarzo y plagioclasa, a veces con intercrecimientos gráficos de posible origen plutónico o subvolcánico y algún fragmento de roca básica microcristalina oscura, así como en algún caso de rocas traquitoides. Los granos de cuarzo son mayoritariamente ígneos (volcánicos y plutónicos), siendo a menudo angulosos a subredondeados, monocristalinos y a veces con golfos de corrosión (volcánicos) y en ocasiones policristalinos (plutónicos, a veces deformados). La matriz es clorítica y sericítica más o menos recristalizada (Soler *et al.*, 1999). Muestran una foliación penetrativa a grosera definida por la orientación de sericita y algunos opacos que rodea a los granos de cuarzo, plagioclasa y a los fragmentos de roca dando colas de presión.

En los afloramientos del sector oriental, se intercalan algunos niveles de **gravas**, que muestran la misma composición de las litologías anteriores, estando constituidos por cantos de rocas volcánicas ácidas, como vidrio riolítico, a veces orientado con texturas de flujo, o con texturas concéntricas (posiblemente gotas de *lapilli*; Figura 2.1.10) o incluyendo cuarzo con golfos de corrosión (Figura 2.1.11). Así mismo, incluye también cantos de rocas metamórficas como cuarcita foliada.

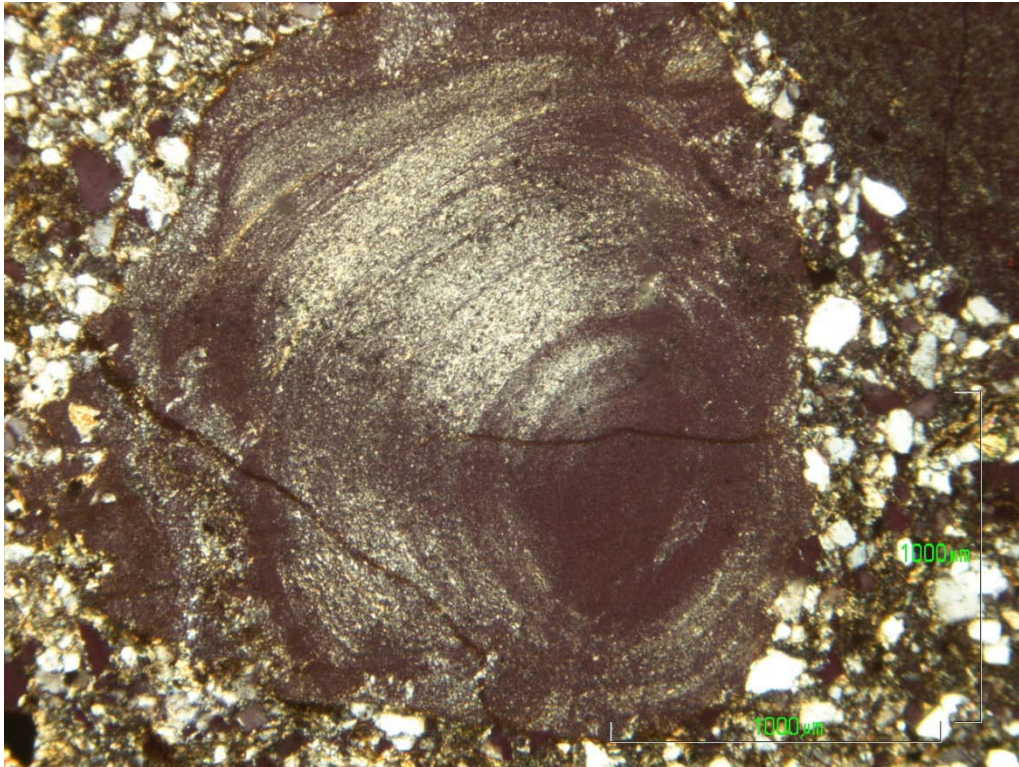


Figura 2.1.10.- Fragmento de vidrio riolítico con texturas concéntricas (posibles gotas de lapilli) en gravas del Grupo PQ (Lámina 12-39 IG MP-9015)

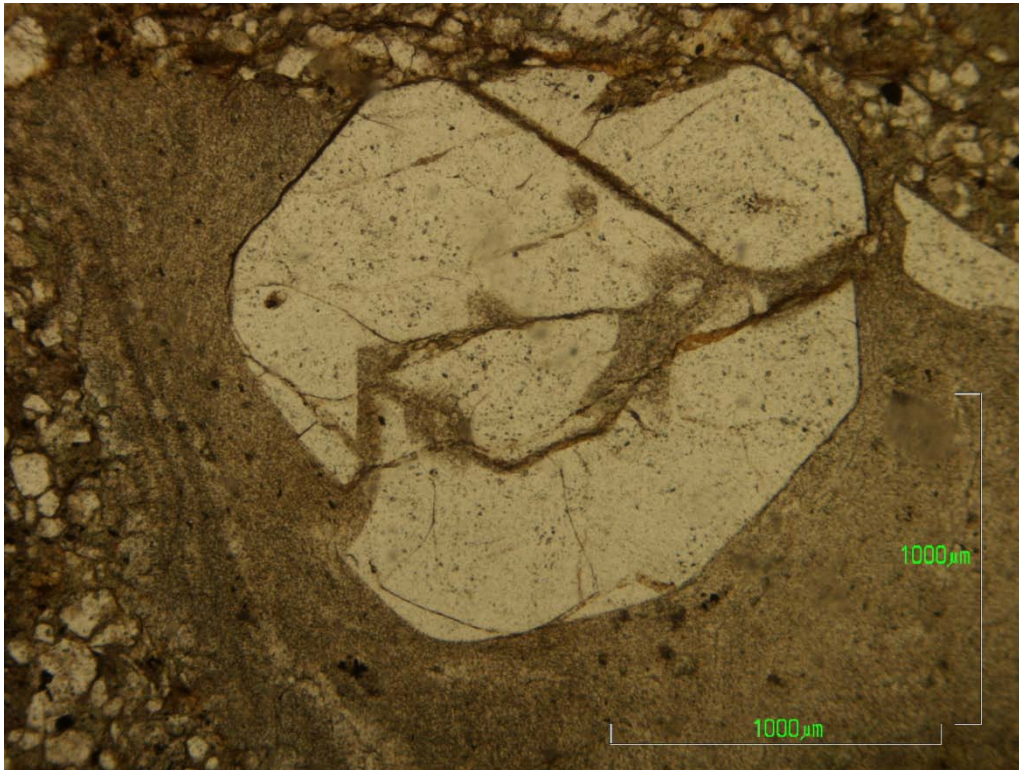


Figura 2.1.11.- Fragmento de vidrio riolítico incluyendo un fenocristal de cuarzo subidiomorfo con golfos de corrosión en gravas del Grupo PQ (Lámina 12-39 IG MP-9015)

Se observa desarrollo de metamorfismo de contacto, en la proximidad de los granitoides del BSN, que sobre las pelitas da lugar a corneanas con un mosqueado de andalucita subidiomorfa retrogradado a sericita y óxidos, posteriormente deformado con desarrollo de una foliación definida por concentración de óxidos, cierta orientación de la sericita y una suave crenulación posterior. Sobre las areniscas da lugar a agregados finos de clorita y biotita no orientados.

En función de la granulometría, pueden distinguirse al menos tres tipos de facies prioritarias en los depósitos siliciclásticos del Grupo P-Q (Matas *et al.*, 1999).

Una facies, minoritaria en esta área, la constituirían las cuarzoarenitas y cuarcitas de tamaño de grano desde grava a grueso-medio en bancos y capas decimétricas amalgamadas con estratificación cruzada plana de ángulo variable. Estos cuerpos arenosos presentan internamente alineaciones de cantos, así como “mega-ripples” de gravas con gradación positiva. En los afloramientos con base fuertemente erosiva, el conjunto del litosoma constituye una secuencia positiva compleja. En el caso de los cuerpos con morfología tabular, lo normal es observar una secuencia compleja grano y estrato creciente en la que las capas o bancos muestran a techo retoque de ola.

Los materiales pizarrosos presentan estructuras sedimentarias como laminación paralela o de ripples en las pizarras bandeadas y en los niveles más arenosos, se observan geometrías ondulantes y de tipo *flaser*.

Los niveles de litarenitas aparecen en bancos de espesor decimétrico a métrico, intercalados entre los niveles de pizarras, tienen escasa continuidad lateral, y presentan estructuras sedimentarias del tipo laminación paralela, cruzada, ripples de oleaje, granoselección, estructuras de corriente y de carga que por la coloración rojiza suelen dar

bastante resalte. Estos materiales corresponden a depósitos de plataforma marina somera, sometida a acción de oleaje.

Los niveles de cuarzoarenitas, aparecen en capas de espesor métrico, localmente decimétrico, algo amalgamadas y con estructuras de laminación cruzada de bajo ángulo; las bases de la capa son planas o ligeramente canaliformes.

La presencia de calcarenitas bioclásticas de naturaleza encrinítica junto a la presencia de materiales terrígenos asociados a ellas, fue interpretada por Van den Boogaard (1981) como el depósito en zonas de plataforma y talud. No obstante, estos materiales podrían asociarse al depósito en zonas Apron de base de talud es decir, en zonas relativamente distales del área de aportes.

Los niveles de carbonatos contienen abundante fauna de conodontos, goniatites, crinoides y braquiópodos, que han proporcionado edades Fameniense (Prouvost, 1912, Van Den Boogaard, 1963, 1967, Fantinet *et al.*, 1976, Cunha y Oliveira, 1989, Van Den Boogaard y Schermerhorn, 1980, 1981). En la hoja 1:50.000 de Calañas (Contreras *et al.*, 1999a), se cita la presencia de *Reptoclymenia Roemeri*, de edad Fameniense, así como abundante fauna de conodontos pertenecientes a la zona Costatus, de edad Fameniense Superior.

En niveles pizarrosos, en base a dataciones palinológicas, se han obtenido edades comprendidas entre Frasnense Superior y Fameniense Superior-Estruniense (RODRÍGUEZ González, 1999; en Lillo Ramos y López Sopeña, 1999). En algunos de estos niveles se han encontrado también quitinozoos (hojas de Valverde del Camino y Aznalcóllar) en el flanco N del Antiforme de Valverde del Camino. Se han determinado las siguientes asociaciones: - *Desmochitina juglandiformis* y *Plectochitina silvánica* - Ordovícico superior según Rodríguez González (1999) y Caradoc sup-Ashgill medio según Grahn (com. pers. 2009); *Cyathochitina campanulaeformis*, *Jenkinochitina (Sphaerochitina) tanvillensis* y *Plectochitina combazii* - Ordovícico según Rodríguez González (1999) y Caradoc final-Llandovery según Grahn (com. pers. 2009); *Cyathochitina cuckersiana* y *Armoricochitina nigerica* - Ordovícico superior según Rodríguez González (1999) y Ashgill según Grahn (com. pers. 2009).

Según Grahn (com. pers., 2009), que realizó una revisión de las asociaciones de quitinozoos obtenidas por Rodríguez González (1999), tanto los quitinozoos encontrados en el Grupo PQ, como los obtenidos en la Unidad de Santa Bárbara y en el CVS constituyen una fauna de quitinozoos característica de Gondwana.

Recientemente Pereira *et al.* (2008, 2009) citan en el extremo oeste de la Faja Pirítica Ibérica en Portugal (Anticlinal de São Francisco da Serra) un conjunto de miosporas moderadamente conservadas, asignado al Givetense inferior, así como miosporas retrabajadas de edad Devónico inferior.

Por otra parte, una muestra de circones detríticos tomada por Braid *et al.* (2011) en una cuarcita del Grupo P-Q tomada en la Virgen de la Peña, en el Antiforme de la Puebla de Guzmán, ha proporcionado cuatro poblaciones diferentes de circones: <7% Arcaicos, 35% Paleoproterozoicos (1.800 a 2.300 Ma), 7% Mesoproterozoicos y 52% predominantemente Neoproterozoicos (500-700 Ma) con un fuerte pico a 590 Ma. El espectro de edades de las poblaciones de circones presentes en la muestra lleva a los autores a proponer una derivación peri-Gondwánica, probablemente de Meguma para los mismos.

2.1.2.2.2.- Unidad del Arroyo de Las Torres (42)

Se corresponde en parte con las Areniscas del Río Guadiamar y en parte con el afloramiento suroccidental de la Fm El Ronquillo de Simancas (1983). Forma parte de la parte inferior del Grupo PQ en el sector oriental del Antiforme de Valverde del Camino.

Se trata de pizarras y areniscas de grano fino con intercalaciones de areniscas grauváquicas a litarenitas con componente volcánica y metamórfica y sublitarenitas a cuarzovacas (Figura 2.1.12).



Figura 2.1.12.- Alternancia de pizarras laminadas y areniscas oscuras de la Unidad del Arroyo de las Torres.

Las **areniscas grauváquicas a litarenitas y sublitarenitas a cuarzovacas** están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa (a veces albita en damero, en algún caso escasa o inexistente), sericita y frecuentes fragmentos de roca tanto volcánica como metamórfica, así como moscovita, clorita y biotita detríticas y en algún caso de metamorfismo regional. En proporciones accesorias contiene minerales opacos, circón, turmalina y con menos frecuencia rutilo y apatito. Contienen clastos de cuarzo angulosos, a menudo matriz-soportados, monocristalinos con golfos de corrosión, así como policristalinos (a veces muy deformados, con intensa división en subgranos). En un caso se observó un canto de cuarzo de crecimiento radial. Contienen también abundantes clastos de rocas metamórficas como pizarras negras, filitas, arenisca, cuarcitas, en algunos casos muy deformados y cuarzoesquistos. También contienen fragmentos de rocas volcánicas como vulcanitas ácidas

con cristales de plagioclasa y de cuarzo, así como de un posible traquitoide y agregados granudos de plagioclasa y vidrio oscuro con cristalitos de cuarzo.

En general se observa en una alternancia de pizarras negras y areniscas tobáceas finas, una foliación primera (S_1) con una relación con la S_0 de flanco inverso vergente al S, afectado por una foliación de crenulación (S_2) subvertical. Al microscopio se observa en las pizarras una S_1 de *slaty cleavage* intensamente crenulada con desarrollo de bandeado tectónico y una S_2 de crenulación definida por concentración de opacos, así como una suave crenulación posterior que no genera foliación. También se han observado relaciones de flanco normal de S_1/S_0 .

En algunos casos, sobre todo en las facies más gruesas, la foliación es poco penetrativa y está definida por planos de concentración de óxidos de hierro \pm sericita/moscovita, anastomosados y en algún caso por clorita-biotita. Se observa a veces una foliación de tipo S/C definida por opacos y sericita, con desarrollo de colas de presión (cuarzo y opacos finos) sobre algún canto de cuarzo policristalino y de plagioclasa.

González *et al.* (2004), encuentran en este sector de la FPI una asociación de esporas, acritarcos y algas prasinofíceas que incluye *Chelinospora concinna*, *Cristatisporites triangulatus*, *Geminospora lemurata*, *Retusotriletes rugulatus*, *Aneurospora greggsii* y *Verrucosisporites scurrus*, asignable, según estos autores a la Biozona TCo de Streeel *et al.* (1987). Este hecho les lleva a atribuir a las pizarras estudiadas una edad Givetense superior a Frasnense inferior, sin descartar la posibilidad de ampliación del rango de edad hasta el Frasnense superior. Así mismo interpretan esta asociación de palinomorfos como indicativa de un medio sedimentario marino próximo al área fuente.

Su litología, edad, así como sus características deformativas hacen que no se pueda descartar su relación con la Unidad de las Pajanosas.

2.1.2.3. Complejo Vulcano-Sedimentario. CVS

En los trabajos de autores españoles, desde Routhier *et al.*, (1980), se conoce como Complejo Volcanosedimentario, a un conjunto de rocas volcánicas ácidas, y en menor cantidad intermedias y básicas, submarinas, y/o sills someros, con niveles detríticos vulcanoderivados de composición ácida, pizarras, metareniscas y jaspes, intercalados, concordantes sobre el Grupo PQ. Todo el conjunto está plegado por la Orogenia Varisca en condiciones de metamorfismo de grado bajo a muy bajo. A este complejo se asocian las masas de sulfuros polimetálicos y las concentraciones de manganeso, que en conjunto caracterizan la FPI.

En la Rama Meridional Oliveira, (1990), también denominada Dominio Sur o de Tharsis por Leistel *et al.* (1998 b) y Región de los Pliegues de Propagación Mayores por Mantero *et al.* (2007, en donde la tectónica es menos intensa, (anticlinorios de Puebla de Guzmán y Valverde del Camino), se ha definido una sucesión volcánica, que con las dificultades propias de la litología, se ha hecho extensiva a la región.

En Leistel *et al.*, (1998), se da la secuencia más completa reconocida, siempre con referencia a la citada Rama Meridional:

- a) Secuencia riolítica inferior (VA1), con lavas y rocas piroclásticas finas a gruesas.
- b) Segunda secuencia riolítica (VA2 ó VA1) de Routhier *et al.*, 1980).

- c) Tercera secuencia riolítica (VA3 ó VA2) de Routhier (op. cit.) compuesta por pizarras silíceas y epiclastitas.
- d) Rocas básicas, con estructuras “pillow-lavas” locales, intercaladas entre VA1 y VA3; diques y sills inyectados en la parte inferior del Complejo.
- e) Nivel de pizarras moradas, que constituye un horizonte guía.
- f) Secuencia de areniscas y lutitas negras con jaspes y lentejones de calizas. Conocidas por los autores españoles como series intermedias.

Se han propuesto dos modelos diferentes para la formación de este conjunto magmático: el modelo de Pila volcánica y el modelo de complejo sill-sedimento (Boulter *et al.*, 2004).

Según el primer modelo, las facies ígneas coherentes se interpretan como coladas fundamentalmente coetáneas con las mineralizaciones, mientras que los depósitos vulcanoclásticos se interpretan como depósitos piroclásticos o facies marginales de domos, en ambiente submarino (Schermerhorn, 1971; Routhier *et al.*, 1980; Sáez *et al.*, 1996; Leistel *et al.*, 1998; Donaire *et al.*, 2001; Valenzuela *et al.*, 2002; Rosa *et al.*, 2005).

Según el segundo modelo, las facies ígneas coherentes se interpretan como principalmente intrusivas, mientras que los depósitos vulcanoclásticos serían peperitas asociadas a sills o depósitos sedimentarios vulcanogénicos con un área fuente exterior a la FPI (Boulter, 1993; Boulter *et al.*, 2001, 2004; Soriano y Martí, 1999).

Los datos existentes apuntan principalmente a un modelo de apilamiento volcánico para la génesis de estos materiales (Díez Montes, 1999b; Donaire *et al.*, 2006) con algunos sills de rocas básicas intercalados.

En relación con este conjunto vulcanosedimentario, se producen los mayores yacimientos de sulfuros masivos del mundo. Sus relaciones con la sucesión vulcanosedimentaria, así como sus características geoquímicas, como las elevadas salinidades de las inclusiones fluidas, han llevado a algunos autores (Tornos y Conde, 2002; Solomon *et al.*, 2002; Tornos *et al.*, 2008) a proponer que los sulfuros masivos se formaron en una *brine pool* por exhalación y posterior acumulación de fluidos hidrotermales densos en una subcuenca.

La potencia es muy variable entre 100 (ó menos) y 600 metros, y las edades están comprendidas entre Famenense superior y Viseense “medio” (Holkerian) (Van Den Boogard y Schermerhorn, 1970, 1980 y 1981; Fantinet *et al.*, (1976); Oliveira, (1983) y (1990); Oliveira *et al.*, (1986).

En la realización de esta Hoja geológica a escala 1:200.000, se han separado los siguientes términos dentro del Complejo Volcanosedimentario (CVS): Pizarras negras en Facies Estruniense; Vulcanitas y sills básicos; Andesitas e hialoclastitas y epiclastitas de composición intermedia; Vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas) y serie epiclástica ácida; Serie vulcanosedimentaria con radiolaritas, jaspes, nódulos de manganeso y lentejones

carbonatados; Vulcanitas básicas (traquibasaltos); Nivel de Pizarras Moradas; y Tufitas, vulcanoarenitas de grano medio y fino y pizarras gris amarillentas.

Las investigaciones de ámbito cuencal parecen indicar que en general, este litosoma complejo tiene un mayor desarrollo de las rocas efusivas en ámbitos septentrionales, en tanto que en los meridionales, el predominio es para los materiales sedimentarios (epiclastitas, tufitas, pizarras, jaspes, etc.), pareciendo asimismo disminuir el espesor conjunto de todos los constituyentes del CVS en un sentido norte a sur (Matas *et al.*, 1999).

En cuanto a la edad del CVS, en la zona del Baixo Alentejo (Portugal), han sido datadas las riolitas por el método de $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$, obteniendo una edad de 385 ± 40 Ma (Hamet y Delcey, 1971). Posteriormente, muestras de pizarras negras tomadas para su estudio palinológico en las hojas de El Cerro de Andévalo (937), Nerva (938) y El Castillo de las Guardas (939), han aportado asociaciones de microflora cuya edad varía entre Tournaisiense inferior (TN1b) y la base del Viseense superior (Asbiense inferior-medio) (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999). En alguno de estos niveles en la Hoja de Valverde del Camino (960), se han encontrado quitinozoos resedimentados, habiéndose determinado las siguientes asociaciones: *Senackitina cóncava*, *E. forma 9* (Cramer y Díez 1978), *E. panzuda* y *Urochitina cf. Simplex* – Silúrico superior a Devónico inferior según Rodríguez González (1999) y Ludlow?-Emsiense según Grahn (com. pers. 2009); *Eremochitina baculata brevis* y *Desmochitina (Pseudodesmochitina) ornensis*, Arenig temprano (Rodríguez González, 1999; Grahn, com. pers. 2009); *Lagenochitina deunffi* y *Sphaerochitina sp.* – Ordovícico según Rodríguez González (1999) y Caradoc basal según Grahn (com. pers. 2009).

Además Pereira *et al.* (1996) en el yacimiento de Aznalcóllar, González *et al.* (2002) en la Mina de Tharsis, Moreno *et al.* (2003) en el sector de Calañas han aportado asociaciones palinológicas del Devónico más alto (Fameniense superior-Estruniense).

Por otra parte, se han datado varias muestras de vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas) mediante el método de U/Pb en circones, habiendo proporcionado edades de 353 ± 2 Ma en las proximidades de Nerva, $347,5 \pm 1,5$ Ma en las cercanías de Zufre (Dunning y Ketchum, 1999; Dunning *et al.*, 2002), $355,3 \pm 1,5$ Ma en la Mina Los Frailes, y 355 ± 3 Ma al oeste de Tharsis (Dunning y Ketchum, 1999) lo que las sitúa en el Tournaisiense. Además, diversas dataciones realizadas en España y Portugal mediante el método de U/Pb en circones en sulfuros masivos, han aportado edades similares, comprendidas entre 356 ± 3 Ma en Lagoa Salgada y 346 ± 5 Ma en Aznalcóllar (Nesbitt *et al.*, 1999; Barrie *et al.*, 2002). En tobas y tobas epiclásticas dacíticas a riocácicas se han obtenido edades de $355,5 \pm 5/-4$ Ma en Villanueva de los Castillejos, 353 ± 3 Ma al oeste de Calañas (Dunning y Ketchum, 1999), 346 ± 5 Ma en la Mina los Frailes (Nesbitt *et al.*, 1999), 338 ± 2 Ma al suroeste de Calañas y $335 \pm 1,5$ Ma al norte de Mina Torera (Dunning y Ketchum, 1999), lo que las sitúa entre el Tournaisiense y la base del Viseense superior. Recientemente Rosa *et al.* (2009, en Pereira *et al.*, 2008) citan edades en vulcanitas félsicas, obtenidas mediante el método de U/Pb en circones en Portugal, comprendidas entre $354,6 \pm 1,7$ Ma en las Mine Tuffs de Aljustrel y $365,8 \pm 2,1$ Ma en el flanco sur del Antiforme de Serra Branca (Fameniense superior-Estruniense a Tournaisiense inferior).

Así pues, la edad de los materiales del CVS parece estar comprendida entre el Fameniense superior (Estruniense) y la base del Viseense superior (Asbiense inferior-medio).

Sin embargo, Boulter (1993 y 1994) cuestiona las dataciones realizadas en la FPI, ya que considera que todas las rocas de origen volcánico, tanto ácidas como básicas, son sills que intruyen en sedimentos sin consolidar. Esta afirmación no está de acuerdo con el hecho de que dentro de la FPI hay una gran abundancia de materiales epiclásticos, tanto de composición ácida como intermedia. Aunque también hay que decir, que se han observado intrusiones semejantes a las descritas por Boulter (*op. cit.*), sobre todo, en materiales de composición ácida (riolitas), dando lugar a contactos peperíticos, como por ejemplo, el que se observa al SO de la localidad de El Villar (Contreras *et al.*, 1999b).

2.1.2.3.1.- *Facies Estruniense (50)*

Aunque estos depósitos se observen en continuidad sedimentaria con los descritos en el ciclo del Grupo P-Q, existen datos, aportados por el estudio de estos sedimentos, aparentemente contradictorios con su encuadre en un modelo evolutivo continuado dentro del “*Shelf Margin Systems Tract*” (SMST) atribuido a dicho ciclo (Matas *et al.*, 1999, Díez Montes *et al.*, 1999).

Los materiales que constituyen el tramo cartografiado bajo este epígrafe, son facies heterolíticas de grano muy fino cuya composición y estructuración son idénticas a otras ya descritas en el Grupo P-Q.

La litología más representativa de este tramo son las lutitas y fangolitas negras, lustrosas, con láminas intercaladas de limo blanco, lentículas de carbonatos gris oscuro, nódulos silíceo-ferruginosos y localmente niveles epiclásticos finos. Son abundantes también los cristales milimétricos de piritita (Matas *et al.*, 1999, Díez Montes *et al.*, 1999).

Este nivel se ha definido en la columna estratigráfica levantada en el Arroyo del Jarama, sector de Riotinto-Nerva (Díez Montes *et al.*, 1999). Es muy continuo en este sector y probablemente en toda la FPI. Se tienen referencias en Neves-Corvo (Carvalho *et al.*, 1998) y Aznalcóllar (Pereira *et al.*, 1996).

En general, las facies heterolíticas de afinidad turbidítica están a muro del tramo cartográfico con desigual desarrollo según la localidad. La transición a techo es variable, dependiendo del volcanismo local con que se inicia el CVS, que sea de carácter ácido o básico (Matas *et al.*, 1999).

En el primer caso, el paso es brusco, instalándose edificios de volcanitas ácidas masivas sobre siliciclásticos de grano muy fino, si bien en la Corta de Aznalcóllar estas pizarras negras aparecen con intercalaciones de rocas epiclásticas y distintos tipos de brechas y vulcanitas masivas de composición ácida intermedia (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999). En tanto que si el volcanismo inicial es básico, el paso al CVS es más gradual con una alternancia métrica de paquetes siliciclásticos heterolíticos de grano fino y coladas de volcanitas básicas con metamorfismo de contacto decimétrico a muro. En este último caso, cuando se localizan a techo de las volcanitas pueden presentar finos niveles de radiolarios (Soler *et al.*, 1999). En ambos casos, estas facies heterolíticas de techo no muestran gradación aparente, constituyendo ritmitas con estructuras de laminación paralela y de ripples (Matas *et al.*, 1999).

Las facies de lutitas representan, fundamentalmente, aportes transportados por corrientes de turbidez de alta o baja densidad, mientras que las intercalaciones de material volcanoclástico reflejan los esporádicos flujos gravitatorios procedentes de zonas volcánicas activas (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999).

Además de su litología tan característica, este tramo tiene un contenido palinológico abundante, variado y con una buena conservación, lo que ha posibilitado una datación muy precisa de los horizontes de este piso (Matas *et al.*, 1999), lo que además ha permitido una buena correlación con las dataciones de geocronología.

Este nivel está bien representado, tanto por su litología como por el espesor suficiente como para poder ser cartografiado en los sectores de Riotinto-Nerva y Zalamea-Berrocal (Hojas 938 y 939). Aunque en el sector de Concepción no se defina cartográficamente, no significa que en realidad no exista al menos en su caracterización palinológica. De hecho, muestras tomadas en facies heterolíticas de color gris verdoso y de grano muy fino en dicha unidad, próximas al contacto con las volcanitas ácidas del CVS, han dado una datación idéntica al estrato tipo del Arroyo Jarama, por lo que se ha tomado esta localidad como referencia para este tramo (Matas *et al.*, 1999). Su espesor puede llegar a alcanzar los 100m en el sector de Zalamea-Berrocal (Díez Montes *et al.*, 1999).

La bibliografía regional, así como las características litológicas y de contenido faunístico descritas parecen confirmar la idea de que este horizonte, constituye un evento a escala cuencal similar al que se describirá con posterioridad en horizontes ya conocidos en la FPI, como las “Pizarras Moradas” o las “Pizarras Negras con nódulos”.

Su posición estratigráfica, la presencia de sulfuros diseminados y el aspecto bituminoso de las pizarras, prácticamente desprovistas de siliciclásticos groseros, son datos que parecen indicar que el área de depósito estuvo alejada de las zonas litorales, produciéndose un depósito condensado en condiciones anóxicas (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999).

Para Sáez *et al.* (2011) estos depósitos se formaron en cuencas inmaduras, tectónicamente inestables, dentro de un margen continental activo o arco magmático continental, mientras que Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) sitúan el CVS en una cuenca transtensiva desarrollada sobre el relleno de una anterior trasera de arco relacionada con la subducción hacia el SO del corteza oceánica del Rheico y margen de Gondwana, así como sobre los depósitos procedentes de la erosión del promontorio generado por la exhumación posterior (Figura 6.2.12).

Aunque en los recorridos de campo este nivel se observa en concordancia y tránsito gradual con las facies del Grupo PQ, las características litológicas y secuenciales descritas, así como su afloramiento extensivo en facies similares a gran parte de la cuenca de la FPI, son indicativos de una profunda modificación en las condiciones hidrodinámicas del medio de depósito. De hecho, en el modelo de plataforma siliciclástica con dominio de tormentas propuesto para el ciclo finidevónico, las facies litológicas del Estruniense basal sólo podrían encuadrarse en las de “afinidad turbidítica”, y por tanto, ello significaría una caída relativa del nivel del mar respecto a la posición descrita para las facies de barras y canales del ciclo anterior, al tiempo que un cese progresivo del régimen dominante de tormentas seguido de forma inmediata de una subida del nivel del mar coincidente con el depósito de las pizarras negras masivas con cristales de pirita, que en su conjunto constituyen un cortejo transgresivo T.S.T. (“*Transgressive System Tract*”), respecto al ciclo anterior (Matas *et al.*, 1999).

Estos cambios se asocian a un episodio extensional que compartimentó la cuenca en tiempos estrunienses y es contemporáneo con el inicio del ciclo volcánico en la región. Esta hipótesis se apoya en el dato de edad absoluta de $355,3 \pm 1,5$ Ma (Dunning y Ketchum, 1999)

obtenido por el método U/Pb sobre circones para las dacitas-riodacitas de la Unidad de Aznalcóllar (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999).

Las muestras recogidas (en la hoja 1:50.000 de Nerva, Matas *et al.*, 1999) dan un contenido palinológico de: *Densosporites spitsbergensis*, *Dibolisporites echinatus*, *Emphanisporites sp.*, *Grandispora sp.*, *Knoxisporite cf. Pristinus*, *Cyclogranisporites leopoldii*, *Dictyotriletes submarginatus*, *Grandispora tenuispina*, *Knoxisporites ruhlandii*, *Latosporites sp. A (sensu v. der Zwan 1980)*, *Leiotriletes sp.*, *Lophozonotriletes tuberosus*, *Pulvinispora depresa*, *Pulvinispora sp. A. (sensu v. der Zwan 1980)*, *R. Planus*, *R. Sp. A. (sensu Becker et al. 1974)*, *Raistrickia sp.*, *Retispora lepidophyta*, *Retusotriletes incohatus*, *Spelaeotriletes crustatus*, *Tumulispora sp.*, *Umbonatisporites abstrusus*, *Verrucosisporites depressus*, *V. Mesogrumosus* y *V. nitidus*.

Esta asociación pertenece a la biozona *Retispora lepidophyta-Verrucosisporites nitidus*, definida como LN que es la última biozona del Estruniense (Rodríguez González, 1999).

2.1.2.3.2.- *Vulcanitas y sills básicos (basaltos) (51)*

Se incluyen aquí tanto coladas volcánicas como sills muy someros. Las primeras tienen características de coladas submarinas, con estructuras de tipo “pillow” y disyunción columnar. Se trata de rocas masivas homogéneas de grano fino, de colores oscuros o verdosos por alteración a epidota. Aparecen a menudo en la base del CVS (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999), mostrando en el sector Río Tinto-Nerva y en el flanco N del Antiforme de Valverde del Camino, continuidades de hasta 40 km y espesores que varían entre 50 y 500 m, y en el sector Río Tinto-Nerva una disyunción columnar con una longitud de 3 a 7 m y un diámetro de 20 a 30 cm (Matas *et al.*, 1999). Destacan también las *pillow lavas* en el arroyo de El Villar, en el sector NO del Antiforme de Valverde del Camino (Soler *et al.*, 1999).

En ocasiones muestran espilitización, caracterizada por la formación de vacuolas rellenas de calcita, debido a la reacción de la plagioclasa con el agua del mar (Contreras *et al.*, 1999a, Soler *et al.*, 1999).

Es frecuente que aparezcan niveles de pizarras negras, muy finas, silíceas, de espesores métricos y longitud de decenas de metros, dentro de las cuales son muy abundantes los radiolarios (Matas *et al.*, 1999), así como en algunos casos tobas y posiblemente cineritas de carácter andesítico (Contreras *et al.*, 1999a). En algunos casos presentan contactos peperíticos en presencia de metasedimentos (Soler *et al.*, 1999).

En el corte del río Jarama, se han podido datar estos basaltos mediante la datación por palinología de niveles de pizarras negras que hay a muro y a techo. Así, a muro se ha datado la biozona LN, que es la parte más alta del Estruniense, mientras que las pizarras negras de techo pertenecen a la Tn1-b, que corresponde al Tournaisiense inferior, por lo que los basaltos corresponderían a la biozona VI, que representa la base del Tournaisiense (Díez Montes *et al.*, 1999).

Estas rocas inducen un pequeño metamorfismo de contacto sobre el techo de las pizarras negras, que se encuentran a muro de estas rocas (Estruniense) (Matas *et al.*, 1999).

Se encuentran también cuerpos de composición básica (principalmente basáltica) con disyunción en bolos de pequeño tamaño, de tonos de alteración rojo-marrones a ocre y verde oscuro en corte fresco.

Tienen texturas de grano fino, a veces microgranudas y con fenocristales dispersos a microporfídicos. Los fenocristales suelen ser de plagioclasa y máficos (piroxenos). Ocasionalmente se encuentra algún cuarzo milimétrico con borde de reacción. Con frecuencia se observan sulfuros dispersos (Contreras *et al.*, 1999b).

Las texturas observadas en lámina delgada indican que en algunos casos, su emplazamiento ha debido ser como sills a cierta profundidad (texturas doleríticas) mientras

que en otros han podido ser coladas o sills muy someros (Contreras *et al.*, 1999b). Suelen estar asociados a pizarras negras. Cuando se trata de sills producen un metamorfismo de contacto en ambos límites.

Para algunos autores (Fernández-Martín *et al.*, 1996; Leistel *et al.*, 1998) todas estas rocas pertenecerían a una serie basáltica de carácter alcalino, de origen mantélico originada en un ambiente geodinámico distensivo y emplazada dentro de un ambiente epicontinental.

2.1.2.3.3.- *Andesitas e hialoclastitas y epiclastitas de composición intermedia (52)*

Hacia la base del edificio volcánico aparece una sucesión de rocas lávicas y, en menor medida, tobáceas poco diversificadas. La roca en el campo aparece como cuerpos masivos en la que no se reconoce por lo general ninguna estructura de tipo primario (Apalategui *et al.*, 1999). Litológicamente este conjunto forma parte de un complejo volcánico submarino de carácter intermedio, en el que coexisten cuerpos intrusivos, subvolcánicos, coladas submarinas tobas y brechas hialoclásticas, cuerpos volcanoclásticos y en zonas distales cuerpos epiclásticos (Matas *et al.*, 1999). Se apoyan tanto sobre los materiales del PQ, como sobre la facies estruniense, o sobre tobas riolíticas del CVS (Contreras y Apalategui, 1999). Los contactos con el PQ son normales y en ocasiones peperíticos (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999).

Es también relativamente frecuente que aparezcan niveles de pizarras, finas, intercaladas. A veces sólo pizarras negras, y en otras, alternancias de pizarras negras y cuarcitas de grano muy fino (Matas *et al.*, 1999).

Este tipo de rocas se asocia a intrusiones de magmas con una composición intermedia que entran en contacto directo con el agua del mar, dando lugar a rocas con texturas hialoclásticas, ya sean brechas hialoclásticas hacia la parte más cercana a la salida (foco) del magma o bien hacia las partes más distales a una serie epiclástica de composición intermedia (Contreras *et al.*, 1999b; Díez Montes, 1999b).

En afloramiento las **lavas y cuerpos subvolcánicos** son rocas masivas de textura porfiroide, de color verde oscuro en las que destacan los cristales claros de plagioclasa de tamaño milimétrico (en general de 1-4 mm, pudiendo alcanzar 7 mm) y otros menores de cuarzo y melanocratos (clinopiroxeno y anfíbol), en una matriz afanítica (Apalategui *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999). Ocasionalmente puede presentar algún fenocristal de feldespato potásico (Lillo Ramos *et al.*, 1999). Es muy frecuente observar en el campo, la presencia de vacuolas, de tamaño muy pequeño (< 2 mm) con formas alargadas e irregulares, de color negro a verde muy oscuro rellenas de clorita (Contreras *et al.*, 1999b). Se trata de cuerpos volcánicos a subvolcánicos andesíticos (Matas *et al.*, 1999), que en ocasiones muestran disyunción prismática (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999).

La plagioclasa aparece como cristales automorfos, zonados, alterados a sericita y epidota. El piroxeno se presenta en granos aislados de menor tamaño que la plagioclasa (1 mm), y a veces en acumulados de hasta 5-7 mm, siendo de composición augítica, a veces zonado e idiomorfo (Contreras y Apalategui, 1999, Lillo Ramos *et al.*, 1999) y forma en realidad una sucesión seriada desde cristales aislados, hasta pequeños gránulos en la matriz. El anfíbol es una hornblenda marrón en cristales aislados (Díez Montes, 1999b). El cuarzo es idiomorfo con bordes corroídos, presenta a menudo inclusiones de clorita y carbonato (Apalategui *et al.*, 1999). La matriz es microlítica, ligeramente fluidal y está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxeno, clorita-sericita, opacos, esfena-leucoxeno y epidota (Díez Montes, 1999b).

Dentro de este conjunto, se han reconocido unas **facies brechoides autoclásticas**, localizadas en diversos puntos (proximidades del río Chanza, Solana de las Gamas, entre otros). Se trata de rocas con matriz plagidiomorfa (“grano de arroz”) verdosa que contiene numerosos cantos redondeados a angulosos y de borde poco contrastado (Figura 2.1.13), en ocasiones de similar composición que la matriz (hialoclastitas), y en otras de volcanitas ácidas a intermedias, de hasta 15 cm de eje mayor, con aspecto de “conglomerado”. Contienen también esquirlas de cuarzo que alcanzan 1,5 cm (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999) y vacuolas de cuarzo opalino (Díez Montes *et al.*, 1999). Probablemente representan brechas hialoclásticas próximas al foco de emisión de lavas intermedias (Contreras *et al.*, 1999b). En el flanco N del Antiforme de Valverde del Camino, en ocasiones presentan contactos hidromagmáticos con los materiales del PQ (Soler *et al.*, 1999). No obstante, la presencia de fantasmas de enclaves (asimilados) y de enclaves con bordes corroídos, hace que localmente se interpreten como resultado de una hibridación de magmas de distinta composición. Los afloramientos de este tipo más espectaculares están en el cauce del río Odiel, donde estas rocas presentan una potencia superior a los 500 m. y donde el referido carácter de magma híbrido puede reconocerse en casi todos los afloramientos (Soler *et al.*, 1999).



Figura 2.1.13.- Brecha autoclástica de composición intermedia

En la Hoja de El Cerro de Andévalo, se encuentran también en este conjunto, **conglomerados heterolíticos con matriz volcánica y composición intermedia**, constituidos por una facies volcanoclástica con matriz verdosa plagidiomorfa y cantos de tamaños entre < 1 cm y 20 cm, variados, de volcanitas intermedias (andesitas) porfiroides, jaspes rojos y radiolaritas grises, negras y rojas (hasta 1 m) en la que en ocasiones se intercalan niveles de jaspes de 10 m

de espesor. La matriz de estos conglomerados está constituida por epiclastitas de grano grueso a fino y composición intermedia. Una facies muy característica está constituida por masas de epiclastitas de composición intermedia que engloban fragmentos de capas eslampadas, además de los ya descritos. Se trata de unidades caóticas, originadas por deslizamientos de gravedad y *slumping*. En estos casos, se ha observado su paso lateral a *debris flow* con organización en secuencias positivas (Contreras *et al.*, 1999b).

Las **tobas intermedias** aparecen intercaladas en las lavas de igual composición (en la zona central de la alineación volcánica de Gibraltar) o en metasedimentos (Contreras y Apalategui, 1999). En algunos casos, se trata de un horizonte muy continuo que corresponde a un *crystal tuff* con algunos fragmentos líticos ocasionales de pequeño tamaño (3-4 mm). En afloramiento se trata de una roca oscura de tonalidad verdosa, esquistosada, que hacia el techo del edificio presentan estructuras granoclasificadas que evolucionan hasta una tufita silíceo verdosa (Apalategui *et al.*, 1999).

Al microscopio, presentan texturas piroclásticas a tobáceas y está formada por cristales de plagioclasa, cuarzo y fragmentos líticos y de rocas felsíticas (lavas microcristalinas), inmersos en una matriz micácea sericítico-clorítica (Apalategui *et al.*, 1999, Contreras *et al.*, 1999a).

La plagioclasa aparece en granos de tamaño variable orientados en todos los sentidos, o en forma de placas subautomorfas con maclas de albita, y frecuentemente alterada a sericita-clorita. El cuarzo se presenta de dos formas, bien como pequeños granos y agregados policristalinos de talla reducida (0,1-0,4 mm) o como cuarzo corroídos en granos de 1-2 mm de tamaño. La clorita aparece como finos agregados sigmoides que recrystalizan paralelamente a S_1 . Los fragmentos líticos, oscilan entre el 2 y el 10% total de la roca, presentan contornos ovalados, y su tamaño es de unos 2-3 mm. Predominan los fragmentos lávicos de composición metadacítica, y en menor medida de composición riolítica (Apalategui *et al.*, 1999).

Una muestra tomada para datación absoluta al oeste de Tharsis (Contreras *et al.*, 1999a) proporcionó una edad de 355 ± 3 ma. (Dunning y Ketchum, 1999), correspondiendo al Tournaisiense más bajo. Por otra parte, Un nivel de pizarras negras, situado a techo de esta unidad al S de Valverde del Camino ha proporcionado una edad, mediante palinomorfos, Tournaisiense Tn3, por lo que su edad estaría comprendida, al menos, entre Fameniense Medio-Superior, edad atribuida a los materiales del PQ, y Tournaisiense Tn3 (Soler *et al.*, 1999).

2.1.2.3.4.- *Vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas) y serie epiclástica ácida (53, 54)*

Se trata de un conjunto volcanosedimentario de carácter ácido constituido por vulcanitas ácidas masivas, aglomerados riolíticos e hialoclastitas, conglomerados gradados y autobrechas, así como epiclastitas, tufitas, cuarzoarenitas de grano medio-fino y pizarras grafitosas. Los cambios de facies entre estos litotipos son frecuentes.

Las **vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas)** se encuentran como cuerpos dispersos intercalados en la serie epiclástica ácida, por debajo de las Pizarras Moradas, pudiendo apoyarse directamente sobre los materiales del PQ, (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999; Soler *et al.*, 1999). Probablemente son domos en contacto con el agua sin descartar que parte de ellos sean criptodomas o sills de emplazamiento somero (Contreras *et al.*, 1999b, Lillo Ramos y López Sopeña, 1999). En este ambiente se produciría una diferenciación de facies por autobrechificación de las zonas marginales de los criptodomas en contraste con sus partes más

centrales, en las que se preservarían textura más homogéneas (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999). Su geometría en general es fusiforme alargada, a modo de *megaboudines* rodeados por bandas de deformación, que se concentran en los materiales de las series epiclásticas de composición ácida encajantes. A menudo, estas facies están afectadas por la deformación regional desarrollando una esquistosidad más o menos penetrativa, en ocasiones, como es el caso de la corta de Los Frailes, en especial en el talud Sur de la misma, donde desarrolla una fábrica milonítica muy penetrativa asociada a bandas de cizalla (Lillo Ramos y López Sopeña, 1999).

Su abundancia y tamaño disminuye de N a S y de E a O. En el sector de Concepción prácticamente todo el CVS está representado por volcanitas ácidas y las rocas epiclásticas asociadas. En el sector de Riotinto-Nerva en la transversal de la hoja de Nerva, la proporción de rocas básicas y ácidas es del 50%, situándose las básicas hacia la base, y en el sector de Zalamea-Berrocal su presencia es casi nula (Matas *et al.*, 1999).

En el sector de Concepción los cuerpos riolíticos alcanzan su máximo espesor. Estos materiales no tienen niveles sedimentarios que faciliten estimar su potencia. No obstante el mayor cuerpo riolítico alcanza los 40 km de longitud y un espesor estimado de 300m (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999).

En el campo las **riolitas** se presentan como rocas masivas, en general de color claro (tonos blancos a rosados), si bien pueden presentar también tonos violetas y gris oscuro a negro. Pueden presentar texturas perlíticas, tanto a escala macroscópica como microscópica. En algunos casos se observan niveles de riolitas bandeadas con una estructura de flujo primario claro, presentando un laminado ígneo claro (rosa asalmonado)-oscuro (gris-negro) muy característico, en el que se pueden apreciar pliegues de flujo (Apalategui y Contreras, 1999; Contreras *et al.*, 1999b). También se ha observado disyunción en prismas, de dimensiones muy variables, desde 2 a 30 cm de diámetro, con longitudes superiores al metro, así como vacuolas rellenas de sílice que se disponen de forma perpendicular al alargamiento de los prismas (Matas *et al.*, 1999, Leyva *et al.*, 1999; Lillo Ramos y López Sopeña, 1999).

Son rocas que en general dan resaltes topográficos. En su mayoría son de carácter porfiroide, con una matriz afanítica a microcristalina, a veces de aspecto de vidrio recristalizado (Contreras *et al.*, 1999b) y fenocristales de cuarzo y plagioclasa (Matas *et al.*, 1999), y en algún caso de feldespato potásico (Contreras *et al.*, 1999b). Valenzuela *et al.* (2011) describen en el sector de Riotinto-Nerva una polaridad de muro a techo de la secuencia volcánica ácida, de modo que en la base se observan dacitas con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, hacia arriba pasan a ser riolitas con fenocristales de plagioclasa y hacia techo riolitas con fenocristales de plagioclasa y cuarzo.

En ocasiones muestran texturas microlíticas (Apalategui y Contreras, 1999) con cavidades a veces rellenas de turmalina (Díez Montes *et al.*, 1999), así como agregados micrográficos de cuarzo y plagioclasa de hasta 3 mm (Valenzuela *et al.*, 2011).

Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño de grano medio-fino (1-3 mm), aunque en algunos afloramientos (sector de Gibraltar-Panera, Sierra de La Vicaría) pueden alcanzar 2 a 10 mm de diámetro, donde se observan secciones subidiomorfos a idiomorfos, con golfos de corrosión. Los fenocristales de plagioclasa tienen siempre un tamaño de grano un poco mayor que el cuarzo (2-5 mm) y tienen hábito idiomorfo, con secciones cuadradas y rectangulares (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b; Díez Montes *et al.*, 1999).

Especial mención merece la existencia de una banda de riolitas que se extiende desde el extremo oriental de la Hoja de Nerva hasta el embalse de Zufre. Esta banda está formada por un conjunto de rocas subvolcánicas, con unas complejas relaciones de intrusión y de contactos con los granitoides de características trondhjemíticas (Díez Montes *et al.*, 1999). Dentro de este cuerpo, las texturas muestran una gran variedad, con unas relaciones entre las rocas muy complejas, pasando desde riolitas a granitoides muy subvolcánicos (Díez Montes *et al.*, 1999).

Algunas facies de esta banda tienen una gran abundancia en fenocristales de cuarzo idiomorfos, con un tamaño medio de 6-7 mm, que pueden alcanzar hasta 10 mm (Díez Montes *et al.*, 1999).

Las **dacitas** son rocas masivas con una matriz afanítica de color gris oscuro, casi negro a verde oscuro y muy rica en fenocristales de plagioclasa, siendo más escasos los de cuarzo.

Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos, con un tamaño de grano medio (2- 5 mm). El cuarzo se presenta con una menor proporción que la plagioclasa, los cristales muestran secciones subidiomorfas a idiomorfos, con un tamaño de grano medio (2-5 mm), aunque hay cristales que pueden llegar a los 10 mm (Matas *et al.*, 1999, Leyva *et al.*, 1999).

Tanto riolitas como dacitas muestran entre sí contactos, muy graduales.

Asociado al volcanismo ácido, en diversos sectores de la FPI (alineación volcánica de Gibraltar, Sector de Riotinto-Nerva, Concepción, Sierra de La Vicaría, etc.), aparecen masas de **brechas riolíticas hialoclásticas y aglomerados volcánicos**. Las brechas parecen situarse en el borde externo de un domo o criptodomo ácido (Contreras *et al.*, 1999b, Apalategui y Contreras, 1999; Lillo Ramos y López Sopeña, 1999). Sin embargo, el tipo de fragmentos, así como sus texturas y distribución podría indicar un episodio explosivo submarino y posteriores modificaciones por la acción del mar (Díez Montes *et al.*, 1999). Lateralmente pasan a tobas de grano medio a fino esquistosadas (Soler *et al.*, 1999).

Los fragmentos de las brechas, constituidos principalmente por riolitas y rioldacitas, así como chert y jaspe, y en ocasiones pizarras, presentan tamaño muy variable, pudiendo oscilar entre 0,5 y 15 cm (Soler *et al.*, 1999), si bien predominan los tamaños de 2 a 4 cm (Apalategui y Contreras, 1999), aunque pueden alcanzar hasta 2 m (Contreras *et al.*, 1999b).

Al microscopio aparecen formadas en su mayoría por fragmentos riolíticos a veces desvitrificados (vidrios cloritizados con textura fluidal), y en general compuestos por fenocristales de cuarzo, sericita, clorita, feldespato potásico en una matriz fina de similar composición. También contienen cuarzo riolítico con golfos de corrosión y plagioclasa (Apalategui y Contreras, 1999).

A techo estos cuerpos ácidos suelen pasar a una serie volcanosedimentaria de composición ácida con jaspes intercalados que culminan con las pizarras moradas (Matas *et al.*, 1999).

Las **series epiclásticas de composición ácida**, considerando todos sus cambios laterales, constituyen el conjunto litológico cuyos afloramientos son los más extensos de la FPI, aunque en el área septentrional de la misma las volcanitas ácidas y básicas sean, en grandes sectores, mayoritarias respecto a los depósitos epiclásticos. Se constituyen como depósitos epiclásticos laterales de los edificios volcánicos. Muestran cambios laterales de facies a materiales volcanosedimentarios de tipo pizarras negras a veces grafitosas y cuarzoarenitas de grano medio a fino (Contreras *et al.*, 1999b, a).

Estas facies ácidas, presentan un claro predominio del componente volcánico riolítico y dacítico, si bien en algunos afloramientos se han observado fragmentos centimétricos de vidrio, cantos de brechas hialoclásticas, fragmentos de pizarras, de chert, así como intercalaciones lenticulares de tamaño centi-decimétrico de pizarras verdes silíceas con radiolarios recristalizados (Soler *et al.*, 1999).

En algunos sectores hay datos claros acerca de su carácter submarino, fundamentalmente estructuras sedimentarias, propias de turbiditas proximales, y presencia de radiolarios en toda la secuencia (Díez Montes *et al.*, 1999). Suelen presentar granoclasificación normal, laminación paralela y ocasionalmente laminación cruzada de ripples en los techos de las capas y *hummockies* (Contreras y Roldán, 1999; Leyva *et al.*, 1999). En estos aparecen niveles centimétricos a decimétricos de pizarras y/o cineritas. Las capas presentan geometrías tabulares a ligeramente ondulantes y sus espesores oscilan de centimétricos a decimétricos.

La presencia de abundantes óxidos de Fe y Mn, definitorios de ambientes oxidantes, así como sus características sedimentológicas, inducen a pensar que estos sedimentos son depósitos relacionados con corrientes de densidad cuya carga está constituida por materiales de tamaño arena y fangos, en una plataforma con dominio de tempestades (Contreras y Roldán, 1999; Leyva *et al.*, 1999) de carácter retrogradante. Por tanto, estarían causados posiblemente por una caída relativa del nivel del mar que ocasiona la erosión parcial de las rocas volcánicas y la redistribución en plataforma de los materiales por corrientes de retorno. Hacia techo el nivel con nódulos de Fe y Mn indicaría una recuperación del nivel del mar configurando períodos de calma con sedimentación condensada (Leyva *et al.*, 1999).

Se organizan en secuencias granodecrecientes que a su vez se estructuran en un ciclo de facies de carácter grano y estratodecreciente. Las secuencias elementales, muestran un intervalo basal constituido por epiclastitas de grano grueso a medio con clastos dispersos de tamaño grava. La organización interna del intervalo va desde una grosera granoclasificación a una gradación clara con laminación paralela (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999).

El siguiente intervalo secuencial lo constituyen epiclastitas de grano medio a fino, que en las secuencias basales, de forma esporádica, tienen laminación cruzada de ripples sobre los términos de laminación paralela, y que de forma más frecuente tienen laminación cruzada de tipo *hummocky* o *swaley* (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999).

El tercer intervalo secuencial está constituido por los depósitos finos o muy finos cuya procedencia es la decantación final de los flujos de turbidez, dando limolitas y pizarras grises amarillentas con finísima laminación paralela que progresivamente se cargan en geles silíceos originando, como intervalo de techo secuencial, depósitos de pizarras silíceas, radiolaritas y silexitas de colores variados, verdes, rojos y negros (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999).

Están constituidas por tobas ácidas en general de tonos claros, a veces verdosos, a menudo porfiroides, con porfiroclastos milimétricos de cuarzo y feldespato (en proporciones variables), a veces idiomorfos con “golfos de corrosión”. Es muy frecuente la presencia de “cantos” de composición principalmente riolítica y a veces de “chert” y jaspe, así como pizarras silíceas dispersos en las tufitas, de 1 a 3 cm de diámetro, si bien se pueden observar a veces cantos mucho mayores (hasta 40 cm) (Contreras *et al.*, 1999b).

Al microscopio, las epiclastitas están formadas por cuarzo, plagioclasa, fragmentos líticos abundantes, todo ello inmerso en una matriz poco abundante sericítico-clorítica, además de cuarzo y feldespato potásico, que le confiere a veces un color verdoso. Los

fragmentos líticos son angulosos y en su mayoría compuestos por lavas riolíticas porfídicas, y lavas de textura microlítica con agregados de cuarzo en mosaico (Contreras *et al.*, 1999b). Las pizarras están constituidas por sericita y cuarzo como minerales principales, con turmalina y circón como accesorios, así como óxidos de hierro y clorita como secundarios (Contreras *et al.*, 1999b).

En relación con las series epiclásticas de composición ácida, con las que se interdigitan, en los sectores de Concepción, Riotinto-Nerva y Gibraltar-Panera, se encuentran **conglomerados secuenciados de composición ácida** en la base. Se trata de conglomerados generalmente granosoportados, polimícticos, redondeados y organizados en secuencias decamétricas a métricas positivas (Contreras *et al.*, 1999b, Matas *et al.*, 1999). A veces muestran alguna intercalación métrica constituida por pizarras de color rojo vinoso, hematíticas, con capas de silexitas de color verde rojizo con radiolarios. Las coladas de conglomerados suprayacentes muestran una base plana con estructuras de carga, según Matas *et al.* (1999). Para los citados autores estos sedimentos son asimilables a las facies F1 de Mutti (1992), originados por un transporte y depósito a partir de *mud flow*, representando un sistema de abanicos submarinos en plataforma externa-talud (deltas de talud) encajados en un paleorrelieve posiblemente definido por los edificios volcánicos previos y en un cortejo de ascenso del nivel del mar.

Las sucesiones de epiclastitas pasan en cambio lateral de facies a una serie constituida por epiclastitas de grano medio a muy fino, metareniscas y pizarras gris oscuro a negras alternantes en capas decimétricas a centimétricas (Matas *et al.*, 1999).

En el sector O de la FPI, se individualizan algunos niveles de cuarcitas blancas (54) intercaladas en una serie epiclástica de composición ácida. Son de grano medio a fino y a veces muestran estratificación cruzada de tipo *hummocky*, con secuencias decimétricas en que los *hummocks* tienen longitudes de onda de más de un metro y a menudo tendiendo a estratificación ondulante paralelizada (tipo *swaley*) (Apalategui *et al.*, 1999).

En cuanto a la edad de este conjunto, una datación mediante U/Pb en circones sobre un cuerpo riolítico del sector Riotinto-Nerva que se apoya sobre las pizarras negras depositadas sobre el vulcanismo básico de muro, ha aportado una edad para estas riolitas de 353 ± 2 Ma (Tournaisiense) (Dunning *et al.*, 2002), que es coherente con la edad obtenida para las pizarras negras del corte del Río Jarama (Hoja de El Castillo de las Guardas), antes citada. Recientemente, en este mismo sector, se han realizado cinco nuevas dataciones mediante U/Pb en circones (Valenzuela *et al.*, 2011), tres de ellas en el corte del Río Odiel y dos en la riolita encajante del yacimiento de San Dionisio (distrito minero de Riotinto) habiéndose obtenido en el primero, edades de $351,5 \pm 0,4$ Ma para las dacitas inferiores, $349,4 \pm 0,6$ Ma para una riolita con fenocristales de plagioclasa situada por encima (sobre el episodio basáltico inferior) y de $345,7 \pm 0,6$ Ma para una riolita con fenocristales de plagioclasa y cuarzo situada en la parte alta de la columna. En las riolitas con fenocristales de plagioclasa y cuarzo encajante del yacimiento de San Dionisio obtuvieron edades de $348,4 \pm 0,7$ y $349,5 \pm 0,4$ Ma.

Por otra parte, Una datación realizada por el mismo método en la banda de riolitas septentrional, al S de Zufre ha aportado una edad de $347,5 \pm 1,5$ Ma (Dunning *et al.*, 2002); mientras que una muestra datadas de riolitas/riodacitas en el Pozo Los Frailes ha aportado una edad de $355,3 \pm 1,5$ Ma y dos muestras de dacitas tomadas en Villanueva de los Castillejos y al O de Tharsis, respectivamente, han arrojado edades de $355,5 \pm 5/-4$ y 355 ± 3 Ma (Dunning y Ketchum, 1999).

Además, en el sector de Riotinto-Nerva, el tramo de volcanismo ácido se deposita sobre el volcanismo básico de muro cuyo techo es un nivel de pizarras negras de espesor métrico, cuya edad se ha establecido, mediante palinomorfos, en el corte del Río Jarama como techo de la biozona Tn1-b, o sea, límite TN1/TN2 (Tournaisiense) (Matas *et al.*, 1999). Por otra parte una muestra de una toba de fenocristales tomada en el borde N de la hoja de Calañas (sur de Mina Zaida) ha proporcionado una datación de 353 ± 3 Ma que corresponde al límite Tn1- Tn2 (Contreras *et al.*, 1999a).

Así pues, esta serie litológica registra edades comprendidas entre $355,3 \pm 1,5$ Ma y $345,7 \pm 0,6$ Ma, lo que implica que abarca, al menos la totalidad del Tournaisiense.

2.1.2.3.5.- Serie vulcanosedimentaria con radiolaritas, jaspes, nódulos de Mn y lentejones carbonatados (55)

Se trata de una sucesión vulcanosedimentaria con grandes variaciones laterales que pasa por cambios laterales de facies al resto de litologías descritas, principalmente a las series epiclásticas de composición ácida así como a las epiclastitas de composición intermedia.

Incluye tufitas, lavas ácidas, epiclastitas, cuarzoarenitas, metareniscas, pizarras negras y versicolores a vinosas, a veces con capas de radiolaritas. En ocasiones contiene nódulos de Mn, así como lentejones de chert y jaspes, a veces ricos en Mn. Por otra parte se han encontrado también algunos niveles de pizarras verdes y salmón con fósiles, así como intercalaciones de conglomerados polimícticos gradados y algún lentejón esporádico de carbonatos.

En el sector NO de la FPI, sobre las lavas y tobas intermedias que afloran al suroeste de Santa Bárbara de Casa (Hoja de Paymogo), se dispone un conjunto poco potente, y de poca continuidad lateral de pizarras silíceas, chert y cineritas ácidas. En el campo aparece como una roca silícea bandeada, definida por la alternancia de niveles ricos en cuarzo, moscovita y opacos, con otros fundamentalmente micáceos. Los componentes principales son moscovita, cuarzo, sericita, opacos y clorita; los minerales accesorios son plagioclasa (albita) y esfena (Apalategui y Contreras, 1999).

En este mismo sector, más hacia el E (Hoja de El Cerro de Andévalo), se observan en la parte alta de la sucesión lutitas rojizo-moradas, con abundantes pasadas verdosas, casi siempre con clastos de rocas volcánicas, feldespatos, plagioclasa y con pasadas de jaspes. Estos jaspes a veces tienen concentraciones de Mn. En algunos sectores pueden observarse volcanitas básicas (traquibasaltos) intercalados entre estas pizarras, o bien a techo de las mismas (Contreras *et al.*, 1999b).

En el sector NO de la Hoja de Nerva así como en el SO de la de El Castillo de las Guardas, se observa un conjunto de tufitas, vulcanoarenitas de grano medio a fino, cuarzoarenitas y lutitas satinadas versicolores. Muestra secuencias granodecrecientes con un intervalo basal gradado, un intervalo con laminación cruzada de tipo *hummocky*, un intervalo con laminación paralela y muy esporádicamente de ripples y, finalmente, un intervalo de fangolitas y/o lutitas grises con láminas y *linsen* de limo blanco. Una muestra de polen recogida por Matas *et al.* (1999) en intervalos de pizarras gris oscuras define una edad probable de Tournaisiense Inferior (Tn1).

En el sector meridional de la Hoja de Nerva, al S del eje Villar-Zalamea La Real, afloran tramos de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica, constituidos esencialmente por pizarras de colores oscuros de tonos violáceo-vinosos a verde-grisáceos, en las que se

intercalan capas de radiolaritas policolores rojas, verdes y negras, normalmente bandeadas, así como capas nodulizadas de siderita y esporádicos niveles centimétricos de tufitas (epiclastitas) de grano fino a muy fino gradadas (Matas *et al.*, 1999).

En los Antiformes de Puebla de Guzmán y Valverde del Camino, este conjunto está constituido por unas pizarras rojizas (ocasionalmente verdes, asalmonadas e incluso negras), con intercalaciones de láminas limolíticas y concentraciones variables de radiolarios, así como intercalaciones de niveles o lentejones de jaspes de tonos rojizos o negros con alto contenido en Fe y Mn, que alcanzan hasta 1 km de longitud y 50 m de espesor (Soler *et al.*, 1999), y esporádicos lentejones de carbonatos (Contreras *et al.*, 1999a). Su aspecto varía mucho de unas zonas a otras. Ocasionalmente presentan niveles con intercalaciones de epiclastitas gradadas de grano muy fino y tufitas grises a blanquecinas, que suelen tener a techo una capa de radiolaritas o, a veces, capas nodulizadas de fangos hematíticos o de nódulos de siderita con cemento ferruginoso. Presentan a veces *fiammes* vítreos centimétricos paralelos a la estratificación y fragmentos de pizarras centimétricos a decimétricos (Leyva *et al.*, 1999, Hoja 981). En ellas se han observado estructuras de tracción ligadas a corrientes (Contreras y Apalategui, 1999; Contreras *et al.*, 1999a). Estas son frecuentes en el flanco N del Antiforme de Valverde del Camino (Hoja 961) donde se interpretan como los depósitos más distales de la serie epiclástica ácida (51). En conjunto se organiza en ciclos grano y estrato-decrecientes, con capas de geometría tabular que contienen laminación paralela y ocasionalmente laminación paralela de ripples a techo (Lillo y López Sopeña, 1999). Algunos autores (Lillo y López Sopeña, 1999) citan la existencia de intercalaciones de microaglomerados con cantos de riolitas, riocacitas y chert de tamaño milimétrico a centimétrico en capas irregulares de base erosiva, así como de ignimbritas microconglomeráticas de tamaño arena fina.

Son depositadas por corrientes de turbidez cuya carga está constituida esencialmente por fangos y esporádicamente por granos de procedencia volcánica (ácida y básica) y tamaño medio a fino. La presencia de radiolaritas y de capas nodulizadas de siderita indican períodos de calma con sedimentación condensada (Matas *et al.*, 1999; Soler *et al.*, 1999; Leyva *et al.*, 1999).

Los lentejones de carbonatos tienen tonos oscuros y se intercalan sobre todo a techo de la sucesión, así como en la base de los jaspes con Mn. Están constituidas principalmente por calcita, con algo de cuarzo y albita y abundantes óxidos de Fe. Se pueden observar a veces tallos de crinoides. Una muestra de pizarras tomada en el sector E del antiforme de Puebla de Guzmán dio palinomorfos de edad probable Viseense inferior (Contreras *et al.*, 1999a), mientras que una muestra de un nivel de pizarras negras intercalado en una capa de epiclastitas, indica una edad probable Tournaisiense Superior Tn2/3 a Viseense (Soler *et al.*, 1999). Por otra parte una muestra tomada en su sector SE (Leyva *et al.*, 1999) para palinomorfos, proporcionó una microflora que permite atribuirle una edad comprendida por las biozonas HD a PC, del Tournaisiense (Tn2 Superior a Tn3 Inferior). Por otra parte en el sector occidental del Antiforme de Valverde del Camino se han datado estas calizas como Tournaisiense medio (Contreras *et al.*, 1999a).

En el extremo NO de la Hoja de Puebla de Guzmán, se localizan en la base de la secuencia volcánica lentejones de pizarras con intercalaciones de tobas de grano fino o cineritas, así como la mezcla sedimentaria de ambos tipos de aportes, detríticos y volcánicos denominadas "facies abigarradas" (Contreras y Apalategui, 1999). En el anticlinal de la Puebla de Guzmán, por debajo de la secuencia anterior, se encuentran ampliamente representadas.

La base de esta sucesión la componen unas pizarras negras con abundante materia orgánica, que constituye un nivel de poco espesor, pero de gran continuidad lateral, que marca regionalmente el inicio de la actividad volcánica en la Faja Pirítica (Facies Estruniense). Se trata de unas pizarras negras grafitosas muy homogéneas, con abundante piritita diseminada. Sobre estas pizarras negras aparece una monótona sucesión de pizarras grises satinadas de grano fino y niveles cuarcíticos o tuffíticos, que intercala en distintos puntos niveles de rocas básicas y otros de tobas, así como lentejones de jaspes (Contreras y Roldán, 1999). A techo de esta sucesión los niveles pizarrosos presentan tintes vinosos y contienen restos de radiolarios (Contreras y Apalategui, 1999). En el sector de Aznalcollar, se sitúa tanto sobre las volcanitas ácidas, como intermedias o sobre las pizarras estrunienses.

Al microscopio las pizarras basales presentan texturas pizarrosas, y están formadas por cuarzo, sericita-clorita y grafito como componentes principales; y en proporciones accesorias circón, opacos y esfena (Contreras y Apalategui, 1999).

Una muestra tomada por Contreras y Apalategui (1999) en las pizarras grafitosas basales ha aportado esporas que apuntan a una edad Estruniense, mientras que otra tomada 300 m más arriba ha proporcionado esporas y acritarcos; cuya edad oscila entre final del Estruniense y Carbonífero Inferior (Tn1). Al N de Aznalcollar en un tramo con predominio de pizarras negras a techo de la sucesión, Lillo y López Sopeña (1999) encuentran palinomorfos de edad Tournaisiense superior (Tn2-Tn3). Por otra parte Pereira *et al.* (1996) en muestras tomadas en pizarras negras en la corta de Aznalcollar y en un sondeo en Los Frailes, encuentra una asociación de miosporas, que ponen de manifiesto la biozona LN de edad Estruniense superior, así como esporas resedimentadas del taxón *Samarisporites triangulatus* de edad Givetense-Frasniense. A techo esta sucesión, Contreras y Apalategui (1999) localizaron al norte de el poblado de Cabezas del Pasto un pequeño lentejón carbonatado no cartografiable, que muestrearon para conodontos, habiendo encontrado elementos pertenecientes a *Gnatodus* que indican Tournaisiense (parte media-alta).

En los flancos N y S del Antiforme de Puebla de Guzmán, y en menor proporción en su sector E, hacia techo de la sucesión anterior se intercala una sucesión de areniscas de grano fino con intervalos de limolitas y lutitas negras con nódulos de Fe y Mn e intercalaciones de finos niveles vulcanoclásticos (Contreras y Apalategui, 1999). Las capas tienen geometría planoparalela o ligeramente ondulantes y muestran granoclasificación, laminación paralela de ripples y *hummocky*. Se atribuye a plataforma siliciclástica con tormentas (Contreras *et al.*, 1999a; Contreras y Roldán, 1999).

Al microscopio, las pizarras están formadas por sericita y clorita como componentes principales; y en proporciones accesorias: cuarzo, óxidos de hierro, esfena, circón y turmalina. Los niveles arenosos están formados por cuarzo, clorita y sericita como componentes principales; y circón, turmalina, esfena, óxidos de hierro y opacos, en cantidades accesorias. Se trata de una roca muy inmadura con clastos de material limolítico previo (Contreras y Apalategui, 1999). Contreras *et al.* (1999a) citan la presencia de esporas en una muestra de estos niveles que indican una edad Tournaisiense medio-superior (Tn2-Tn3).

A distinta altura del CVS por debajo de las Pizarras Moradas se intercalan pizarras negras silíceas finamente laminadas, con fractura astillosa que intercalan capas de milimétricas a centimétricas de radiolaritas gris oscuras a azuladas, y esporádicamente metareniscas de grano fino a muy fino (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999; Contreras y Apalategui, 1999). Los niveles más abundantes se sitúan en el sector de Riotinto-Nerva; se intercalan,

tanto en las series epiclásticas de composición ácida como, mucho más frecuentemente, en el volcanismo básico de esta unidad. Existe un paquete métrico de pizarras que cartográficamente separa las volcanitas básicas de las ácidas de forma prácticamente continua desde la Rivera del Jarama hasta El Campillo. En el flanco N del Anticlinal de Valverde del Camino, aparecen intercaladas tanto entre las volcanitas ácidas, como básicas e intermedias, así como en la base de la sucesión sobre el PQ (Soler *et al.*, 1999).

Díez Montes *et al.* (1999) tomaron muestras en el nivel que separa volcanitas básicas y ácidas en la localidad tipo de la Rivera del Jarama obteniendo una asociación de palinomorfos que proporciona una edad comprendida entre Tournaisiense Inferior (biozona VI/Tn1b) y el Superior (Tn2/Tn3). Otra muestra tomada por estos autores en el sector SO de esta hoja proporcionó palinomorfos con una asociación que contiene *Spelaeotriletes balteatus*, que indicaría una edad comprendida entre el Tournaisiense (Tn2, biozona BP) y el Viseense inferior (Chadiense, biozona Pu). Soler *et al.* (1999) obtienen mediante el estudio de palinómorfos en muestras tomadas sobre estos niveles de pizarras, en el flanco N del Anticlinal de Valverde del Camino una edad comprendida entre Estruniense y Tournaisiense Superior (Tn3a).

En el área de Ríotinto, en el sector de Corta Atalaya, sobre las volcanitas ácidas se encuentra un conjunto constituido por conglomerados polimícticos gradados, areniscas con gravas y pizarras negras, denominado Conglomerados de Corta Atalaya (Matas *et al.*, 1999). Su espesor es de unos 25 m. Contiene cantos de cuarcita, rocas metamórficas, pizarra negra, sulfuros, roca volcánica ácida, silexitas negras y, en algunas capas, cantos de carbonatos (posiblemente del Grupo P-Q), todos ellos muy redondeados y de hasta 7 a 8 cm en la base. Se organizan en secuencias métricas, granodecipientes, salvo a techo del tramo donde son granocrecientes. Han sido atribuidos a canales de alimentación de fan deltas de plataforma externa-talud o deltas de talud (Matas *et al.*, 1999).

2.1.2.3.6.- *Vulcanitas básicas (traquibasaltos) (56)*

Esta formación se encuentra en relación con pizarras moradas y jaspes, y está constituida por una acumulación de coladas de basaltos vacuolares. Son rocas negras, afaníticas con algún fenocristal de feldespato y melanocratos. Se caracteriza por ser, prácticamente todo el cuerpo, muy vacuolar, con vacuolas de tamaño milimétrico a centimétrico rellenas de calcita, clorita y hematites, y cuarzo en menor proporción. Muestran una alteración generalizada con frecuente color rojizo-morado debido a óxidos de Fe (Hematites). Esta roca sufre una transformación en facies de esquistos verdes, hacia un agregado de clorita, calcita, hematites, mica blanca y albita, junto con esfena, leucoxeno, epidota, actinolita, magnetita, sulfuros, y de forma ocasional, feldespato potásico (Matas *et al.*, 1999).

Hacia techo se pueden observar tramos brechoides, estructuras fluidales y paso lateral a las lutitas tobáceas de colores abigarrados (rojizos-morados) con jaspes (Contreras *et al.*, 1999 b).

Su potencia varía entre varias decenas y varios centenares de metros (Río Odiel). En general, esta formación está representada siempre por pequeñas coladas en la base de las pizarras moradas, e incluso intercaladas entre ellas.

Son muy frecuentes en la serie volcanosedimentaria ácida del sector de Concepción, en donde se conocen como basaltos hematíticos que a veces van ligados a las mineralizaciones (Aguas Teñidas).

2.1.2.3.7.- Pizarras y fangolitas moradas con radiolarios y jaspes r icos en Mn. Pizarras Moradas (57)

Esta unidad cartográfica es posiblemente una de las más características de la FPI, tanto por su aparente uniformidad litológica como por su continuidad cartográfica que le confiere características de horizonte litoestratigráfico a nivel cuencial.

En general, esta unidad cartográfica está constituida por una alternancia de pizarras y fangolitas moradas y verdes, epiclastitas o vulcanoarenitas de grano medio a fino gradadas, radiolaritas y jaspes policolores (rojos, verdes y negros), en niveles con continuidad lateral hasta kilométrica o bien lentejones aislados. En estos niveles de jaspes, normalmente se encuentran concentraciones de minerales de manganeso, y algunos presentan diseminaciones de pirita y calcopirita, lo que ha motivado la existencia de numerosas explotaciones mineras de diversa entidad sobre estos paquetes.

Los espesores de esta unidad son muy variables y difícilmente precisables, toda vez que normalmente la tectónica modifica sustancialmente su disposición en los afloramientos. Puede estimarse que su espesor varía entre los 20 a 30 m en los sectores de Concepción y Zalamea-Berrocal, los 60 a 70 m del sector del Río Odiel y los 110 m de la Zarza.

En algunos sectores, hacia techo del CVS se encuentran los basaltos vacuolares ya descritos. En algún caso, se ha comprobado que la disminución de espesor e incluso la ausencia de "Pizarras Moradas", están relacionadas con estos basaltos vacuolares allá en los sectores donde su presencia es masiva.

Esta litofacies presenta un bandeo muy marcado caracterizado por una alternancia de tramos o paquetes de pizarras moradas y verdes. La presencia de microfauna (silicoflagelados y radiolarios), es frecuente en ambas coloraciones.

Los niveles de milimétricos a decimétricos de epiclastitas o vulcanoarenitas intercaladas en las pizarras, muestran una composición variable. De esta forma se tiene desde vulcanoarenitas de composición ácida a básica incluyendo abundantes fragmentos del basalto vacuolar (Arroyo Palanquita, Hoja de Nerva). Son depósitos originados por corrientes de turbidez (Matas *et al.*, 1999). Suelen estar relacionados con las pizarras verdes, representando los colores verdes y morados diferencias en la velocidad y tasa de sedimentación, siendo la de las pizarras verdes más elevada. En momentos de restricción del medio de depósito y en sectores donde el aporte hidrotermal sea suficiente, las condiciones físico-químicas permiten la precipitación de óxidos de manganeso, hierro y fósforo, junto a la sílice, lo que ha dado lugar a los yacimientos ya citados.

Las características de esta unidad suponen un cambio en las condiciones de la cuenca, con una nueva configuración paleogeográfica, en la que, de una parte, se registra el cese de la actividad volcánica (tanto efusiva como explosiva) y de otra el alejamiento de las áreas de aporte que ocasiona la ausencia de terrígenos groseros (Matas *et al.*, 1999).

La presencia de epiclastitas y/o vulcanoarenitas turbidíticas de procedencia local, se explicaría por el desmantelamiento *in situ* de paleorrelieves en la plataforma.

Al microscopio, los minerales principales de estas pizarras son sericita, clorita, óxidos de hierro y opacos, y en proporciones accesorias turmalina, circón y cuarzo. Muestran una textura pizarrosa-bandeada, con una fábrica de tipo *slaty cleavage* definida por la orientación de la sericita y los óxidos, y son clasificadas como pizarras ferruginosas.

La edad de la unidad cartográfica queda acotada entre el horizonte P4 (Chadiense-Arundiense Superior), techo de las dataciones de pizarras negras en el sector de Zalamea-

Berrocal y la datación obtenida en las pizarras negras con nódulos de la base del Grupo Culm suprayacente que muestran una edad Asbiense Superior (biozona NM). Por tanto, las "Pizarras Moradas" se encuadrarán entre el techo de la biozona P4 (Viseense Inferior) y base de la biozona NM (Viseense Medio- Superior).

2.1.2.3.8.- *Tufitas, vulcanoarenitas de grano medio y fino y pizarras grises-amarillentas. (58)*

Esta unidad ha sido denominada previamente como Volcanismo Ácido Tercero (Routhier *et al.*, 1980).

Se deposita concordantemente o en paraconformidad sobre el nivel de pizarras moradas, aunque falta en muchas zonas (principalmente en el sector N de la FPI) y en los antiformes de la Puebla de Guzmán y Valverde del camino, pasan gradualmente a los materiales de la base del Culm (Contreras *et al.*, 1999a).

Se trata de paquetes (lenticulares en el sector N) constituidos por rocas epiclásticas, que se depositan sobre las pizarras moradas, lo que no implica que se deban a un episodio ácido, podría ser simplemente sedimentos provenientes del desmantelamiento de edificios volcánicos previos (Contreras *et al.*, 1999b). En el sector de Concepción, esta unidad cartográfica está ausente, apoyándose las facies de pizarras y grauvacas basales del Grupo Culm directamente sobre las Pizarras Moradas.

Son tufitas y vulcanoarenitas de grano grueso a fino y pizarras verdes, de tonos blanquecinos de alteración, verde oscuras al partirlas, en su mayoría poco o nada deformadas. Se organizan en secuencias granodecrecientes (arenisca/limolita fina) con algunos fragmentos de rocas riolíticas y andesíticas. Hacia techo pasan a una alternancia de pizarras silíceas, y tufitas pizarrosas grises con algún fino nivel porfiroide intercalado, cuyo aspecto es relativamente parecido al del Culm (Contreras *et al.*, 1999b, Matas *et al.*, 1999).

En el área de estudio no se ha constatado con seguridad la existencia de rocas lávicas y, en cualquier caso, se restringirán de forma puntual al cierre occidental de la Antiforma de Riotinto (Matas *et al.*, 1999) y en algunos sectores de los antiformes de la Puebla de Guzmán y Valverde del Camino (Contreras *et al.*, 1999a). En el resto del área el registro sedimentario de esta unidad está constituido, en su totalidad, por rocas sedimentarias (metareniscas y pizarras) (Matas *et al.*, 1999).

Al microscopio se muestran como tufitas constituidas por clastos de cuarzo y plagioclasa procedentes de rocas de composición ácida, así como fragmentos de roca procedentes de una matriz riolítica-dacítica, compuestos principalmente por feldespato potásico con diferentes texturas (criptocristalinas, porfídicas, vítreas, microlíticas, fluidal, etc. (Contreras y Apalategui, 1999) y fragmentos de andesitas o basaltos con textura microlítica (Contreras *et al.*, 1999b).

La mineralogía de estas rocas es similar a la de otros episodios ácidos anteriores; es decir, plagioclasa sódica, cuarzo y feldespato potásico, como constituyentes principales de origen magmático; clorita, calcita, epidota, cuarzo (neoformado), sericita, albita (neoformada), óxidos-Fe y esfena, como minerales ligados a transformaciones y/o neoformaciones secundarias. Por último, entre los accesorios de origen primario, cabe citar la presencia de circón, apatito y opacos (Contreras *et al.*, 1999a).

El espectro litológico de los clastos líticos de estas rocas es variado y variable. En todos los casos son litarenitas con una mayoría de clastos de origen volcánico (vulcanoarenitas), y a

su vez la composición de estos clastos volcánicos es de tipo ácido (riolita-dacita), con fracciones minoritarias de clastos de roca básica. El cuarzo, en proporción entre 15% a 25%, es de procedencia tanto volcánica directa (subanguloso a subredondeado) como policíclico (redondeado). Hay una fracción pequeña de chert o silexitas, a veces en granos hematizados cuya procedencia podría estar en los niveles de jaspes descritos en las series infrayacentes (Contreras *et al.*, 1999b).

Las observaciones realizadas por Matas *et al.* (1999) en la Hoja de Nerva, confirman que en esta área el registro sedimentario de esta unidad cartográfica se estructura en tres secuencias de espesor decamétrico, grano y estrato decrecientes.

En detalle, cada secuencia está constituida por tres términos o intervalos litológicos: uno inferior con base erosiva y capas amalgamadas con geometría irregular, constituido por conglomerados brechoides y gravas polimícticas con clastos de angulosos a subredondeados de rocas ácidas, básicas, chert y pizarras negras, como constituyentes más abundantes, y en algunos casos de carbonatos (Contreras y Apalategui, 1999). El siguiente término secuencial está constituido por vulcanoarenitas de grano medio a fino estructuradas, en secuencias grano decrecientes con base plana a débilmente erosiva, en cuyo caso muestran clastos de tipo *mud chip* y/o de pizarras negras. Finalmente, el término superior de las secuencias son pizarras gris verdosas a amarillentas con laminación paralela marcada por láminas de limo blanco (laminación *shear sorting*) y como techo secuencial, pizarras grises bioturbadas, a veces con nódulos milimétricos carbonatados sólo en la tercera secuencia.

Las litologías descritas y su estructuración secuencial pueden interpretarse como el relleno de canales turbidíticos, en zonas de abanico medio-externo, de extensión lateral hasta hectométrica y espesor decamétrico (Matas *et al.*, 1999).

La organización de estas tres secuencias en una macrosecuencia con contenido creciente en detríticos gruesos (aumento progresivo del espesor del término inferior y del centil), son indicativos de la relación de estos depósitos con la progradación de una cuña clástica procedente del orógeno, cuya ubicación conceptual se situará al Norte del sector de Riotinto-Nerva.

Este contexto estratigráfico, en relación con la secuencia deposicional precedente, con desarrollo de abanicos turbidíticos de pequeñas dimensiones, que explicarían la expresión cartográfica de esta unidad con bruscas variaciones de espesor y desaparición lateral, dentro de los sectores más septentrionales (Riotinto-Nerva, Minas del Castillo y Zalamea-Berrocal), significaría un *Lowstand System Tract* con el que, dada su composición litológica, tendría que incluirse como base del ciclo sedimentario del Grupo Culm (Matas *et al.*, 1999).

El hecho de la existencia puntual de coladas lávicas tendría que relacionarse con la ruptura elástica de la corteza, como consecuencia de la carga creciente generada por la propagación del orógeno (Matas *et al.*, 1999).

La edad de esta unidad queda acotada, tal como se describía para las "Pizarras Moradas", entre la definida por el techo de las dataciones del CVS y las pizarras negras con nódulos del Culm, ya que en estas pizarras negras se determina la biozona NM, las vulcanoarenitas de afinidad turbidítica descritas, tendrían una edad inmediatamente precedente y como tal, se atribuyen al Asbiense Inferior-Medio (Contreras *et al.*, 1999b). Por otra parte una muestra tomada en la Hoja de Calañas (Contreras *et al.*, 1999a) en las inmediaciones de la Mina La Torerera, en una toba dacítica algo epiclástica de grano grueso

(*crystal pumice lapilli tuff*; Dunning y Ketchum, 1999), ha proporcionado una edad de 335±1,5 Ma.

2.1.2.4. Grupo Culm

En la FPI, el término Culm o “Facies Culm” (Schermerhorn, 1971) y Grupo Flysch del Bajo Alentejo, de Oliveira *et al.* (1979), como denominaciones formales más conocidas, se utilizan para definir una potente sucesión detrítica de afinidad turbidítica y cuya edad basal, algo diacrónica (Oliveira *et al.*, op. cit.), es genéricamente Viseense Superior (parte inferior).

Constituye una cobertura detrítica que prograda hacia el SO, relacionada con la propagación de un nuevo cinturón de pliegues y cabalgamientos vergente al SO y representa una megasecuencia sinorogénica de tipo turbidítico que señala la profundización de la cuenca, pasando esta de una plataforma más o menos estructurada a una nueva cuenca de *foreland* en el frente de deformación Carbonífero de la cadena Varisca. No se puede precisar la potencia total del grupo pero probablemente sea superior a los 500 m (Hoja de Valverde del Camino).

Su diacronía se pone de manifiesto en que en la FPI se establece en el Viseense superior, y en el Dominio del SO de Portugal comienza en el Westfaliense (Oliveira, 1983). Dentro del área norte de la FPI, se distingue una serie de términos litológicos que engloban una o varias litofacies, algunos de ellos cartografiado directamente y en otros casos agrupados bajo epígrafes más generalistas.

Se distinguen las siguientes unidades de muro a techo:

2.1.2.4.1.- Pizarras negras con nódulos (59)

En concordancia con las facies finas de la secuencia superior de las vulcanoarenitas de afinidad turbidítica, o bien directamente sobre las facies verdes o rojas de las “Pizarras Moradas” (paraconformidad), se tiene una unidad litológica cuya representación es escasa en las Unidades Septentrionales, en tanto que su presencia y desarrollo aumenta hacia el Sur hasta convertirse en unidad cartografiable, denominada “Pizarras Basales”, Moreno y Sequeiros (1989) o “Pizarras negras con nódulos”.

Esta unidad inferior está constituida por pizarras negras o grises muy oscuras, ricas en materia orgánica con aspecto de masivo en la base a tableado centimétrico, marcado por láminas o capas milimétricas de limos a arenas muy finas de color gris-blancuecino, que en detalle configuran una microlaminación paralela (*shear sorting*), más visible según se sube en la serie y fácilmente observable dada su escasa o nula deformación.

Hacia la parte basal, es frecuente la presencia de restos vegetales y lumaquelas de *Posidonias* (Contreras *et al.*, 1999a).

El contenido en restos vegetales es abundante aunque, salvo contadas excepciones, su grado de maceración no permite una identificación clara.

Es llamativa la presencia de nódulos de tamaño variable, centi a decimétricos, bien aislados dentro de las pizarras bien, como caso excepcional, formando capas con aspecto de *pebbly mudstone* (Contreras *et al.*, 1999).

Estos nódulos tienen litologías variadas desde lutitas silíceas y/o carbonatadas a siderolíticas. En cualquiera de estas litologías, el núcleo de estos nódulos puede ser un resto fósil, como goniátidos (*Goniatites orientalis*, *Goniatites choctawensis*), lamelibranquios (*Posidonia becheri*, *Posidonomya sp.*, *Archanodon sp.*), equinodermos (*Proteriocrinites*), braquiópodos (*Spiriferina cristatus*) etc., y abundantes restos vegetales (*Archaeocalamites*).

Dentro de la hoja de Valverde del Camino Vázquez y Armengot (1970) citan la presencia de *Goniatites striatus*, encontrada en nódulos silíceos. El conjunto ofrece una edad del Viseense Superior.

Una muestra estudiada en la Hoja de Nerva (Matas *et al.*, 1999) ha dado una asociación de microflora constituida por *Knoxisporites stephanephorus*, *R. cf. microhorrida*, *R. n. sp. B (sensu LOVE, 1960)*, *Raistrickia nigra*, *Reticulatisporites sp. A (sensu Love, 1960)*, *Rugospora sp.*, *Schopfites claviger* y *Spelaeotriletes arenaceus*; con una asociación formada por: *Raistrickia nigra* y *Spelaeotriletes arenaceus* característica de la biozona NM del Asbiense Superior (Viseense Superior).

Según Olmo Zamora *et al.* (1999) la presencia del taxón palinomorfo *Savitrissporites nux* indica edades mínimas situadas en el Viseense Superior más alto (Brigantiense) extendiéndose, probablemente hasta al menos al Namuriense Inferior.

2.1.2.4.2.- Alternancia de pizarras grises y grauvacas (60)

Regionalmente, en concordancia y tránsito gradual con la litofacies anterior, se tiene una potente sucesión constituida por una alternancia de pizarras grises y grauvacas de grano medio a fino.

Dentro de esta unidad cartográfica pueden distinguirse dos conjuntos litológicos: uno basal y en paso muy gradual con las pizarras negras, constituido por lutitas de tonos grises que muestran un aspecto microlaminado con intercalación de láminas de limolitas grises a amarillentas. Las láminas son muy continuas y al microscopio se observan con base débilmente erosiva y gradación positiva (laminación de *shear sorting*).

En esta litología y de forma progresivamente más abundante, se intercalan capas centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino con base débilmente erosiva y gradación positiva. Se trata de facies turbidíticas C2 (Ta e), D1 (Tb e) y D2 (Tc e) de Mutti (*op. cit.*). En esta litofacies la presencia de restos vegetales y nódulos centimétricos dispersos, suele ser una constante. Sin embargo, los nódulos no suelen tener contenido biológico y sí un núcleo formado por cristales de pirita idiomorfos (Contreras *et al.*, 1999).

La evolución de la serie hacia techo muestra un aumento progresivo de la relación arena/lutita ocasionado por la intercalación de capas decimétricas de grauvacas de grano medio a fino con un intervalo basal bien clasificado, moderadamente erosivo, con estructuras de carga e inyección de fangos en facies C2 (Ta e), Mutti (*op. cit.*).

El segundo conjunto litológico, lo constituyen las alternancias de grauvacas y pizarras cuya relación arena/pelita varía de 1/2 a 5/1.

En este segundo conjunto litológico se observan, por una parte, capas centimétricas, tabulares con base débilmente erosiva a plana y techo ondulado, desprovistas del intervalo gradado (Ta) y con intervalos de laminación paralela y cruzada de ripples, y normalmente convolucionadas.

Al microscopio, las pizarras presentan texturas pizarrosas y están formadas por sericita, clorita y grafito, como componentes principales, y cuarzo, circón, turmalina y óxidos de hierro como accesorios. Los niveles grauváquicos presentan texturas clásticas blastopsamíticas, y están formadas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico y en ocasiones micas (moscovita, clorita, etc.), como componentes principales. El circón, turmalina y opacos, son accesorios.

Moreno y Sáez (1989) citan en el Anticlinal de la Puebla de Guzmán, la presencia de fragmentos de rocas volcánicas, sedimentarias y, en menor medida, metamórficas y plutónicas. Atribuyen la composición de las areniscas a un origen mixto, en relación con el desmantelamiento de arcos magmáticos con aporte minoritario procedente de orógenos reciclados. Para estos autores la procedencia de estas areniscas sería la ZSP, principalmente,

así como rocas emergidas durante el Carbónífero, con deformación, plutonismo y metamorfismo previos (ZOM).

Una muestra estudiada en la Hoja de Nerva recogida en el sector septentrional del sinclinorio de Riotinto (Matas *et al.*, 1999), ha proporcionado un conjunto taxonómico con los **Palinomorfos**: *Densosporites spinifex*, *Lycospora pusilla*, *Retispora lepidophyta*, *Grandispora gracilis*, *Rotaspora ergonuli*, *Punctatisporites sp.* y los **Acritarcos**: *Tornacia sarjeante*.

La presencia de *Rotaspora ergonuli* que aparece en la parte superior de la biozona NM, Viseense Superior, es el marcador de biozona en esta muestra. La presencia de este marcador indica que estos sedimentos son más modernos que los dados en la muestra de las pizarras negras con nódulos (Matas *et al.*, 1999).

2.1.2.4.3.- Conglomerados heterolíticos con matriz lutítica y grauvacas (61)

Están constituidos por clastos de grauvacas y pizarras negras de subangulosos a subredondeados, englobados en una matriz lutítica (trama abierta) con aspecto caótico a ordenado con los clastos subparalelos a la estratificación (Leyva, 1999).

La heterometría de los clastos, su litología, la ausencia de organización y la fábrica matriz soportada, con ausencia de estructuras tractivas, indican que se trata de depósitos originados por una corriente de barro (*mud flow*), Middleton y Hampton (1976), o un *debris flow* cohesivo, Lowe (1982).

Representarían los rellenos de los canales alimentadores de las facies de lóbulo en su zona más apical o de enraizamiento en plataforma-talud.

Localmente se cartografían litosomas de espesor decamétrico y extensión lateral de orden kilométrico, constituidos por grauvacas de grano de muy grueso a fino en bancos o capas decimétricas (50 a > 200 cm). Muestran un intervalo basal masivo caracterizado por la presencia constante de estructuras hidroplásticas (*dish and pillow*), de carga y de inyección. Este intervalo ocupa gran parte de la secuencia observándose normalmente hacia su parte final una gradación normal (Ta) acompañada con laminación paralela (Tb) que precede a los términos de decantación Td y Te en limos y arcillas grises.

En las capas de menor espesor es frecuente encontrar un intervalo de laminación de ripples (Tc). Las capas, por lo general, presentan geometrías canaliformes a plano paralelas. Son facies B1 y B2, Mutti (*op. cit.*) o F5, Mutti (1992).

Se generan por corrientes de turbidez de alta densidad que transportan detríticos de grano grueso a fino. El depósito tiene lugar por caída brusca de la turbulencia con decantación masiva del material en suspensión con velocidades de sedimentación tales que impide la formación del intervalo tractivo.

En general, son litarenitas con unos porcentajes de cuarzo y feldespatos inferiores al 15% y 10% respectivamente, y una matriz arcillosa (sericítico-clorítica) que oscila entre el 10% y el 15%. El resto son fragmentos líticos en los que por orden de abundancia se tienen rocas volcánicas (ácidas y básicas), metamórficas, rocas plutónicas (básicas y granitoides), silexitas, areniscas y micas. Como curiosidad cabe citar la presencia en alguna muestra de fragmentos de carbonatos (mármoles).

Esta Secuencia Deposicional compleja de carácter progradante, sería el resultado del avance de las progradaciones de cuñas clásticas procedentes del orógeno por efecto tectónico.

La progresión de la deformación hacia el sur origina la migración de los depocentros del Grupo Culm, a la vez que sus depósitos más septentrionales, se incorporarán a la cuña deformada, estableciendo un sistema sedimentario policíclico para parte de los sedimentos de este grupo (Leyva, 1999).

2.1.2.4.4.- *Culm indiferenciado (62)*

Se extiende por el centro de la hoja en una banda de O a E que recorre las hojas 1:50.000 de Paymogo, El Cerro de Andévalo, Nerva y El Castillo de las Guardas, y representa un conjunto litológico equivalente a la suma de las unidades 70 y 71 del Culm separadas en la mitad S de la hoja.

En la base del Culm en este sector y en concordancia con las facies finas de la secuencia superior de las vulcanoarenitas de afinidad turbidítica, o bien directamente sobre las facies verdes o rojas de las “Pizarras Moradas” (paraconformidad), se tiene una unidad litológica cuya representación es escasa e irregular en el Norte, debido a lo cual no ha sido posible individualizarla cartográficamente, en tanto que su presencia y desarrollo aumenta hacia el Sur hasta convertirse en unidad cartografiable, denominada “Pizarras Basales”, Moreno *et al.* (1989) o “Pizarras negras con nódulos” (59).

Este tramo está constituido por pizarras negras o grises muy oscuras, ricas en materia orgánica con aspecto de masivo en la base a tableado centimétrico, marcado por láminas o capas milimétricas de limos a arenas muy finas de color gris-blancuecino, que en detalle configuran una microlaminación paralela (*shear sorting*), más visible según se sube en la serie. Contiene abundantes restos vegetales no identificables. Contiene nódulos lutíticos a siderolíticos centi a decimétricos que a menudo incluyen fósiles (goniatítidos, lamelibranquios, etc.) (Contreras *et al.*, 1999b). Además de estos restos fósiles es frecuente la presencia de macrofauna dispersa o bien en capas lumaquéticas, en las que los fósiles están muy bien conservados y normalmente ordenados con la parte convexa hacia techo (Matas *et al.*, 1999). Una muestra estudiada en la Hoja de Nerva, (Matas *et al.*, 1999) ha dado una asociación de microflora característica de la biozona NM del Asbiense Superior (Viseense Superior).

En concordancia y tránsito gradual con la litofacies anterior, se tiene una potente sucesión constituida por la alternancia de pizarras grises y grauvacas de grano medio a fino.

En este sector, se observan algunos tramos alternantes con niveles de 1 a 15 cm de grauvacas finas y ocasionalmente de hasta 1 m de espesor. Ocasionalmente se pueden observar riples a techo de estos niveles (Contreras *et al.*, 1999b).

Se han observado algunos cuerpos de grauvacas de grano grueso a medio y cuarzoareniscas, intercalados en el Culm indiferenciado, que pueden alcanzar más de 20 m de espesor. Se presentan en paquetes de hasta 2 m de espesor en bancos de 20 cm, con alguna intercalación delgada de pizarras grises. Ocasionalmente se observan también intercalaciones de lentejones de conglomerados heterolíticos con matriz lutítica constituidos por clastos de grauvacas y pizarras negras de subangulosos a subredondeados, englobados en una matriz lutítica con aspecto caótico a ordenado con los clastos subparalelos a la estratificación (Contreras *et al.*, 1999b).

Una muestra para palinología recogida en el sector septentrional del sinclinorio de Riotinto, ha proporcionado un conjunto taxonómico característico de la parte superior de la biozona NM, Viseense Superior para este tramo (Matas *et al.*, 1999).

2.1.2.5. Unidad de La Vicaría

Se sitúa en el sector nororiental de la Hoja 200.000 de Sevilla-Puebla de Guzmán, al norte del Batolito de la Sierra Norte (BSN), junto al Embalse de Zufre.

Sus características litológicas y edad permiten diferenciarlo tanto del CVS como del Culm, como ya fue puesto de manifiesto por Díez Montes *et al.* (1999), si bien, aunque sus afloramientos están separados no puede descartarse una posible relación con los sedimentos de la Unidad de El Pimpollar. Por otra parte, Pereira *et al.* (2006c) describen una asociación de esporas de la biozona NM en la sección de Pereiro del complejo Toca da Moura (Portugal) muy similar a la de esta muestra (Rodríguez González, com. pers.).

Se han separado dos términos en esta unidad, si bien, sus contactos son difíciles de establecer debido a la tectónica existente, así como a la presencia del Embalse de Zufre.

2.1.2.5.1.- Conglomerado polimíctico con matriz arenoso-lutítica (63)

Junto al embalse de Zufre, en la pista que va de Zufre al embalse, aflora un conjunto de carácter olistostrómico de brechas con cantos de muy diverso tamaño y distinta composición. Contiene cantos centimétricos de pizarra angulosos, cantos de vulcanitas ácidas de angulosos a subredondeados con tamaños entre decimétricos y de más de 10 m, y bloques de alternancia de grauvacas y pizarras con tableado decimétrico (Figuras 2.1.14 y 2.1.15). Estos bloques parecen estar incluidos en una alternancia de lutitas y grauvacas.



Figura 2.1.14.- Brechas con bloques y cantos de vulcanitas ácidas y pizarras. Unidad de La Vicaría



Figura 2.1.15.- Olistolito de alternancia de pizarras y grauvacas. Unidad de La Vicaría

En esta última una muestra tomada a orillas del Embalse de Zufre (11-38 IG MP-9018; coords. X: 738.175; Y: 4.188.025) ha aportado varias asociaciones de esporas de distinta distribución temporal (Rodríguez González, Informe Palinológico): una constituida por *Auroraspora macra*, *Diducites poljiesicus*, *Plicatispora scolecophora*, *Punctatisporites irrasus*, *Punctatisporites planus*, *Pustulatisporites dolbii*, *Retusotriletes* sp. cf. *R. crassus*, *Retusotriletes incohatus* *Retusotriletes planus*, *Diducites mucronatus* y *Emphanisporites rotatus*, que se extienden desde el Devónico Superior al Missisipiense, salvo *D. mucronatus* y *E. rotatus* que tienen su techo en el Tournaisiense más bajo.

Otras asociaciones de esporas tienen una distribución exclusivamente Missisipiense, estando la asociación más moderna compuesta por *Auroraspora macra*, *Crassispora trychera*, *Colatisporites decorus*, *Rugospora minuta*, *Leiotriletes intortus* var. *rotundus*, *Leiotriletes inermis*, *Lycospora uber*, *Lycospora* sp., *Tholisporites scoticus*, *Rotaspora* cf. *noxii*, *Leiotriletes pyramidatus* y *Trinidulus diamphidio*, que indicaría una edad Viseense superior (biozona NM).

Se han encontrado también asociaciones de especies de acritarcos y prasinofitas de edad Frasnense superior a Fameniense más alto, Tournaisiense (*Cymatiosphaera multisepta*, *C. perimembrana*, *Duvernaysphaera radiata*, *Gorgonisphaeridium ohioense* y *Maranhites britoi*) y Tournaisiense/Viseense indiferenciado (*Gorgonisphaeridium furcillatum*, *Gorgonisphaeridium* spp. y *Maranhites mosesii*).

Cabe destacar la existencia de taxones más antiguos, como: *Duvernaysphaera aranoides* (Silúrico superior), *Pterospermella reticulata* (Devónico inferior/Gediniense) y *Veryhachium valiente* (Ordovícico a Devónico).

Se considera una edad Viseense superior (Asbiense, biozona NM) para esta muestra, siendo los taxones más antiguos retrabajados (Rodríguez González, Informe Palinológico).

Pereira *et al.* (2006c) describen una asociación de esporas de la biozona NM en la sección de Pereiro del complejo Toca da Moura (Portugal) muy similar a la de esta muestra, en

la que se incluyen una gran diversidad de esporas de rangos estratigráficos dispares así como acritarcos y prasinofitas característicos del Fameniense superior.

2.1.2.5.2.- *Alternancias de pizarras gris verdosas con grauvacas y cuarzoarenitas de grano fino (64).*

Se trata de una sucesión de alternancias de lutitas y grauvacas similar a aquella en la que se intercalan los bloques del conjunto anterior, al que deben pasar gradualmente, si bien la calidad de los afloramientos no permite asegurarlo.

Contiene areniscas oscuras, feldespáticas, con laminación milimétrica, intercaladas en lutitas, que al microscopio parece una arenisca impura, constituida principalmente por cuarzo, biotita, sericita, plagioclasa y abundantes sulfuros idiomorfos.

En un pequeño afloramiento, no cartografiable, situado en la pista que va de Zufre hacia el embalse, cortada por el mismo (X: 736.015; Y: 4.190.020), se observa un bloque de granitoide biotítico, de grano medio, porfídico, de unos 2x1,5 m incluido en una matriz lutítica con una foliación de tipo *rough cleavage*.

2.1.2.6. Unidad de El Pimpollar

Sobre los sedimentos del Grupo P-Q y en aparente disconformidad, se encuentra un afloramiento de tamaño reducido, ubicado en el sector oriental de la Hoja, próximo a la Cuenca del Viar, y constituido fundamentalmente por rocas volcánicas intermedias (andesítico-dacíticas) con algunas intercalaciones básicas, que se apoyan sobre y a la vez son cubiertas por materiales de naturaleza sedimentaria a vulcanosedimentaria, que también se encuentran intercalados entre las rocas volcánicas. A techo de este conjunto de rocas volcánicas y sedimentarias se encuentra un domo riolítico (Díez Montes *et al.*, 2006; Díez Montes *et al.*, en prensa).

Martín Escorza y Rivas Ponce (1973) correlacionaron estos materiales con las vulcanitas pérmicas de la Cuenca del Viar. Posteriormente Simancas (1983) les relaciona con el vulcanismo de la FPI, asignándoles una edad Viseense superior.

Durante la realización de esta Hoja, se han tomado muestras para su estudio palinológico en materiales sedimentarios situados a muro y techo de la sucesión, por debajo del domo riolítico, habiendo proporcionado edades de Viseense superior, Asbiense en la base y Brigantiense hacia techo (Rodríguez González, informe complementario).

2.1.2.6.1.- *Lutitas, areniscas, pizarras moradas, silexitas y conglomerados (66)*

En el sector O y NO de esta Unidad de El Pimpollar, se observa a la base, y apoyándose sobre el Grupo PQ una sucesión discontinua de lutitas y areniscas con conglomerados hacia la base (a veces se apoyan directamente las vulcanitas intermedias a básicas). Comienza por conglomerados matriz-soportados, con cantos principalmente de areniscas y grauvacas de la formación infrayacente, de subredondeados a subangulosos, de hasta cerca de 30 cm de dimensión mayor (Figura 2.1.16). Hacia techo continúa con una alternancia rítmica de pizarras a argilitas gris oscuras y areniscas en capas de 5 a 20 cm de espesor en las que se observan laminaciones de bajo ángulo, *tool marks* y *flute cast* (Figura 2.1.17), que dan techo al NE. Los tramos pizarrosos muestran una foliación muy mal desarrollada y fractura concoide. Se

observa alguna intercalación de niveles con cantos de cuarcita de hasta 15 cm. En contacto de esta sucesión con la formación infrayacente no se observa bien pero debe ser al menos disconforme.



Figura 2.1.16.- Conglomerados basales de la Unidad de El Pimpollar



Figura 2.1.17.- *Flute casts* en pizarras de la Unidad de El Pimpollar

Una muestra tomada en este tramo para su estudio palinológico (Coords. UTM, H29, X: 764.195, Y: 4.183.725) ha proporcionado abundantes esporas y fragmentos de traqueidos, así como escasos ejemplares de prasinofitas y algún fragmento de posibles quitinozoos. Se ha encontrado la siguiente asociación de esporas: *Anaplanisporites globulus*, *Apiculatisporis* sp., *Colatisporites decorus*, *Crassispora trychera*, *Cymbosporites* sp., *Densosporites spinifer*, *Diatomozonotriletes franklinii*, *Geminospora lemurata*, *Granulatisporites humerus*, *Knoxisporites* sp. cf. *K. ruhlandii*, *Leiotriletes* sp., *Procoronaspora ambigua*, *Raistrickia?* *nigra*, *Retispora?* *lepidophyta*, *Retusotriletes* sp. y *Secarisporites* sp. Así mismo se ha determinado una especie de prasinofita: *Maranhites* sp.

Esta asociación es característica de la biozona NM por la concurrencia de *Crassispora trychera* (techo en NM) *Procoronaspora ambigua* y *Tholisporites scoticus* (ambos con base en NM), lo que para Rodríguez González (Informe complementario) permite atribuir su edad al Viseense superior (Asbiense). Contiene taxones retrabajados de distintas edades: *Cymbosporites* sp. (A. Wellman 1993) del Silúrico medio y superior de Gran Bretaña (Wellman 1993), *Diatomozonotriletes franklinii* del Eifeliense y Givetiense en el N de Europa y Canadá, así como *Geminospora lemurata* característica del Givetiense y Frasnense aunque también aparece en estratos del Fameniense más alto en la Faja Pirítica (Pereira *et al.*, 2008 y González *et al.*, 2005) y un fragmento de un ejemplar que podría ser *Retispora lepydophita*, la especie más característica del Estruniense.

En el sector NO y N del afloramiento, se han observado intercalaciones de pocos metros de potencia, en la parte baja del paquete de rocas volcánicas intermedias a básicas, de una serie de espesor métrico constituida por lutitas negras, silixitas y lutitas o margas blancas, de aspecto cinerítico, siendo abundantes los restos vegetales en las lutitas negras (Díez Montes *et al.*, en prensa). Simancas (1983) cita también en esta intercalación la presencia de

calcarenitas bioclásticas con restos de crinoides, foraminíferos, algas y briozoos, así como algunos oolitos, en un medio de plataforma agitada por las corrientes.

Dentro del paquete volcánico, en el sector S del afloramiento, se observan intercalaciones de metasedimentos, con poca continuidad lateral, constituidos por pizarras moradas en las que se intercalan coladas de rocas básicas de grano fino, de tonos oscuros, con fenocristales milimétricos de plagioclasa idiomorfos, en ocasiones con morfología de *pillows*, así como de riocitas o dacitas. Muestran contactos que parecen peperíticos, observándose en el caso de riocitas/dacitas, un contacto entre pizarras moradas y un vidrio con textura fluidal y cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita. Se intercalan también cuerpos de riocitas o dacitas, rodeados por la foliación principal.

Se ven también niveles de sílex de 5 a 10 cm de potencia, así como diamictitas, que en algunos casos contienen cantos y bloques de calizas bioclásticas laminadas, a veces con restos de crinoides (Díez Montes *et al.*, 2006).

Los clastos de calizas bioclásticas contenidos en las diamictitas intercaladas entre las vulcanitas, han aportado foraminíferos y algas que caracterizan una edad Viseense Medio (Díez Montes *et al.*, 2006).

Se ha encontrado también intercalada una capa de roca silíceo negra con radiolarios de unos 50 cm de espesor (Díez Montes *et al.*, 2006).

Así mismo, Simancas (1983) cita dos intercalaciones en el conjunto volcánico de lentejones de calizas arrecifales que contienen corales aislados, tallos de crinoides, tabulados, algas, foraminíferos, equinodermos, briozoos, gasterópodos, trilobites y ostrácodos. Esta asociación faunística le confiere una edad Viseense superior a los lentejones arrecifales.

En el sector oriental del afloramiento según estos últimos autores, pueden observarse sobre las rocas basálticas pizarras moradas con nivelillos de oolitos ferruginosos. Se trata de pizarras moradas en capas centimétricas marcadas por láminas de *mud-chip* de color claro y posible procedencia volcanoclástica que intercalan lentículas centi a decimétricas de oolitos ferromanganesíferos, y una pasta de sílex negro y nódulos de sílex de aspecto jaspeado con coloraciones desde el negro al rojizo.

A techo del conjunto de vulcanitas básicas a intermedias, en este sector oriental se encuentran también un conjunto de diamictitas con cantos polimícticos. Están constituidas por un depósito caótico, que en su mayor parte es un conglomerado con trama cerrada y moda de 2 a 4 cm, cuyo espectro está dominado por cantos del Grupo P-Q, especialmente areniscas, a veces con plagioclasa y fragmentos de roca, tanto de pizarras y cuarcitas como de vidrio volcánico; así como pizarras y lutitas poco foliadas, jaspes y escasos fragmentos de rocas básicas y dacitas, suelos ferralíticos nodulizados, cantos de cantos, etc. (Díez Montes *et al.*, 2006, en prensa). Se encuentran también algunas rocas muy foliadas. Se observan tanto cantos angulosos (cuencales) como redondeados (extracuencales) de hasta más de 50 cm. La matriz es de carácter microbrechoide o pelítica, de color verde-amarillento, foliada (Díez Montes *et al.*, 2006) (Figura 2.1.18).



Figura 2.1.18.- Conglomerado polimíctico a techo de las vulcanitas intermedias de la Unidad de El Pimpollar

La estratificación se observa con dificultad. Sobre este conglomerado afloran retazos de una alternancia centimétrica de areniscas muy finas y pizarras grises con restos vegetales y bioturbación en ambas litologías (Díez Montes *et al.*, en prensa) con laminaciones paralelas y niveles de grauvacas y tobas vulcanosedimentarias (Díez Montes *et al.*, 2006), de las que se ha recogido una muestra para su estudio palinológico.

La muestra recogida en este tramo, ha sido estudiada por Rosa M^a Rodríguez González y ha aportado la siguiente asociación de esporas: *ancyrospora? implicata*, *Aneurospora greggsii*, *Cordylosporites fimbriatus*, *Crassispora maculosa*, *Cymbosporites acutus*, *Emphanisporites pseudoanulatus*, *Grandispora echinata*, *Granulatisporites triconvexus*, *Indotriradites explanatus*, *Knoxisporites cf. triradiatus* (sensu Neves y Belt, 1971), *Procoronaspora sp. cf. P. dumosa*, *Pustulatisporites papillosus*, *Retusotriletes incohatus*, *Retusotriletes rotundus*, *Rugospora cf. R. explicata*, *Vallatisporites ciliaris*, *Vallatisporites verrucosus*, *Verrucosisporites depressus*, *Verrucosisporites gibberosu* y *Waltzisporea planiangularata*. Así mismo se ha determinado la presencia de quitinozoos: *Sommerochitina aff. S. langei* (sensu Grahn y Melo, 2005) y de acritarcos: *Gorgonisphaeridium ohioense* y *Maranhites multioculus*.

Esta asociación de esporas, quitinozoos y acritarcos pone de manifiesto la existencia de un importante componente resedimentado en esta unidad, a la que Rodríguez González (2006) atribuye una edad Viseense superior (Brigantiense), basándose en la presencia de *Vallatisporites ciliaris*.

Se encuentran numerosos taxones de esporas retrabajados como *Hymenozonotriletes explanatus*; que llega al Tournaisiense superior y *Ancyrospora implicata*, que González *et al.*

(2005) encuentran en el Grupo PQ. Así mismo se encuentra fragmentos de quitinozoos, que no sobrepasan el límite Devónico/Carbonífero, como la especie *Sommerochitina* aff. *S. langei* del Frasniense superior de la Cuenca de Parnaíba, Brasil (Grahn y Melo, 2005) y de Bolivia (Melo, 2002). Algunos acritarcos como *Gorgonisphaeridium ohioense* y *Maranhites multioculus* aparecen en las pizarras basales del Complejo Vulcano-sedimentario de la Faja Pirítica, que González *et al.* (2005) atribuyen a la biozona LN (Estruniense más alto).

Así pues, este conjunto sedimentario y el paquete volcánico que se intercala en el afloramiento de El Pimpollar tienen una edad Viseense superior (Asbiense en la base y Brigantiense hacia techo).

2.1.2.6.2.- Andesitas y Dacitas de El Pimpollar (65)

Este conjunto volcánico inferior está constituido por vulcanitas submarinas masivas a brechoides de carácter intermedio, predominando las andesitas y dacitas. Forman domos o coladas submarinas con brechas hidroclásticas en sus zonas externas. Se trata de rocas de color gris verdoso oscuro, porfídicas con matriz afanítica y abundantes fenocristales de plagioclasa milimétricos y, en menor proporción de clinopiroxeno, anfíbol y a veces cuarzo (Díez Montes *et al.*, 2006; Bellido *et al.*, 2006).

Las rocas brechoides contienen clastos angulosos con composición y texturas similares a las de las vulcanitas masivas (Díez Montes *et al.*, 2006). Se han encontrado también riolitas de grano fino, a veces microporfídicas, blancas a grises con sulfuros de grano fino dispersos (y a veces en masa).

En menor proporción se encuentran también rocas más básicas (basálticas o traquiandesíticas), que pueden tener fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno.

En general, este tipo de roca produce un metamorfismo de contacto (andalucita?) en una banda muy estrecha (≈ 2 m), y sobre una litología pelítica (Díez Montes *et al.*, en prensa).

2.1.2.6.3.- Riolitas de El Pimpollar (67)

En la parte más oriental de la Unidad de El Pimpollar se encuentra un pitón riolítico, que presenta contactos intrusivos sobre el resto de los materiales. Hacia el Este, el contacto está recubierto por materiales pérmicos.

Los niveles inferiores de esta unidad son tobas y brechas vulcanosedimentarias con abundantes componentes líticos volcánicos, monominerales de origen riolítico y metamórficos (filitas, cuarcitas y pizarras), así como algún nivel de tobas soldadas e ignimbritas de composición riolítica (Bellido *et al.*, 2006; Díez Montes *et al.*, 2006).

El cuerpo principal es subcircular con un diámetro próximo a 1,5 km, forma parte de un domo, y está constituido por riolitas porfídicas masivas, gris-verdosas a rosadas claras, en las que localmente se observan bandeados, a veces afectados por pliegues de flujo. Tienen una matriz felsítica, afanítica y pequeños cristales de cuarzo y feldespato potásico (originalmente sanidina) de 1 a 4 mm. Con frecuencia presentan disyunción o lajeado grosero en capas subparalelas de 10 a 50 cm de espesor (Díez Montes *et al.*, 2006, en prensa, Bellido *et al.*, 2006).

2.1.3. Cuenca del Viar

La Cuenca del Viar se configura como una depresión morfológica según una orientación NNO-SSE, con una extensión de más de 30 Km en su eje mayor y una amplitud máxima de 8 Km. Su borde oriental lo constituyen los materiales de la ZOM. y se observa como un brusco escalón morfológico sobre el suave relieve de la cuenca, en tanto que el borde occidental lo constituyen los materiales de la ZSP y mostrando una morfolología más atenuada y uniforme.

El registro sedimentario de esta cuenca está constituido por materiales fundamentalmente detríticos de color rojo y rocas volcánicas básicas, con una representación menor de depósitos volcanoclásticos y lavas acidas (Díez Montes *et al.*, en prensa a, Wagner y Mayoral, 2007), que aparecen en discordancia angular y erosiva sobre las rocas de la ZSP y son cabalgados por las series de ZOM a lo largo del escalón morfológico de su límite nororiental. Comienzan siendo depósitos fluviales y evolucionan a depósitos lacustres (Wagner y Mayoral, 2007).

Al Sur son recubiertos en discordancia por los depósitos neógenos marinos de la Depresión del Guadalquivir (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

Mallada (1898), asigna a estos depósitos una edad carbonífera, mientras que Gavala (1927) atribuyó estos materiales al Pérmico, basándose principalmente en una asociación de fósiles vegetales, en la que destaca la presencia de *Walchia piniformis*, Schlotheim, *Walchia imbricata*, Schimper y *Walchia hypnoides*, Brongniart. Simancas *et al.* (1983) atribuyen una edad Autuniense (Cisuraliense) para las diferentes unidades litológicas que describen y Broutin *et al.* (1994) les ubica en su trabajo de síntesis del Pérmico inferior del SO de Europa. Wagner y Mayoral (2007) encuentran vegetación fósil (esfenopsidas, helechos, pteridospermas, y cordaites, además de raros troncos de licopsida) que caracterizan al Autuniense medio (Cisuraliense). La parte más alta de la sucesión (90) es atribuida por Broutin (1981) posiblemente al Triásico, de acuerdo con la asociación palinológica. Esta posibilidad es apoyada por Wagner y Mayoral (2007), basándose en el hallazgo de huellas de dinosaurio por Bernáldez (1987). En la leyenda de la Hoja se ha mantenido como Cisuraliense.

El contacto entre los materiales del Pérmico inferior y posible Triásico de la Cuenca del Viar y los del Paleozoico inferior de su borde oriental, pertenecientes a la ZOM, fue reconocido como una falla inversa por Simón (1943) y posteriormente otros autores (Simancas, 1983; García Navarro y Sierra, 1998), con una dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO.

Simancas (1983, 1985a) englobó bajo la denominación de “Formación Capas Rojas del Viar” a la totalidad del registro sedimentario de la Cuenca, diferenciando cinco miembros de los cuales realiza una descripción pormenorizada, así como de su evolución lateral. De muro a techo define:

- a) Miembro basáltico y detrítico rojo de Gargantafría.
- b) Miembro detrítico silíceo gris de Los Canchales.
- c) Miembro basáltico superior.
- d) Secuencia detrítica roja superior, subdividida en el sector Sur en el Miembro detrítico rojo y Miembro carbonático.

Gavala (1927) cita en el que denomina “tramo intermedio”, interestratificados entre areniscas horizontes de capas de pizarras muy silíceas gris claro a las que acompañan pizarras

carbonosas y delgados lentejones de carbón, en las que se conservan fosilizados numerosos troncos de 30-40 cm de diámetro, en posición de crecimiento.

Díez Montes *et al.* (en prensa, a) han establecido dos megasecuencias cuyo ámbito de afloramiento corresponde de forma aproximada a los sectores septentrionales para la que se denomina megasecuencia inferior y a los meridionales para la superior.

2.1.3.1. Megasecuencia inferior

2.1.3.1.1.- Conglomerados heterométricos polimícticos y angulosos rojo-violáceo (68)

Los materiales más antiguos aflorantes en la Cuenca del Viar son potentes paquetes de conglomerados de color rojo vinoso discordantes sobre el sustrato de las rocas de la FPI Este tramo muestra unas capas inferiores con abundante matriz lutítico-arenosa, una heterometría muy marcada con bloques de hasta 1 m³ en el vértice NO de la cuenca y un redondeamiento que va de anguloso para el centil a subredondeado para la primera moda. Es común que su composición esté directamente relacionada con el sustrato próximo aflorante. Así, en el entorno del Berrocal, comienzan por coladas con trama abierta, matriz arenosa y cantos centimétricos de granito subredondeados (cantos del granito sobre el que son discordantes) continúan con capas constituidas por cantos de metasedimentos derivados del Grupo P-Q subredondeados a subangulosos con fuerte heterometría (bimodales) y finalizan con capas de cantos cuarcíticos (cuarcita blanca) de tamaño decimétrico en matriz lutítica roja, y cuya procedencia son los relieves de la cuarcita del Calvario (Fm Horta da Torre) situados al Norte (Dominio del Pulo do Lobo).

El espectro de los conglomerados basales en el sector meridional, muestra un predominio de cantos de rocas plutónicas básicas y ácidas subredondeadas en los que se identifican las facies de rocas plutónicas y filonianas (diabasas) del BSN y porcentajes minoritarios de esquistos negros de las unidades de La Minilla y Las Pajanosas de la FPI y cantos de cuarzo a veces acumulados en capas concretas. En este sector la heterometría es mucho menor y mayor el redondeamiento.

La evolución vertical del tramo muestra una pérdida progresiva de matriz lutítica en las coladas junto a la aparición de cuerpos estratificados que en lateral pasan a facies de relleno de canal en gravas con estratificación cruzada en surco. Estos materiales se interpretan como depósitos de abanicos aluviales evolucionando a medios fluviales (Díez Montes *et al.*, en prensa, a; Sierra *et al.*, 1999; Sierra y Moreno, 1998, 2004), o como depósitos de relleno de paleovalle más profundo hacia el NO (Wagner y Mayoral, 2007).

2.1.3.1.2.- Basaltos olivínicos (69)

Por encima y parcialmente interestratificado con estos conglomerados, se tiene el primer episodio de rocas básicas que aflora exclusivamente en el sector noroeste. Son coladas de basaltos con niveles vacuolares a techo de las coladas y ausencia de niveles con *pillow-lavas*. El color negro a gris verdoso. La textura predominante es la microporfídica con pequeños fenocristales de olivino y más escasos de plagioclasa rosada.

En los niveles vacuolares el relleno es básicamente de ceolitas con prehnita de color verdoso ambarino y rellenos de calcita con orlas o anillos de coloración variada. La petrografía de estas rocas las define como basaltos olivínicos con textura microporfídica fluidal.

Tanto este episodio efusivo como el cartografiado como base de la segunda megasecuencia aflorante al Sur, muestran un quimismo similar encuadrable (Simancas, 1983) como toleitas continentales.

2.1.3.1.3.- Conglomerados, areniscas, lutitas rojas y coladas básicas (70)

El techo de las rocas efusivas de la megasecuencia inferior está constituido por un nivel muy continuo de conglomerados y arenas con cemento ferruginoso-silíceo que normalmente da un resalte cartografiable a lo largo de todo el borde noroccidental.

Las características petrológicas de estos conglomerados gravas y arenas, son similares a las descritas para el tramo basal, mostrándose como sedimentos más evolucionados con poca matriz y mayor redondeamiento. La secuencia de facies y las estructuras de estratificación cruzada en surco, laminación de ripples, canales *ribon*, etc., parece indicar que se trata de depósitos fluviales de tipo *braided* o abanico aluvial distal con una red de canales efímeros.

2.1.3.1.4.- Gravas, areniscas, lutitas, lignitos, silixitas y carbonatos gris-amarillento (71)

Constituyen el tramo de techo de esta megasecuencia, y es el más característico del registro sedimentario de la Cuenca del Viar, ya que siendo el color rojo violáceo el predominante de la serie en el sector noroccidental, el denominado miembro detrítico-silíceo de los Canchales, Simancas (1983) presenta un color gris verdoso y/o blanquecino (reducido). Recientemente Moreno *et al.* (2010) definen esta unidad formalmente como Fm Los Canchales, estando constituida por una alternancia de depósitos de naturaleza piroclástica, vulcanoclástica resedimentada y sedimentarios s.s., a menudo fuertemente silicificados.

Está constituido por areniscas con grava y microconglomerados con base moderadamente erosiva y estratificación cruzada en surco, así como lutitas, y/o lutitas carbonatadas grises, abigarradas en la secuencia inferior, por lo general con aspecto masivo.

En este tramo se intercalan tobas volcánicas gruesas con débil laminación interna y alternancias de pizarras y tobas silicificadas de grano fino con laminación interna. Estos depósitos volcanoclásticos llegan a alcanzar espesores de tobas y depósitos tobáceos de 40 m en el NO de la cuenca (Wagner y Mayoral, 2007). Son principalmente depósitos piroclásticos, de caída, de oleada y de colada, de afinidad riódacítica (Sierra *et al.*, 2000, 2003).

Las rocas volcánicas resedimentadas son areniscas, lutitas y conglomerados ricos en piroclastos (Moreno *et al.*, 2010).

Además de estas litologías mayoritarias en este tramo, se han observado otras facies minoritarias entre las que cabe destacar: calizas con nódulos de sílex de color negro con restos orgánicos en su núcleo (algas) y un contenido en fauna en el que se determinan ostrácodos, caráceas, algas y gasterópodos, capas de carbón, capas decimétricas de subarcosas de grano

medio, gradadas con escasa matriz y cemento silíceo, y dos tonsteins decimétricos de carácter ácido a techo de la secuencia superior (serie del Cortijo Palacios, Díez Montes *et al.*, en prensa a).

El espesor máximo medido para este tramo no supera los 50 m y la estructuración secuencial de estas facies es bastante compleja en cada transversal (Díez Montes *et al.*, en prensa a), presentando frecuentes cambios de facies.

Además del contenido faunístico de las capas carbonatadas, es de mencionar la gran abundancia de restos vegetales descritos en el tramo gris: así, Gavala (1927) cita la presencia de: *Odontopteris brardi* Brongniart; *Sphenophyllum alatifolium*, Renault; *Callipteridium gigas* WEIS; *Asterophyllites equisetiformis*, Brongniart, *Annularia Stellata*, WOOD; *Walchia piniformis*, W. *Imbricata*, Schimper, W. *Hynoides* Brongniart, etc. Por su parte, Broutin (1981) describe la flora de las capas grises, destacando: *Pecopteris*, *Paracalamites*, *Cordaites* y *Cardiopteroides*, y la microflora de *Calamospora*, *sp.*, *Calamospora pedata* Kosanke, *Granulatisporites sp.*; *Verrucosisporites sp.*; *Crassispora plicata* PEPPERS, *Florinites sp.*, *Florinites florini* Imgrund, *Florinites cf. diversiformis* Kosanke, *Wilsonites sp.*, *Cordaitina sp.*, *Crusisaccites sp.*, *Densipollenites sp.*, *Potonieisporites bhardawaji* Remy, *Potonieisporites sp.*, *cf. Scheuringipollenites barakarensis* Tiwari, *cf. Limitisporites sp.*, *Protohaploxylinus sp.*, *cf. Vestigisporites sp.*, *Striatopodocarpites sp.*, *Platysaccus sp.*, *Hamiapollenites sp. type H. bullaeformis*, *Cycadopites sp.*, *Gnetaceapollenites punctatus* Venkatachala y Kar. Según lo descrito por este autor, al conjunto de las capas grises se le atribuye una edad Autuniense (Cisuraliense).

Sierra *et al.* (2000) y Wagner y Mayoral (2007) aportan nuevas impresiones de plantas fósiles, sobre todo de la mitad inferior de este tramo en la parte N de la cuenca que confirman una edad Pérmico inferior (Autuniense medio/Cisuraliense).

Recientemente algunos autores (Díez Montes *et al.*, en prensa, a; Wagner y Mayoral, 2007), consideran el tramo gris como un depósito de lago con aporte volcánico continuo, muy importante hacia techo, más profundo en sentido OSO-ENE (subperpendicular al eje estructural de la cuenca).

2.1.3.2. Megasecuencia superior

La megasecuencia superior puede subdividirse en dos secuencias, grano y estratodecipientes y carbonato crecientes (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

2.1.3.2.1.- Basaltos olivínicos (72)

Se considera como nivel basal de esta secuencia el segundo evento efusivo constituido por basaltos olivínicos de color negro y vacuolas rellenas de calcita en anillos concéntricos cuya extensión cartográfica es mucho menor que los basaltos inferiores.

Estos basaltos tienen una dispersión cartográfica que se restringe a la banda de fracturas sinistras denominadas fallas del Embalse de Cala, las cuales a su vez limitan el ámbito cartográfico del tramo de “capas grises”, de tal forma que al Sur de esta banda de fracturación la megasecuencia superior se desarrolla directamente sobre un conglomerado basal (83) que

conceptualmente sería el equivalente lateral de toda la megasecuencia inferior (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

2.1.3.2.2.- *Alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas rojas con arenas, lutitas y carbonatos de tonos grises y policolores (73, 74, 75)*

Díez Montes *et al.* (en prensa, a) establecen en esta megasecuencia, para toda la Cuenca del Viar, cuatro litosomas en los que se alternan de muro a techo tramos de conglomerados y areniscas rojas con arenas, lutitas y carbonatos de colores rojo a abigarrados, de los cuales el superior no aflora en esta Hoja, haciéndolo solo en las hojas de Ventasquemadas (Apraiz *et al.*, en prensa a) y Lora del Río (Apraiz *et al.*, en prensa b) situadas más al E.

Los tramos de conglomerados y areniscas son en general cuerpos con base erosiva, estratificación cruzada en surco, cruzada tabular con *ribs* de gravas de cuarzo a techo y laminación de *ripples* en las areniscas.

Hay múltiples cicatrices de reactivación y acreción lateral en los cuerpos mayores. La morfología de estos rellenos de canal responde a unas características de ríos con canales entrecruzados (*braided*) con fuerte desarrollo de los sistemas de barras, si bien en otros cuerpos la acreción lateral parece definir ríos de tipo meandriforme, y por último no es infrecuente la observación de canales individualizados en masas heterolíticas en las que son muy erosivos.

El espectro composicional de estos detríticos gruesos no presenta variaciones sustanciales en ambos miembros. Se trata de litarenitas con un predominio de cantos de pizarras y esquistos y porcentajes menores de cantos de cuarzo, granitoides y de roca básica. Las areniscas tienen una composición similar, pudiéndose precisar que estarían más cercanas a sublitarenitas y/o subarcosas, pero siempre dependiendo de los sectores en los que estén enclavados.

Alternando con estos tramos de detríticos gruesos, se encuentran otros dos tramos de composición mixta siliciclástico-carbonatada.

En general se trata del acumulo de una secuencia elemental positiva constituida por un término de arenisca de grano fino a veces con grava dispersa, con laminación paralela y cruzada de ripples en paso a fangolitas rojas con bioturbación creciente, en las que hacia techo se intercalan nódulos carbonatados y niveles carbonatados nodulizados en el tramo inferior, en tanto que el techo de la serie aflorante en la Cuenca del Viar está caracterizada por capas de micritas y biomicritas grises a crema con porosidad fenestral muy desarrollada, de tal forma que algunas capas tienen aspecto intraclástico (brechas de cantos). Hay sílex en nódulos de color negro y gris, y capas discontinuas de sílex, intercaladas en los paquetes margosos de color blanco que separan las calizas. El contenido faunístico de estas calizas es de ostrácodos y gasterópodos.

De esta forma, la megasecuencia superior se estructura en dos secuencias granodecrescentes con un término inferior conglomerático en el que se caracterizan depósitos de relleno de canales fluviales posiblemente de un tipo *braided* y un término superior con

depósitos de desbordamiento (*crevasse-splay*) y fundamentalmente de llanura de inundación donde se identifican depósitos carbonatados en charcas (*ponds*) y bioturbación interna. En la secuencia superior, la lámina de agua llega a cubrir al menos los sectores centro-meridionales, dando lugar a depósitos extensivos de carbonatos y geles silíceos.

Sierra (2004), sugiere que hay una ruptura mayor bajo una unidad de conglomerados y areniscas situada en la base de esta secuencia superior (**90**), cuyo tramo más alto constituido por lutitas grises, margas policolores y capas de carbonato aflora fuera de esta Hoja. Para Broutin (1981) estos depósitos pertenecerían posiblemente al Triásico, de acuerdo con la asociación palinológica, al igual que para Wagner y Mayoral (2007), basándose en el hallazgo de huellas de dinosaurio por Bernáldez (1987).

El espesor promedio de la megasecuencia en las transversales del sureste puede estimarse en un mínimo de 500 m.

De las características de estos depósitos, podría deducirse que el clima durante el Pérmico podría ser cálido-húmedo con estaciones lluviosas y secas bien diferenciadas, las cuales permitieran la liberación del hierro, su transporte y fijación como Fe³⁺, así como ciclos de mayor disponibilidad hídrica que ocasionan el desarrollo de lagos de dimensiones variables durante el período considerado.

A partir de la campaña de sismica que realizó García Siñeriz (1944), Simancas (1983), confecciona un mapa de isobatas de la base del Pérmico por el que puede determinarse que la cuenca muestra un aumento en los espesores hacia el sureste, siendo probable que, dado el encuadre cartográfico de las megasecuencias, este hecho sea un reflejo de la disposición sedimentaria original, en la que se pone de manifiesto una migración del depocentro de la primera a la segunda megasecuencia en sentido NNE-SSO.

El registro sedimentario de la Cuenca del Viar se encuentra plegado suavemente en una estructura sinclinal de dirección N160°E, en la que un flanco occidental tiene buzamientos inferiores a 20° y el oriental está subvertical a invertido (vergencia oeste) y cabalgando por los materiales del Pulo do Lobo y de la ZOM.

2.2.Zona de Ossa-Morena

2.2.1. Flanco Norte del Antiforme Olivenza-Monesterio

2.2.1.1. Grupo Malcocinado (86, 87)

El Grupo fue definido como formación por Fricke (1941). En el área estudiada forma una banda que, discordante sobre la Serie Negra, se prolonga desde el sur de Constantina hasta las inmediaciones del embalse del Pintado. En ella son abundantes las rocas tobáceas y epiclásticas, que presentan intercalaciones de paquetes conglomeráticos (**87**) de espesor variable, constituidos por cantos de composición volcánica y otros del substrato, especialmente de pizarras, grauvacas, granitoides, cuarzo y cuarcitas negras (Eguíluz *et al.*, en prensa). Algunos de los cantos del substrato presentan una estructuración previa (Eguíluz, 1988). También presentan intercalaciones de tobas y rocas lávicas.

En general forman una secuencia irregular y compleja en la que es difícil dilucidar la proporción de material volcánico y sedimentario y en la que los cantos conglomeráticos pueden formar paquetes con poca matriz o aparecer dispersos en una matriz que siempre tiene una elevada proporción de material volcánico (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Al microscopio se observa una mesostasis de grano fino rica en sericita y cuarzo entre la que se distribuyen cristales algo más grandes de plagioclasa. Dispersos en esta matriz se encuentran fenocristales irregulares de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de rocas lávicas de composición variable (andesitas a riolitas). Como accesorios aparecen turmalina, circón, apatito, esfena y opacos. Los conglomerados tienen una matriz similar, pero el tamaño y variedad de los cantos es mucho mayor. Las rocas lávicas reconocidas son escasas y corresponden a rocas con texturas traquíticas o a tobas cristalinas de composición riolítica (Eguíluz *et al.*, en prensa).

A escala regional, este volcanismo de carácter calcoalcalino se interpreta como un volcanismo sinorogénico, ligado a un margen activo de tipo andino o de arco isla de edad Precámbrico Superior (Sánchez Carretero *et al.*, 1989).

No se han encontrado fósiles en esta Hoja; sin embargo, por su posición estratigráfica, debajo del Cámbrico basal datado paleontológicamente, así como por la presencia en otros lugares de fósiles de pared orgánica y cianobacterias, se le ha atribuido una edad Vendense (Liñán y Palacios, 1983; Liñán y Quesada, 1990). A partir de las dataciones radiométricas de algunos cuerpos intrusivos en la misma se obtienen edades similares sin que pueda descartarse una edad Cámbrico basal (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordoñez Casado, 1998, Montero *et al.*, 2000).

2.2.1.2. Fm Torreárboles (Serie Detrítica Inferior del Cámbrico inferior)

Las series del Cámbrico inferior se depositan discordantemente sobre los materiales vulcanosedimentarios del Grupo Malcocinado, que suponen el final del ciclo orogénico cadomiense.

Las series del Cámbrico inferior se depositan en todo el Macizo Varisco, según la siguiente secuencia:

- Serie Detrítica Inferior
- Tramo carbonatado.
- Serie Detrítica Superior

En este sector NE de la Hoja, situado al norte del anticlinorio de Olivenza-Monesterio, la Serie Detrítica inferior recibe el nombre de Formación Torreárboles (Liñán, 1978).

De forma general, en los sedimentos atribuidos a esta formación, pueden establecerse dos miembros que en la mayoría de los casos adquieren entidad cartografiable.

2.2.1.2.1.- Conglomerados, arcosas masivas. Fm. Torreárboles, tramo inferior (90)

Los primeros depósitos de esta formación son conglomerados y gravas con matriz arenosa y cemento silíceo.

La composición litológica de estos conglomerados es bastante uniforme y claramente diferente al espectro de los conglomerados intercalados en formaciones infrayacentes. En general está constituido por cantos de areniscas cuarcíticas (grauvacas), rocas volcánicas, cuarzo, pizarras, y rocas ígneas alteradas. Los cantos son elipsoidales, bien redondeados, con moda de 8 a 10 cm y centil hasta de 25 cm. La matriz varía localmente desde trama cerrada a abierta. Es característico de estos conglomerados la presencia de vetas y diseminaciones de vivianita, de color verde brillante (Eguíluz *et al.*, en prensa).

La potencia de estos cuerpos oscila desde decamétricos a más de 90 m y su continuidad lateral desde hectométrica a kilométrica, tratándose en general de acúmulos multiseuenciales que intercalan gravas y arenas arcósicas.

Sobre estos se encuentra un tramo siliciclástico de aspecto masivo constituido por arenas en bancos métricos a decimétricos de grano grueso a medio, que suelen presentarse como capas o bancos soldados a veces con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación cruzada, con ripples a techo de algunas capas. Se estructura en secuencias métricas a decimétricas, grano- decrecientes, constituyendo en su conjunto una megasecuencia grano y estratodecreciente en paso gradual al tramo superior (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Al microscopio se trata de subarcosas y en menor proporción, arcosas y sublitarenitas con matriz sericítico-caolinítica, escasa clorita y cemento silíceo. En proporciones accesorias se encuentran circón, leucoxeno, apatito y esfena.

El espesor total de este tramo en este sector de la Hoja es de 250 a 350 m.

Eguíluz *et al.* (en prensa) atribuyen estos depósitos a un medio de cinturón costero en donde los conglomerados serían fan deltas, en paso vertical y lateral a llanura mareal inferior (playas) y mixta.

Por su posición estratigráfica y por la existencia de una asociación de icnofósiles con *Rusophycus avalonensis*, *Phycodes pedum* y los fósiles de cuerpo blando *Tiernavia tiernae*, se le ha atribuido al Cordubiense (Perejón *et al.*, 2004).

2.2.1.2.2.- Pizarras, arcosas y areniscas. Fm. Torreárboles, tramo superior (91)

Se apoya en tránsito gradual sobre el tramo anterior. Se trata de una potente sucesión constituida por una alternancia de centimétrica a milimétrica de areniscas de grano medio a fino, blancas o verdosas y lutitas gris verdosas a negras.

La secuencia característica de este miembro está constituida, de muro a techo, por un término inferior de subarcosa a arcosa de grano fino, con laminación de ripples, seguido de un término de fangolitas gris verdosas que intercalan láminas de continuas a discontinuas (*linsen*) de arena muy fina, todo el conjunto con fuerte bioturbación y un término de lutitas gris a negras. Hacia techo se completa con nódulos carbonatados y láminas de carbonato en su término pelítico. Constituye una macrosecuencia grano y estratodecreciente en continuidad con el miembro inferior (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En la hoja de Almadén de la Plata (Eguíluz *et al.*, en prensa) se interpreta estos materiales como depósitos de llanura mareal, mixta con eventos esporádicos de tipo

tempestítico, que evoluciona a un progresivo hundimiento a la vez que cesan los aportes siliciclásticos iniciándose el depósito de carbonato. Muestra cambios laterales y verticales de facies con la serie carbonatada.

En este miembro, en el ámbito cuencal, se cita la presencia de abundantes icnofósiles clasificados como *Rusophycus*, *Tomaculum*, *Margarituchnus*, *Monocraterion*, *Laevicyclus*, *Gordia*, *Phycoides*, *Monomorphichnus*, *Planolites*, etc. (Perejón *et al.*, 2004) y atribuidos al Cordubiense (Cámbrico Inferior basal).

2.2.1.3. Calizas, dolomías y pizarras. Tramo carbonatado del Cámbrico inferior (**93, 94, 95**)

Todo el conjunto cartografiado, que pertenece a este epígrafe, corresponde a las Formaciones Pedroche y Santo Domingo en el sentido de Liñán (1978), las cuales presentan dos secuencias dentro de la misma unidad sedimentaria (Roldán *et al.*, en prensa a).

Constituyen una megasecuencia carbonatocreciente, de tal forma que los bancos de carbonatos aumentan de número y espesor hacia techo (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En la serie del Embalse del Pintado, las secuencias son de orden centimétrico a decimétrico. El término siliciclástico está constituido por arenas finas y limos de color amarillento y el término carbonatado son *mudstone* gris rosadas con *birdseyes* y dolomías o brechas de cantos planos dolomitizadas (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Esta unidad para Eguíluz *et al.* (en prensa), está constituida por sedimentos depositados en una llanura de mareas de baja energía, en la que además de cesar progresivamente la llegada de siliciclásticos de grano fino, se pasa desde subambientes de zona intermareal superior, a media o mixta.

Cuando el tramo suprayacente, que se describirá a continuación, tiene entidad tanto vertical como lateral, esta unidad puede diferenciarse cartográficamente (**93**).

En concordancia, paso gradual y cambio de facies (lateral y vertical), se tiene un litosoma esencialmente carbonatado (**94**) que constituye un nivel guía en toda la ZOM.

Muestra secuencias que se corresponden con secuencias de somerización *muddy* y *rainy*, respectivamente en depósitos de llanura de mareas de baja energía (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En algunos sectores, bien por la mala calidad de los afloramientos, bien porque el desarrollo del tramo carbonatado no permita su individualización cartográfica, ha sido necesario agrupar todo este registro sedimentario en una unidad cartográfica única en la que se integran las alternancias siliciclásticas carbonatadas, que en cualquier caso se estructuran en una secuencia carbonato creciente (**95**).

Petrográficamente, son rocas carbonatadas de grano fino y muy fino, constituidas por calcita con una proporción accesoria de cuarzo, mica incolora, feldespato (plagioclasa), moscovita, clorita y frecuentemente menas metálicas. La textura es granoblástica,

recristalizada y localmente elongada. Son rocas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado.

Las pizarras intercaladas son bastante minoritarias. Tienen tonos grises o negruzcos y se meteorizan a tonos beige y pardo marrón. En algunos sectores, los tramos carbonatados son escasos y corresponden a lentejones pluricentimétricos y pluridecimétricos de pizarras limolíticas carbonatadas.

Al microscopio estas pizarras están constituidas por sericita, clorita, cuarzo y albita, como minerales principales. Como accesorios aparecen opacos, turmalina, circón y materia carbonosa (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Intercaladas entre estos materiales, aparecen grauvacas bastante escasas y de poco espesor. Son rocas de tonalidad verdosa, generalmente de grano fino, en las que a simple vista se aprecia feldespato, cuarzo, litoclastos y alguna laminilla de moscovita.

Microscópicamente están constituidas por cuarzo, albita, clorita y sericita como minerales principales. En proporciones accesorias contienen moscovita, opacos, materia carbonosa, turmalina y circón (Eguíluz *et al.*, en prensa).

La Fm Pedroche contiene trilobites (Liñán, 1978; Liñán y Sdzuy, 1978; Liñán y Gámez Vintaned, 1993; Pillola, 1993), estromatolitos (Schmitt, 1983), braquiopodos (Liñán y Mergl, 1984), arqueociatos (Cabanás, 1964; Perejón, 1977 y 1989; Liñán *et al.*, 1982; Moreno Eiris, 1987), icnofósiles (Cabanás y Melendez, 1966), así como Hyolites y algas. Este contenido paleontológico caracteriza al Ovetiense-Marianiense (Perejón *et al.*, 2004).

Son numerosas las publicaciones referidas al contenido paleontológico de la Serie Detrítico-Carbonatada. En estas publicaciones recogidas en Perejón y Moreno Eiris (1992), en base a la fauna diversa clasificada de Trilobites, Hyolites, Arqueociatos, Algas, Braquiópodos, etc., definen una edad Ovetiense Inferior-Medio para la unidad basal de la serie y Ovetiense Superior-Marianiense Inferior para la unidad carbonatada superior.

2.2.1.4. Pizarras verdosas con carbonatos. Fm. Capas de Benalija. (Serie Detrítica superior del Cámbrico inferior) (107)

En concordancia, y localmente en tránsito litológico gradual con las calizas, dolomías y pizarras del Tramo Detrítico-Carbonatado, aflora una potente sucesión esencialmente siliciclástica en la que predominan las lutitas y fangolitas verdes, localmente moradas o violáceas en las que se intercalan capas carbonatadas, con escaso desarrollo lateral, paquetes arenosos más continuos y rocas volcánicas ácidas y básicas, y conglomerados (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En las proximidades de la estación de ferrocarril de Alanís, en el borde norte de la vecina Hoja de Constantina (920), Matas *et al.* (en prensa), describen un tramo inferior constituido por capas decimétricas, soldadas, de fangolitas azuladas en las que se observa laminación paralela y *linsen* de limos blancos. El techo de este tramo es un banco de calizas blancas marmóreas, de 2 a 3 m de espesor y extensión lateral hectométrica. Se trata de esparitas de grano medio a grueso, algo dolomitizadas con limo de cuarzo disperso y fantasmas de aloquímicos.

Le sigue una sucesión de pelitas verdes azuladas con restos de trilobites que finalizan con un paquete de pizarras policolores con fauna de trilobites, en los que se determinan *Delgadella*, *Perrector*, *Alanisia* y *Saukianda*, que definen una edad Marianiense Inferior. En este tramo se han observado volcanitas básicas con muy escasa extensión lateral.

Sobre las pizarras policolores aflora una sucesión constituida por una repetición de una secuencia de orden decimétrico con un término basal en areniscas muy finas o limos gruesos de color blanco (subarcosa a cuarzoarenitas) con laminación de ripples a techo, y un término de lutitas verdes con *linsen* de limos blancos y laminación paralela a techo. En este término, son esporádicos los hallazgos de macrofauna (trilobites).

Prosigue la serie con pelitas y fangolitas verdes masivas que pasan lateralmente a pizarras moradas. Es frecuente la presencia de pirita, en cubos milimétricos. Hacia techo pasa gradualmente a una alternancia de paquetes decamétricos de pelitas verdes y/o policolores con paquetes constituidos por una repetición de secuencias de orden decimétrico, en las que se tiene un término inferior en areniscas (cuarzoarenitas a sublitarenita) de grano medio-fino con laminación de *ripples*, a veces con estructuras convolucionadas y eslampadas, en paso a un término superior en lutitas verdoso amarillentas a veces rojizas, con estructuras *linsen*, *flaser* y laminación paralela. En este tramo se intercala una roca ácida (riolita porfídica) con abundante mineralización de oligisto y galena.

Sobre estos materiales se apoya una sucesión de lutitas y fangolitas, verdes, con intercalaciones de lenticulas de pizarras violáceas o policolores. La fauna de trilobites con *Gigantopygus* y *Saukianda* define una edad Marianiense Medio.

Los tramos superiores de las Capas de Benalija, en este sector, están constituidos por una alternancia de areniscas (subarcosas y sublitarenitas) de grano fino en capas centi a decimétricas (estrato y grano crecientes), con lutitas verdes en las intercapas. La fauna en este tramo es muy escasa, reconociéndose sólo fragmentos de trilobites no identificables. En áreas próximas, Apalategui *et al.* (1985) les atribuyen una edad Bilbiliense (parte superior del Cámbrico Inferior).

Al microscopio, los términos pizarrosos de esta formación presentan textura blastopelíticas, y están formados principalmente por cuarzo, sericita y clorita y, en menor proporción, plagioclasa, moscovita, biotita (detritica). Como accesorios contienen circón, apatito, rutilo y opacos. Los niveles de pizarras moradas presentan mayor porcentaje de óxidos de hierro. Algunas muestras tienen abundante calcita y se clasifican como pizarras carbonatadas. Los términos arenosos, presentan una composición similar al de las pizarras, si bien aumenta la proporción del cuarzo sobre los filosilicatos, presentan textura blastosamítica y están formados por cuarzo, plagioclasa, sericita y clorita.

Las Capas de Benalija constituyen un ciclo de facies grano y estratocreciente, en el que a partir de las plataformas carbonatadas progresivamente cesa el depósito carbonatado, en tanto que aumentan los aportes siliciclásticos dando los depósitos inferiores de las Capas de Benalija asimilables a un medio de plataforma extensa bajo el nivel de ola. Las pizarras moradas se explicarían como depósitos próximos a la localización de rocas efusivas básicas.

El ciclo de facies en “posición regresiva”, apunta a la emersión o erosión parcial que localmente se produce entre los depósitos del Cámbrico Inferior y los del Cámbrico Medio, según Odriozola, *et al.* (1983). La potencia mínima estimada es del orden de 600 a 700 m.

2.2.1.5. Ordovícico

2.2.1.5.1.- Pizarras verdes y grises con nódulos, limolitas y areniscas (120) con intercalaciones de cuarcitas (121) del Sinclinal del Valle

La serie ordovícica aflorante, está siempre en contacto mecanizado con el Cámbrico, comenzando por un paquete de pizarras y limolitas verdes que intercalan capas de areniscas limoso micáceas de color pardo amarillento, más abundantes hacia techo.

La bioturbación es característica del tramo. Gutiérrez Marco *et al.* (1984) citan la presencia de incofósiles como *Planolites*, *Paleophycos*, *Chondrites*, *Teichichnus*, *Monomorphichnus*, y huellas de artrópodos indeterminables. Localmente este tramo pizarroso contiene en su parte superior nódulos y concreciones carbonatadas, en cuyo núcleo puede encontrarse fauna de trilobites (*Ormathops?* sp., *Selenopeltis* aff. *buchi*, *Kodymaspis puer*, *Nerudaspis* cf. *aliena*), graptolites, conodontos, gasteropodos, braquiópodos (*Euorthisina minor*), equinodermos (*Laginocystis pyramidalis*) bivalvos, hyolithidos y ostrácodos, que han precisado en esta área una edad Oretaniense (Ordovícico medio) (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

Aún cuando el contacto con el Cámbrico esta siempre mecanizado, en lugares concretos del flanco Sur del Sinclinal del Valle se ha observado que, hacia la base de este tramo, hay gravas de cuarzo que pudieran ser los depósitos relacionados con la etapa transgresiva. El espesor de este tramo no es inferior a los 150 m (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Sobre estas pizarras verdes se encuentra un paquete (10 a 25 m) constituido por limos arenosos y areniscas micáceas que intercalan capas de oolitas ferruginosas. En el Sinclinal del Valle el techo de este tramo está constituido por un paquete de areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, acarameladas, con laminación cruzada y techo de ripples (121). Este tramo contiene braquiópodos y trilobites (*Placoparia* (*Coplacoparia*) sp.) probablemente de edad Dobrotiviense (Ordovícico medio), según Gutiérrez Marco *et al.* (2002) y Robardet y Gutiérrez Marco (2004). Horizontes de esta oolita ferruginosa en posición estratigráfica similar se conocen en las Zonas Centroibérica y Asturoccidental-Leonesa, en Bretaña, en Bohemia y en el norte de África, desde Marruecos a Libia (Eguíluz *et al.*, en prensa). El espesor del tramo de las areniscas y oolitas puede estimarse en 45 a 50 metros.

La secuencia grano y estratocreciente ordovícica descrita continua con un paquete métrico (3 a 4m) con alternancia de lutitas y/o fangolitas grises oscuras, carbonatadas y con nódulos que culmina con un paquete de calizas decamétrico (Eguíluz *et al.*, en prensa).

2.2.1.5.2.- Caliza Urbana o Caliza de Pelmatozoos. Sinclinal del Valle (122)

Se trata de un paquete de calizas decamétrico, con gran continuidad lateral conocido como “Calizas de Pelmatozoos” (Robardet, 1976; Hafenrichter, 1979, 1980; Gutiérrez Marco *et al.*, 1984; García Ramos y Robardet, 1992, Sarmiento *et al.*, 2008).

Está constituida por una secuencia *grainy*, con un término en *packstone* bioclásticas, rudíticas, de color blanco grisáceo y *wackestone* con *birdseyes* de color gris, crema a rosado. Hacia techo las *packstone* son muy escasas, de color crema a rojizo y dolomitizadas, en tanto que las *wackestone* a *mudstone* son las más abundantes con sílex en nódulos o láminas discontinuas, marcando la estratificación (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Robardet (1976) y Hafnerichter (1979, 1980) mencionan en estos carbonatos la presencia de abundantes pelmatozoos y en menor proporción, briozoos, tabulados, braquiópodos, cefalópodos, gasterópodos, restos de trilobites, conodontos y ostrácodos, que en conjunto definen una edad Caradoc-Ashgill para este tramo. Robardet y Gutiérrez Marco (2004) por su parte, basándose en la presencia de conodontos (*Amorphognathus ordovicicus*, *Hamarodus europaeus*, *Sagittodontina robusta*, *Scabbardella altipes*, etc) indicativos de la biozona de *Amorphognathus ordovicicus* (Robardet, 1976; Hafnerichter, 1979, 1980; Sarmiento, 1993, Sarmiento *et al.*, 2008) que corresponde al Kralodvoriense-Kosoviense, así como en el resto de la fauna citada por los autores anteriores, consideran que la Caliza de Pelmatozoos es más probablemente del Kralodvoriense, y concretamente de la Biofacies de *Sagittodontina-Scabbardella* de la Provincia Mediterránea de Conodontos (Sarmiento *et al.*, 2008).

En diversos afloramientos de estas calizas se constata la presencia de una superficie irregular de características kársticas que afecta a las capas superiores del paquete, probablemente asociada a la alteración y erosión resultante del descenso eustático causado por la glaciación desarrollada en el Kosoviense (evento Hirnantense) que provocó la exposición subaérea de partes de la plataforma con depósitos carbonatados (Gutiérrez Marco *et al.*, 2002; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

El espesor de esta caliza, si bien variable en razón del *karst* reseñado, no supera los 15 m (Eguíluz *et al.*, en prensa).

2.2.1.5.3.- Lutitas grises, areniscas y pizarras negras con nódulos volcanoclásticos. "Pizarras del Valle" (123)

Sobre la "Caliza de Pelmatozoos", en el sector NE de la Hoja, se apoya un tramo de espesor decamétrico en el que predominan las pizarras y limolitas de color gris oscuro en las que se intercalan varias capas decimétricas de constitución heterolítica, donde se mezclan clastos de tamaño grava y procedencia volcánica, muy alterados y de color marrón, junto a arenas de grano medio-fino subredondeadas y gravas finas de cuarcitas angulosas (Eguíluz *et al.*, en prensa). El cemento es silíceo-carbonatado.

Sus características y su posición estratigráfica inducen a pensar que podrían representar niveles de tipo tillítico, originados en las fluctuaciones hielo-deshielo de la glaciación finiordevónica, equivalentes a las diamictitas del Kosoviense, que intercalan localmente niveles con *dropstones* y *slumps* (Gutiérrez Marco *et al.*, 2002; Gutiérrez Marco y Robardet, 2004).

Se intercalan gradualmente capas centi a decimétricas de areniscas (litarenitas a sublitenitas) de grano medio a fino, con colores gris oscuro a pardo, en las que se observa gradación y laminación de *ripples* de ola, de tipo H.C.S. (Eguíluz *et al.*, en prensa).

A este tramo se le ha denominado “Pizarras del Valle” o Fm Valle (Gutiérrez Marco *et al.*, 1984; Gutiérrez Marco *et al.*, 2002; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

Para Eguíluz *et al.* (en prensa) se trata de depósitos de plataforma externa, dominada por tormentas en los que se tiene un subciclo de facies en posición regresiva y un subciclo que llegaría desde éstos niveles a la base de las ampelitas silúricas en posición transgresiva. En el área de la hoja su espesor es de unos 70 a 80 m.

Esta formación suele ser pobre en fauna, si bien Robardet y Gutiérrez Marco (1990, 2004) citan la presencia de braquiópodos, equinodermos, escasos graptolites y bivalvos, y un único espécimen del trilobite. Por su contenido faunístico y posición estratigráfica entre las “Calizas de Pelmatozoos” a muro y las ampelitas del Silúrico a techo (cuya base para Jaeger y Robardet, 1979, es Rhuddaniense basal), se le asigna una edad Kosoviense (Ashgill terminal/Hirnantense).

2.2.1.6. Silúrico

Los afloramientos de Silúrico del Sinclinal del Valle han sido en buena parte ocultados por la máxima cota del Embalse de El Pintado, pudiéndose encontrar parte de ellos cartografiados en la hoja 1:50.000 de Almadén de la Plata (Eguíluz *et al.*, en prensa).

2.2.1.6.1.- Ampelitas, lutitas negras carbonosas, liditas, cineritas y calizas de *Scyphocrinites* (124).

En concordancia sobre las “Pizarras del Valle” se encuentra una sucesión constituida por pizarras negras (ampelitas), liditas, jaspes y *tonsteins*, centi a decimétricos con una enorme abundancia de restos fósiles. Las capas con aporte volcánico son más abundantes hacia techo asociadas en gran medida, a las liditas y jaspes rojos, en tanto que las pizarras y limolitas negras, o con láminas de arena intercaladas son predominantes hacia la base. La potencia de esta sucesión es difícil de estimar debido a su intensa tectonización, si bien Eguíluz *et al.* (en prensa) la calculan en unos 100 a 110 m.

Los estudios de Hernández Sampelayo (1932), Simon (1951), Jaeger y Robardet (1979), Oczlon (1989), Gutiérrez Marco *et al.* (1996); Sarmiento *et al.*, 1998 y Bogolepova *et al.* (1998) dan lugar a la diferenciación en la mitad superior de la sucesión Silúrica de dos unidades calcáreas diferentes datadas por graptolitos denominadas “Calizas con *Orthoceras*” (Ludlow) y “Calizas con *Scyphocrinus*” (Pridoli). Las primeras están constituidas por delgadas (0,5 a 0,8 m) capas carbonatadas en las que, citan la presencia de abundantes graptolitos, además de bivalvos y nautiloideos ortocónicos que indican una edad Ludlow para las mismas.

Las segundas (Calizas de *Scyphocrinites*) se intercalan por encima. Se trata de unas alternancias de calizas y pizarras calcáreas, que dividen a la sucesión en unas pizarras con graptolitos inferiores, que incluyen el Llandovery, Wenlock y Ludlow; y unas superiores, de unos 20 m de espesor, que incluyen según Gutiérrez Marco y Robardet (2004) y Robardet y Gutiérrez Marco (2002, 2004) niveles con tentaculítidos y graptolitos del Pridoli terminal y Devónico inferior (Lochkoviense).

Las Calizas de *Scyphocrinites* se sitúan hacia techo de la sucesión de ampelitas, sobre el tramo con tonsteins, liditas, jaspes y delgados niveles de calizas con crinoides. Se desarrollan

en paquetes de 5 a 6 m de espesor en el que se alternan *mudstone* negras carbonosas y ampelitas de aspecto tufítico, con una bajísima densidad (“cretas negras”) (Eguíluz *et al.*, en prensa). Marcan el techo cronológico del silúrico (Prídoli).

En estas calizas, además de graptolitos existe una fauna abundante de trilobites, braquiópodos, scyphocrinoideos, bivalvos, ostrácodos, cefalópodos, conodontos y tentaculítidos, que indican que la mayoría de estas calizas corresponden al Prídoli, sin descartar que los niveles más inferiores puedan ser Ludlow tardío (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

2.2.1.7. Grupo del Pintado. Devónico

2.2.1.7.1.- Pizarras y cuarcitas de El Pintado. Devónico inferior

En el área de la Hoja esta unidad está presente solamente en su esquina NE en el núcleo de un sinclinal, y en cartografía queda oculta totalmente por la máxima cota del Embalse de El Pintado. En el área de estudio, se encuentra cartografiada, a baja cota del embalse en la Hoja 1:50.000 de Almadén de la Plata (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Sobre las ampelitas negras superiores a las calizas del Prídoli, se tiene un nivel decimétrico constituido por un acumulo de restos fósiles muy alterados en una matriz lutítico carbonatada. La base es erosiva y parece un *lag* residual de una tempestita métrica. Sobre este nivel la litología y el color cambian radicalmente y la serie está constituida por una monótona alternancia de areniscas en capas decimétricas y lutitas con un color gris a crema.

Son frecuentes la estratificación gradada y la laminación de ripples, con abundantes capas según se sube en la serie en las que se observa *hummocky cross stratification*.

La fauna abundante de graptolitos, braquiópodos, trilobites, ostrácodos, bivalvos, conodontos y cefalópodos, define una edad Lochkoviense-Emsiense para este tramo (Racheboeuf y Robardet, 1986; Oczlon, 1989; Robardet *et al.*, 1991; García Alcalde *et al.*, 2002; Eguíluz *et al.*, en prensa).

2.2.1.7.2.- Devónico superior

Weyant *et al.* (1988) demuestra la presencia, en el núcleo del sinclinal, de un Devónico superior discordante sobre el anterior bien representado, si bien no es accesible más que en periodos en que la cota de agua está muy baja, por lo que no ha sido representado en la cartografía.

Se trata de una sucesión de calizas alternantes con areniscas calcáreas y pizarras carbonatadas de color gris a verde, en las que la fauna es muy abundante, y se apoyan en paraconformidad sobre la unidad inferior (Emsiense), registrando una laguna mesodevónica. Destacan las calizas de crinoides y braquiópodos que se sitúan en la base del tramo. En conjunto la sucesión contiene, además de gasterópodos y cefalópodos; braquiópodos, bivalvos y conodontos que permiten datarla como Fameniense (Weyant *et al.*, 1988, Robardet *et al.*, 1988; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990; García Alcalde *et al.*, 2002; Robardet *et al.*, 2004).

2.2.2. Núcleo y flanco sur del Antiforme de Monesterio

2.2.2.1. Serie Negra

Está constituida por esquistos oscuros, cuarzoesquistos y metagrauvas con intercalaciones de cuarcitas negras y anfibolitas. Fue definida por Carvalhosa (1965).

En la transversal de Monesterio-Fuente de Cantos, Eguíluz (1988) distinguió dos conjuntos: uno inferior al que denominó Sucesión Montemolín y uno superior al que denominó Sucesión Tentudía. Esta división ha sido generalizada para toda la Serie Negra, pero en trabajos recientes (Valverde *et al.*, en prensa) se llega a la conclusión de que efectivamente hay varios conjuntos litológicos dentro de la Serie Negra, con deformaciones diferentes, y cuyas relaciones es necesario establecer.

Su edad debe ser Neoproterozoica ya que se sitúa por debajo del Cámbrico inferior datado paleontológicamente. Las dataciones absolutas obtenidas por diversos autores en la ZOM (Quesada y Dallmeyer, 1989; Dallmeyer y Quesada, 1992; Schäfer *et al.*, 1993; Ordóñez Casado, 1998; Fernández Suárez *et al.*, 2002), varían entre 550 ± 7 Ma para las anfibolitas (Dallmeyer y Quesada, 1992) y 563-545 Ma para circones detríticos de la Sucesión de Tentudía (U-Pb SHRIMP, Schäfer *et al.*, 1993; LA-ICP MS, Fernández-Suarez *et al.*, 2002) y 591 ± 11 Ma para gneises biotíticos de la Sucesión de Montemolín (Ordóñez Casado, 1998), lo que incluiría a la Serie Negra en el Ediacárico. Sin embargo, la existencia de una edad de $541\pm 2,4$ Ma obtenida en circones detríticos de metagrauvas de la parte superior de la Serie Negra (Sucesión de Tentudía) en el núcleo de la Antiforma de Olivenza-Monesterio, por Fernández Suárez *et al.* (2002) lleva a pensar que su parte superior podría alcanzar el Cámbrico basal.

Por su parte en el DOV de la ZCI, Linnemann *et al.* (2008) y Pereira *et al.* (2008), datan circones detríticos de metagrauvas de la Serie Negra estableciendo su edad entre los 540 y 580 Ma, mientras que Valverde Vaquero *et al.* (en prensa) datan en $587\pm 2,5$ Ma el Granito de Valsequillo, que intruye en materiales de la Serie Negra con deformación y metamorfismo previo, lo que llevaría su límite inferior, al menos a la base del Ediacárico.

2.2.2.1.1.- Sucesión Montemolín (82, 83, 80)

La Sucesión de Montemolín (Eguíluz, 1988) está compuesta por dos tramos. El tramo basal está formado por esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas, cuarcitas negras y pequeños lechos de rocas carbonatadas, afectados por un metamorfismo de grado medio, que pasa a una alternancia de esquistos y cuarzo-esquistos, con una intercalación decamétrica de anfibolitas, cuyo grado metamórfico disminuye de forma progresiva. En distintos niveles aparecen cuarcitas negras, con pequeños lechos de carbonatos asociados, que constituyen intercalaciones de escasa potencia, pero de gran continuidad lateral, suelen estar situadas en las proximidades de niveles volcánicos, siendo una de las litologías más características del Proterozoico en toda la ZOM. La potencia de esta sucesión debe superar los 1.000 m (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Al microscopio los esquistos y cuarzoesquistos muestran texturas esquistosas o granolepidoblásticas y están formados por cuarzo y biotita como minerales principales con moscovita, opacos y grafito siempre presentes en proporciones reducidas. Como accesorios se

encuentran apatito, circón y turmalina. En las zonas de mayor grado metamórfico pueden encontrarse cristales de cordierita, intensamente alterados. En detalle se pueden distinguir distintos litotipos (esquistos biotíticos, esquistos grafitosos, cuarzoesquistos, etc.) y puede destacarse que en ocasiones las biotitas se disponen en masas elipsoidales, confiriendo a la roca un aspecto mosqueado (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Las anfibolitas (**83**) presentan texturas nematoblásticas, con frecuencia bandeadas, y están constituidas por plagioclasa, cuarzo y anfíbol (hornblenda verde) con proporciones subordinadas de biotita, esfena y menas opacas. En estas rocas también existe una gran variación petrográfica pudiendo encontrarse desde facies con porfidoblastos de plagioclasa a rocas blastofíticas en las que se conservan texturas ígneas originales (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Las cuarcitas negras (**80**) tienen una textura granoblástica, casi siempre bandeada, y una mineralogía constituida casi exclusivamente por cristales de cuarzo entre los que se observa una diseminación de pequeños cristallitos de grafito y opacos (Eguíluz *et al.*, en prensa).

2.2.2.1.2.- Sucesión Tentudía (**84, 83, 80, 85**)

Por encima de la Sucesión de Montemolín, en paso transicional, se encuentra una serie muy monótona, denominada Sucesión de Tentudía (Eguíluz, 1988), compuesta por una alternancia de metagrauvas y pizarras grises o negras con intercalaciones de cuarcitas negras y lentejones de liditas y tramos carbonatados, así como anfibolitas, metabasitas, esquistos oscuros, metatobas, meta-andesitas, metavulcanitas ácidas y otras rocas de origen volcanosedimentario. Esta serie, en la que se incrementa la proporción de materiales groseros y de la influencia volcánica en relación a los materiales subyacentes, ocupa la mayor parte de los afloramientos precámbricos del sector NE de la Hoja, a excepción de los materiales que bordean los granitoides pre-variscos del sector del Pintado (Eguíluz *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, 1990). El metamorfismo que presenta esta sucesión es de grado bajo a muy bajo (Eguíluz *et al.*, en prensa).

La textura esquistosa de las pizarras pasa a blastopsamítica esquistosa o a blastopsamítica en las grauvas con mayor proporción de clastos. La proporción de matriz es variable y pueden encontrarse alternancias milimétricas de grauvas y pizarras. La heterometría de los granos es notable, al igual que su irregularidad. Los clastos más frecuentes son de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de roca, esencialmente de origen volcánico. La matriz está constituida esencialmente por clorita y micas blancas. En proporciones accesorias contienen principalmente circón, apatito, turmalina, esfena y opacos, así como grafito (Eguíluz *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, 1990).

Las anfibolitas (**83**) y las cuarcitas negras (**80**) se presentan en bancos métricos y tienen características similares a las ya descritas, respectivamente, para la Sucesión de Montemolín.

Las metabasitas aparecen como lechos de potencia métrica y escasa continuidad lateral (algunas decenas de metros) intercalados en las metagrauvas y pizarras. Son rocas de color verde oscuro, compactas o con una foliación espaciada y por lo general de grano fino. No son cartografiables a la escala del mapa.

Al microscopio presentan texturas blastoofíticas o esquistosas en los lechos más evolucionados. Los minerales principales son plagioclasa, anfíbol y clorita, pudiendo encontrarse como accesorios opacos, esfena, epidota y cuarzo.

Originariamente debieron ser diques o sills microgranudos de diabasa o tobas básicas cuya textura y mineralogía han sido modificadas como consecuencia del metamorfismo que afecta a la serie (Apalategui *et al.*, 1990).

Las vulcanitas ácidas (85) son rocas compactas de color blanquecino o crema y grano fino (en algunos casos se reconocen fenocristales). Pueden presentar un bandeo milimétrico aunque con más frecuencia la estructura más patente es una foliación espaciada. Deben corresponder a lechos o diques de materiales tobáceos o lávicos de composición ácida (Apalategui *et al.*, 1990).

2.2.2.2. Sucesión de Bodonal (Serie Detrítica inferior del Cámbrico inferior) (88, 89)

Los Porfiroides de Bodonal fueron situados por Bard (1965) por debajo de la Serie Negra, a la que consideraba Cámbrico inferior. Posteriormente el mismo autor (Bard, 1969) los atribuye al Precámbrico reciente y los sitúa por encima de la Serie Negra. La sucesión en que se intercalan estos porfiroides fue definida como Capas de Bodonal-Cala por Hernández Enrile (1971), para todo el flanco meridional del Antiforme de Olivenza-Monesterio.

Es un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas), pórfidos riolíticos, riolitas, dacitas, tobas cristalinas y brechas que aflora a lo largo del flanco sur de la antiforma de Monesterio. Eguíluz *et al.* (1983) citan también la existencia de riolitas orbiculares y riolitas fluidales. Por lo general se trata de rocas ácidas y, en menor proporción, intermedias que intercalan materiales cineríticos y epiclásticos de aspecto pizarroso. Lateralmente pasan a rocas epiclásticas de composición arcósica. Los materiales más característicos corresponden a tobas cristalinas y cineritas. Estas rocas son abundantes en la parte inferior mientras que a techo predominan las cineritas, con frecuencia de colores grises y azulados, que pasan de forma gradual al tramo carbonatado del Cámbrico inferior (Calizas de Cañuelo, de Schneider, 1939) a través de un nivel de calcoesquistos (Eguíluz *et al.*, en prensa). Hernández Enrile (1971) cita también la existencia de intercalaciones de bancos de calizas y calcoesquistos, así como conglomerados con cantos de pizarras y cuarcitas.

En el área estudiada están bien representadas en las Hoja de Almadén de la Plata y Santa Olalla de Cala. Al igual que en otros sectores de la ZOM, los materiales más abundantes corresponden a tobas cristalinas, cineritas y metatobas de grano fino, si bien se encuentran además pasadas de aglomerados volcánicos y una cierta proporción de materiales epiclásticos. Por último señalar que en muchas zonas (Central del Pintado-Carral) estas rocas están fuertemente deformadas (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Las tobas cristalinas (89) tienen un aspecto gneísico en las que se reconocen cristales a veces de varios centímetros de cuarzo y feldespato en una matriz de grano muy fino y colores claros o rosados. La mineralogía puede variar desde términos casi monominerálicos (tobas de feldespato potásico o tobas cuarcíticas) hasta rocas con diferentes minerales y fragmentos de

rocas. Estas rocas han sido denominadas en la literatura como "Porfiroides" (Eguíluz *et al.*, en prensa)

Las cineritas y metatobas de grano fino son rocas esquistosas constituidas esencialmente por un entramado de cuarzo y sericita. Con frecuencia muestran una alternancia de lechos milimétricos ricos en sericita con otros más groseros enriquecidos en cuarzo y a veces opacos. En muchos casos suelen tener una diseminación de cristales de magnetita que les confiere un aspecto peculiar. En lámina delgada tienen textura esquistosa granolepidoblástica con cuarzo, sericita y moscovita como minerales principales y opacos, biotita, feldespatos, circón, turmalina, apatito y esfena como accesorios (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Las riolitas orbiculares citadas en la vecina Hoja de Monesterio (Eguíluz *et al.*, 1983), es una roca muy leucocrática de aspecto gneísico y grano fino, que al microscopio presentan una textura esquistosa blastorbicular. Está constituida principalmente por cuarzo, feldespato potásico y sericita, y en proporciones accesorias opacos y circón.

Los datos radiométricos existentes, pese a proporcionar un rango amplio de edades, apuntan hacia un intervalo comprendido entre 520 y 530 Ma. (Schäfer, 1990; Ochsner, 1993; Ordóñez Casado, 1998, Romeo *et al.*, 2006a), lo que les situaría en el Cámbrico inferior, equivalente a la Serie Detrítica Inferior.

2.2.2.3. Calizas, dolomías y pizarras. Fm Pedroche (Serie Detrítico-Carbonatada del Cámbrico inferior) (93, 94)

La Fm Pedroche fue definida por Liñán (1974). Sus contactos con los materiales limítrofes, superiores e inferiores, en el flanco S del Antiforme de Monesterio son en su mayor parte tectónicos, no aflorando el muro, ni en su mayor parte el techo de esta unidad; que está mucho mejor representada en el flanco N del antiforme (Sinclinal del Valle-NE de la Hoja). No obstante en algunos sectores se observa cómo se apoya discordantemente sobre el Complejo de Bodonal-Cala (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Los tramos más bajos reconocidos, lo constituyen un potente paquete de dolomías y calizas con intercalaciones detríticas de poco espesor. La sucesión la constituyen dolomías (doloeparitas fundamentalmente) de color beige y gris y calizas (micritas) de color crema o blanco. Las intercalaciones detríticas son de poco espesor y continuidad, (se acuñan lateralmente) y son por lo general limos de colores violáceos.

En algunos bancos se han reconocido laminaciones paralelas y cruzadas debidas a riples que sugieren un sedimento depositado en una plataforma somera, muy posiblemente afectada por oleaje y corrientes (Apalategui *et al.*, 1990).

A techo de la sucesión, aparecen unos niveles de limos y carbonatos, que dan unas facies rizadas típicas, descritas por Schneider (1941), que marcan el tránsito a la formación detrítica superior. Estas facies en ocasiones se asocian a unos productos tobáceos de escaso espesor (0,5-1 m) como los que se reconocen en el excepcional corte de la Ribera del Hierro.

Una descripción más completa de esta unidad se encontrará en el corte del Embalse de El Pintado (Sinclinal del Valle) ya descrito (epígrafe 2.2.1.3).

En el flanco S del Antiforme de Monesterio, sobre la serie vulcanosedimentaria del Grupo Bodonal-Cala en transición aparece un conjunto de **calizas y dolomías (94)** en forma de intercalaciones carbonatadas de potencia y posición variable, entre niveles de pizarras. Se trata de calizas y dolomías marmorizadas de colores grises y blancos, crema en los más recristalizados. Suelen presentar un bandeo centimétrico y, a menudo, niveles ricos en materiales ferruginosos (Apalategui *et al.*, 1990). Al microscopio aparecen como mármoles micríticos o esparíticos con detríticos en proporciones variables. Estos paquetes contienen a veces arqueociatos, lo que permite correlacionarlos con las calizas, dolomías y pizarras (93) descritas.

Estos materiales cuando están en contacto o próximos al Conjunto Plutónico de Santa Olalla de Cala, se transforman en calizas y dolomías marmorizadas de colores grises y blancos, crema en los más recristalizados. Suelen presentar un bandeo centimétrico y, a menudo, niveles ricos en materiales ferruginosos.

Al microscopio aparecen como mármoles micríticos o esparíticos con detríticos en proporciones variables.

Dentro de la aureola de contacto del Macizo de Santa Olalla de Cala se encuentran rocas de silicatos cálcicos bandeadas y granatitas, en relación con procesos de *skarn* que alcanzan un desarrollo espectacular (granatitas, rocas de silicatos cálcicos con granate, clinopiroxeno, escapolita, wollastonita, olivino, epidota, etc.) y que han sido estudiados en profundidad por Velasco (1976) y Casquet (1980).

En cuanto a su edad, contiene trilobites (Liñán, 1978; Liñán y Sdzuy, 1978; Liñán y Gámez Vintaned, 1993; Pillola, 1993), estromatolitos (Schmitt, 1983), braquiopodos (Liñán y Mergl, 1984), arqueociatos (Cabanás, 1964; Perejón, 1977 y 1989; Liñán *et al.*, 1982; Moreno Eiris, 1987), icnofósiles (Cabanás y Melendez, 1966), así como Hyolites y algas. Este contenido paleontológico caracteriza al Ovetiense inferior (Perejón *et al.*, 2004).

2.2.2.4. Serie detrítica superior del Cámbrico inferior

Se ha denominado también Grupo Vulcanosedimentario del Cámbrico inferior (Ruiz López *et al.*, 1979): Se sitúa sobre la formación carbonatada, y está constituido por varias formaciones coetáneas, en las que son característicos los cambios laterales de facies y los aportes de origen volcánico. Regionalmente se diferencian las Fms, Alternancia de Cumbres, Formación Detrítica de Jerez, Vulcanitas de La Valera, Pizarras de Herrerías y Pizarras Laminadas con Bioturbaciones.

En esta Hoja sólo afloran la Alternancia de Cumbres, los Pórfidos de La Valera y pizarras con niveles arenosos bioturbados a techo.

2.2.2.4.1.-Areniscas feldespáticas y pizarras. Alternancia de Cumbres (105)

Sobre la formación carbonatada se dispone un conjunto de materiales detríticos que llegan a alcanzar una potencia considerable.

El contacto de muro es normal, realizándose en muchos puntos por medio de unos niveles de escasos metros de potencia de calizas con nódulos pizarrosos que pasan a pizarras con nódulos carbonatados, conocidas como "Pizarras Kramenzel" (Schneider, 1941), que dan paso a una sucesión alternante de pizarras y areniscas. La potencia media por banco oscila entre centimétrica a plurimétrica, tanto para las areniscas como para las pizarras limo-argilíticas.

Las areniscas presentan un tamaño de grano de medio a fino, aunque pueden presentarse como areniscas de grano grueso e incluso microconglomerados. Al microscopio los clastos son angulosos a subangulosos, cementados por una matriz de grano fino con recristalización de clorita y sílice, y también de sericita orientada según la esquistosidad.

Están compuestas por grauvacas feldespáticas, con una importante proporción de clastos feldespáticos (predominando las plagioclasas) y fragmentos de rocas volcánicas. Son vulcanitas ácidas, silíceas, porfídicas y desvitrificadas, generalmente alteradas a productos arcillosos. Como accesorios, moscovita, opacos, circón y turmalina detríticos. Algunos agregados de cloritas pueden corresponder a fragmentos de vulcanitas básicas.

Los términos pizarrosos están compuestos por minerales arcillosos y como accesorios: cuarzo, plagioclasas, moscovita y opacos. En campo son característicos sus colores rojos, violáceos, verdes y ocre, debido a la alteración supergénica.

Las estructuras más frecuentes son *loads-casts*, *cross-bedding*, *ripples* y estructuras canaliformes. A veces se intercalan niveles de basaltos de potencia métrica con disyunción en bolos.

La potencia oscila entre 350 y 1.100 m. La edad de esta formación está bien determinada gracias al yacimiento de trilobites que hay al S de la Sierra del Bujo (hoja de Monesterio). Probablemente la base pertenezca al Marianiense inferior, ya que en las pizarras con nódulos pizarrosos del muro de la sucesión se han encontrado arqueociatos (*Coscinocyatus sp*, *Aldanocyatus sp*), característicos del Ovetiense y Marianiense (Eguíluz *et al.* 1980); y a unos 30 m por encima de ese nivel, ya en las alternancias, aparece fauna de trilobites que permite asignar una edad Marianiense medio (Liñán y Perejón en Eguíluz *op. cit.*). En otros niveles fosilíferos más altos en la serie aparecen asociaciones posiblemente del Marianiense medio (Ruiz López *et al.*, 1972).

2.2.2.4.2.- *Pórfidos de La Valera (106)*

Al NE de la Hoja aflora una unidad de materiales de origen volcánico que se dispone sobre la formación carbonatada intercalada en la Alternancia de Cumbres. Está constituida por varias facies volcánicas, la más abundante es la formada por aglomerados volcánicos y le siguen las facies de chimenea encajadas en la formación carbonatada (Ruiz López *et al.*, 1979).

Existen facies de aspecto plutónico, con fenocristales de feldespato y plagioclasa de varios centímetros dentro de una matriz más fina de tonos beige a verdosa clara (Eguíluz *et al.*, 1983).

Los aglomerados presentan clastos de diversos tamaños (centimétricos a decimétricos) y grados de redondeamiento. Son rocas de color grisáceo con variaciones según los contenidos en magnetita (característica de esta unidad) y clorita.

Hacia la periferia de los aparatos volcánicos se produce una transición con las alternancias de Cumbres. Son tobas finas de la misma composición del aglomerado alternando con niveles pizarrosos también vulcanoclásticos.

Las riolitas y aglomerados vulcanoclásticos, se intercalan en la sucesión como cuerpos de rocas subvolcánicas a volcánicas porfídicas, constituyendo criptodomas a domos en contacto con el agua que presentan variaciones en el tamaño de grano, siendo masivos en el centro y pasando a aglomerados y epiclastitas hacia los bordes. En los afloramientos masivos abundan feldespatos idiomorfos de color rosado con coronas de plagioclasa blanco-verdosa (textura rapakivi) en una matriz de color oscuro. Donde los afloramientos son más reducidos y en zonas de borde se encuentran pórfidos de grano más fino, tobas o riolitas microcristalinas. (Apalategui *et al.*, 1990).

2.2.2.4.3.- Pizarras verdes y violáceas con niveles arenosos bioturbados a techo (108, 109)

Se trata de depósitos terrígenos formados por areniscas de grano fino, entre las que se intercalan niveles lutíticos de poco espesor; son los conocidos esquistos o capas de Rincón, de Schneider (1939).

Estos materiales, afloran al N de la Hoja a techo de los materiales cámbricos y bajo la discordancia del Ordovícico inferior. La serie la constituye una alternancia de limos amarillentos y/o verdosos con intercalaciones milimétricas de arenas finas moscovíticas con laminación paralela o suavemente ondulada (*wavy lamination*).

Localmente se reconocen laminaciones cruzadas debido a ripples de oscilación asimétricos, incluso laminación lenticular de ripples de oscilación con escasez de arena en fondo lutíticos (*starved ripples*). Los materiales están moderadamente bioturbados por organismos que excavaron galerías, de pequeños tamaños, horizontales y verticales.

Al microscopio, presentan textura blastopsamítica y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, moscovita, sericita y opacos.

El conjunto se interpreta como un depósito marino de aguas tranquilas y velocidad de sedimentación alta, lo cual puede corresponder a ambientes variados, por debajo del nivel medio de acción del oleaje (desde la plataforma externa a llanura submarina) sin que pueda precisarse más, debido a la ausencia de indicadores batimétricos.

Intercalados entre estos materiales, aparecen niveles de rocas básicas (109) con texturas blastofíticas, compuestas por plagioclasa y clorita, ésta última de alteración de piroxenos y anfíboles.

El espesor de esta formación es de unos 350 m.

Respecto a su edad, este tramo está encima del nivel de Serrodiscus y debajo de un nivel de espilitas que a escala regional se sitúa en el Cámbrico medio; en consecuencia debe situarse en la parte alta del Cámbrico inferior (Bilbiliense), pudiéndose correlacionar estos materiales con otros muy parecidos que aparecen en la Unidad de Benalija (Capas del Arroyo Tamujar) y en la Unidad de Alconera (Miembro Vallehondo).

2.2.2.5. Cámbrico medio

2.2.2.5.1.- *Espilitas y vulcanitas básicas .Basaltos del Playón (110)*

Sobre los limos y arenas moscovíticas bioturbados (108) aparecen unos niveles volcánicos que se extienden desde el borde norte de la Hoja hacia el SE hasta las proximidades de la Sierra del Castillo.

Se trata de una sucesión volcanosedimentaria formada en su mayoría por basaltos, tobas basálticas y alguna intercalación pizarrosa (Apalategui *et al.*, 1990).

Las rocas volcánicas presentan colores variados, por lo general verde o morado, siempre de tonalidades oscuras, tienen carácter masivo y por lo general es difícil apreciar la S_0 . Se han reconocido estructuras *pillow*, que atestiguan el carácter efusivo de las rocas volcánicas (Apalategui *et al.*, 1990), así como vacuolas rellenas por limonita. Por lo general se erosionan en forma de bolos.

Al microscopio, presentan texturas blastodiabásicas, blastofíticas y afánicas intersertales, en ocasiones fluidales y están formadas por fenocristales automorfos de plagioclasa (alterada a clorita-sericita) así como por formas de antiguos ferromagnesianos (olivino, piroxeno) totalmente alterados a clorita, calcita, etc. La matriz débilmente recristalizada la componen clorita y calcita (Apalategui *et al.*, 1990).

Químicamente, son rocas alcalinas que oscilan desde términos claramente subsaturados hasta términos andesíticos.

Este volcanismo que ya se manifiesta en las formaciones inferiores (pizarras moradas y limos) se supone relacionado con un proceso de *rifting*, más patente en el borde meridional de la ZOM (Quesada, 1987, Apalategui y Quesada 1987).

La potencia de esta formación es variable, y oscila entre los 60 y 200 m.

No se ha encontrado ningún resto fósil que permita datar esta formación en el área de la hoja; por correlación con series volcanosedimentarias similares (Capas de Playón) datadas en la Unidad de Alconera (Gil Cid y Mélou, 1988; Gozalo *et al.*, 1994; Perejón *et al.*, 2004), con las llamadas espilitas de la Umbría-Pipeta (Bard, 1969) y con otras que aparecen en el flanco normal del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Dupont y Vegas, 1978), se asignan estos materiales al Cámbrico medio (Apalategui *et al.*, 1985, 1990), sin descartar que pueda abarcar el techo del Bilbiliense y parte del Cámbrico superior (Perejón *et al.*, 2004).

2.2.2.5.2.- *Formación Ossa/Fatuquedo (111)*

Inmediatamente a techo de las espilitas aparecen unos niveles de pizarras limosas y arenas amarillentas, que afloran en el borde norte de la Hoja junto al Cortijo Barriga y al Norte de la Sierra de la Jabata.

Se trata de una sucesión detrítica formada por pizarras y pizarras limosas de color amarillo con alguna intercalación arenosa milimétrica; hacia el techo, aparecen niveles microconglomeráticos embalados en los limos, que marcan el tránsito a la formación superior. Sus características litológicas y posición estructural sugieren una equivalencia con la Fm Fatuquedo, diferenciada en la parte más oriental de la región de Barrancos (Araujo *et al.*, 2006).

La potencia de los materiales aflorantes es muy escasa, y en ningún punto sobrepasa los doscientos metros.

En el sector NO de la Hoja, en contacto tectónico tanto con la Fm Barrancos como con la Unidad Moura-Cubito, se encuentra una sucesión detrítica atribuida a la Fm Ossa (Carvalhosa *et al.*, 1987). Contiene pizarras y psamitas verdosas, micáceas, y lateralmente (NO de Barrancos, Portugal) y hacia el techo es más rica en grauvacas. Su espesor es dudoso, seguramente mayor de 1000m (Araujo *et al.*, 2006). En sus niveles inferiores, en Portugal, existen vulcanitas básicas (basaltos alcalinos; Carvalho, 1987; Ribeiro *et al.*, 1992a), a las que se denomina vulcanitas de Santo Aleixo da Restauração.

En el sector situado al NE de la Hoja, entre el núcleo metamórfico de Almadén de la Plata y la Falla de Zufre en la carretera de esta localidad a Santa Olalla de Cala, se ha cartografiado una lámina de una sucesión areniscosa, laminada, más deformada que la sucesión de la Fm Terena inferior y menos que la Fm El Cubito. Por sus características sedimentarias y deformativas la hemos atribuido a la Fm Ossa. Está en contacto probablemente tectónico con metabasitas de la Fm Barrancos, por el N y en contacto tectónico con las rocas mucho más deformadas de la Fm El Cubito por el S.

Al microscopio son rocas con textura blastopelítica o blastopsamítica, en ocasiones bandeadas, formadas por cuarzo, moscovita y sericita principalmente, y turmalina, etc., en proporciones accesorias.

La edad asignada a estos materiales es por su litología y posición Cámbrico medio.

2.2.2.6. Ordovícico

2.2.2.6.1.- Pizarras gris verdosas y moradas con vulcanitas acidas y basicas. Fms. Barrancos y Barriga (**112**, **113**, **114**)

En una alineación de sierras que van desde la Sierra León, hasta la Sierra del Aguilar, en el borde SO del flanco SE del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, aflora un conjunto de conglomerados poligénicos y cuarcitas (**112**).

Los conglomerados son poligénicos, del tipo soportado, redondeados, con cantos de espilita, calizas, grauvacas en una matriz lutítica y grauváquica de grano fino-medio y color gris.

La relación entre estos conglomerados y los materiales limosos inferiores es controvertida, ya que no se observan criterios de ruptura sedimentaria como superficies erosivas o relación angular entre capas, sino que se observa que los primeros niveles conglomeráticos se intercalan a lo largo de unos 10 ó 20 m con la sucesión de limos inferiores con la que parece hallarse en continuidad estratigráfica, no apareciendo los bancos más potentes de conglomerados hacia la base, sino más arriba, alternando también con la sucesión cuarcítica que se le superpone (Apalategui *et al.*, 1990).

Por sus características y relaciones con la sucesión inferior, para los referidos autores, no parece tratarse de un conglomerado basal de una serie transgresiva, y en discontinuidad estratigráfica con los sedimentos inferiores, sino más bien depósitos de *debris flow* que corresponderían con la llegada de masas caóticas de sedimentos atribuibles a depósitos de plataforma (rellenos de canales o talud).

Estos conglomerados han sido atribuidos al Ordovícico por Schneider (1939) y otros, quienes suponían que representaban el inicio de la transgresión Sárdica; esta edad ha sido cuestionada más tarde por Mette (1989) quien encuentra acritarcos del Cámbrico medio en estos materiales.

Sobre los conglomerados, aparece una barra cuarcítica de espesor y continuidad variable que fueron correlacionadas por Schneider (1939) con la Cuarcita Armoricana.

Se trata de una formación cuarcítica de unos 40 ó 50 m. en la que se reconocen algunas pasadas pizarrosas y otras microconglomeráticas de espesor decimétrico. Hacia la base aparecen paquetes de areniscas cuarcíticas y grauvacas; y a continuación, la sucesión es areniscosa muy limpia (cuarcitas y arcosas) con restos piritosos, y con intercalaciones de niveles pizarrosos y otros microconglomeráticos; los niveles más arenosos aparecen bien como bancos aislados, bien en una alternancia de cuarcitas y pizarras (Apalategui *et al.*, 1990).

Contienen laminaciones paralelas, retocadas por *ripples* en el techo de las capas, así como capas lenticulares convexas hacia el techo, estratificación cruzada *hummocky* de escala decimétrica entre capas de pizarras; y techos retocados posiblemente por *ripples* de oscilación (Apalategui *et al.*, 1990).

Este tramo, se interpreta como un depósito de plataforma somera, cuyo proceso de transporte y depósito más probable fue el oleaje de tormenta.

La edad de estos materiales es discutida, oscilando entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior, edad de las primeras series adyacentes datadas. Schneider (1939) los considera Ordovícico inferior, y los correlaciona con la Cuarcítica Armoricana. En el área de Venta del Ciervo, las pizarras de la Fm Barriga (Tremadoc sup.-Arenig inf.) se apoyan sobre estas cuarcitas que se atribuyen a la Fm Umbría-Pipeta del Cámbrico medio por Robardet *et al.* (1998) y son correlacionables junto con los conglomerados inferiores, con la Formación Fatuquedo (Apalategui *et al.*, 1990).

En esta unidad se ha incluido una estrecha tira de pizarras grises-azuladas y/o verdosas, que se apoya sobre las cuarcitas inferiores probablemente ordovícicas, atribuidas en la hoja de Sta Olalla de Cala a las Pizarras Barriga, de Gutiérrez Marco (1986), datadas como Tremadoc

superior a Arenig inferior en base a graptolitos (Gutiérrez Marco, 1982; Robardet *et al.*, 1998; Robardet y Gutiérrez Marco, 2004), sobre las cuales en el sector de Venta del Ciervo se apoya la Fm Barrancos (si bien en la Hoja de Sta. Olalla de Cala entran en contacto por falla con la Fm Verdugo, equivalente en parte de los Xistos Raiados). Los tramos basales de esta sucesión (8-10 m.) los forman pizarras arcillosas de color azulado, que incluyen esporádicos cantos angulosos de cuarcitas distribuidos de forma irregular en el sedimento, que han sido interpretados como *dropstones*; el resto de la formación son pizarras gris verdoso con laminaciones arenosas milimétricas y con señales de bioturbación.

La Fm Barrancos fue definida en Portugal (Perdigão *et al.*, 1982). Se trata de una monótona sucesión de pizarras y filitas moscovíticas de colores grises, gris-verdosos, a veces morados, con laminaciones cuarcíticas milimétricas esporádicas, en la que se intercalan rocas volcánicas, principalmente básicas y en menor proporción ácidas. Afloran en dos bandas paralelas de dirección regional, separadas por los depósitos de tipo flysch de Terena inferior.

En el sector Sur de la banda septentrional aflora una amplia banda de cizalla plegada, que saca materiales de grado medio de metamorfismo (serie volcanosedimentaria y mármoles) relacionados con el complejo vulcanosedimentario de Aracena (102, 104), bajo pizarras de la Fm Barrancos que son quistolíticas en contacto con el mismo.

Los materiales que afloran en la banda más meridional se caracterizan por la presencia de grandes coladas de rocas básicas (114).

En conjunto se trata de una monótona sucesión metapelítica, formada por pizarras y filitas moscovíticas de color gris, con algunos niveles de pizarras moradas, sobre todo al E de la Falla de Zufre, y foliadas, y en la que se reconocen algunos niveles arenosos de potencia milimétrica, más abundantes en el afloramiento septentrional (Apalategui *et al.*, 1990).

Hacia el techo de la formación, los materiales se van haciendo progresivamente más detríticos, aumenta el contenido de cuarzo, óxidos de hierro, y el tamaño de los clastos de moscovita; este horizonte de unos 20 m de potencia, marca el tránsito a la Fm Sierra Colorada (Apalategui *et al.*, 1984). En la vecina región de Barrancos, en Portugal, en la parte superior de la Fm Barrancos se distingue una facies local de pizarras grises, verdes y rojas, que ha sido considerada como una formación distinta por algunos autores (Piçarra, 2000; "Xistos com *Phyllodocites*" de Delgado, 1908).

Al microscopio son filitas o pizarras con texturas lepidoblásticas, formadas principalmente por cuarzo, moscovita, clorita, y en proporciones accesorias por opacos, turmalina, esfena, circón y albita (Apalategui *et al.*, 1984; 1990).

En el afloramiento más meridional, aparecen intercaladas grandes **coladas de rocas básicas (114)**, muy potentes (posiblemente superan en ocasiones los 500 m. de espesor), que describen un gran pliegue sinclinal que cierra periclinalmente unos 2 km. al Oeste del Cortijo de los Quejigales.

Asociadas a las volcánicas básicas se reconocen algunos afloramientos de pequeñas coladas de **rocas volcánicas ácidas**; de unos 30-40 m. de espesor y poca continuidad lateral.

Entre ambos tipos de rocas volcánicas, ácidas y básicas, aparecen varios lentejones de carbonatos de reducidas dimensiones (Apalategui *et al.*, 1990) no cartografiables a esta escala.

Estas coladas de rocas básicas podrían ser equivalentes o correlacionables con el Complejo Volcánico de São Marcos do Campo descrito en la parte inferior de la Fm Barrancos, en el flanco occidental del Sinclinal de Terena en Portugal, y constituido principalmente por rocas máficas con algunas intercalaciones de vulcanitas ácidas (Araujo, 1989; Araujo *et al.*, 2006).

Se interpretan como depósitos marinos profundos posiblemente de talud. Hacia el techo aparecen nivelillos de arenas finas con techos ondulados por ripples y algo de bioturbación, lo que sugiere un ambiente más somero posiblemente de plataforma abierta, en continuidad sedimentaria con las rocas de la Fm Sierra Colorada suprayacente (Apalategui *et al.*, 1990; Piçarra *et al.*, 2011).

Estos materiales fueron datados en Portugal por Delgado (1908) que los atribuyó al Ordovícico inferior, al encontrar impresiones de género *Didymograptus* en las proximidades de Barrancos, justo a techo de esta sucesión. En el Área de Venta del Ciervo, Mette (1989) encuentra, al SSE de Cañaverl de León, acritarcos del Arenigiense superior-Oretaniense inferior. En las regiones de Barrancos y Encinasola, Gutiérrez Marco y Robardet (2004) citan en esta parte alta fósiles del Arenigiense superior. Recientemente Piçarra *et al.* (2011), basándose en datos de graptolitos y palinológicos en la región de Barrancos (Portugal), atribuyen la parte alta de la Fm Barrancos (Pizarras con *Phyllodocites*) al Darriwiliense temprano (Ordovícico medio), próxima a la datación de Mette (1989) en España.

La potencia de esta formación, no puede precisarse, ya que no aflora el muro de la misma; no obstante el espesor de los materiales reconocidos es de unos 1000 m (Apalategui *et al.*, 1990).

2.2.2.6.2.- Areniscas, pizarras y cuarcitas bioturbadas. Fm Sierra Colorada (115)

Sobre la Fm anterior, y en tránsito gradual, se apoya un conjunto constituido por grauvacas y/o metareniscas con abundante moscovita y óxidos de hierro, denominado Grauvacas da Serra Colorada por Delgado (1908).

Estos materiales aparecen principalmente en el afloramiento septentrional de la Fm Barrancos; mientras que al Sur del flysch de Terena inferior estos materiales solo aparecen localmente en el borde N de la Hoja, debido posiblemente a la existencia de una zona de falla a lo largo del Silúrico que los hace desaparecer, así como adelgaza y hace desaparecer hacia el E a la base de la Unidad de Terena inferior.

La sucesión la componen grauvacas y metareniscas moscovíticas muy bioturbadas, con abundantes óxidos de hierro, junto a niveles pizarrosos, todo ello en una alternancia de espesor centimétrico a decimétrico. Los niveles arenosos presentan techos ondulados por ripples, y están moderadamente bioturbados, con galerías verticales. Los niveles arcillosos presentan galerías horizontales, algunas de ellas se mantienen en la base de los bancos arenosos (Apalategui *et al.*, 1990). En conjunto la formación presenta rasgos de un ambiente marino de plataforma somera de aguas agitadas.

Al microscopio son rocas con texturas blastopsamíticas, formadas principalmente por cuarzo, moscovita, plagioclasa, sericita y en proporciones accesorias, turmalina, circón y opacos (Apalategui *et al.*, 1984, 1990).

Su espesor en este sector oscila entre 50 y 100 m en la banda norte y entre 5 y 10 m en el borde de la Hoja al sur del flysch de Terena inferior (Apalategui *et al.*, 1984); si bien Gutiérrez Marco y Robardet (2004) citan espesores de entre 20 y 200 m en la región de Barrancos-Encinasola.

La edad de estos materiales, no ha podido ser precisada, ya que los únicos fósiles encontrados hasta ahora son icnofósiles (*Skolithos*, *Palaeophycus*, *Planolites*) sin valor bioestratigráfico preciso (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). Aparece en continuidad estratigráfica sobre los materiales inferiores, cuyo techo es Arenigiense superior-Oretaniense inferior, según Mette (1989) o Darriwiliense temprano (Ordovícico medio) según Piçarra *et al.* (2011). Por otra parte, estos materiales reposan bajo las ampelitas y liditas de Silúrico por lo que su edad hay que situarla en dicho intervalo, sin que pueda asegurarse que se halle representado el resto del Ordovícico medio y todo el superior; pues la litofacies glaciomarina tan típica del Ordovícico superior en la provincia Nord-Gondwánica, nunca ha sido observada en esta formación (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

2.2.2.7. Silúrico-Devónico inferior

2.2.2.7.1.- Ampelitas y liditas. Silúrico (116)

A escala regional, estos materiales afloran en ambos flancos del Sinclinal de Terena poniéndose en contacto con la Fm Barrancos, o con la Fm Sierra Colorada, si bien, esto se debe fundamentalmente a que ambos límites de la Unidad de Terena inferior suelen estar tectonizados (Rocha *et al.*, 2010) llegando a desaparecer los propios materiales silúricos. Han sido denominadas "Pizarras con nódulos" (Schistes à nodules avec Graptolites et Cardiola interrupta de Delgado, 1908).

La sucesión en el flanco N, la compone una alternancia centimétrica de pizarras ampelíticas negras, en ocasiones arenosas, con niveles cuarcíticos del mismo color, tableados en bancos de 5 a 15 cm de espesor.

En el flanco S del sinclinal no se han observado cuarcitas grafitosas y el contacto con la Fm Terena inferior parece concordante.

Al microscopio las cuarcitas son rocas con textura granolepidoblástica inequigranular, compuestas por cuarzo y grafito junto a cristales aciculares pequeños y de difícil identificación, principalmente moscovita y rutilo. Las ampelitas aparecen siempre muy alteradas (Apalategui *et al.*, 1990).

Asociados con estos materiales, hacia el techo suelen existir finos niveles o lentejones de volcanitas ácidas (metacineritas); se trata de rocas microcristalinas compuestas por sericita, cuarzo, feldspatos y micas (Apalategui *et al.*, 1990).

La potencia de los materiales aflorantes oscila entre los 25 y 50 metros en el mejor de los casos (Apalategui *et al.*, 1990); si bien estos materiales suelen aparecer en zonas tectonizadas y posiblemente en gran parte estén laminados.

En cuanto a la edad de estos materiales; Gonzalo y Tarin (1888) describen por primera vez la fauna de graptolites del norte de la provincia de Huelva. Posteriormente los hallazgos realizados por Schneider (1939), Bard (1969), Gutiérrez Elorza (1970), Vázquez Guzmán (1970), Apalategui *et al.* (1984) y Racheboeuf y Robardet (1986), confirman que está representado todo el Silúrico. Robardet y Gutiérrez Marco (2002, 2004) citan en las pizarras negras de la región de la Venta del Ciervo, conjuntos de graptolitos de edad Aeroniense a Telychiense (Llandovery), habiendo dado las pizarras, limolitas y cuarcitas suprayacentes, acritarcos de edad Wenlock y Ludlow (Mette, 1989; Piçarra *et al.*, 1992). En la región de Barrancos-Encinasola, se han identificado en las "Pizarras con nódulos" graptolitos del Llandovery, Wenlock y Ludlow (Giese *et al.*, 1994; Gutiérrez Marco *et al.*, 1998; Piçarra, 2000).

2.2.2.7.2.- Pizarras laminadas.Fm "Xistos Raiados" (117)

Sobre las ampelitas, aparecen unos materiales esquistosos de color oscuro que son los denominados como Esquistos de Verdugo por Schneider (1939) en el sector de Venta del Ciervo. Posteriormente Apalategui *et al.* (1990) los correlacionan con los Xistos Raiados de Perdigoão *et al.* (1982).

El afloramiento lo constituye una monótona sucesión de pizarras con cloritoide, de grano fino, algo micáceas y de color gris, entre las que destacan algunos niveles arenosos de potencia milimétrica de grano fino a medio que presentan normalmente laminación cruzada de ripples. En algunos puntos la sucesión es más arenosa, y se distinguen bancos de areniscas de 3 a 5 cm. de espesor con techos ondulados por ripples (Apalategui *et al.*, 1990).

Al microscopio, son rocas con textura lepidoblástica formadas principalmente por cuarzo, moscovita, sericita, óxidos de hierro y cloritoide, y en proporciones accesorias apatito, epidota, turmalina, circón, clorita, biotita y esfena (Apalategui *et al.*, 1984, 1990).

La potencia real de estos materiales es imposible de precisar, ya que no se conoce el techo de la misma, por estar siempre mecanizado; no obstante, se puede estimar en unos 150 m, como mínimo (Apalategui *et al.*, 1984).

Estos materiales han sido datados por Schneider (1939) y Racheboeuf y Robardet (1986), que reconocen una fauna de edad Emsiense, constituida por braquiópodos, trilobites, ostrácodos y celentéreos. Sin embargo parecen pertenecer al mismo ciclo sedimentario que las ampelitas y liditas, y por encima de ellas, por lo cual Apalategui *et al.* (1984) les asignan una edad Silúrico superior y, posiblemente, Devónico Inferior. Más recientemente se han encontrado en la región de Barrancos-Encinasola, graptolitos del Prídoli en la parte inferior de los Xistos Raiados, y del Lochkoviense inferior en su parte superior, por lo que su edad abarcaría desde posiblemente el Ludlow superior al Lochkoviense (Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 1998; Piçarra *et al.*, 1998). Recientemente Lopes *et al.* (2009) encuentran en el sector de Barrancos (Portugal) miosporas que acreditan que en esta formación está representada la casi totalidad del Praguense.

2.2.2.7.3.- Fm Terena inferior (119, 118)

En base a criterios estratigráficos y paleontológicos, se han diferenciado dos términos en la Fm Terena, la Fm Terena inferior, de edad Devónico inferior, y la Fm Terena superior de edad Devónico superior a Carbonífero inferior.

La existencia de esta división en dos de la Fm Terena fue puesta de manifiesto por Giese *et al.* (1994a y b) y Expósito (2000). Se basa en las dataciones realizadas recientemente mediante graptolites y palinomorfos en el sector portugués del Sinclinal de Terena, que aportan una edad Devónico inferior; mientras que en la localidad de Santa Olalla de Cala y en la hoja de Almadén de la Plata, al E de la Falla de Zufre, se han encontrado conodontos del Famenense superior y Tournaisiense superior a Viseense inferior en carbonatos hacia la base de la unidad (Boogard y Vázquez, 1981; Weyant *et al.*, 1988). Así mismo, al S de Higuera la Real (fuera de la hoja) la sucesión comienza con una brecha intraformacional denominada Brecha del Álamo (Bard, 1965) a la que, junto a la grauvaca de La Java, se atribuye una edad Carbonífero inferior (Giese *et al.*, 1994a y b). En esta Hoja se ha podido diferenciar dos unidades, caracterizándose la superior por la presencia de calizas grises con crinoides y potentes bancos de conglomerados. Las dataciones se corresponden con la separación realizada.

La Unidad de Terena inferior se extiende por el núcleo del Sinclinal de Terena, en dirección NO-SE desde el borde N de la hoja hasta la Falla de Zufre.

Presenta un **tramo basal (119)** constituido por una alternancia de grauvacas y pizarras con intercalaciones de microconglomerados matriz-soportados que constituyen una secuencia positiva en conjunto, formada por secuencias positivas menores (Apalategui *et al.*, 1990). Los tramos microconglomeráticos presentan cantos, de hasta 2 cm de pizarras negras con una esquistosidad anterior a la de la matriz, y sobre todo de cuarcitas y areniscas redondeados, así como algunos de rocas volcánicas. En algún litosoma se observan cicatrices basales con *lag* de cantos.

La potencia total del tramo es de unos 225-250 metros.

Estos materiales ocupan la misma posición respecto a las ampelitas y liditas del Silúrico (116) que los Xistos Raiados, y deben de representar un cambio lateral a ellos.

Por encima de este tramo basal, aflora un **tramo superior (118)** de tipo flysch, constituido por pizarras verdes y grises, con laminaciones arenosas, en las que se reconocen algunas pasadas grauváquicas decimétricas de tamaño de grano medio; hacia el techo aumenta la proporción de grauvacas, sin que en ningún caso se alcance la proporción del tramo basal (Apalategui *et al.*, 1990). Intercala también finos niveles microconglomeráticos e incluso conglomeráticos, con clastos heterogranulares, de cuarcitas, chert, pizarras, cineritas, lavas, y clastos de cuarzo volcánico, algunos mayores de cuatro centímetros, inmersos en una matriz sericitico-clorítica, de forma esporádica. También se intercalan algunos pequeños lentejones calcáreos, no representables a esta escala. Se trata de calizas marmóreas, algo arenosas, foliadas, de poca potencia (de 30 cm a uno a dos metros), y escasa extensión lateral.

Al microscopio ambos tramos muestran características similares. Las pizarras muestran una textura lepidoblástica-granolepidoblástica, estando constituidas principalmente por cuarzo y moscovita-sericita; y en proporciones accesorias por turmalina, clorita y opacos, con la aparición en el tramo superior de albita accesoría. Las grauvacas muestran una textura granolepidoblástica, estando constituidas principalmente por cuarzo, sericita, plagioclasa y moscovita; y en proporciones accesorias por turmalina, apatito, circón, clorita, biotita y opacos. Las calizas muestran una textura esquistosa, estando constituidas fundamentalmente por calcita, y en proporciones accesorias por minerales arcillosos. Los conglomerados muestran una textura blastopsamítica-blastosefítica, y están constituidos principalmente por cuarzo, sericita, clorita y plagioclasa; mientras que en proporciones accesorias contienen opacos, leucoxeno, circón, turmalina, rutilo, biotita, moscovita, clorita, apatito y feldespato potásico. Contiene cantos subangulosos a subredondeados y ocasionalmente redondeados, principalmente de cuarcita (en ocasiones afectada por una foliación previa que a veces es milonítica), pero también de pizarra (a veces con muchos opacos finos), cuarzoesquistos, areniscas (a veces con mucha plagioclasa y de tendencia microconglomerática), cuarzo monocristalino (a veces con golfos de corrosión), *chert*, algún fragmento de vulcanitas ácidas y frecuentes fragmentos de traquitoides, rodeados por la foliación principal.

Las paleocorrientes medidas en estos materiales (Apalategui *et al.*, 1990) varían entre el ESE y OSO, si bien se han reconocido algunas direcciones esporádicas hacia el O y NE.

Beltran (1976) en el sector de Las Contiendas (fuera de la Hoja), les asigna un carácter de turbiditas proximales, mientras que Apalategui *et al.* (1984) opinan que estos materiales constituyen un auténtico *flysch* orogénico, y proceden del desmantelamiento del orógeno que se está formando. Por otra parte Araujo *et al.* (2006), citan en el sector de Estremoz-Barrancos (Portugal) la existencia de olistolitos con restos de las unidades silúrico-devónicas circundantes, principalmente de liditas de la Fm Xistos con nódulos (Silúrico).

Apalategui *et al.* (1984) atribuyen al tramo inferior una edad comprendida entre el Silúrico superior bajo y el Devónico Inferior basándose, por una parte en que se apoyan sobre pizarras negras carbonosas (ampelitas) datadas como Silúrico alto (Ludlow); y por otra en la existencia hacia techo, de crinoides en una serie de pizarras y grauvacas microconglomeráticas (Lotze, 1942) y de una serie de grauvacas con fragmentos de vegetales que pueden representar el Devónico Inferior (Telxeira, 1951, 1984; Romariz, 1963).

Por otra parte, la aparición de nuevas dataciones mediante graptolites y palinomorfos en el vecino sector de Barrancos (Portugal) atribuye a esta unidad una edad Devónico inferior, ya que en su parte más baja se han encontrado graptolitos y palinomorfos de edad Lochkoviense, mientras que en los niveles más altos aparecen asociaciones de palinomorfos del Praguense y el Emsiense (Piçarra, 1997, 1998, 2000; Robardet *et al.*, 1998; Pereira *et al.*, 1998, 1999; Piçarra *et al.*, 1998b, Araujo *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2007b; Rocha *et al.*, 2010). Una muestra tomada durante la realización de esta Hoja, para el estudio de conodontos, en un pequeño lentejón de calizas de 50 cm intercalado en las pizarras con laminaciones arenosas en la carretera de Los Marines a Hinojales, no ha dado ningún resultado.

2.2.2.8. Devónico superior-Carbonífero inferior

2.2.2.8.1.- Fm Terena superior (125, 127, 126)

La Unidad de Terena superior se extiende por un afloramiento situado en un sinclinal menor que se sitúa entre la Sierra del Rincón y la Ribera de Huelva (al S de la Unidad de Terena inferior y al O de la Falla de Zufre), así como en una banda de dirección E-O, al E de la Falla de Zufre (hojas de Santa Olalla de Cala y Almadén de la Plata). Por correlación con la misma se ha incluido también en esta unidad a los materiales de una cuenca de dirección NO-SE, atravesada por el arroyo Umbría de la Zorra, al N de de la Unidad de Terena inferior y al O de Santa Olalla de Cala.

Al S de Higuera la Real, la sucesión se inicia con una brecha intraformacional denominada "Brecha del Álamo" (Bard, 1965), con olistolitos formados por calizas y rocas vulcanosedimentarias del Cámbrico Inferior y Medio (Apalategui *et al.*, 1979; Giese *et al.*, 1994). A esta brecha se le atribuye una edad Devónico Superior, basada en el hallazgo de un coral de esta edad (Giese *et al.*, 1994), pero probablemente sea más moderna y el fósil sea de un canto resedimentado.

En el afloramiento E-O situado al E de la Falla de Zufre (sector meridional del anticlinorio de Monesterio) y en discordancia sobre las Pizarras de Barrancos, se encuentra una potente sucesión constituida por conglomerados, pizarras, areniscas, calizas, margas y lutitas (125) (Eguíluz *et al.*, en prensa).

La sucesión muestra un **tramo basal** constituido por **conglomerados con cantos de tamaño grava, areniscas con cantos dispersos y areniscas**. El tramo aun siendo bastante continuo, varía de espesor desde 1 a 20 m, observándose como cuerpos discontinuos de morfología canaliforme (Eguíluz *et al.*, en prensa). Entre los cantos predominan los de areniscas finas grises y rojas (Fm Barrancos), liditas (Silúrico), cuarcitas y rocas ígneas ácidas y básicas bastante alteradas. La matriz arenoso-lutítica es de tipo subarcósico (cuarzo-feldespática), con sericita-clorita y el cemento es silíceo-carbonatado. Las areniscas de grano medio y fino son subarcosas y sublitarenitas, con mayor proporción de estas últimas. En algún caso hay capas con abundantes cantos de pizarras verdes, posiblemente de la formación infrayacente (Fm Barrancos). Cuando el tramo adquiere mayor espesor, estos materiales se estructuran en secuencias granodecrecientes, y en su conjunto, constituye también un ciclo de facies grano y estrato decreciente que finaliza en unas pizarras gris oscuras laminadas (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Al N de de la Unidad de Terena inferior y al O de Santa Olalla de Cala, aflora una cuenca de dirección NO-SE, en la cual en discordancia sobre distintos términos del Cámbrico inferior-medio, aparecen unos materiales detríticos, formados por grauvacas y pizarras con intercalaciones calcáreas, arcósicas y conglomerados, muy similar a los materiales de la Fm Terena inferior descritos. Su límite nororiental es una falla; y el límite Sur es una falla de importancia regional (Falla de Hinojales). Los materiales más bajos reconocidos en esta sucesión, son unos tramos de **arcosas masivas con pasadas conglomeráticas (126)** que afloran en la zona de la Sierra de la Cucharera, y que se siguen hacia el Este hasta unos 3 km. al SO de

Santa Olalla del Cala. Se trata de unos afloramientos masivos de material arcósico entre los que se reconocen algunas pasadas conglomeráticas de espesor decimétrico.

Sobre este tramo, al E de la Falla de Zufre, se tiene un paquete con gran continuidad lateral constituido por **calizas a veces biodetríticas (127)**. Se trata principalmente de *packstone* y *wackstone* crema a gris oscuro, laminadas. Son escasas las capas de *grainstone*, a veces conglomeráticas en las que se incluyen cantos de tamaño grava de otras litologías (pizarras, rocas básicas, etc.). Los niveles biodetríticos groseros contienen con frecuencia grandes crinoides, lo que les confiere un aspecto similar a las calizas del Devónico Superior descritas al norte del anticlinorio de Monesterio (Embalse de El Pintado). Su espesor varía entre 5 y 30 m (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En el afloramiento situado al E de la Falla de Zufre, sobre estas calizas se tiene una potente sucesión con espesor mínimo de varios centenares de metros, constituida esencialmente por **pizarras verdes con intercalaciones de capas de areniscas (sublitarenita y litarenitas) de grano medio a fino gradadas (125)**. Eguíluz *et al.* (en prensa), citan la presencia de secuencias de Bouma, así como la existencia de, al menos, dos ciclos de facies grano y estrato crecientes, de tal forma que, hacia el techo aflorante, aumentan el número y grosor de las capas gradadas en las que las estructuras de corriente (*groove, flute*, etc.), indican dirección y sentido ESE a NNO y en menor proporción, E-O.

Por encima de los niveles de arcosas y microconglomerados, al N de de la Unidad de Terena inferior y al O de Santa Olalla de Cala, así como en la mayoría del afloramiento situado al S del Sinclinal de Terena, aparecen las facies de grauvacas y pizarras, con algunas intercalaciones de niveles con abundantes cantos, a conglomerados, con cantos de hasta 1, 5 cm, y calizas que caracterizan todos los afloramientos de la Fm Terena superior este sector. En conjunto constituyen una megasecuencia positiva. Es también frecuente la aparición de secuencias de Bouma.

Los Niveles de conglomerados son similares a los ya descritos, de gran continuidad lateral y se intercalan inmediatamente al Sur de sinclinal de Terena (Apalategui *et al.*, 1990), al O de la Falla de Zufre, así como en el sector de la Sierra del Águila (al N de de la Unidad de Terena inferior y al O de Santa Olalla de Cala), donde se han observado intercalaciones de conglomerados matriz-soportados, poligénicos, con cantos redondeados y angulosos de pizarra de hasta 20 cm, así como de cuarzo, volcanitas básicas microporfídicas verdosas, volcanitas félsicas, granitos, areniscas y jasperoides (Figura 2.2.1). Entre estos conglomerados se intercalan unas calizas finamente laminadas en tonos crema y gris alternantes.



Figura 2.2.1.- Conglomerados poligénicos de la Fm Terena superior de la Sierra del Águila

Intercalados en las pizarras y grauvacas que afloran inmediatamente al Sur de sinclinal de Terena (al O de la Falla de Zufre), afloran varios niveles, similares a los anteriormente descritos al E de la Falla de Zufre (**127**), de carbonatos de gran continuidad lateral. Se trata de calizas marmóreas con abundantes restos de crinoides (biomicritas). A veces se trata de calizas conglomeráticas, con cantos de rocas ígneas y metamórficas, así como fragmentos de carbonatos (esparitas) (Apalategui *et al.*, 1990).

Al E de Santa Olalla, al E de la Falla de Zufre, aparecen varios afloramientos pequeños de **andesitas o cuarzoandesitas espilitizadas** y de **metacineritas o felsitas**. Las rocas básicas son rocas subcalcinas, sin que se pueda precisar si pertenecen a la serie calcoalcalina o toleítica (Apalategui *et al.*, 1990).

Al microscopio las pizarras muestran textura lepidoblástica-blastopelítica, y están formadas por cuarzo, sericita, clorita, plagioclasa y opacos. Las grauvacas presentan texturas blastopsamíticas y están compuestas por cantos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de diversa composición, todo ello inmerso en una matriz sericítica de grano fino débilmente recristalizada (Apalategui *et al.*, 1990). Los conglomerados están constituidos por cantos muy variados, al igual que los fragmentos líticos de las grauvacas, en una matriz micácea blanca. Se han encontrado cantos de cuarcita (a veces foliada previamente con *ribbons*), pizarras, (en menor proporción esquistos y cuarzoesquistos) areniscas (a veces plagioclásticas), cuarzo monocristalino (a veces con golfos de corrosión) y en ocasiones deformados con foliación interna oblicua a la de la matriz, plagioclasa, chert, rocas volcánicas básicas con textura traquitoide y ácidas (vidrios riolíticos con fenocristales de cuarzo, y a veces vidrios con textura esferulítica), rocas ígneas granudas (granitoides en general constituidas por cuarzo y plagioclasa, a veces con moscovita o con feldespato potásico), intercrecimientos gráficos (cuarzo-plagioclasa), opacos y carbonatos (caliza dolomítica microgranuda y posibles fragmentos de fósiles). Tanto en las grauvacas como en los conglomerados se encuentran en proporciones accesorias: opacos, moscovita, biotita, clorita (detríticas), circón, turmalina, apatito, rutilo y en un caso agregados de moscovita y biotita de retrogradación de cordierita (afloramiento al N del Sinclinal de Terena).

Las arcosas basales de la Sierra Cucharera (afloramiento al N del Sinclinal de Terena) presentan texturas blastopsamíticas y están formadas por cantos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (a menudo perítico), y fragmentos líticos muy similares a los antes descritos: de rocas metamórficas (areniscas, a veces plagioclásticas; cuarcitas, a veces foliadas con *ribbons*; pizarras, cuarzoesquistos), rocas volcánicas básicas (traquitas), chert, y rocas granudas granitoides (agregados de plagioclasa) e intercrecimientos gráficos de plagioclasa y cuarzo; todo ello en una matriz muy escasa de composición sericítica y débilmente recristalizada (Apalategui *et al.*, 1990). Como minerales accesorios contienen, opacos, circón, turmalina, apatito y rutilo.

Las calizas laminadas están constituidas por calcita y, en menor proporción dolomita y opacos finos. La laminación está definida por hiladas de opacos finos y granos de dolomita. Las calizas del afloramiento situado al E de la Falla de Zufre, están constituidas por calcita, con proporciones accesorias de mica blanca, cuarzo y opacos y contienen abundantes fragmentos, principalmente de crinoideos, así como de equínidos y de algún briozoario (Granados, com. pers.). Por su parte, las calizas del afloramiento situado al S del Sinclinal de Terena contienen fragmentos principalmente de calcita (esparitas) y también de cuarzo, cuarcita, arenisca, chert y rocas volcánicas traquitoideas.

En cuanto a la edad de esta formación, únicamente se han obtenido datos paleontológicos en los niveles carbonatados de los afloramientos situados al E de la Falla de Zufre y al S del Sinclinal de Terena.

La edad de estos niveles carbonatados en el afloramiento al E de la Falla de Zufre, fue primero atribuida al Devónico medio por Vázquez (1967) basándose en la presencia de *Cyathocrinus pentagonus*. Posteriormente Weyant *et al.* (1988) encuentran en estas calizas dentro de la Hoja de Almadén de la Plata conodontos (*Palmatolepis perlobata*, *P. Minuta*, *P.*

Gabra Gabra, etc.), que les permiten concluir que su edad es Fameniense, y correlacionarlas con las “Calizas de crinoides” de igual contenido faunístico descritas en la serie del Sinclinal del Valle. En el curso de los trabajos de elaboración de esta Hoja se tomó una muestra de estas calizas que ha aportado artejos de crinoideos y un fragmento de conodonto que por su deficiente estado de conservación no ha podido ser identificado taxonómicamente. Por su parte, en el afloramiento situado al O de la Falla de Zufre, al S del Sinclinal De Terena, en estos niveles Van den Boogaard y Vázquez (1981) y posteriormente Apalategui *et al.* (1990), citan la presencia de conodontos y Giese *et al.* (1994) restos de crinoides, equinodermos, gasterópodos, briozoos y plantas del Carbonífero inferior (Tournaisiense superior o Viseense inferior). Así pues, su edad puede estar comprendida, entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior, si bien por las asociaciones de fauna ésta última parece más probable.

2.2.3. Dominio de Évora-Aracena

2.2.3.1. Unidad de Moura-El Cubito

Se trata de un conjunto metapelítico muy deformado que flanquea por el Norte al Macizo de Aracena. Agrupa los Xistos de Moura (Oliveira y Piçarra, 1986) o Complejo Filonítico de Moura (Araujo, 1995; Araujo *et al.*, 2005, 2006) de los autores portugueses con los Esquistos de El Cubito (Bard, 1969).

Las relaciones de la Unidad de Moura-El Cubito con el Macizo de Aracena son complejas; en las hojas de Aroche, Aracena y Santa Olalla, se apoyan sobre distintos términos del flanco normal del anticlinorio de Fuenteheridos-La Umbría; en el Macizo de Almadén de la Plata el contacto es con distintas Unidades de dicho Macizo (Ábalos, 1987). Hacia el Norte la Unidad de Mora-El Cubito está en contacto siempre, si bien tectónicamente, con los esquistos y pizarras de Barrancos de los que es difícil de separar y de los que se diferencia fundamentalmente por su mayor grado de deformación (Apalategui *et al.*, 1990). Este contacto se hace mediante la Falla de Beja-Valdelarco, que buza fuertemente hacia el NNE o NE y contiene estrías tanto en buzamiento como horizontales (Crespo Blanc, 1989). Su contacto meridional, es también tectónico y contiene en algunos lugares hacia la base una *mélange* con evidencias de alta P (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

En Portugal está constituida por una secuencia imbricada de micaesquistos con intercalaciones de vulcanitas ácidas y básicas, así como pasadas de liditas, esquistos negros y escasos niveles carbonatados. En España, sin embargo, está constituida principalmente por filitas y esquistos (76) con alguna escasa intercalación de metabasitas, si bien desde Cortelazor hacia el E, en las hojas de Aracena, Santa Olalla de Cala y Almadén de la Plata se intercalan importantes cuerpos de metabasitas (78) y alguno escaso de rocas ácidas, constituidas por metatobas de grano medio, de colores pardos, con clastos líticos y de feldespatos (Crespo Blanc, 1989). En el flanco E y en el cierre del Antiforme de Fuenteheridos, contiene hacia su base (desde el punto de vista estructural) una *mélange* (77) con evidencias de alta presión (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013)

Para algunos autores los esquistos y filitas de El Cubito, no constituyen una formación con valor cronoestratigráfico (Apalategui *et al.*, 1984, 1990) sino que representa una banda de cizalla formada a expensas de las pizarras de Barrancos, y en la que quedan involucrados en

menor proporción otros materiales, algunos del Macizo de Aracena. Por otra parte, en Portugal, Piçarra (1991) pone de manifiesto la existencia de graptolitos silúricos en lilitas de la Fm Xistos de Moura. En esta Hoja también aparecen tramos de lilitas pero se interpretan como "peces" tectónicos.

En Portugal, muchas de sus litologías están imbricadas tectónicamente, con milonitización asociada, presentando algunos niveles de esquistos metamorfismo de alta P en facies de los esquistos azules, con relictos de facies eclogítica en alguna de las intercalaciones anfibolíticas (Araujo, 1995; Fonseca *et al.*, 1999, 2004a y b). Pedro *et al.* (2010) describen intercalaciones de fragmentos de corteza oceánica (ofiolitas) con características geoquímicas de basaltos de fondo oceánico que representarían fragmentos de la litosfera oceánica del Océano Rheico. La datación por estos autores mediante U/Pb SHRIMP en circones, de metagabros de estas secuencias ofiolíticas ha ofrecido una edad de 480 Ma.

Para Booth *et al.* (2006b), las filitas y esquistos de la Unidad de Moura-El Cubito forman parte de un complejo alóctono relacionado con una sutura, habiendo puesto de manifiesto la existencia, también en el sector español, de alta P.

Posteriormente Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) encuentran alta presión en la Unidad de Cubito-Moura y su *mélange* basal, en el flanco N y cierre del Antiforme de Fuenteheridos, en la cual ponen de manifiesto la existencia de un evento metamórfico en facies de los esquistos azules. Así mismo, encuentran también evidencias de alta P en otras unidades del Dominio de Évora-Aracena de la ZOM (Grupo de Fuenteheridos, incluyendo la Fm La Umbría), lo que junto con el hallazgo de evidencias de alta P en la parte inferior de la Fm Pulo do Lobo y en la Unidad de La Minilla (ZSP), les llevan a proponer que estas unidades del límite ZOM/ZSP formaron parte de una cuña orogénica desarrollada por la acreción de láminas subducidas del margen continental más externo de Gondwana y probablemente otros elementos del dominio Rheico, con un sentido aproximado de techo hacia el NE, desde al menos el Devónico medio al Tournaisiense basal. Esto indicaría una subducción parcial del margen externo de Gondwana bajo una pila compleja de unidades exóticas que incluyen afloramientos pertenecientes a la ZSP.

2.2.3.1.1.- Esquistos y filitas. Fm. El Cubito (76)

La sucesión la componen filitas, cuarzofilitas y esquistos de colores oscuros rojizos, azulados e incluso morados, generalmente satinadas, con una esquistosidad muy penetrativa con abundante cuarzo segregado y replegado. Es frecuente reconocer un cierto bandeo composicional milimétrico definido por niveles con mayor o menor abundancia de cuarzo y filossilicatos. Crespo Blanc (1989) cita la presencia en ocasiones, de intercalaciones centi a decimétricas de metarcosas filitosas blancas. Se caracterizan por la gran abundancia de segregaciones de cuarzo, a veces con clorita, que son posteriores a la primera fase reconocida (Apalategui *et al.*, 1984, 1990).

Diferentes autores (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989) observan tres fases de deformación visibles: la primera produce una foliación sinmetamórfica de bajo grado (S_1) apreciable solo como foliación interna en microlitones de la siguiente fase; durante la segunda fase se genera una nueva superficie de discontinuidad (S_2) de crenulación penetrativa, que es

la foliación principal y lleva asociados lentejones de cuarzo de exudación paralelos; durante la tercera fase se micropliegan las estructuras anteriores por pliegues asimétricos de tipo *chrevron* vergentes al SO con un *clivaje* de crenulación espaciado de plano axial (Apalategui *et al.*, 1984; Booth-Rea *et al.*, 2006b).

En lámina delgada, se trata de esquistos y/o cuarzoesquistos moscovíticos. Presentan texturas lepidoblásticas a granolepidoblásticas de grano fino microplegadas, en ocasiones bandeadas y muy frecuentemente miloníticas, y están formados principalmente por sericita, moscovita, cuarzo, clorita, y en ocasiones biotita, cloritoide, plagioclasa y grafito. En proporciones accesorias se han observado opacos, circón, apatito, turmalina, rutilo, esfena y en algunas muestras granate (Apalategui *et al.*, 1983, 1984, 1990; Crespo Blanc, 1989). En una muestra de un esquisto moscovítico recogida en la hoja de Almadén de la Plata, se ha observado en proporciones accesorias granate subredondeado.

El carácter milonítico de estas rocas se pone de manifiesto por una foliación a la que se asocian estructuras sigmoides, extinción ondulante del cuarzo, fuerte división en subgranos del mismo con formación de *ribbons*, etc.; esta foliación pliega y transpone a una *schistosity* previa (Apalategui *et al.*, 1990).

Recientemente Ponce *et al.* (2011, 2012) postulan para la primera fase (D1), interpretada como relacionada con el comienzo de la exhumación después de la subducción del margen de Ossa-Morena bajo el margen Surportugués, una cinemática (una vez restauradas las deformaciones posteriores) de techo al E (lineaciones N70°E).

Booth-Rea *et al.* (2006b) encuentran, en muestras de estos esquistos tomadas en los alrededores de la localidad de Cortelazor, que fueron sometidos a unas condiciones de metamorfismo de alta P-baja T durante la S_1 que alcanzaron los 0.9 a 1.0 GPa a 370-340°C.

Durante la realización de esta Hoja se han obtenido nuevos datos que avalan la existencia de alta P tanto en el sector de los esquistos de El Cubito que bordea al Macizo de Aracena como el que bordea al núcleo metamórfico de Almadén de la Plata alcanzándose condiciones mínimas de P en la *mélange* basal de 12,4 Kb y T de $310 \pm 11^\circ\text{C}$, mientras que las fengitas de los esquistos pelíticos y semipelíticos de los niveles estructurales superiores alcanzan condiciones mínimas de P de 9,2 kbar y T de $395 \pm 45^\circ\text{C}$, (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

Se incluye en la Fm de El Cubito un afloramiento que se sitúa al S de la Falla de Valdelarco entre el Grupo de Fuenteheridos, al NE, y el Grupo de Aracena, al SO con una dirección NO-SE. En la Hoja de Aroche Apalategui *et al.* (1983) incluyen esta unidad en la Unidad de El Cubito, si bien observan diferencias entre los materiales de El Cubito situados al N de la citada falla y los situados al S. Estos últimos serían, según estos autores, equivalentes en gran parte a las series vulcanosedimentarias de su Dominio Central (G. de Fuenteheridos). La existencia de frecuentes intercalaciones vulcanosedimentarias en esta unidad llevó a Crespo Blanc (1989) a incluirla en su Zona de Navahermosa-Castaño de Robledo (Unidad de Bajo-Medio Grado de Aracena). No obstante los datos obtenidos indican que debe incluirse en la U. del Cubito.

En este afloramiento, predominan los términos cuarzofílicos, si bien alternando con filitas. Son rocas más masivas, de colores claros, con menor desarrollo de la esquistosidad, y son las que parecen tener más influencia volcánica (Apalategui *et al.*, 1983).

Las metavulcanitas ácidas son rocas de colores variables, predominantemente claros, con frecuentes diseminaciones de sulfuros, y localmente óxidos de manganeso. En ocasiones son cherts, incluso jaspes. Al microscopio muestran una textura brechoide y están constituidas principalmente por: cuarzo, moscovita, plagioclasas, feldespatos potásico, opacos, y a veces clorita. En proporciones accesorias contienen: esfena, leucoxeno, apatito, turmalina, y a veces grafito (Apalategui *et al.*, 1983).

2.2.3.1.2.- *Metabasitas. Fm. El Cubito (78)*

Se trata de rocas volcánicas de composición básica, que junto a otras similares intercaladas, en las pizarras de Barrancos, constituyen las denominadas metabasitas de la Ribera de Huelva (Bard, 1969). Son rocas verdosas, oscuras a veces, con un bandeo definido por el mayor o menor contenido de minerales ferromagnesianos (Apalategui *et al.*, 1984). Se trata de diabasas y lavas, así como tobas básicas a intermedias. También se han citado metamicrodioritas y metadacitas (Bard, 1969).

Para algunos autores, químicamente son rocas similares a las que afloran entre las pizarras de Barrancos, y como ellas son rocas subalcalinas de tendencia toleítica (Apalategui *et al.*, 1990), que localmente pueden presentar estructuras en *pillow* (Crespo Blanc, 1989).

Muestras de anfibolitas tomadas durante la realización de esta Hoja muestran una afinidad intermedia Toleítica-Alcalina, así como un carácter transicional entre basaltos alcalinos de afinidad intraplaca y E-MORB.

En cuanto a su edad, no existen dataciones absolutas de estas rocas, habiendo sido atribuidas a distintas edades por diversos autores: al Cambro-Ordovícico (Bard, 1969), al Cámbrico (Gutiérrez Elorza, 1970), al Devónico (Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976) y al Precámbrico-Silúrico (Apalategui *et al.*, 1984). Durante la realización de esta hoja se ha tomado una muestra de metabasitas en la localidad de Cortelazor, que no ha podido ser datada por no contener circones.

2.2.3.1.3.- *Melange basal (77)*

En la Unidad de Moura-El Cubito en Portugal se han encontrado *boudines* de eclogitas registrando un episodio tardi-Devónico de alta P (Moita *et al.*, 2005), así como *boudines* de mármoles con aragonito (Fonseca *et al.*, 2004), todos ellos formando parte de una *mélange* tectónica basal. Escamas máficas y ultramáficas emplazadas sobre la unidad o intercaladas en su parte estructuralmente superior han sido interpretadas como fragmentos desmembrados de ofiolitas, por lo que la unidad entera podría quizá ser interpretada como una zona de *mélange* tectónica principal (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

El equivalente español de la *mélange* basal, aflorante en esta Hoja en el flanco E y cierre del Antiforme de Fuenteheridos, está constituido por esquistos pelíticos y escamas de metabasitas y esquistos semipelíticos que preservan relictos de un evento metamórfico (M1) en facies de esquistos azules (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). Las metabasitas muestran una

foliación S_2 definida por Amp + Ab + Ep + Chl + Spn + Ilm + Qz, exhibiendo los anfíboles núcleos azul oscuro, zonas intermedias incoloras y bordes verdes (Figura 4.1.1.a).

Los análisis de microsonda arrojan composiciones químicas de anfíboles sódicos y sódico-cálcicos (desde glaucofanas a winchitas) para los núcleos azules, cristalizados bajo condiciones de un M1 de alta P.

Los esquistos azules semipelíticos (Figura 4.1.1.b) muestran una composición mineral de Amp azul + Ph + Qz + Ab + Ep + Chl + Ilm + Spn. La composición química de los zonados de anfíbol azul y epidota son similares a los de sus equivalentes en metabasitas, pero al faltar el anfíbol cálcico, la clorita es el producto principal que define la S_2 procedente de la desestabilización de anfíbol sódico a bajas presiones.

Las fengitas más ricas en sílice corresponden a fengitas de la S_2 de las rocas en facies de los esquistos azules en la mélange basal y dan condiciones mínimas de P-T de 12.4 kbar de P y 310 ± 11 °C de P (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

2.2.3.2. Grupo de Aracena

2.2.3.2.1.- *Gneises de Fuente del Oro (81)*

Esta denominación fue empleada por Bard (1.969), para designar a unos gneises migmatítico-grafitosos con cuarcitas negras. También es frecuente encontrar pequeños lentejones de mármoles y rocas básicas ortoderivadas, intercaladas entre estos materiales;; asimismo pueden observarse intercalaciones de gneises cuarzo-feldespáticos y/o calcosilicatados dentro de estos materiales. Entre los gneises cuarzo-feldespáticos y los gneises grafitosos, es frecuente encontrar un paquete discontinuo de mármoles blancos cuya potencia puede alcanzar los doscientos metros (Apalategui *et al.*, 1984).

Díaz Azpiroz (2001) y Díaz Azpiroz *et al.* (2004) proponen subdividir la zona de alto grado del Dominio de Aracena en dos series: una aluminosa y otra calcomagnésica.

Según Crespo Blanc (1989), la serie aluminosa sería correlacionable con la serie de La Umbría o Serie Negra precámbrica, los mármoles situados en la base de la serie calcomagnésica se correlacionarían con las series dolomíticas del Cámbrico de Aracena y las series calcomagnésicas se corresponderían con la sucesión volcanosedimentaria bimodal.

La unidad que aquí se describe pertenecería a la serie aluminosa. Estos materiales aparecen migmatizados, en las proximidades de unos cuerpos graníticos que serán descritos a continuación (Granito anatéxico de afinidad charnockítica); el estudio petrológico de estos materiales revela la existencia de distintos tipos de migmatitas desde diferenciados granudos de composición granítica (nebulitas) a otros de granos más fino y aspecto gneísico, ricos en biotita (migmatitas estromáticas).

Estas rocas pasan en tránsito gradual a los gneises cuarzo-feldespáticos con biotita (96) y al ortogneis o granito de anatexia de afinidad charnockítica (29) (Apalategui *et al.*, 1983).

La diferencia entre estas rocas y el ortogneis consiste en el grado de fusión alcanzada, lo que depende del metamorfismo, pero también de la naturaleza de la roca original; más detrítica y grafitosa en estas rocas que en el ortogneis (Apalategui *et al.*, 1983).

Se pueden distinguir dos litotipos dentro de estos gneises: gneises migmatítico-grafitosos con cordierita y cuarcitas negras.

Los primeros son rocas de color gris oscuro a negro, grano fino, con frecuencia bandeadas y bastante esquistosas, que muestran textura granolepidoblástica al microscopio, y que contienen como mineralogía principal: cuarzo, biotita, feldespato potásico, cordierita (en algunas muestras) y opacos (grafito y magnetita) \pm plagioclasa \pm sillimanita. En proporciones accesorias contienen granate, moscovita, circón, turmalina, apatito, opacos, espinela, clinopiroxeno y ortopiroxeno (Apalategui *et al.*, 1983, 1984, Castro *et al.*, 1999, Díaz Azpiroz *et al.*, 2004). La plagioclasa (An₂₂) suele estar zonada. El feldespato potásico es ortosa y a veces microclina. La sillimanita cuando aparece es como fibrolita (Castro *et al.*, 1999). La cordierita raramente maclada, aparece en granos globulares subautomorfos, y suele contener agregados sigmoides de fibrolita. La biotita aparece a veces incluida o blindando a las cordieritas (Apalategui *et al.*, 1984).

Los neosomas son, en su mayoría, concordantes con la foliación migmatítica y las bandas de paleosoma (Castro *et al.*, 1999).

Díaz Azpiroz *et al.* (2004) distinguen varios tipos diferentes de melanosomas en función de las fases menores presentes en ellos: biotíticos (\pm Sil), cordieríticos (Crd \pm Grt \pm Sil), anfibólicos (Amp \pm Cpx \pm Crd) y charnockíticos (Crd + Opx \pm Sil). También se encuentran algunos pequeños cuerpos de gneises kinzigíticos que muestran conjuntos minerales constituidos por: Crd \pm Grt \pm Kfs \pm Hc + Sil \pm Pl \pm Ilm \pm Bt \pm Qtz (El Biad, 2000; Díaz Azpiroz, 2001). Suelen mostrar un bandeo composicional de bandas ricas en cordierita y otras en feldespato potásico y granate rico en almandino (Díaz Azpiroz *et al.*, 2004).

Los cristales de hercinita muestran hábito esquelético y están asociados con fibrolita y bordes de plagioclasa.

Se aprecian dos fases de deformación, una más penetrativa que genera una foliación en facies de granulitas definida por la orientación de las biotitas, que queda relictas entre una foliación posterior más espaciada, en las mismas condiciones metamórficas (Apalategui *et al.*, 1983, 1984; Crespo Blanc, 1989).

Las cuarcitas negras muestran textura granoblástica a lepidoblástica al microscopio y están constituidas principalmente por: cuarzo, opacos y algunas veces feldespatos, y en proporciones accesorias: biotita, moscovita, feldespato potásico, circón, turmalina y apatito. Como minerales secundarios suelen estar: sericita, clorita y minerales arcillosos. La roca original es una cuarcita impura, en la que la abundancia de niveles de apatito habría que relacionarla con niveles en origen fosfatados según Apalategui *et al.* (1983).

Una datación realizada por Castro *et al.* (1999) mediante Rb/Sr en migmatitas relacionadas con estos gneises en Los Molares, ha arrojado una edad de 331 \pm 27 Ma, que no representa la edad del protolito, sino la de la migmatización.

2.2.3.2.2.- *Gneises cuarzofeldespáticos con biotita de Aracena (96)*

Son los materiales más representados en la Unidad de Alto Grado de Aracena.

En general, son rocas de tonos claros, cuarzo-feldespáticas, de origen volcánico; a menudo finamente bandeadas con lechos más o menos feldespáticos y/o biotíticos. Contienen frecuentes intercalaciones de ortoanfibolitas y rocas carbonatadas, entre las cuales se encuentran lentejones calcáreos de potencia variable (1-200 m), así como rocas de silicatos cálcicos, y en menor proporción de gneises migmatíticos y grafitosos, y ortogneises (Apalategui *et al.*, 1983, 1984). Fueron denominados por Bard (1969) Gneises de Almonaster. El paso a las rocas carbonatadas se hace por medio de unos tramos con sedimentación mixta; estos materiales se presentan actualmente como gneises con anfíboles o con dióxido.

Al microscopio muestran principalmente texturas granoblásticas y/o granolepidoblásticas. Existen también texturas porfídicas originales con matriz microcristalina o vítrea, posteriormente recristalizada (Apalategui *et al.*, 1983).

Están constituidos principalmente por: cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), feldespato potásico, biotita, mica blanca y clorita. A veces, contienen cordierita (Apalategui *et al.*, 1984) y también hornblenda, actinolita, tremolita, epidota y granate. En proporciones accesorias contienen: circón, esfena, apatito, turmalina, sillimanita y opacos; y como minerales secundarios: sericita, pinnita, productos arcillosos, clorita y mica blanca (Apalategui *et al.*, 1983, 1984). Se observan también agregados sericíticos provenientes de la alteración de antiguas andalucitas (Apalategui *et al.*, 1984).

En conjunto muestran rasgos, que inducen a pensar que proceden de antiguas rocas volcanoclásticas (proporción de feldespato potásico y turmalina, abundancia de opacos diseminados). En algunos casos parecen proceder de rocas ígneas ácidas, sobre todo de riolitas; con frecuentes fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Apalategui *et al.*, 1984, 1990). En origen debería tratarse de una sucesión volcanosedimentaria bimodal, y posiblemente submarina, en la que además de los aportes volcánicos se producía una amplia precipitación de carbonatos (Bard, 1969; Crespo Blanc, 1989; Apalategui *et al.*, 1990).

Las rocas ígneas de esta sucesión volcanosedimentaria son de tendencia calcoalcalina potásica, químicamente muy parecidas a las de la serie volcanosedimentaria de la Unidad de Bajo Grado (Grupo de Fuenteheridos), según Apalategui *et al.* (1990).

En general se aprecia una sola esquistosidad, definida por la orientación de sericita, biotita y clorita, así como de cuarzo y plagioclasa. En algunos casos existe una segunda fase de deformación que da lugar a un suave microplegado. Muestran normalmente un metamorfismo de grado medio a alto (Apalategui *et al.*, 1983).

Esta unidad junto con las intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos, mármoles y anfibolitas, equivale a las "Series Calco-magnéticas" de Díaz Azpiroz *et al.* (2004).

No existen datos que puedan avalar la edad de esta sucesión. Por correlación con las series vulcanosedimentarias de la Unidad de Bajo Grado (Grupo de Fuenteheridos) su edad podría abarcar desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico inferior.

2.2.3.2.3.- *Ortoanfíbolitas y gneises anfibólicos (98)*

Se trata de rocas masivas de color verde oscuro, a veces grisáceas, de tamaño de grano variable (fino o medio) y en ocasiones bandeadas. Afloran en distintas posiciones intercaladas en los gneises cuarzofeldespáticos con biotita, en bandas de escasa potencia y continuidad (Apalategui *et al.*, 1990).

Al microscopio muestran texturas granoblásticas a granonematoblásticas, a veces lepidoblásticas, compuestas principalmente por anfíbol (hornblenda), plagioclasa (oligoclasa-andesina-labradorita), en algunos casos piroxeno (diópsido), y en menor proporción, cuarzo y biotita (Apalategui *et al.*, 1983, 1990), así como opacos, granate, epidota y ortopiroxenos (Apalategui *et al.*, 1984). En proporciones accesorias contienen: opacos, biotita, actinolita-tremolita, esfena, circón, epidota y leucoxeno (Apalategui *et al.*, 1984). La plagioclasa y los anfíboles y/o piroxenos forman un mosaico, aunque estos dos últimos minerales aparecen, a veces, aislados. El cuarzo es intersticial.

La existencia de rocas con ortopiroxeno (y granate), al SO de Cortegana es interpretada por Apalategui *et al.* (1983, 1984) como prueba de que han sufrido un metamorfismo regional en condiciones de las granulitas.

Estas rocas para Apalategui *et al.* (1984, 1990) proceden de rocas ígneas básicas, que por sus relaciones con los demás materiales parecen derivar de antiguas coladas submarinas, y en algunos casos de gabros (Apalategui *et al.*, 1983).

2.2.3.2.4.- *Intercalaciones de niveles carbonatados. Mármoles con diópsido y/o forsterita (100)*

Afloran en bancos discontinuos, cuyo espesor es muy variable, intercalados en los gneises cuarzofeldespáticos con biotita. Son rocas de grano fino o medio, de color claro, en ocasiones grises y bandeadas (Apalategui *et al.*, 1990).

Al microscopio presentan texturas granoblásticas de grano medio a grueso y están formados por calcita, dolomita, flogopita, espinela y minerales de silicatos cálcicos que según el metamorfismo varían desde olivino (forsterita) y piroxeno (diópsido-hedenbergita) a anfíbol. En proporciones accesorias contienen opacos, espinela, moscovita, granate, esfena, apatito, escapolita, tremolita y talco (Apalategui *et al.*, 1983, 1984, 1990). El olivino aparece como cristales prismáticos subidiomorfos, fracturados y sustituidos por clorita y serpentina. El piroxeno es sub-autoformo y presenta reemplazamientos por tremolita-actinolita. Se observa magnetita asociada a la espinela. La flogopita está en cristales tabulares de pequeño tamaño, a veces incluidos en los olivinos (Apalategui *et al.*, 1984).

Díaz Azpiroz *et al.* (2004), describe para mármoles calcíticos impuros la siguiente asociación mineral: Cal + Di + Phl ± Qtz ± Wo; mientras que para mármoles dolomíticos impuros encuentra esta otra: Dol + Fo (+Srp) + Phl ± Spl ± Pl ± Di ± Amp ± Ttn.

2.2.3.2.5.- *Intercalaciones de Rocas de silicatos cálcicos y niveles carbonatados (99)*

Se trata de rocas de color verde oscuro, a veces grisáceas, de grano fino, masivas, y en las que se observan ocasionales bandeados en colores claros y oscuros definidos por la mayor o menor abundancia de minerales ferromagnesianos (Apalategui *et al.*, 1983, 1984).

Aparecen como intercalaciones de espesor variable (desde milimétricas a decamétricas) en los gneises cuarzofeldespáticos con biotita, en el contacto entre los gneises y los mármoles o intercalados en estos. Contienen piroxeno, anfíbol y epidota (Apalategui *et al.*, 1983, 1990).

Al microscopio muestran una textura granoblástica y/o granonematoblástica, estando constituidas principalmente por: plagioclasa (andesina-labradorita), clinopiroxeno (diópsido), cuarzo, anfíboles (hornblenda y actinolita-tremolita), feldespato potásico, granate y escapolita. En proporciones accesorias contienen: opacos, rutilo, leucoxeno, epidota, apatito y carbonatos (Apalategui *et al.*, 1984). El piroxeno suele ser diópsido, que posteriormente se transforma a anfíbol y epidota (Apalategui *et al.*, 1990).

Díaz Azpiroz *et al.* (2004) cita como asociación mineral más común en estas rocas la siguiente: Pl + Cpx ± Amp ± Opx ± Qtz ± Grt ± Ep ± Ol ± Ttn ± Cal ± Kfs ± Wo ± Scp ± opacos ± Sp ± Ap

Estas rocas, parecen proceder de antiguos sedimentos cuarzofeldespáticos (posiblemente vulcano-derivados) o cuarzo-pelíticos con carbonatos (Apalategui *et al.*, 1984, 1990) y con calizas y/o dolomías impuras (Apalategui *et al.*, 1983). Según estos autores los niveles relacionados con mármoles podrían interpretarse como generados por fenómenos de metasomatismo.

2.2.3.2.6.- Unidad Metasedimentaria de Alajar (97)

Se sitúa a lo largo del borde S de la ZOM, al sur de Alajar. Limita por el S con el Dominio del Pulo de Lobo (ZSP) y por el N con las Ortoanfíbolitas de Beja-Acebuches. Fue definida por Eden y Andrews (1990) como Fm Alajar. Se caracteriza por tener una matriz de esquistos de grano fino que incluye facoides de tamaño variable de cuarcitas muy puras y escasos facoides exóticos incluyendo serpentinita y mármol.

Los facoides de cuarcita son de colores blancos a grises en general, si bien ocasionalmente pueden ser negros. Los cuerpos de cuarcita masivos representan para Eden y Andrews (1990) probablemente fragmentos desmembrados de unidades maduras bien clasificadas y su tamaño varía entre centimétricos y mayores de 30 m de longitud.

Entre los bloques exóticos citan un bloque de material ultramáfico serpentizado de unos 30-50 m de largo por 10 m de ancho, rodeado por la foliación, así como bloques de mármol, correlacionables para estos autores con los mármoles de la unidad de alto grado del G. Aracena (ZOM), que contienen dentro, facoides de cuarcita completamente rodeados por el mármol.

Su significado es controvertido; así, mientras que Eden y Andrews (1990) interpretan esta mélange como de origen sedimentario, Giese *et al.* (1994 d, 1996) la interpretan como una mélange tectónica que define el límite entre la ZOM y el Dominio del Pulo do Lobo.

2.2.3.3. Grupo de Fuenteheridos

2.2.3.3.1.- Serie Negra/Fm Umbría (79, 80)

Se trata de una serie eminentemente detrítica (a veces con aportes volcánicos), que aflora en las hojas de Aracena y Santa Olalla de Cala, por debajo del horizonte carbonatado (dolomías de Aracena), en el núcleo de la antiforma de Fuenteheridos-La Umbría.

Este contacto ha sido interpretado como discordante por Bard (1969) y Crespo Blanc (1989), concordante por Vázquez Guzmán *et al.* (1975) y mecánico por Apalategui *et al.* (1984). Según estos últimos autores, localmente se observan choques de capas entre la Formación de la Umbría y el citado nivel carbonatado y así mismo, la base de la Formación Carbonatada reposa sobre diferentes tramos de La Formación de La Umbría. Durante la realización de la Hoja se ha tenido la ocasión de estudiar un sondeo para agua (IGME, 2010) y se ha observado entre las dolomías y la Serie Negra un nivel métrico de conglomerados y arcosas, correlacionable con la Fm Torreárboles. Este nivel es difícil observarlo en superficie por su escaso espesor y además posiblemente esté mecanizado. Este dato permite asegurar que la base del ciclo varisco en la Sierra de Aracena es una discordancia como en toda la ZOM.

La sucesión la integran esquistos y cuarzoesquistos biotíticos, en ocasiones grafíticos, con intercalaciones de material grauváquico, anfibolitas y cuarcitas negras (Apalategui *et al.*, 1990).

En los esquistos y cuarzo-esquistos, localmente, puede observarse una alternancia milimétrica de lechos cuarcíticos y pelíticos. En algunos casos se evidencia al menos en parte, un posible origen volcánico (fenocristales de cuarzo y feldespatos inmersos en una matriz de naturaleza filítica). Al techo de esta formación en la ladera S de la Sierra de San Ginés (hoja de Aracena, Apalategui *et al.*, 1984) aparecen unos bancos cuarcíticos de coloración oscura, de escasa potencia y poca continuidad lateral.

Al microscopio los esquistos y cuarzoesquistos, muestran una textura lepidoblástica a granolepidoblástica y están compuestos principalmente por, cuarzo, biotita marrón a roja, plagioclasas, moscovita y, localmente, grafito. En proporciones accesorias contienen: turmalina, circón, rutilo y opacos; mostrando como minerales secundarios: sericita (de alteración de plagioclasa) y clorita (proviene de la biotita). En algunas muestras se observan clastos de cuarzo y feldespatos de claro origen volcánico (Apalategui *et al.*, 1984, 1990).

Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) citan la presencia de una S_1 relictas en microlitones de S_2 constituida por $Ph/Ms + Bt + Qz \pm Ab \pm Grt \pm Rt \pm Ilm$, que pone de manifiesto la existencia de un M1 con condiciones de alta P/ baja-intermedia T con P mínimas de 9,5 kbar y T de 450°C.

Solo se ha localizado un pequeño lentejón de anfibolitas, en la hoja de Santa Olalla de Cala (Apalategui *et al.*, 1990); se trata de una roca verdosa de grano fino-medio, compuesta

por plagioclasas y anfíboles (hornblenda y tremolita) en la que se reconocen restos de antiguas texturas diabásicas.

Dentro de la serie se intercalan algunos niveles lenticulares, de espesor decimétrico o métrico (las más potentes tienen 6-7 m) de cuarcitas grafitosas negras, en ocasiones bandeadas (80) (Apalategui *et al.*, 1990; Crespo Blanc, 1989).

Las metagrauvas muestran texturas blastopsamíticas y están constituidas por cantos de cuarzo, plagioclasa y posibles fragmentos de rocas metamórficas previas, en una matriz poco recristalizada de composición cuarzo-biotítica (Apalategui *et al.*, 1990).

Entre las cuarcitas de la Fm La Umbría y el horizonte carbonatado, en la citada hoja, aparecen conglomerados, compuestos por cantos arcóscos (que ocasionalmente muestran una foliación previa), de cuarcitas filitosas y clastos monominerálicos de cuarzo y feldespato en una matriz volcanosedimentaria; están por regla general muy deformados (cantos aplastados según planos paralelos a la esquistosidad) y los cantos alcanzan tamaños de hasta 40 cm de longitud. Afloran lenticularmente y adquieren su máximo desarrollo en la vertiente sur de la Sierra de San Ginés (OSO de Aracena), donde se encuentran interestratificados dentro de los esquistos y/o cuarzoesquistos, pero en relación con unos tramos que presentan carácter volcánico (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989). Dos sondeos con toma de testigo continuo realizados por el IGME en el flanco N del Antiforme de Fuenteheridos (coords. X: 709.127, Y: 4.197.576; X: 711.030; Y: 4.197.261), a techo de los carbonatos de Aracena, llegan a perforar entre estos y la Serie Negra un horizonte de tobas y pizarras con intercalaciones de conglomerados muy deformados que contienen cantos foliados, principalmente de cuarzo y también de rocas ígneas, que pueden representar el Complejo de Bodonal-Cala (Matas y Martín Parra, inédito). La matriz de los cantos, así como las rocas volcanosedimentarias asociadas a los conglomerados son de color gris oscuro, de grano fino, orientadas, y donde a simple vista se distinguen los megacrístales de cuarzo. Se trata de tobas epiclásticas ácidas (riolíticas) a intermedias que al microscopio muestran una textura blastoporfídica esquistosa a granolepidoblástica, conteniendo como componentes principales: Cuarzo, feldespato potásico, carbonatos, biotita verdoza-marrón, \pm moscovita, \pm plagioclasa, \pm anfíbol (tremolita-actinolita). Como mineralogía accesoria: opacos concentrados en niveles, circón, turmalina, apatito, rutilo y esfena. El cuarzo y el feldespato potásico aparecen en forma de clastos monocristalinos de origen volcánico (cuarzo con golfos de corrosión), o bien en agregados granoblásticos de la mesostasis; también como componentes de fragmentos de rocas de composición arcósica (Apalategui *et al.*, 1984; Matas y Martín Parra, inédito).

Esta formación ha sido atribuida habitualmente al Precámbrico (Bard, 1969; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976); habiéndose correlacionado con la Serie Negra (Apalategui *et al.*, 1984), si bien los litosomas de conglomerados y vulcanitas asociadas existentes en su parte superior podrían pertenecer ya al Complejo Bodonal-Cala, aunque su escasa entidad no permite separarlos a esta escala.

No se ha puesto de manifiesto la existencia de deformación o metamorfismo prevarisco, si bien la existencia en los conglomerados de la Sierra de San Ginés de algunos cantos con foliación interna previa, permite pensar en el desarrollo de un evento tectonometamórfico Precámbrico (Crespo Blanc, 1989).

2.2.3.3.2.- Carbonatos de Aracena (92)

Inmediatamente por encima de los anteriores materiales, aparece un episodio carbonatado constituido fundamentalmente por mármoles dolomíticos y calizas en menor proporción, que representan un horizonte de gran valor cartográfico y estratigráfico (Apalategui *et al.*, 1984). Se trata de mármoles masivos, de grano fino a medio, de colores grises, blancos y beige, con una pátina de alteración a colores marrones oscuros.

El tránsito a la Fm Vulcanosedimentaria es gradual, observándose niveles de sílice sedimentaria, así como frecuentes intercalaciones de vulcanitas ácidas interestratificadas (Apalategui *et al.*, 1984).

Al microscopio muestran una textura granoblástica, con dolomita, calcita, y ocasionalmente actinolita-tremolita, cuarzo, moscovita, flogopita, feldespato potásico y opacos, como minerales principales y opacos (sulfuros, hematites), clorita, calcita, cuarzo, apatito, minerales arcillosos, moscovita, barita y esfena, como minerales accesorios (Apalategui *et al.*, 1984). Entre los minerales mayoritarios predomina la dolomita sobre la calcita.

En algunos casos contienen cantidades importantes de cuarzo, tremolita, moscovita y flogopita. Esta composición ha sido atribuida por algunos autores (Apalategui *et al.*, 1984) a fenómenos hidrotermales tardíos.

En el flanco invertido de la antiforma de Fuenteheridos -La Umbría, así como en el flanco normal al S y SE de Los Marines, estas calizas aparecen más recristalizadas, y presentan minerales de metamorfismo de grado medio-alto, como anfíbol tremolítico, diópsido, olivino y vesubiana (Apalategui *et al.*, 1984; Matas y Martín Parra, inédito). Probablemente se debe a un calentamiento de "efecto zócalo" de la Unidad de alto grado, a muro, sobre esta unidad a techo de un accidente extensional.

La potencia de este tramo ha sido cifrada en 250-400m (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989).

Su edad no ha podido ser determinada faunísticamente. Por correlación con otros sectores de Ossa-Morena, basándose en las similitudes litológicas y de facies, así como de posición estratigráfica, han sido atribuidas por diferentes autores al Cámbrico inferior (Bard, 1969; Gutiérrez Elorza, 1970; Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989).

En el núcleo de Almadén de la Plata, existe intercalado en los depósitos carbonatados un volcanismo bimodal muy importante, con predominio de términos espilíticos sobre riolíticos (Eguíluz *et al.*, en prensa) que no son representables en la cartografía a esta escala.

A techo de las dolomías anteriores, al NO de Alájar, en la zona del cierre perianticlinal de la antiforma tardía de Fuenteheridos-La Umbría, afloran niveles de calcoesquistos, estando mejor representados en el flanco invertido de dicho estructura. Se trata de unos materiales esquistosos de grano fino y coloración oscura (Apalategui *et al.*, 1984).

2.2.3.3.3.- Vulcanosedimentario Aracena (101)

Sobre los Carbonatos de Aracena (Dolomías de Aracena), se apoya una potente sucesión volcanosedimentaria, que regionalmente se extiende desde el núcleo de Almadén de La Plata, hasta Rosal de la Frontera (Crespo Blanc, 1989). Su techo no es conocido, debido a que su contacto por el N con la Unidad de El Cubito es por falla.

Está constituida principalmente por un conjunto de metavulcanitas ácidas, principalmente tobas de afinidad riolítica a riodacítica, con intercalaciones de metacineritas y gneises biotíticos, metabasitas, rocas de silicatos cálcicos y niveles carbonatados (tanto dolomíticos como calcáreos).

Estas series tienen una gran variabilidad litológica, pudiendo encontrarse: lavas y tobas soldadas, rocas aglomeráticas (como las aflorantes en el núcleo de Almadén de la Plata), tobas de grano grueso, tobas de grano fino y tufitas, metacineritas y metabasitas, tobas feldespáticas, y tobas y filitas oscuras (Apalategui *et al.*, 1984).

Las tobas de grano grueso, se sitúan, por lo general, próximas a las alineaciones de vulcanitas aglomeráticas, lavas y brechas. Lateralmente disminuye su tamaño de grano; pasan a tobas finas que se distribuyen en áreas más extensas (Apalategui *et al.*, 1984). Las lavas son minoritarias en el conjunto de vulcanitas ácidas; generalmente son de grano fino, con textura felsítica, y las hay bandeadas, aunque también las hay masivas; con relativa frecuencia toman coloraciones verdosas, preferentemente en bandas, por la presencia de clorita (Apalategui *et al.*, 1984). Las tufitas son mezcla de productos volcánicos y sedimentos, y constituyen lo que se denomina "serie vulcano-sedimentaria" en sentido estricto (Apalategui *et al.*, 1984).

Al microscopio muestran texturas granolepidoblásticas (tobas, tobas aglomeráticas, tobas cristalinas de grano grueso, gneises cuarzo-feldespáticos); granoblástica, porfídica, hipocristalina, a veces con texturas fluidales (tobas soldadas y lavas) y lepidoblásticas (metacineritas). Como componentes principales contienen: cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico \pm opacos \pm biotita \pm clorita \pm sericita (tobas soldadas y lavas, tobas, tobas aglomeráticas); cuarzo, feldespato potásico y minerales sericíticos-arcillosos (toba cristalina de grano grueso); minerales arcillosos, feldespato potásico, cuarzo y biotita (metacineritas). Las tobas riolíticas contienen en ocasiones fragmentos de rocas efusivas. En las metarriolitas los fenocristales a menudo tienen golfos de corrosión en una matriz microcristalina con textura esferulítica. En proporciones accesorias contienen: clorita, opacos, circón \pm leucoxeno \pm apatito \pm epidota \pm esfena (tobas, tobas soldadas y lavas, tobas aglomeráticas, tobas cristalinas de grano grueso) y en algunos casos sillimanita, granate y anfíbol (tobas aglomeráticas); turmalina, opacos y óxidos de Fe (metacineritas) (Apalategui *et al.*, 1984, 1990). Crespo Blanc (1989) cita en metavulcanitas de grano fino a medio, la aparición ocasional de cloritoide y granate.

Estas rocas están recristalizadas en bajo-medio grado de metamorfismo en condiciones de baja P (M2), si bien Bard (1969) cita la presencia de escasos relictos de anfíboles azules (M1) preservados en algunas anfibolitas.

Apalategui *et al.* (1984) estiman una potencia mínima de unos 1.200 m, mientras que Crespo Blanc (1989) estima su potencia en unos 1.500 m, si bien es difícil de calcular debido

tanto a que no se conoce su techo, como a su intenso replegamiento por varias etapas de plegamiento.

Apenas existen datos que puedan avalar la edad de esta sucesión. Algunos autores le han atribuido una edad Cambro-Ordovícico (Bard, 1969) o Cámbrico inferior (Crespo Blanc, 1989). El único dato de edad que existe de esta sucesión en Aracena es el de Sánchez García *et al.* (2008b), que datan unas tobas intercaladas en esta unidad, mediante U/Pb, obteniendo 511 ± 2 y $515\pm 1,5$ Ma (Cámbrico inferior-medio). Por otra parte, Chichorro *et al.* (2008) datan en el macizo de Évora (Portugal), mediante SHRIMP U-Th-Pb en circones, algunas muestras de ortogneises de los complejos ígneo-sedimentarios predominantemente félsicos, obteniendo edades entre 526 y 505 Ma (Cámbrico inferior-medio). Algunos autores correlacionan la Unidad de Bajo Grado con el Anticlinal de Estremoz (Portugal), donde se han encontrado pizarras con graptolites del Silúrico inferior (Gonçalves, 1972; Ribeiro en Crespo Blanc, 1989) por encima de unas dolomías del Cámbrico inferior; en cuyo caso esta sucesión podría llegar hasta el Silúrico. Por otra parte, Piçarra (2000) encuentra en carbonatos intercalados en una secuencia litoestratigráfica similar al N del Macizo de Évora, fósiles del Ordovícico inferior. Sarmiento *et al.* (2000) encuentran conodontos de edad Silúrico inferior-Devónico en mármoles del Anticlinal de Ferrarias, situado en la vecindad del Anticlinal de Estremoz, con el cual correlacionan su sucesión estratigráfica, lo que implicaría una edad más moderna para esta sucesión. Sin embargo, recientemente Pereira *et al.* (2012a), cuestionan la correlación entre estos dos anticlinales, ya que los carbonatos de este anticlinal y los del Complejo Vulcanosedimentario de Estremoz, muestran diferentes características sedimentarias y espesor (Lopes, 2003). Los citados autores (Pereira *et al.*, 2012a) datan por U/Pb tres muestras representativas de las litologías de la estratigrafía del Anticlinal de Estremoz, representando una de ellas una riolita intercalada en los mármoles del Complejo Vulcano Sedimentario de Estremoz. Esta última muestra arroja una edad de 499.4 ± 3.3 Ma lo que representa el Cámbrico superior (Furongiense).

Estos materiales forman parte del denominado Evento Ígneo Principal del Rift Cambro-Ordovícico en Ossa-Morena (Sánchez García *et al.*, 2003), durante el cual se emplazaron rocas ígneas predominantemente basálticas y ácidas (riolitas), y cantidades menores de rocas intermedias (traquitas). Las rocas volcánicas, tanto ácidas como básicas, de este evento ígneo se intercalan con los sedimentos cámbricos y fueron extruidas en un medio submarino. Los autores antes citados atribuyen el magmatismo, *rifting* coetáneo y desarrollo oceánico, con los que se relaciona esta sucesión volcanosedimentaria, al desarrollo de un penacho mantélico (*mantle plume*), definiendo una asociación bimodal característica del magmatismo asociado con procesos de *rifting* continental (Sánchez García *et al.*, 2008b). El gran volumen de magma emplazado en medios de la corteza superior, junto con la presencia de abundantes diques, sugiere que el ascenso del magma fue favorecido por una tectónica extensional coetánea. Por otra parte, las características geoquímicas de las rocas félsicas e intermedias de este evento ígneo (para toda la ZOM) sugiere que derivan de cantidades variables de mezcla entre magmas de origen cortical y mantélico (Sánchez García *et al.*, 2003, 2008b, 2010).

Chichorro *et al.* (2008) separan también dos episodios en la actividad ígnea cámbrica en el Cinturón Metamórfico de Évora-Aracena, principalmente en Portugal, si bien los correlacionan con el sector español. Reconocen un complejo inferior ígneo-sedimentario,

dominantemente félsico, variando entre composición riódacítica y riolítica, y un complejo superior ígneo-sedimentario, bimodal con ortogneises félsicos (principalmente riódacíticos y basaltos y gabros subalcalinos (anfíbolitas). El complejo inferior (Fm Monfurado de Carvalhosa and Zbyszweski, 1994; Chichorro, 2006) in Évora, se caracterizaría por actividad intrusiva y extrusiva, comenzando el magmatismo en el Cámbrico inferior con flujos de lavas félsicas a intermedias y rocas piroclásticas, asociadas a sedimentos siliciclásticos y carbonáticos (paragneises, micaesquistos y mármoles). Estos autores incluyen en el mismo, en el sector de Évora los mármoles pues encuentran continuidad entre el magmatismo félsico y la sedimentación carbonatada. Así pues la unidad descrita en este capítulo estaría incluida en este episodio.

Sin embargo, el complejo superior ígneo sedimentario bimodal, estaría representado por la Fm Carvalhal y parte de los Xistos de Moura, en Portugal (Carvalhosa and Zbyszweski, 1994; Carvalhosa, 1999) y parte de la Unidad del Cubito y su *mélange* basal en Aracena.

2.2.3.3.4.- *Intercalaciones de Metacineritas grises y gneises biotíticos (102)*

Afloran principalmente en una banda de gran continuidad, en el flanco NE del antiforme de Fuenteheridos, que puede seguirse desde los alrededores de Zufre, hacia el NO, hasta el E de Aracena, donde chocan contra una fractura de dirección NE-SO. Más al O afloran también en el flanco SO del citado antiforme, como intercalaciones desde El Repilado hacia el SE, en relación con las metabasitas. Ambos materiales presentan rasgos volcánicos, y según Apalategui *et al.* (1984) los gneises biotíticos serían el equivalente más metamórfico de las cineritas grises.

Las cineritas grises muestran al microscopio una textura lepidoblástica, y una mineralogía principal constituida por: cuarzo, sericita, moscovita, minerales arcillosos, y a veces biotita, epidota y feldespato potásico. En proporciones accesorias contienen: opacos, óxidos de hierro, material carbonoso, apatito, turmalina y leucóxeno (Apalategui *et al.*, 1984). En el sector de Corteconcepción (N de la Sierra de la Corte), se reconoce al microscopio una deformación milonítica muy intensa (Apalategui *et al.*, 1990).

Los gneises biotíticos son rocas orientadas, de grano fino, colores oscuros y a veces con un bandeo definido por la concentración de biotita y feldespatos. Al microscopio muestran una textura gneísica y/o granolepidoblástica (Apalategui *et al.*, 1984). Están constituidos principalmente por: cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa, y en proporciones accesorias por: moscovita, circón, turmalina, andalucita, apatito, cordierita y sillimanita.

2.2.3.3.5.- *Intercalaciones de Calizas marmóreas y mármoles con dolomías locales (103)*

Aparecen próximas siempre a la aparición de las volcanitas básicas y de las metacineritas. Varían lateralmente; pasando de mármoles impuros, con clastos de cuarzo y plagioclasas a calizas marmóreas muy puras de color blanco, y parcialmente dolomitizadas; llegando a veces a ser auténticas dolomías.

La mayor parte de estas rocas son calizas muy puras, constituidas fundamentalmente por calcita, que localmente están dolomitizadas. También hay que señalar la presencia de

niveles filíticos, en relación con los cuales aparecen minerales de silicatos cálcicos (Apalategui *et al.*, 1984, 1990).

Al microscopio muestran una textura granoblástica y están constituidas principalmente por calcita, y en menor proporción dolomita, cuarzo, moscovita, biotita, epidota y granate. En proporciones accesorias contienen: anfíbol (tremolita-actinolita, opacos, minerales arcillosos, esfena y plagioclasas (Apalategui *et al.*, 1984).

Localmente en relación con la aureola de contacto de cuerpos intrusivos, se encuentran mármoles con granate (skarn de granate) (Apalategui *et al.*, 1984).

La potencia de estos niveles varía entre 0 y 200 metros.

2.2.3.3.6.- Niveles de mezcla y rocas de silicatos cálcicos (99)

Están constituidos por una mezcla centimétrica o milimétrica de materiales de distinta composición, como tobas ácidas (riolitas); antiguas cineritas y/o sedimentos con materia carbonosa; rocas volcánicas básicas-intermedias; y niveles finos carbonatados que, por metamorfismo, han pasado a rocas de silicatos cálcicos. Los últimos pueden alcanzar potencias de varias decenas de metros y han sido separados en la cartografía (Apalategui *et al.*, 1984).

Al microscopio muestran texturas: granoblástica, granolepidoblástica, nematoblástica, granonematoblástica y, a veces gneísica. Como mineralogía principal contienen: cuarzo, anfíbol (actinolita-tremolita, hornblenda), plagioclasas, sericita, epidota, clorita, feldespato potásico, diópsido, calcita, minerales arcillosos y moscovita. En algunos casos el cuarzo es accesorio. Como minerales accesorios pueden verse: opacos, leucoxeno, minerales micáceos, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, esfena, prehnita, circón, diópsido, apatito y calcita; y a veces epidota, feldespato potásico, clorita y granate (Apalategui *et al.*, 1984).

En muchos casos, según los autores citados, parecen proceder de rocas mixtas, con aportes cuarzo-feldespáticos, posiblemente volcánicos, simultáneos a la precipitación de carbonatos.

2.2.3.3.7.- Intercalaciones de Esquistos y Metabasitas (104)

Sobre la sucesión volcanosedimentaria de Aracena, principalmente ácida, puede reconocerse un episodio con abundancia de metavulcanitas básicas hacia la parte alta de la sucesión. Aparecen siempre asociadas con productos finos del vulcanismo ácido, y a menudo con niveles de mármoles blancos y/o grises, o bien con materiales equivalentes (rocas mezcla y rocas de silicatos cálcicos).

Interestratificadas con el vulcanismo ácido aparecen también intercalaciones de rocas básicas que no van en relación con niveles de mármoles, y cuya extensión de afloramientos es siempre bastante reducida.

En estos materiales existen importantes cambios laterales, pasando de una roca masiva clasificada bien como diabasa o lava andesítica, a rocas esquistosas como esquistos verdes y/o esquistos cloríticos, y que para Apalategui *et al.* (1984) representan términos más distales del mismo vulcanismo.

Las diabasas y lavas son rocas masivas, a veces bandeadas de grano fino-medio y color verdoso; presentan disyunción en bolos y siguen por regla general las estructuras.

Al microscopio presentan texturas: nematoblástica (granonematoblástica, granolepidoblástica y lepidoblástica). En algunas muestras (diabasas y lavas) quedan restos de texturas ofíticas o subofíticas. Como componentes principales contienen: plagioclasa (Oligoclasa An_{26}), anfíbol (tremolita-actinolita), biotita \pm cuarzo, y, en los niveles más tobáceos minerales cloríticos-arcillosos. En algunos casos también se observa diópsido. En proporciones accesorias contienen: apatito, esfena, circón, moscovita, epidota y opacos (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989). Donde el metamorfismo es más alto aparece hornblenda en vez de tremolita-actinolita.

Bard (1969) mediante análisis químicos llegó a la conclusión de que estas rocas pertenecen a una serie calcoalcalina, sin descartar la posibilidad de que sea una serie híbrida entre materiales más cálcicos y/o más aluminosos.

2.3. Cuenca del Guadalquivir

La Cuenca del Guadalquivir se formó como una cuenca periférica al norte del Orógeno Bético durante el Neógeno. Constituye, por tanto, una cuenca de antepaís (*foreland basin*, Dickinson, 1974), situada entre el frente de la Cadena Bética (borde activo) y la Meseta Ibérica (borde pasivo).

La evolución de esta cuenca se desarrolló de forma simultánea a la evolución de la cadena y aconteció entre el Mioceno medio y el Plioceno. Su origen fue consecuencia de la flexura del Paleomargen Suribérico, constituido por una corteza continental adelgazada con una historia térmica previa. Esta flexura ocasionó, durante esta época, un engrosamiento de la corteza por apilamiento de unidades mesozoicas y paleógenas, al producirse una convergencia oblicua entre África y Europa.

El borde sur de la cuenca constituido por una gran cuña tectónica (Manto Bético, Roldán y Rodríguez Fernández, 1991), se fue desplazando hacia el norte y hacia el oeste, del mismo modo que lo hizo la línea de costas sobre los dos bordes. Este proceso condicionó el relleno sedimentario de la cuenca, que ha sido ordenado en seis secuencias deposicionales que han sido separadas por sus límites estratigráficos (Mitchum *et al.*, 1977), y aparecen yuxtapuestas horizontal y verticalmente.

De las seis secuencias, las tres más antiguas forman parte del borde meridional que es activo. Afloran en superficie generalmente muy deformadas y desarticuladas. Las otras tres secuencias se sitúan fundamentalmente entre el frente del Manto Bético y sobre él (desde el sur de Écija, Sevilla, al oeste) y sobre la Meseta Ibérica. Estas secuencias tienen la particularidad de ser más modernas hacia el oeste y noroeste de modo que cuando avanzaba el Manto Bético hacia el norte, la línea de costa lo hacía en el mismo sentido y además se retiraba hacia la posición que en la actualidad ocupa el Golfo de Cádiz.

La migración hacia el oeste del Manto Bético fue progresiva en el tiempo, de manera que no deben considerarse fases tectónicas. Este proceso contribuyó en que, para un mismo período de tiempo, el emplazamiento de dicho manto fuese heterocrónico. Dicho

emplazamiento, verificado en el intervalo de tiempo, Serravalliense superior y Messiniense, indujo a que la línea de costas avanzara paulatinamente hacia la Meseta, originando una geometría de la cuenca de morfología cuneiforme. Los límites de las secuencias sobre los bordes de la cuenca son de tipo *onlap* expansivo (Roldán, 1995), el modelo estratigráfico resultante es de tipo *steers-head* (cabeza de buey, según Watts, Karner y Steckler, 1.982).

En el Messiniense, se produjo una caída eustática, que se refleja en la calcarenita de Carmona, donde Berggren y Haq (1975) estiman un descenso del nivel del mar en 40 metros. Este cambio eustático originó un gran surco erosivo que está representado en la parte oriental de la Hoja, desde el NE de Sevilla hacia Carmona, que es rellenado por sedimentos de dos unidades: Messiniense-Plioceno inferior y Plioceno medio-superior. Durante este intervalo de tiempo la cuenca, al menos en su parte oriental, fue más restrictiva que en períodos anteriores, es decir los sedimentos descansan sobre unidades neógenas de la propia cuenca y no sobre los bordes; esta situación sugiere que el borde activo de cuenca (Manto Bético), cesó en su movimiento de emplazamiento, al menos en la parte emergida de la Cuenca del Guadalquivir.

En este epígrafe se describirán los aspectos más sobresalientes de la Estratigrafía y Paleogeografía del relleno de la parte oriental de la Cuenca del Guadalquivir. Al ser escasos los afloramientos en esta hoja se han utilizado datos de subsuelo procedentes de la investigación de hidrocarburos (sondeos y sísmica). En la Figura 2.3.1 se muestra una síntesis geológica y la distribución de hojas a escala 1:50.000 de Neógeno y Cuaternario que componen la Hoja, y la situación de sondeos y perfiles sísmicos interpretados.

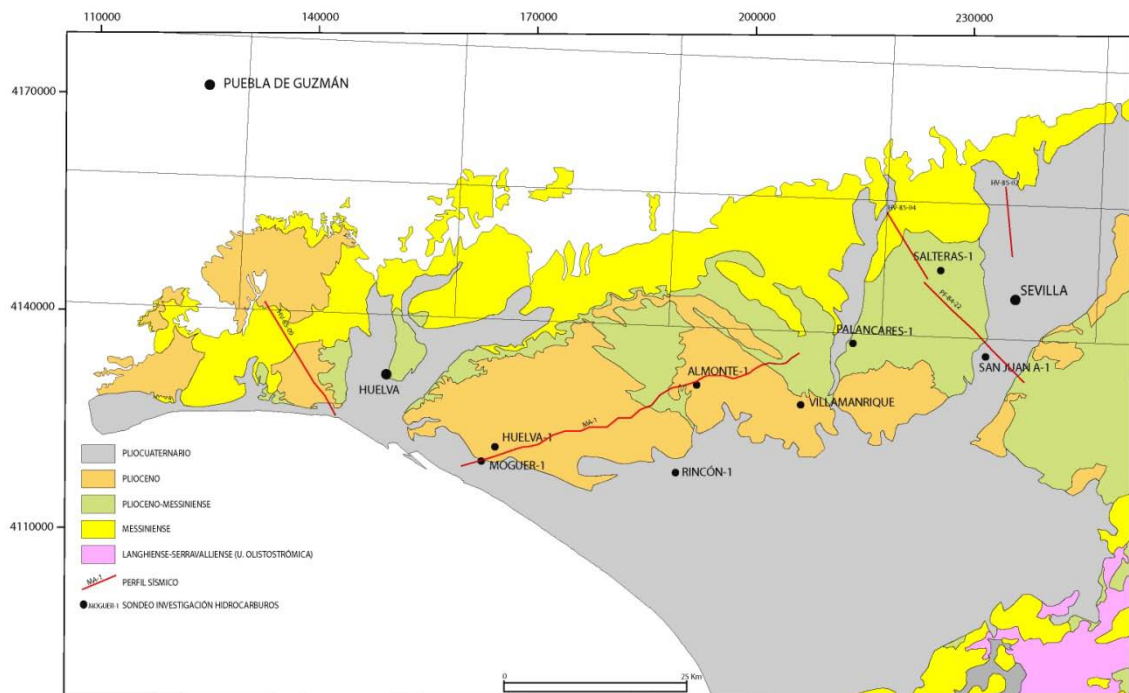


Fig. 2.3.1.- Esquema geológico de las secuencias deposicionales y situación de perfiles sísmicos y sondeos de investigación de hidrocarburos interpretados (Roldán, 2011)

En cuanto a los sedimentos que rellenan la Cuenca del Guadalquivir se describirán por unidades cronoestratigráficas, en el sentido de secuencias deposicionales, con sus correspondientes sistemas deposicionales que constituyen las unidades litoestratigráficas. Así pues, en el relleno de esta Cuenca se han diferenciado un total de seis unidades cronoestratigráficas, que son las siguientes:

- Unidad Langhiense-Serravalliense inferior
- Unidad Serravalliense superior-Tortonense inferior
- Unidad Tortonense superior
- Unidad Messiniense
- Unidad Messiniense-Plioceno inferior
- Unidad Plioceno medio-superior

En el ámbito de esta Hoja solo afloran las tres unidades más modernas que se describirán a continuación y se muestran en un perfil sísmico longitudinal a la cuenca (Fig. 2.3.2).

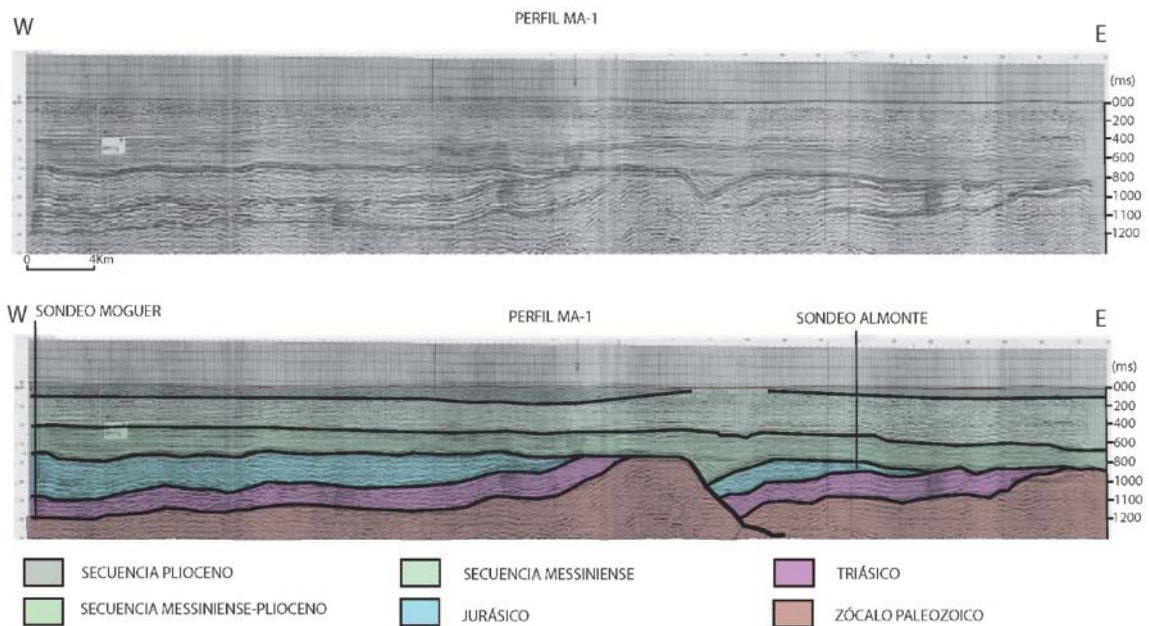


Fig. 2.3.2.- Basamento Paleozoico y cobertura mesozoica con el relleno de las secuencias del Messiniense y Plioceno, entre el oeste de Sevilla y el sur de Huelva

El relleno sedimentario de carácter marino y naturaleza básicamente clástica en la cuenca de antepaís de Guadalquivir, se ha datado en el ámbito de la hoja dentro del periodo comprendido entre el Messiniense y el Plioceno.

En esta Cuenca se observa que el límite septentrional lo constituye la Meseta Ibérica, que a su vez sirve de basamento a todos los sedimentos que intervienen en su relleno. Este límite marca el contacto con el borde pasivo que representa el "país" o Macizo Ibérico. Hacia

posiciones más meridionales y hacia el Golfo de Cádiz, sobre el basamento Paleozoico existe una cobertera de edad Mesozoico, constituida por Trías y Jurásico (Figura 2.3.2).

Sin embargo, uno de los aspectos que más incertidumbre crea en el estudio de esta Cuenca, es la definición precisa de su límite meridional, que representa el borde activo de la misma.

El relleno de la Cuenca del Guadalquivir puede ordenarse en seis unidades, como se indicó anteriormente y que están comprendidas entre el Langhiense y el Plioceno (Figura 2.3.3). Cada una de estas unidades corresponde a una secuencia deposicional en el sentido de Mitchum *et al.* (1977). En esta Hoja solo afloran las unidades Messiniense, Messiniense-Plioceno y Plioceno, que se describirán más adelante.

EDAD		UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS	IGME (1973-1985) distintos autores	Riaza y Martínez del Olmo (1996)	Siero <i>et al.</i> (1996)	Berastegui (2006)	Roldán (1995-2004)
MA							
CUATERNARIO		Q					Q Cuaternario
CENOZOICO	PLIOCENO	U.P	FORMACIONES AUTOCTONAS	GRUPO ODIEL	SECUENCIA E		U. P U. Plioceno
		ZANCLIENSE					GRUPO MARISMAS
	MESSINIENSE	U.M-P		GRUPO ANDALUCIA	SECUENCIA C	SECUENCIA 6	U. M U. Messiniense
		U.M					GRUPO BÉTICA
	TORTONIENSE	U.T		GRUPO ATLÁNTIDA	SECUENCIA A	SECUENCIA 4	
	SERRAVALLIEN	U.S-T					OLISTOSTROMA + FORMACIONES ALOCTONAS
LANGHIENSE	U.L-S	SECUENCIA 1					

Fig. 2.3.3.- Cuadro de correlación del relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir según diversos autores

2.3.1. Unidad Messiniense

Cartográficamente se extiende por todo el borde de la Meseta, desde Villanueva del Río y Minas hasta el norte de Ayamonte, donde desaparece bajo la unidad superior.

La edad Messiniense asignada a esta unidad, está argumentada por la presencia de *gliborotalia mediterranea* (Catalano y Sprovieri) y la presencia de *discoaster quinqueramus* (GARTNER).

Esta unidad es equivalente a la parte alta del Grupo Bética (Martínez del Olmo *et al.*, 1984), de edad Tortoniense 2-Andalucense 1 y al Grupo Andalucía de Riaza y Martínez del Olmo (1996).

Son diversas las facies que se reconocen en esta Unidad. En el borde norte de la Cuenca hay facies marinas de plataforma y facies continentales y mixtas. También hay variabilidad de facies en la parte axial de la cuenca y en el borde sur de la misma. En este epígrafe se irán señalando las facies más características de esta secuencia deposicional en diversos sectores.

2.3.1.1. Sector de Villanueva del Río y Minas-Alcalá del Río

2.3.1.1.1.- Conglomerados, arenas y limos rojos (128)

Existe solo un afloramiento de estos sedimentos en el borde oriental de la Hoja y está asociado a un sistema deltaico situado sobre el borde de la Meseta en las proximidades de Villanueva del Río y Minas.

La secuencia estratigráfica comienza con arenas de grano medio bioturbadas por trazas fósiles de tipo *ophiomorpha*, con lechos intercalados de arenas gruesas todas ellas trabadas por un cemento carbonatado. La secuencia a techo se hace granodecreciente con arenas finas y limos arenosos de color amarillo, sobre los que se advierten ocasionales canales de arenas gruesas y conglomerados, con estratificación cruzada, y abundantes lentes de brechas calcáreas. Como elementos faunísticos se reconocen, ostreidos, bivalvos, balanus y acumulaciones de *heterostegina*. También son abundantes los restos de pectínidos, gasterópodos, clamidos y otros bivalvos, también algunos escafópodos del tipo *dentalium*. Como estructuras de ordenamiento interno destaca laminación horizontal de fondo plano, también se observa laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala, así como megariples.

La presencia de abundante *ophiomorpha*, sugiere un depósito marino de aguas someras con ocasionales entradas de materiales continentales canalizados (Sierro *et al.*, 1990). Borrego y Pendón (1988) indican que el carácter de estos sedimentos es de afinidad litoral clara, tipo submareal, donde los episodios de brechas calcáreas representan eventos más energéticos.

La parte alta de la serie está constituida por dos facies diferentes, en función de su posición respecto al borde de cuenca.

Si los depósitos están asociados al borde de la Meseta, la parte alta de la serie es un conglomerado de matriz terrígena y color rojizo. Los cantos son redondeados, heterométricos y de composición variable (cuarcitas, pizarras, calizas, etc.). Como estructuras de ordenamiento interno, se advierten sets de láminas cruzadas tangenciales con la base. Estas facies, Gt y Gp- (Miall, 1982), pueden estar asociadas a secuencias de canal y barras fluviales en un sistema de cursos trenzados sobre una llanura aluvial litoral, (Borrego y Pendón, 1988). Estas facies de conglomerados representan el *topsets* del sistema deltaico, progradante hacia el centro de la cuenca.

Si la posición de la serie estratigráfica está alejada del borde de la cuenca, el intervalo de arenas y limos amarillos pasa gradualmente a margas gris-azuladas hacia la parte alta. El límite entre ambas facies está marcado por lechos de arenas medias, glauconíticas, con abundantes conchas de moluscos; la bioturbación es intensa a pesar de lo cual se aprecian algunas laminaciones cruzadas buzantes al sur.

Los conglomerados y arenas constituyen un cuerpo de morfología lentejona, cuya potencia disminuye de SE a NO. La secuencia observable es de tipo granocreciente, en la cual los elementos más finos: arenas y limos con intercalaciones delgadas de arcillas y conglomerados, ocupan las partes basales de la serie. A medida que se asciende en ella, comienzan a aparecer lentes conglomeráticas y de areniscas (canales) intercaladas entre en

arenas gruesas. A techo de la misma hay un dominio claro de conglomerados con formas canalizadas. En este sector el espesor de esta serie supera los 120 m en su zona apical.

La dirección de paleocorrientes muestra una gran dispersión, pero oscilan entre SE y SO y progradación al sur. Estas facies se han interpretado como depósitos de tipo fandelta.

2.3.1.1.2.- Areniscas, arenas y limos amarillos con intercalaciones de margas (129)

Estas facies muestran una alternancia irregular de arenas y limos amarillos, con estratos de espesor centimétrico de areniscas calcáreas de escasa continuidad lateral. Se presentan masivas, sin estructuras de ordenamiento interno y abundante bioturbación horizontal y vertical producida por anhelidos. También son muy comunes los ostrácodos, así como los fragmentos de ostreidos y gasterópodos como fauna más importante.

2.3.1.1.3.- Calcarenitas y conglomerados (130)

En esta unidad cartográfica se han agrupado las facies detríticas y carbonatadas que están asociadas a los márgenes del sistema deltaico indicado en el epígrafe anterior y se continúan hacia Gerena, si bien la proporción de carbonatos es muy superior a la terrígena.

La secuencia está representada por conglomerados, calcarenitas y areniscas conglomeráticas de tonos amarillentos y rojizos, que se apoyan mediante discordancia sobre distintos materiales del Paleozoico que constituyen el zócalo de la Meseta. Entre estos materiales y los que se han descrito antes existen cambios laterales de facies.

Los tramos conglomeráticos representan las facies de relleno marginal de la Cuenca del Guadalquivir en condiciones fluviodeltaicas. Los tramos arenosos y calcareníticos corresponden a depósitos de una plataforma mixta abierta, con variaciones batimétricas a la que llegan aportes siliciclásticos procedentes de la erosión de la Meseta.

En cuanto a las facies de calcarenitas son de tonos ocre, amarillentos y rojizos, con abundantes fragmentos de conchas y con niveles intercalados de gravas.

2.3.1.1.4.- Calcarenitas y limos amarillos. Localmente calizas de algas (131)

Estos materiales jalonan el borde sur de la Meseta, entre Villanueva del Río y Minas, norte de Sevilla y Gerena. Conforman el relleno del borde norte de la Cuenca del Guadalquivir. Sólo se ven interrumpidos por las entradas a la cuenca de los sistemas deltaicos anteriormente aludidos.

Los materiales que integran estas facies se suelen ordenar en una secuencia muy irregular, en la que dominan preferentemente las calcarenitas, calcarenitas conglomeráticas y arenas amarillas. Estos sedimentos se muestran en estratos de espesor decimétrico a métrico, muy masivos, sin estructuras de ordenamiento interno y abundantes cantos de naturaleza cuarcítica dispersos. Hacia la base suelen presentar un paquete de brechas escasamente cementadas, con cantos de pizarras, areniscas, calizas y cuarcitas, trabados por una matriz limo-arcillosa, que se apoya sobre el sustrato Paleozoico.

Estos depósitos contienen abundante fauna de lamelibranquios de gran talla, que permite asociarlos con un ambiente marino de tipo plataforma somera.

Las calizas de algas se intercalan con calcarenitas y calcirruditas. Estas facies se suelen ordenar en una secuencia no superior a 20 m de potencia. La parte inferior está formada por un *grainstone* bioclástico, compuesto por 85-90% de anfisteginas y otros foraminíferos bentónicos, el 10% es cuarzo y menos del 1% de fragmentos de rocas y algunos granos de glauconita dispersos en la roca.

Encima se sitúa una calcarenita bioclástica (*grainstone*), con más del 25-30% de terrígenos (cuarzo más fragmentos de rocas), clastos de glauconita en proporción inferior al 2% y el resto bioclastos de briozoos, equínidos, lamelibranquios, algas rojas, etc., así como abundantes foraminíferos bentónicos y escasos planctónicos.

La secuencia culmina con una biofacies de calizas de algas, constituidas por un *packestone* de matriz microesparítica con más del 80% de los granos de algas rojas y terrígenos inferiores al 10%.

2.3.1.1.5.- *Margas gris azuladas (132)*

Esta unidad cartográfica se encuentra bien representada al norte y noroeste de Sevilla hasta las inmediaciones de Gibraleón. Se sitúa bajo sedimentos de la secuencia superior.

Está constituida por margas y margas arcillosas de tonos azules, grises y verdosos en corte fresco, y blanquecinas y amarillentas debido a la alteración superficial. Ocasionalmente pueden intercalar niveles de gravas y arenas de espesor de orden centimétrico a decimétrico.

Los estudios mineralógicos de estos materiales (Galán y González, 1993; Tsige y González de Vallejo, 1996; Portero García, 1997), indican que el contenido en carbonatos suelen estar comprendidos entre el 20 y el 30 %, con un claro predominio de la calcita (20-25 %) sobre la dolomita (<5%), nunca se alcanzan valores superiores al 35 %, por lo que las rocas deben clasificarse como lutitas margosas y no como verdaderas margas. Los filosilicatos (45-55%) y el cuarzo (15-34 %) constituyen los materiales predominantes, aunque también pueden contener cantidades menores de feldespato (<5%) y yeso (<5%). En la fracción menor de 2 micras el mineral más abundante es la esmectita, seguido de la illita y la caolinita. Hacia el techo tiende a aumentar el contenido de illita y aparece también la clorita (Galán y González, 1993).

Las lutitas margosas son generalmente masivas, aunque a veces muestran una cierta laminación más o menos difusa. Diversos autores citan la presencia de intercalaciones de limos e incluso de arenas en las margas, así como recrecimientos de yeso fibroso en las fracturas.

La microfauna es muy abundante y muestra foraminíferos resedimentados desde como mínimo el Tortoniense inferior (*N. acostaensis*) y Tortoniense superior (*N. humerosa*). La presencia de *G. elongatus* y *G. mediterranea* marcan el Messiniense. Estos materiales lutíticos muestran una facies correspondiente a ambientes marinos de talud (Sierro *et al.*, 1996).

2.3.1.2. Sector de Niebla-Gibraleón

2.3.1.2.1.- *Calcarenitas y limos amarillos (131)*

En este sector estos materiales tienen varias denominaciones. Facies transgresivas (Santos *et al.*, 1983) y calcarenitas de Niebla (Civis *et al.*, 1987).

Aparecen en afloramientos relativamente continuos entre San Bartolomé de la Torre, Gibraleón, Beas, Niebla y noroeste de Sevilla y salpicados sobre el Paleozoico de la Meseta.

Se apoyan en discordancia sobre el basamento Paleozoico y están formados por conglomerados en la base que pasan a calcarenitas y limos amarillos.

Litológicamente los tramos carbonatados están constituidos por biomicrorruditas arenosas. La fracción limos arenosa está compuesta por fragmentos de pizarras y grauvacas del Paleozoico. Esta secuencia es equivalente a la descrita en el sector de Villanueva del Río y Minas.

2.3.1.2.2.- Calcarenitas y conglomerados (130)

Sólo están localizados en una franja relativamente estrecha entre inmediaciones de San Bartolomé de la Torre y Gibraleón.

Son calizas muy arenosas y con abundantes cantos de rocas metamórficas. La fracción arena muestra gran cantidad de glauconita y óxidos de hierro. Suele haber niveles de gravas intercalados entre las calcarenitas.

2.3.1.2.3.- Conglomerados, arenas, limos rojizos y margas (133)

Aflora al noroeste de Beas y es paraconforme con las calcarenitas, si bien el contacto a escala de afloramiento puede mostrar evidencias de superficies erosivas debido a la naturaleza de estos depósitos.

La litología es muy variable y está constituida por gravas, conglomerados, arenas y areniscas de coloración roja, con espesores que pueden alcanzar los 15-20 metros. La naturaleza de los cantos es esencialmente cuarcítica, y en menor proporción los cantos son de esquistos, pegmatitas y granitos alterados. Los fragmentos de la matriz que soportan los cantos o granos presenta una aureola argilítica ferruginosa.

Suele haber constantes cambios laterales de facies entre las diferentes granulometrías. Son comunes las estratificaciones cruzadas en estratos de morfología canaliforme.

2.3.1.2.4.- Areniscas, arenas, limos amarillos con intercalaciones de margas (129)

Estos sedimentos afloran al suroeste de Gibraleón y en el límite meridional de la Hoja.

Mayoritariamente son arenas marcadamente heterométricas, muy finas a muy gruesas, a veces ligeramente arcillosas y de color variable con predominio del marrón rojizo claro, pero también ocre, anaranjado, gris claro y blanquecino. Son litarenitas, con cuarzo, altos contenidos en fragmentos de rocas metamórficas, que se aprecian incluso a simple vista, y algunas láminas de mica blanca.

Puede haber niveles de gravas pero son muy minoritarias respecto de las arenas y se disponen en paquetes decimétricos de morfología lenticulares, cuneiformes y planares. Los niveles de gravas conforman solo los tramos basales de la secuencia y se hacen mucho más

escasos hacia el techo, donde apenas llegan a constituir el 1 %. Las gravas son heterométricas y hay presencia de cantos (menos del 1 %), los bloques están ausentes. Los clastos son subangulares a subredondeados, aumentando la redondez al disminuir el tamaño. La composición de los clastos es mayoritariamente de cuarzo y con proporciones menores de cuarcita.

Dadas las características de los afloramientos de estos sedimentos, resulta difícil determinar con exactitud su potencia, pero a partir de la propia cartografía se puede estimar un espesor comprendido entre los 30 y los 60 metros como máximo.

Las arenas se muestran generalmente masivas, pero en ellas es posible observar la presencia de cuerpos lenticulares, generalmente de escaso espesor (decimétricos), con su base erosiva y que están rellenos tanto de arenas, algo más gruesas que el resto de la formación, como de gravas. Cuando el relleno es arenoso es posible observar laminaciones cruzadas.

Los componentes bioclásticos son raros, pero tienen una presencia significativa. Generalmente se trata de fragmentos de ostreidos y otros bivalvos de origen marino que forman acumulaciones locales y que suelen dar origen a una incipiente cementación carbonatada del sedimento.

La disposición de los materiales indica una secuencia general grano decreciente hacia techo.

A partir de las observaciones descritas se puede sugerir que estos materiales podrían asociarse con depósitos costeros someros, con eventuales entradas de aportes siliciclásticos provenientes del continente posiblemente relacionados con sistemas de abanicos deltaicos.

Por la posición estratigráfica que ocupa esta unidad y sus facies pueden asociarse con un cambio lateral de las calcarenitas de Niebla (Civis *et al.*, 1987), y que aquí se mostraría sin su componente bioclástico característico; esto formaría parte del término más amplio de la formación Niebla propuesto por Baceta y Pendón (1999). Su edad más probable es Mioceno superior.

2.3.1.2.5.- Margas gris azuladas (132)

Se extienden desde el oeste de Sevilla hasta las inmediaciones de Gibralfaro. Se han denominado también como arcillas de Gibralfaro (Civis *et al.*, 1987), si bien hacia este sector son de naturaleza más terrígena.

La secuencia estratigráfica está constituida fundamentalmente por limos, arcillas limosas y limos arenosos. El tramo basal está constituido por 6 a 8 metros de limos arenosos grises con presencia de restos mal conservados de bivalvos y localmente de corales solitarios, la bioturbación compuesta principalmente por *Thalassinoides* es muy abundante, acabando las galerías hacia arriba bruscamente, en una costra ferruginizada de un centímetro de espesor. Estos niveles encostrados se repiten varias veces en la vertical con separaciones de uno a tres metros. Los limos suelen ser masivos, con presencia de arcilla hacia la base que muestran secuencias granocrecientes hacia techo.

La edad de estos depósitos corresponde al Messiniense superior en varios desmuestres realizados entre Huelva, Trigueros y Niebla. Las dataciones efectuadas sobre foraminíferos indican esta edad. Las dataciones realizadas sobre nannoplancton son en base a las siguientes especies: *Discoaster quinqueramus* Gartner, 1969, *Discoaster quintatus* (Bukry y Bramlette) Driever, 1988, *Amaurolithus delicatus* Gartner y Bukry, 1975, que determinan la Zona NBN-13d (Martín-Pérez, 1997).

2.3.2. Unidad Messiniense superior-Plioceno inferior

Se extiende en afloramientos continuos desde Sevilla hasta el sur de Niebla y aislados al oeste del río Tinto (sector de Trigueros).

La aparición dentro de esta unidad de *G. margaritae* (Bolli y Bermudez) y *G. elongatus* (D'orbigny), determina el Messiniense terminal y el Plioceno inferior.

Esta unidad es equivalente al Grupo Andalucía definido por Martínez del Olmo *et al.* (1.984). Se han diferenciado dentro de esta secuencia tres facies diferentes en el ámbito de la hoja, que son muy parecidas a algunas de las descritas para la unidad inferior.

El espesor de la secuencia aumenta de noreste hacia el suroeste, dependiendo no sólo de la forma de la cuenca, sino también de la incisión o truncación erosiva de la secuencia suprayacente. En el ámbito de la Hoja el espesor máximo puede alcanzar los 400 m.

La morfología general observada en algunos perfiles sísmicos es de tipo cuneiforme a gran escala, con tendencia progradante hacia el centro y oeste de cuenca. A menor escala y en afloramiento los cuerpos sedimentarios tienen formas generalmente tabulares.

2.3.2.1. Calcarenitas y limos amarillos (135)

Existe un solo afloramiento en la Hoja que está situado en las inmediaciones de Alcalá de Guadaíra y se extiende hasta Carmona fuera del ámbito de esta Hoja; de esta localidad estas facies de calcarenitas toman la denominación. Es en esta localidad donde la sucesión de calcarenitas está muy bien expuesta en una cantera, a la que se le hará referencia, ya que en esta Hoja los afloramientos son muy reducidos y están mal expuestos.

La sucesión comienza por una alternancia de areniscas calcáreas y margas gris azuladas, sobre la que se sitúan 4 m de calcarenitas amarillas gruesas, poco o nada clasificadas, con más del 80% de lamelibranquios de concha fina. Texturalmente es un *grainstone* bioclástico con cemento esparítico y una elevada porosidad. Existe abundante bioturbación (*ophiomorpha*), con dominio de las formas verticales sobre las horizontales, que puede ser interpretado como causa de una elevada tasa de sedimentación. Las estructuras de ordenamiento interno se asemejan a *hummocky cross stratification*. A techo del intervalo se desarrolla una superficie ferruginosa de espesor variable (milimétrico a centimétrico), que se asocia a un nivel de *hard ground*.

Por encima se ha localizado un pequeño nivel de margas gris-azuladas de espesor variable, pero siempre inferior a 20 centímetros; estas margas tienen pequeños clastos de cuarzo, fragmentos de lamelibranquios y foraminíferos la mayor parte de los cuales son resedimentados. En algunas secciones estas margas pueden estar ausentes. El intervalo en su

conjunto está compuesto por calcarenitas de idéntica composición a las anteriormente descritas, si bien el tamaño de grano es menor y hay una mejor selección. Los estratos son de orden centimétrico y el espesor es muy regular.

A continuación hay una alternancia de areniscas calcáreas groseras, masivas o gradadas, con cantos blandos de margas y fragmentos de costra ferruginosa, presumiblemente procedentes del *hard ground* antes reseñado. La secuencia elemental es de unos 15 a 40 cm de espesor, hacia la parte alta de cada estrato el tamaño de grano es menor y se aprecian ripples que pueden ser de corriente o de oscilación y alguna laminación ondulada (*hummocky*) con niveles de lodo intercalados; la cementación de estas calcarenitas es mayor y está constituida por calcita espática. Algunos minerales autígenos como la glauconita, bien en forma de granos bien rellenando la porosidad intergranular de los bioclastos, también está presente. Las bases de las secuencias elementales anteriormente descritas, indican una sedimentación rápida tras una intensa remoción del material.

Prosigue la sedimentación con estratos deformados de calcarenitas muy cementadas, de espesor centimétrico a decimétrico. A techo aparecen ocasionalmente niveles finos de margas. Como estructuras de ordenamiento interno aparecen ripples. La intensa deformación que presenta este intervalo induce a pensar en estructuras de escape de agua por licuefacción y fluidificación, cuando el sedimento estaba sin consolidar. La deformación de estos estratos muestra estructura de tipo *slumpings* con vergencia N-20, 35, 60-O, que sugieren paleopendientes dirigidas hacia el noreste. Las dimensiones de las deformaciones pueden alcanzar tamaño métrico. El origen de estas estructuras podría estar ocasionado por movimientos del fondo de la cuenca, asociados al emplazamiento de la Unidad Olistostrómica y suprayacentes.

La sedimentación culmina con varios ciclos de calcarenitas similares a los anteriores pero de espesor decimétrico. Presenta abundante fauna de lamelibranquios, balanus, ostreidos bien conservados y bioturbación preferentemente horizontal. Son frecuentes las amalgamaciones de estratos y en estos casos falta la parte superior de la secuencia elemental.

Viguiér (1974) interpretó las facies de *grainstone* de las calcarenitas, como pertenecientes a depósitos de plataforma interna próxima al litoral. La zona litoral quedaría presumiblemente situada más al sur, entre El Coronil-Arcos de la Frontera y Jerez de la Frontera, y estaría representada por depósitos de arenas de componente silíceo.

Sierro *et al.* (1990 y 1992), describen varias secciones en los alrededores de Carmona e interpretan la secuencia como el depósito de un talud carbonatado, nutrido por fragmentos carbonatados procedentes de una plataforma situada al este-sureste.

El análisis de las calcarenitas de Carmona y Alcalá de Guadaíra, permite argumentar que dichos materiales se depositaron en un medio de plataforma somera de tipo rampa homoclinal, en la que eran frecuentes la remoción y puesta en suspensión del material de forma repetida, así como la sedimentación de material arenoso a partir de flujos de tipo oscilatorio y flujos multidireccionales.

2.3.2.2. Margas gris azuladas (134)

Afloran en la parte centro-oriental de la Hoja y con mayor extensión en la comarca del Aljarafe.

Estos sedimentos muestran una sucesión litológica formada por margas gris azuladas, con intercalaciones de limos finos margosos y pasadas de arenas. Localmente puede haber capas discontinuas de gravas con cantos de cuarzo.

En cuanto a la mineralogía de la fracción menor de 2 micras, cabe señalar que el mineral más abundante es la esmectita, seguido de la illita y la caolinita, y que en este tramo no aparece la clorita (Galán y González, 1993).

Las lutitas margosas grises son masivas y contienen fósiles (generalmente como moldes limonitizados) de bivalvos y de crustáceos decápodos, y también restos vegetales y de forma más escasa gasterópodos, cirrípedos baloniformes, escamas de peces y, hacia el techo, erizos (Muñiz y Mayoral, 1996). Las huellas de actividad orgánica también son frecuentes, Muñiz y Mayoral (1996) señalan la presencia de *Gyrolithes*, *Ophiomorpha nodosa* (Lundgren), *Planolites* y *Skolitos*.

Los tramos de limos arenosos también suelen ser de aspecto masivo o muestran una estratificación muy difusa. Las capas de arenas suelen tener una morfología tabular y espesor reducido (20-30 cm). Las pasadas de gravas arenosas forman pequeños lentejones e hiladas discontinuas y de borde irregular. En estos tramos, los macrofósiles son más escasos que en las lutitas (*Venus sp.*). Pueden aparecer *Skolitos* y *Ophiomorpha nodosa* (Lundgren) (Muñiz y Mayoral, 1996).

En muestras estudiadas en esta unidad y recolectadas sobre los niveles margosos se han identificado foraminíferos planctónicos como *G. elongatus* y *G. margaritae*, que determinan el Messiniense superior y Plioceno inferior.

2.3.2.3. Limos, arenas y conglomerados con niveles de margas (136)

Presentan amplios afloramientos entre Sevilla y el río Odiel, ocupando la parte meridional de la Hoja.

Se distribuyen por la parte axial de la cuenca del Guadalquivir cuya litología predominante corresponde a limos, arenas y conglomerados con intercalaciones de margas.

Las facies son de conglomerados muy cementados cuando están intercalados entre las margas y muy sueltos cuando ocupan las partes altas de la secuencia y están muy superficiales. Debajo de los conglomerados suele haber una secuencia de arenas, limos y margas de tono amarillentos, que dan paso hacia el muro de toda la secuencia a margas azules como las que se han descrito anteriormente.

Estos materiales forman generalmente una secuencia granocreciente, que va de margas limosas y limos amarillos en la base a arenas y conglomerados en el techo.

El porcentaje de partículas de tamaño arena (10 a 76 %) es casi igual al de partículas de tamaño limo (14 a 52 %), las cantidades de arcilla (10 a 38 %) son menos importantes (Galán y González, 1993). el mineral más abundante es la calcita, que en algunos casos puede llegar a suponer más del 80 % de la roca, seguido del cuarzo (14 a 60 %). Los feldespatos y la dolomita son componentes minoritarios (< 5 % cada uno). El mineral más abundante en la fracción menor de 2 micras es la esmectita seguida de la illita y la caolinita. Como minerales accesorios aparecen: glauconita, óxidos de hierro, materia orgánica, circón, rutilo, turmalina y epidota (Leyva Cabello, 1973; Galán y González, 1993).

Las facies descritas corresponden a un ambiente marino somero, sublitoral (*shoreface*) en general (Muñiz y Mayoral, 1996).

Muestras tomadas para nannoplancton en la entrada a la localidad de Trigueros han dado la siguiente asociación: *Coccolithus pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930; *Coccolithus miopelagicus* Bukry 1971a; *Calcidiscus leptoporus* (Murray y Blackman, 1898) Loeblich y Tappan, 1978; *Discoaster quintatus* (Bukry y Bramlette) Driever, 1988; *Discoaster variabilis* Martini y Bramlette, 1963. La edad es Messiniense superior-Plioceno inferior zona NBN-13d/14 (Martín-Pérez, 1997).

En discordancia sobre los materiales del Complejo Volcanosedimentario, aflora al norte de Minas de Riotinto, en el Alto de la Mesa, una serie horizontal constituida por bancos y capas de conglomerados, fuertemente cementadas y capas de óxidos de hierro (hematites, goethita y limonita).

Esta unidad muestra una gradación neta de los conglomerados en sentido oeste-este, de tal forma que los bancos de conglomerados son más potentes y los cantos de mayor tamaño en el sector occidental de la Mesa, en tanto que hacia Nerva disminuyen en espesor y tamaño en tanto que aumentan los depósitos de minerales de hierro.

En antiguas explotaciones que se realizaron para la obtención de mineral de hierro, se encontraron impresiones de restos vegetales, Phillips (1881, en Matas *et al.*, 1999), entre las que se citan *Quercus ilex*, *Pinus Pinea*, *Equisetum cruense* y *Erica* con edad posible de Mioceno Superior.

Gonzalo Y Tarin (1886, en Matas *et al.*, 1999) interpretaron estas monteras como una formación sedimentaria producida por aguas ferruginosas provenientes de la disolución de las masas piríticas cercanas.

Según Matas *et al.* (1999), podría tratarse de depósitos fluvio-lacustres donde las aguas extremadamente ricas en iones férricos, cementan los depósitos fluviales (abanicos) y en zonas distales (Nerva) de tipo lacustre y/o palustre, dando los hierros de pantano que en su momento fueron explotados.

2.3.3. Unidad Plioceno

Esta Unidad se distribuye en tres grandes afloramientos situados hacia la parte meridional de la Hoja.

Esta unidad deposicional equivale al Grupo Marismas definido por Riaza y Martínez del Olmo, 1996).

Los afloramientos de esta Unidad se disponen discordantes, solapan y erosionan progresivamente a la unidad subyacente.

Dentro de esta Unidad se van a describir dos sistemas deposicionales de litologías parecidas a los de la unidad inferior.

El marcador biozonal *Globorotalia Crassaformis* (Galloway y Wissler), determina el Plioceno.

2.3.3.1. Limos y arenas rojizas (137)

Afloran en la parte más occidental de la Hoja sobre el basamento Paleozoico.

Estos sedimentos se incluyeron en una unidad denominada arenas rojas (VIGUIER, 1974). Posteriormente, Mayoral y Pendón (1986-87) la definen como formación Arenas de Bonares, cuya sección tipo se localiza en dicha población situada a poco más de 1 Km del borde sur de la Hoja.

Se trata de unas arenas predominantemente de grano medio y grueso, pero que pasan a ser gruesas y muy gruesas hacia techo, donde llegan a intercalar algunos niveles de gravas. Por el contrario, los niveles inferiores contienen bastante limo y arcilla. En corte fresco son de color blanquecino o gris claro y muestran laminaciones de color rojizo; pero por alteración meteórica adquieren colores anaranjados, marrón rojizo e incluso color rojo bastante intenso.

Petrológicamente las arenas son subarcosas, pero bastante próximas a una cuarzoarenita. El feldespato calco-sódico y las arcillas esmectíticas predominan hacia la base. El feldespato potásico y las arcillas caoliníticas predominan hacia el techo, estando ausente la esmectita en la parte alta de la formación (Torcal *et al.*, 1990).

Estas arenas y limos muestran a veces un aspecto masivo, sin intercalaciones que marquen una estratificación, aunque a menor escala suelen mostrar laminaciones horizontales y cruzadas. Es frecuente que las laminaciones estén deformadas por estructuras de origen físico (por compactación diferencial y escape de fluidos) y orgánico. Mayoral Alfaro (1986) cita los icnogéneros *Ophiomorpha sp.*, *Ophiomorpha nodosa* y *Gyrolithes sp.* Las gravas y cantos forman niveles centimétricos discontinuos y dispersos, pero que siempre aparecen en la parte superior de la formación.

La sedimentación de estos materiales se asocia con un medio marino somero, predominantemente foreshore, y que se organiza en una secuencia claramente regresiva, pasando desde un tránsito *foreshore-shoreface* en la base, a posibles rasgos de *backshore* en el techo y que está recubierta por materiales típicamente fluviales (Mayoral y Pendón, 1986).

Mayoral Alfaro (1986) ha reconocido la siguiente fauna fósil en estos materiales: *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa*, *Chlamys sp.*, *Pelecypora (P) brocchi*, *Cradium (Bucardium) hians*, *Acanthocardia sp.*, *Tellina (Laciolina) incarnata*, *Tellina sp.*, *Donax sp.*, *Solen sp.*, *Paphia*

(*Callistotapes*) *vetula*, *Abra* sp., *Dentallium* sp., *Balanus* sp. y *Acanthocardia* (*Acanthocardia*) *paucicostata*. Esta asociación la marcan en el Plioceno.

2.3.3.2. Arenas y gravas (138)

Afloran en la parte occidental de la Hoja. Estos depósitos también han sido atribuidos a formaciones de piedemonte procedentes de la Meseta (Viguiet y Thibault, 1973), formación roja o glaciis (Torres, 1975; Pastor y Leyva, 1976; Santos Bonaño *et al.*, 1983) y también como alto nivel aluvial (Pendón y Rodríguez Vidal, 1987). Con diversos matices, todos estos autores consideran estos materiales como las capas de origen fluvial que coronan el Neógeno y cuya edad sería Plio-Pleistoceno.

Estos sedimentos están en continuidad cartográfica con los descritos en el epígrafe anterior. Tienen facies parecidas pero algo más groseras y conforman el mismo dispositivo sedimentario.

La litología principal se compone de una mezcla de arenas y gravas, con cantos de redondeados a subredondeados y de un tamaño que no supera los 5-8 cm. Las tonalidades suelen ser rojizas tendentes a marrones.

Las gravas están formadas mayoritariamente por clastos de cuarzo, con proporciones menores de cuarcitas. Las arenas son subarcosas próximas a una cuarzoarenita, con predominio de cuarzo monocristalino, siendo más abundante el feldespato potásico que la plagioclasa (Torcal *et al.*, 1990).

Estas arenas y gravas forman junto con la unidad infrayacente una secuencia granocreciente que indica una fase de somerización.

Las arenas se ordenan en sets más o menos tabulares, delimitados en su base por un lag de gravas más gruesas dispuestas de manera imbricada. Internamente estos sets muestran estratificación cruzada planar buzante al sureste y a veces estratificación cruzada en surco. La estratificación cruzada está marcada por nivelillos de gravas muy finas que destacan por su color blanco en la matriz arenosa rojiza. Las morfologías canalizadas también están presentes, aunque son menos características. Las paleocorrientes medidas mediante la disposición de la estratificación cruzada, imbricación de cantos y la base de las facies canalizadas señalan una procedencia del NO (según N300º a N320º).

Debido a las características de estos sedimentos y sus relaciones con los depósitos inferiores, se sugiere que están asociados a un sistema deltaico de tipo 2, según la clasificación de Postma (1990). Conformaría un delta de aguas poco profundas, con un frente deltaico poco inclinado y alimentado por un sistema fluvial de tipo *braided*.

2.3.4. Cuaternario-Pliocuaternario

En este epígrafe se describirán todas las formaciones superficiales de edad más reciente que cubren indistintamente a las descritas en apartados precedentes y relacionados con el río Guadalquivir y sus afluentes (Guadimar, Rivera de Huelva y Guadaira). Es la paulatina continentalización de la Cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno el desencadenante de la instauración de la red fluvial actual que debido a la proximidad de la

costa, su evolución ha estado muy relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar (Goy *et al.*, 1994). El encajamiento posterior ha dado lugar a un sistema de hasta 17 terrazas escalonadas en dirección noroeste (Díaz del Olmo *et al.*, 1989) visibles aguas arriba (Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Córdoba) donde los escalones más antiguos y elevados que alcanzan valores próximos a +200 m se han atribuido al Pleistoceno inferior (Díaz del Olmo *et al.*, 1989). La correlación con los niveles dados por Díaz del Olmo *et al.* (1989) y representados en la Hoja de Córdoba se muestra en la tabla que sigue (Salazar, en prensa). Se reconocen tan solo el grupo de terrazas medias y bajas, el nivel más bajo de los atribuidos al Pleistoceno medio, la T-XII +30-40 m, y tres de los niveles correspondientes al Pleistoceno superior.

DÍAZ DEL OLMO <i>et al.</i> (1989)			HOJA DE SEVILLA			
Cronología	Niveles	Altura en metros (en Carmona)	Unidades cartográficas (*)		Altura en metros	
			Geológico	Geomorfológico	Guadalquivir	Guadaira
Pleistoceno med.	T-XII	+30-40 (Tarazona)	8	b	+41-43	-
Pleistoceno sup.	T-XIII	+20-30 (A.A. Viveros)	9 (y 11)	c (y d)	+36-42	-
	T-XIV	+13-20 (Morilla)	10 (y 11)	e (y d)	+11-31	+10-17
	T-XV	+6-13 (Guadajoz)		f	+0-15	+0-7
Pleisto. sup./Holo.	T-XVI	+3-6 (Tocina)	-	-	-	-
Holoceno	T-XVII	Aluvial	16 y 17	g	Llanura aluvial	

(*) Entre paréntesis se indican las siglas correspondientes a las terrazas cartografiadas en el valle del Guadamar.

Tabla 2.3.1. Correlación entre los niveles de terrazas existentes en la Hoja de Sevilla (Mapa Geológico y Mapa Geomorfológico) y los niveles establecidos por Díaz del Olmo *et al.* (1989) según Salazar (en prensa).

Como el nivel del mar actual está muy elevado, gran parte de las terrazas bajas están cubiertas por los sedimentos actuales (Clemente *et al.*, 1985). Es un hecho que explica la ausencia de la terraza más baja (Salazar, en prensa).

Obviamente, las facies de estos depósitos corresponden a un medio de sedimentación fluvial, que tiene como rasgo más destacable disminución la disminución granulométrica con el tiempo.

2.3.4.1. Conglomerados gravas y cantos y arenas. *Terrazas medias*. Pleistoceno medio y superior (139)

Las más importantes y ligadas al Guadalquivir, aparecen en la esquina suroriental de la Hoja formando tres escalones bien señalados pero en conjunto suelen estar muy degradadas por acción de la erosión sobre los materiales margosos de la campiña. También están representadas en los ríos Guadalquivir, Guadaira, Guadamar y Tinto.

La más alta del Guadalquivir, a +41-43 m (equiparable con el nivel T-XII de Díaz del Olmo *et al.*, 1989), está representada por una superficie difusa y plana, motivo por el cual no ha sido señalada en cartografías previas (Torres Perezhidalgo, 1975; Portero García, 1997). De hecho no existen afloramientos de calidad que permita una descripción detallada de los materiales que constituyen esta unidad por lo que su composición y estructura debe suponerse similares al depósito del nivel inmediatamente inferior. En niveles de terrazas equivalentes a este se ha citado la presencia de *Elephas antiquus* y de *Equus hydruntinus* y restos arqueológicos del Achelense, lo que permite atribuirle al Pleistoceno medio. Esta edad

fue corroborada mediante una datación absoluta U/Th efectuada sobre carbonatos posteriores a la última fase de depósito de la terraza, dando una cronología de 80.000 B.P. (Díaz del Olmo *et al.*, 1989; Baena Escudero y Díaz del Olmo, 1994).

El nivel +36-42 m, correlacionado con el nivel T-XIII de Díaz del Olmo *et al.* (1989), constituye un terreno muy llano y escalonado, sin afloramientos naturales aunque existen buenos cortes artificiales en las diversas canteras que aprovechan estos materiales como áridos al sur del río Guadaira.

Constituye unos 15 m de espesor de granulometría relativamente gruesa en comparación con los niveles más modernos y nula cementación. Son cantos y gravas arenosas, heterométricas, hasta 20 cm, redondeadas o subredondeadas, de color marrón ligeramente rojizo y con matriz arenosa abundante. La composición de las gravas y cantos es predominantemente de cuarcita y cuarzo, pero también de fragmentos de rocas (gneises, rocas ígneas ácidas y areniscas rojizas). Los bancos de arena de hasta un metro de espesor, son de color marrón rojizo y composición litarenítica, de tamaño medio a muy fino y están subredondeadas a redondeadas. Constituyen capas de morfología lenticular con granoselección e imbricación de cantos y, ocasionalmente estratificación cruzada en surco muy grosera (Salazar, en prensa).

2.3.4.2. Lutitas arenosas con algunas gravas y cantos. *Glacis indiferenciados*. Pleistoceno superior-Holoceno **(140)**

Se localizan fundamentalmente en las vertientes de las superficies estructurales de mayor cota de la Hoja, en el Aljarafe y en La Palma del Condado, articulando estos con la red fluvial actual.

La litología de estos glacis de cobertera viene condicionada por el sustrato sobre el que se asientan que casi siempre son margas azules. La plasticidad de esta y los procesos de reptación de las mismas contribuyen a mezclar los sedimentos de glacis. Así pues, los sedimentos son fundamentalmente arcillosos y limosos con eventuales cantos inmersos en los anteriores. Presentan poco espesor (1 o 1,5 m) y composición lutítica arenosa incorporando gravas y cantos, procedentes de terrazas fluviales antiguas.

Por su relación altimétrica con las terrazas fluviales del Guadalquivir, es posible asignar una edad Pleistoceno superior a estos depósitos de glacis.

2.3.4.3. Arenas limosas y lutitas, cantos y gravas ocasionales. *Depósito de vertiente*. Pleistoceno – Holoceno **(141)**

Están asociados con los mayores relieves del sureste la Hoja, localizados en el entorno al Aljarafe sevillano, un importante relieve en cuesta sobre la campiña lutítica constituida por las Margas Azules infrayacentes. Asociados al escarpe de dicha cuesta se forman orlas de espesor variable (3-4 m) de depósitos de tipo coluvial. Los materiales que los constituyen son fundamentalmente arenas arcillosas y gravas.

Se ha asignado una edad Pleistoceno superior y Holoceno a estos depósitos.

2.3.4.4. Arenas con intercalaciones de gravas y cantos. *Terrazas bajas*. Pleistoceno superior (142).

Ocupan una considerable extensión en el ángulo sureste de la Hoja, dando lugar a un terreno muy llano y escalonado, sin afloramientos naturales. Las observaciones tan solo pueden realizarse en cortes artificiales en las diversas canteras del término municipal de La Rinconada. Todas ellas pueden atribuirse al Pleistoceno superior.

Salazar (en prensa) describe dos niveles +11-31 y +0-15 sobre el cauce actual del Guadalquivir, pero también se han incluido terrazas asociadas al río Guadaira, a +10-17 y +0-7 m. Dichas terrazas se correlacionan con los niveles T-XIV y T-XV de Díaz del Olmo *et al.* (1989).

Presentan granulometría más fina que sus antecesoras, con alternancias dm/métricas de capas de arenas, más frecuentes y potentes, y de gravas y cantos y, circunstancialmente limos arenosos a techo. Las arenas son litarenitas heterométricas, subredondeadas o redondeadas, de grano medio a muy fino y color marrón-anaranjado claro. Los clastos de las gravas y cantos, también heterométricos (centiles de 20 cm), redondeados o subredondeados, son de color marrón claro y tienen matriz arenosa abundante (10%); su composición es predominantemente de cuarcita y cuarzo; también aunque se detectan fragmentos de rocas como en las terrazas medias. En ningún caso muestran cementación apreciable.

Las capas de gravas y cantos tienen morfología lenticular o en cuña y estructuración imbricada, mientras que en las arenosas es tabular (de 10 a 20 cm de espesor) con granoselección y laminación interna cruzada ocasionalmente deformada (*convolute lamination*) por escape de fluidos.

Hay terrazas bajas con características similares en el valle del Guadaira, afluente del Guadalquivir. Las únicas diferencias es que éstas, presentan una granulometría más fina (tamaños fino y muy fino) y un contenido variable, pero siempre importante, de matriz limo-arcillosa; así mismo, en las capas de gravas y cantos la matriz arenosa puede alcanzar el 20% (Salazar, en prensa).

El contenido arqueológico de estas terrazas corresponde a la secuencia cultural del Paleolítico medio, por lo que se puede estimar una edad Pleistoceno superior (Díaz del Olmo *et al.*, 1989; Baena Escudero y Díaz del Olmo, 1994).

Otros cursos menores como el del Guadiamar, Rivera de Huelva y Arroyo del Molino presentan terrazas con granulometría más grosera pero menor espesor, menor de 3m, que la de los depósitos asociados al río principal. Como la mayoría de los anteriores se apoyan sobre las Margas Azules, cuya gran plasticidad y expansividad da lugar a un proceso de movilizaciones complejas que acaban mezclando ambos materiales. Se trata de gravas heterométricas (con el 20 % de cantos), subredondeadas a redondeadas y polimícticas con pequeñas intercalaciones (10 a 20 cm) de arenas con contenidos en grava (25 %) y cantos (5%). Las arenas son muy heterométricas, subangulares a subredondeadas y de composición litarenítica y sin cementar. Se detecta una cierta estratificación cruzada definida por niveles de gravas finas.

Las terrazas fluviales relacionados con los ríos Odiel y Tinto, se corresponderían parcialmente con algunos de los niveles de terrazas bajas señaladas en el Guadalquivir. Se trata de terrazas colgadas y solapadas por los aluviales y rellenos de estuarios actuales, especialmente aguas abajo fuera de los límites de la Hoja (Salazar y Martín Banda, en prensa). En el Odiel se estiman espesores entre 8 y 15 m. Son gravas con cantos (10-20 %) de cuarcita, cuarzo y alguna pizarra, con escasa matriz arenosa. Están organizados en secuencias granodecrecientes, de base erosiva y canalizada, estratificación cruzada en surco, concluyendo en delgado nivel de de limo arcilloso gris. En el Tinto, estos depósitos son algo más arenosos y de espesor mucho más reducido.

2.3.4.5. Arenas. *Manto eólico*. Pleistoceno superior-Holoceno **(143)**

Afloran sólo al sur de La Palma del Condado sobre materiales diversos pertenecientes al Pliocuatnario.

Están constituidos por arenas medias a gruesas, generalmente blancas, con estratificación cruzada de gran escala y laminación paralela de láminas relativamente gruesas (1 a 2 cm). Forman cuerpos complejos de dimensiones hectométricas y morfología lenticular plano-convexa, entre los que aparecen intercalados niveles decimétricos de arenas ricas en fracción arcillosa y materia orgánica de origen húmico. Se interpretan como episodios de dunas transversales con diversas direcciones de migración, posteriormente fijadas por la vegetación.

Desde el punto de vista petrográfico son cuarzoarenitas, con escasos fragmentos de feldespatos y ferromagnesianos.

2.3.4.6. Arenas y limos con cantos. *Abanicos aluviales indiferenciados*. Pleistoceno superior-Holoceno **(144)**

Se localizan en ambos márgenes del río Guadalquivir.

En la margen derecha los depósitos proceden de la erosión de las margas azules, arenas y limos. Presentan una granulometría fina.

En la margen izquierda los depósitos proceden de la erosión de las terrazas del Guadalquivir, siendo su granulometría más gruesa. Son frecuentes las pasadas de gravas heterométricas y que ocasionalmente incluyen algún canto.

2.3.4.7. Limos y arenas. *Canal fluvial, llanura de inundación y fondos de valle*. Holoceno **(145)**

Constituyen los aluviones de los cursos fluviales de la Hoja. En concreto de los ríos Guadalquivir, Guadaira, Guadiamar, Odiel y Tinto. Los sedimentos del Guadalquivir y del Odiel son los que mayor extensión ocupan.

Estos aluviales en el Guadalquivir son consecuencia de la transgresión Flandriense que inundó el bajo valle del Guadalquivir, es por ello por lo que se apoyan en muchos casos sobre un banco de gravas que deben corresponder con depósitos de terrazas más antiguos. Los

datos de sondeos geotécnicos y de aguas permiten conocer las características generales de estos materiales. El espesor total de los depósitos, incluyendo las posibles terrazas sobre las que se apoyan, está comprendido entre los 12 y 16 m, aunque excepcionalmente se pueden llegar a los 23 m. Los espesores máximos se dan hacia el centro del aluvial y los mínimos hacia el oeste. Las gravas infrayacentes presentan espesores comprendidos entre los 2 y los 7 m, llegando a desaparecer por completo hacia el oeste (González Díez, 1986; Borja Barrera, 1989; Díaz del Olmo, *et al.*, 1989).

Las facies de llanura de inundación contienen porcentajes muy bajos de fracción arena (15 a 5 %), pero esta proporción aumenta (hasta el 40 % de arena) en los 3 o 4 primeros metros inferiores. La composición mineralógica está formada a partes casi iguales por cuarzo + feldespato, filosilicatos y carbonatos. En la fracción arcillosa predomina la esmectita sobre la illita, la caolinita puede estar presente, pero en proporciones siempre menores al 15 % (Moreno y Cantano, 1993).

Los aluviones actuales del río Guadaira presentan características algo distintas. El espesor del depósito es bastante más reducido (3 a 5 m). Son arenas marrones amarillentas, heterométricas, de grano medio a muy fino. Hacia la confluencia con el Guadalquivir los aluviones del Guadaira se mezclan y confunden con los del río principal, que en general tienden a recubrir a los del Guadaira.

Los depósitos de fondos de valle están presentes especialmente en el sureste, donde constituyen pequeños tributarios a la red principal. Muchos de estos depósitos tienen su origen en la erosión de las Margas Azules por lo que presentan, lógicamente, una granulometría bastante fina, limos arenosos y arcillosos de color gris oscuro que cuando están húmedos se muestran bastante plásticos, espesores moderados (0,4 a 1 m) y estructura masiva. Tan solo excepcionalmente, alcanzan espesores de más de 2 m.

En la orilla izquierda del río Guadalquivir el origen es el de la erosión de las terrazas del mismo, siendo por tanto su granulometría más gruesa, arenas heterométricas con pasadas de gravas sin matriz arcillosa, y composición litarenítica o cuarcítica. Todos estos depósitos se asocian en general con los episodios más recientes en la evolución de la red de drenaje, por lo que se les asigna una edad Pleistoceno superior a Holoceno.

2.3.4.8. Arcillas y limos. *Marismas*. Holoceno (146)

Se refieren a la terminación septentrional de la marisma del Odiel, un afloramiento de reducida extensión en el límite meridional de la Hoja. Obviamente están constituidos por depósitos lutíticos correspondientes a la marisma, sedimentos suficientemente descritos en numerosos trabajos realizados en la zona (Borrego, 1992; Borrego *et al.*, 1995; Morales *et al.*, 1997; Borrego *et al.*, 2000 y Morales *et al.*, 2001).

Las llanuras intermareales o de marea tienen hasta 2 m de potencia, y se localizan en las zonas de estuario con mayor influencia marina. Presentan espesores superficiales de hasta 2 m, aunque los datos de sondeo indican que bajo las facies de marismas se sitúan los cuerpos de acreción de estuario que alcanzan potencias de hasta 32 m. Los sedimentos dominantes están formados por arenas medias y finas con matriz limo-arcillosa ricas en materia orgánica (entre 3% y 7% en peso). El ordenamiento interno presenta laminación horizontal y un grado

de bioturbación variable entre el 20 y 60%, producida por bivalvos (*Cerastoderma edule* y *Chamelea gallina*) y anélidos (*Arenicolides ecaudata* y *Nereis diversicolor*). También son frecuentes las colonias de fanerógamas marinas (*Zoostera noltii* y *Zoostera marina*). Se interpretan como depósitos originados por la acción de la marea.

De forma general, y en base a los citados trabajos en la marisma convergen tres grupos de depósitos: gravas fluviales y arenas gruesas, correspondientes a un nivel del mar bajo; fangos arcillosos que representan un cortejo sedimentario transgresivo, con depósitos de estuario cubiertos por sedimentos de bahía abierta, indicativo de una subida rápida del nivel del mar; y las litofacies superiores, correspondientes a un cortejo sedimentario regresivo, dando lugar a gran parte del relleno de los valles.

Tanto por su funcionalidad actual, sus relaciones geomorfológicas con las demás unidades y con los episodios holocenos de ascenso del nivel del mar y su fauna se consideran de edad Holoceno.

2.3.4.9. Arcillas arenosas con cantos. *Cono de deyección*. Holoceno (147)

Se localizan al norte de La Palma del Condado en la desembocadura del arroyo Fuentidueña, que provienen de la vertiente norte del altiplano de margas azules messinienses.

La litología de estos depósitos es variada, dependiendo de los materiales que atraviesa la red de drenaje. Por lo general se trata de arcillas arenosas con cantos dispersos de tamaño variable.

2.3.4.10. Escombreras. Acumulaciones antrópicas. Holoceno/Actual (148)

En esta unidad se han incluido los rellenos artificiales de origen diverso, materiales heterogéneos acumulados mediante la actividad antrópica y por tanto de edad muy reciente, pero siempre difícilmente representables a la escala considerada.

La intensa actividad minera ocurrida en el área de la Hoja, principalmente en los yacimientos de sulfuros complejos masivos de la Faja Pirítica Ibérica, o con el aprovechamiento de sus monteras de óxidos, ha dado lugar a importantes escombreras, algunas con extensiones de decenas de Km² (La Zarza, Riotinto, Grupo de Tharsis, Corta de Aznalcóllar y Los Frailes) y depósitos relacionados con la metalurgia de los sulfuros.

La composición de estos antrópicos está en relación directa del estéril extraído en las cortas.

2.3.4.11. Travertinos (149)

En la población de Zufre, en el sector nororiental de la Hoja, en el límite entra la ZOM y la ZSP, existen depósitos significativos de carbonatos. La posición de estos carbonatos directamente encima del cruce de dos accidentes mayores tales como la zona de cizalla que limita ambas zonas y la falla de Zufre parece indicar que la surgencia de aguas ricas en carbonato y posiblemente termadas tuvo su origen en estos accidentes tectónicos de los

cuales la falla de Zufre de carácter frágil sería la canalizadora del flujo hídrico (Díez Montes *et al.*, 1999).

Son depósitos carbonatados de tipo travertínico hacia la base y tobáceo hacia techo en los que son abundantes los restos de troncos, hojas y gasterópodos del género *Helix sp.* El espesor de estos depósitos supera los 25 m en algunos afloramientos.

2.3.5. Arquitectura estratigráfica de la cuenca del Guadalquivir

En este apartado se recogen los principales resultados obtenidos a partir de la reinterpretación de sondeos y de perfiles sísmicos para la investigación de hidrocarburos. También se explica la morfología bidimensional de las secuencias deposicionales, cuyas características estratigráficas y sedimentológicas se han descrito en el apartado precedente y que figuran resumidas y correlacionadas con las definidas por otros autores en la Figura 2.3.3.

Al mismo tiempo se describen las relaciones de unas secuencias con otras y con sus respectivos basamentos. La morfología de cada una, estuvo condicionada por la forma de la cuenca en que se depositaron, que a su vez fue resultado de la interacción de los procesos tectónicos y sedimentarios acontecidos durante el depósito de la secuencia considerada.

Todo esto se traduce en que las secuencias, que no son otra cosa que litosomas (cuerpos de rocas) de diferente naturaleza según su posición, son heterogéneas y finitas. En la Figura 2.3.4, se muestra un panel de correlación de sondeos en el ámbito de la Hoja (su situación en Figura 2.3.1).

Conviene señalar dos aspectos en este panel. Uno, que la Cobertera Tabular no aparece sobre basamento Paleozoico, sondeo Palancares-1, siendo muy reducida en el sondeo Villamanrique. Desde este meridiano (O de Sevilla) y hasta Montoro (Córdoba), la Cobertera Tabular no está sobre basamento Paleozoico, al menos con los datos de que se disponen. El otro, la ausencia de la Secuencia Tortoniense sobre basamento al O de Sevilla y el gran aumento de espesor de las secuencias más modernas.

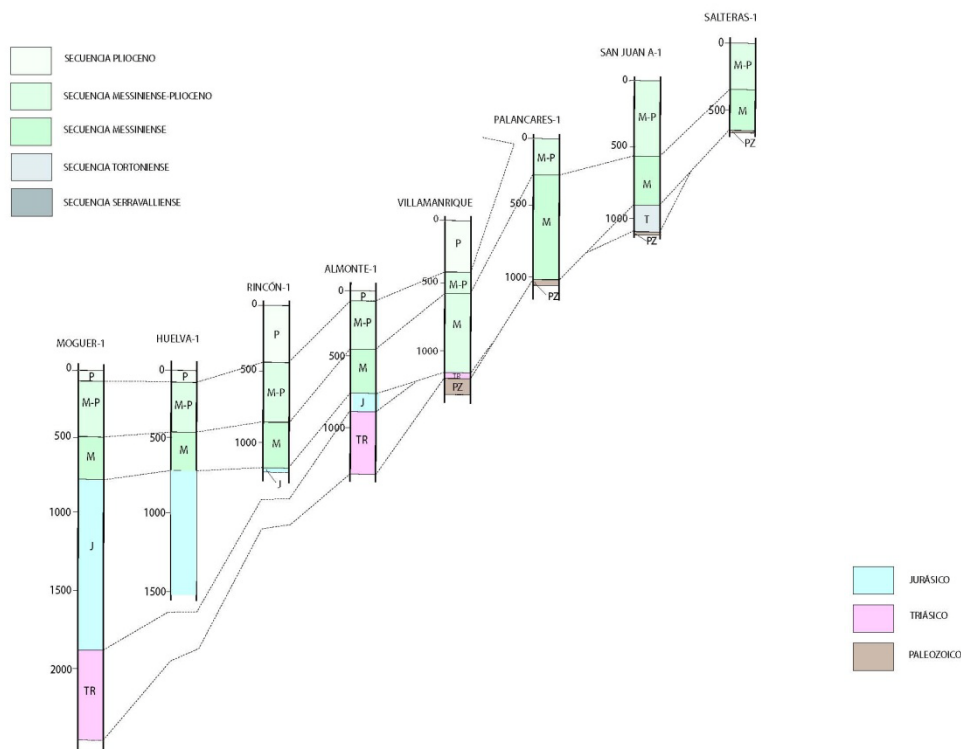


Fig. 2.3.4.- Panel de correlación de sondeos de investigación de hidrocarburos en la cuenca del Guadalquivir (situación en Fig. 2.3.1)

Se describirán a continuación las secuencias en orden cronológico, comenzando por el basamento y las formaciones que constituyen la Cobertera Tabular.

2.3.5.1. Secuencia Messiniense

Aflora extensamente en el borde de la Meseta, lo hace desde el meridiano de Sevilla hasta el O y NO de Huelva. Su base es discordante sobre el Zócalo Paleozoico (Figura 2.3.5). Esta morfología más tabular solo está atenuada por los acñamientos al N (sobre la Meseta) y al S (sobre el olistostroma), siempre mediante un *onlap* expansivo a la base. El techo de esta secuencia es paraconforme con la superior hacia la parte norte de la cuenca y puede estar truncada por una superficie erosiva hacia la parte sur y este de la cuenca (Figura 2.3.6).

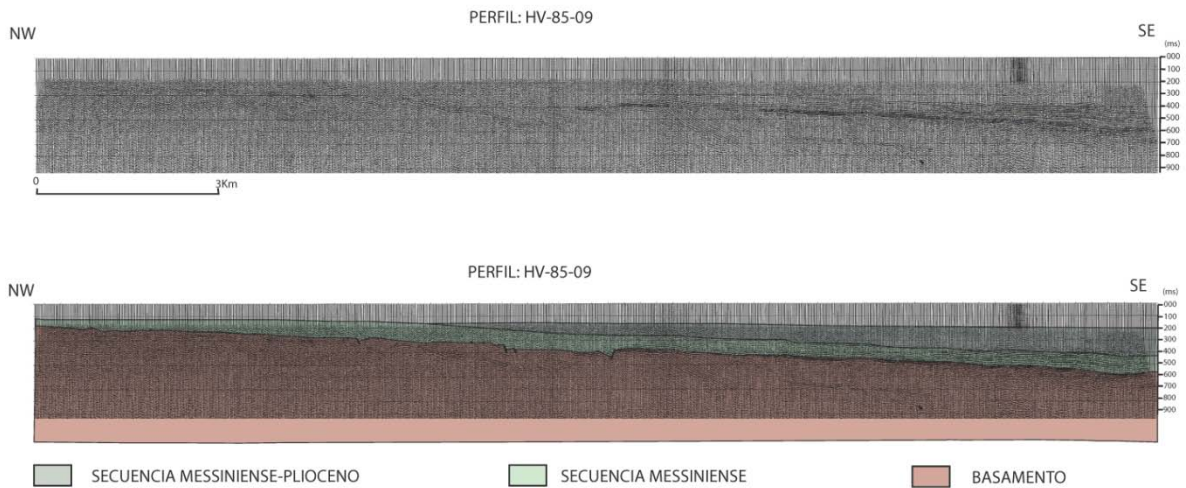


Fig.2.3.5.- Perfil sísmico de la Secuencia Messiniense sobre el Zócalo Paleozoico. Sobre esta se sitúa la Secuencia Messiniense-Plioceno

2.3.5.2. Secuencia Messiniense superior-Plioceno inferior

Aflora desde Sevilla hasta las inmediaciones de Huelva, su morfología en conjunto es lenticular de base convexa y techo plano (Figura 2.3.6). Entre Sevilla y Carmona se corresponde con un marcado surco erosivo que puede llegar a erosionar la Secuencia Messiniense y apoyarse esta Secuencia superior sobre el Basamento. Como se observa en esta figura el espesor puede superar los 800-900 metros de potencia hacia posiciones más meridionales. Se ha interpretado esta incisión erosiva, como causada por el descenso eustático a finales del Messiniense, en relación con la crisis salina del Messiniense en el Mediterráneo.

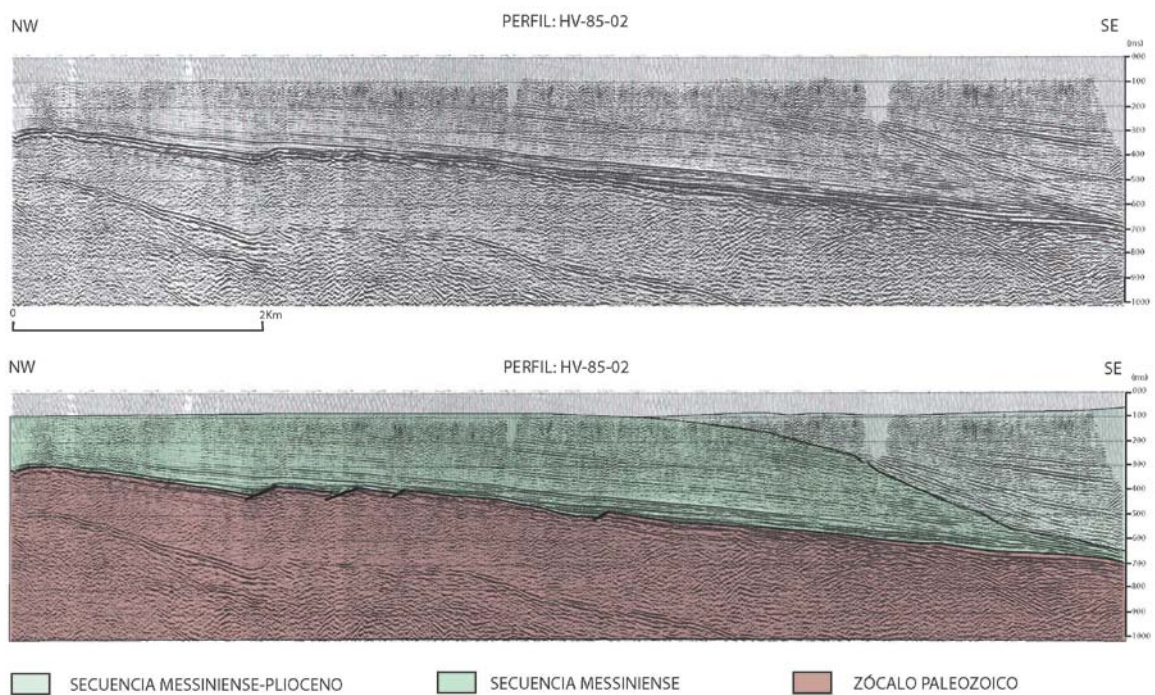
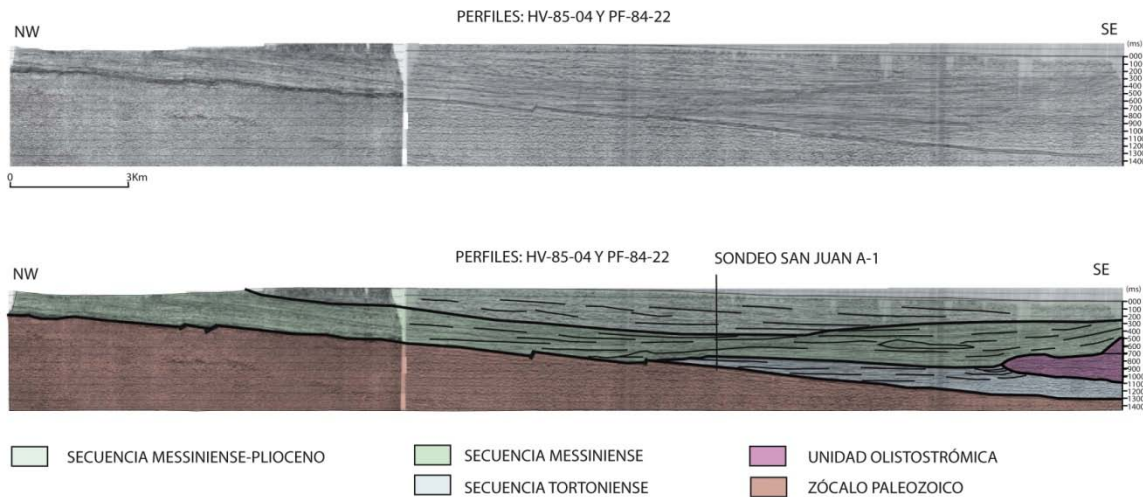


Fig. 2.3.6.- Secuencia Messiniense superior-Plioceno inferior, mostrando un surco erosivo sobre la Secuencia Messiniense

2.3.5.3. Secuencia Plioceno

Aflora desde Sevilla hasta el O-NO de Huelva. Hacia el oeste de Sevilla la secuencia recupera la morfología lenticular con un *onlap* basal sobre la secuencia precedente y máximo espesor de sedimentos en el centro de la cuenca coincidiendo con la posición del eje de la misma (Figura 2.3.7).



3. PETROLOGÍA ÍGNEA

3.1. Rocas Volcánicas

3.1.1. Zona Surportuguesa

3.1.1.1. Vulcanismo del CVS

A partir de Routhier *et al.* (1980), se conoce como Complejo Volcanosedimentario, al conjunto de rocas volcánicas ácidas, y en menor cantidad intermedias y básicas, submarinas, con niveles detríticos intercalados, afectado por un metamorfismo de grado bajo a muy bajo y plegado por la Orogenia Varisca. A este complejo se asocian las masas de sulfuros polimetálicos y las concentraciones de manganeso que en conjunto caracterizan a la FPI (Díez Montes, 1999b).

Díez Montes (1999b), realizan un amplio estudio petrológico de las vulcanitas del CVS, en el que se basa la descripción petrológica de las mismas en esta memoria.

3.1.1.1.1.- Vulcanitas y sills básicos (basaltos) (51)

Se incluyen aquí tanto coladas volcánicas como sills muy someros. Las primeras tienen características de coladas submarinas, con estructuras de tipo *pillow* y disyunción columnar. Las *pillow lavas* muestran la típica disposición de las almohadillas, con un porcentaje muy escaso de matriz entre ellas. Suelen mostrar colores verdes a morados oscuros y con una matriz de colores más claros.

Se trata de rocas masivas homogéneas de grano fino, de colores oscuros o verdosos por alteración a epidota. Aparecen a menudo en la base del CVS (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999), mostrando en el sector Riotinto-Nerva y en el flanco N del Antiforme de Valverde del Camino, continuidades de hasta 40 km y espesores que varían entre 50 y 500 m, y en el sector Riotinto-Nerva una disyunción columnar con una longitud de 3 a 7 m y un diámetro de 20 a 30 cm (Matas *et al.*, 1999). Destacan también las *pillow lavas* en el arroyo de El Villar, en el sector NO del Antiforme de Valverde del Camino (Soler *et al.*, 1999).

En campo, estas rocas son masivas y con tonos verdosos, debido al alto contenido en minerales del grupo de la epidota. La matriz es afanítica o microgranuda de grano muy fino, con fenocristales de plagioclasa y de máficos (piroxenos). Las vacuolas son muy escasas y de un tamaño inferior a los 2 cm (Díez Montes, 1999b).

Díez Montes (1999b) realiza un amplio estudio petrológico de las vulcanitas del CVS, reconociendo en las coladas de vulcanitas básicas las siguientes texturas: hipocristalina-holocristalina, microlítica-traquítica, subofítica-ofítica y vacuolar. A veces se observa una textura porfídica marcada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno.

Citan como minerales principales plagioclasa, clinopiroxeno y opacos (óxidos de Fe-Ti). La matriz está compuesta por clorita y microlitos de plagioclasa. Como minerales accesorios se podrían considerar aquellos que proceden a partir de los procesos del metamorfismo de grado muy bajo, éstas son sericita, epidotas (epidota, zoisita, clinozoisita), calcita, actinolita-tremolita, esfena, cuarzo.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con formas tabulares, desarrollando una textura microlítica y/o traquítica, a veces con cierto desarrollo fluidal. Tiene macla polisintética, mostrando algunos cristales signos de haber tenido una zonación concéntrica, aunque composicionalmente son albitas, debido al proceso metamórfico de grado muy bajo.

El clinopiroxeno es augita, y puede presentarse en cristales aislados o bien en agregados de 2 a 4 cristales. Tiene hábito anhedral a subhedral, a veces con secciones basales muy euhedrales, mostrando la exfoliación a 90°. Tiene inclusiones de plagioclasas, desarrollando una textura subofítica-ofítica. Es frecuente observar una delgada orla alrededor formada por un anfíbol fibroso del grupo de la actinolita-tremolita, que corresponde a un proceso de retrogradación-metamórfica (Díez Montes, 1999b).

La matriz está formada por un agregado de grano muy fino de clorita, microlitos de plagioclasa y minerales opacos, aunque también es frecuente observar pequeños cristales de clinopiroxeno (augita). Junto a estos hay que incluir calcita, epidotas, procedentes de la transformación de los minerales principales.

Pueden diferenciarse dos familias de vacuolas dependiendo del tamaño. Las de menor tamaño se encuentran rellenas de clorita (clinocloro y pennina). En algunas muestras se han observado cómo estas vacuolas se encuentran orientadas, indicando una textura fluidal. Cuando las vacuolas tienen un tamaño un poco mayor, pueden o no estar rellenas. El tipo de relleno que presentan puede variar, así se observan vacuolas rellenas de clorita y calcita,

siendo frecuente que en la parte central tengan cristales de cuarzo, monocristalinos, policristalinos, o con texturas fibroso-radiales.

En general se observa una gran abundancia de minerales del grupo de la epidota, especialmente epidota y clinozoisita, que proceden principalmente de la transformación de la plagioclasa durante el desarrollo de un metamorfismo de grado muy bajo. Se pueden encontrar en agregados de grano muy fino formando parte de la matriz, o en el interior de los cristales de plagioclasa, a la cual tiende a pseudomorfizar, o bien, dentro de las vacuolas rellenas de clorita.

Los minerales opacos (pirita, ilmenita), se encuentran formando parte de la matriz o bien en cristales de grano medio-fino, con hábito subhedral.

En la *pillow lavas*, en cada almohadilla (*pillow*) el tamaño de grano disminuye del centro hacia el borde, mostrando en el centro una textura holocristalina-hipocristalina, variolítica en abanico, estando constituida por plagioclasa (albita) y piroxeno (casi totalmente transformados a un anfíbol actinolítico). Así mismo, decrece la proporción de cristales de plagioclasa y piroxeno respecto a la matriz, que está formada por clorita y microlitos de plagioclasa albitizada.

En cuanto a los sills basálticos, petrográficamente son iguales a los anteriormente descritos, tanto textural como composicionalmente, con la única diferencia de que en ellos son menos frecuentes las texturas ofíticas-subofíticas, y en cambio casi siempre muestra una textura traquítica.

3.1.1.1.2.- *Andesitas e hialoclastitas y epiclastitas de composición intermedia (52)*

Este tipo de rocas para Díez Montes (1999b) se asocia a intrusiones de magmas con una composición intermedia que entran en contacto directo con el agua del mar, dando lugar a rocas con texturas hialoclásticas, ya sean brechas hialoclásticas hacia la parte más cercana a la salida (foco) del magma o bien hacia las partes más distales a una serie epiclástica de composición intermedia. Un esquema de la estructura de un edificio volcánico de este tipo de volcanitas, se encuentra en la Figura 3.1.1.

Estas rocas presentan una matriz afanítica de color gris claro a oscuro, con tonos verdosos, sobre la que resaltan abundantes cristales de plagioclasa idiomorfa, presentando secciones, principalmente, cuadradas y con un tamaño de 1 a 4 mm. Contienen vacuolas \leq 2mm, irregulares, alargadas, rellenas de clorita.

Díez Montes (1999b) reconocen las siguientes texturas: hipocristalina, felsítica-microlítica, porfídica, vacuolar. Algunas muestras presentan texturas traquíticas, a veces fluidales. Contienen fenocristales muy abundantes de plagioclasa, clinopiroxeno y en menor proporción, clinoanfíbol, mientras que la matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa, clorita-sericita, opacos, esfena-leucoxeno, minerales del grupo de la epidota y, a veces cristales muy pequeños de piroxeno. Algunos autores citan la presencia minoritaria de cuarzo idiomorfo con bordes corroídos, que presenta a menudo inclusiones de clorita y carbonato (Apalategui *et al.*, 1999).

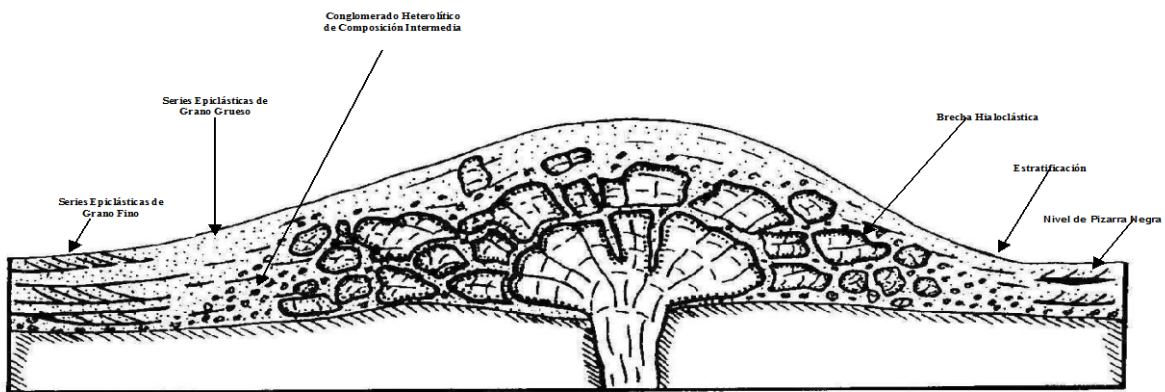


Fig. 3.1.1.- Estructura de un edificio de volcanitas intermedias (andesitas e hialoclastitas andesíticas) y series epiclásticas de composición intermedia (tomada de Díez Montes, 1999b)

Los fenocristales de plagioclasa se presentan en cristales aislados o bien en grupos de 2-4 cristales, y tienen unos hábitos subhedral a euhedral, a veces zonados, encontrándose en general fuertemente retrogradados. Su composición original debió de ser bastante cálcica, según Díez Montes (1999b). El clinopiroxeno es augita, y muestra un hábito subhedral a muy euhedral, pudiendo presentarse de dos maneras: aislados (los de mayor tamaño) o en agregados de 2 a 7 cristales (los de menor tamaño). En ocasiones muestra maclado polisintético. Contiene inclusiones de plagioclasa y minerales opacos. A veces muestra una orla delgada de tremolita-actinolita. El clinanfíbol es una hornblenda de color marrón, de menor tamaño que el piroxeno, que se presenta en cristales aislados, desde subhedrales a euhedrales. Son muy pobres en inclusiones, y estas son de plagioclasa y minerales opacos. Presenta procesos de transformación hacia un anfíbol fibroso actinolítico y clorita.

La matriz es de grano muy fino, con texturas microlíticas y a veces fluidales. Está formada por microlitos de plagioclasa, piroxeno, clorita-sericita, opacos, esfena-leucóxeno y abundante epidota, que se presenta en agregados microcristalinos con formas irregulares.

La proporción de vacuolas varía mucho. Pueden tener morfologías alargadas y orientadas, indicando cierta textura fluidal o bien formas irregulares. Están rellenas principalmente por clorita y/o por cuarzo. Las rellenas solo por cuarzo pueden dar lugar a una textura esferulítica o a diversas texturas zonales (núcleo de cristales de cuarzo o de clorita y borde de sílice microcristalina, fibroso-radial).

3.1.1.1.3.- Vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas) (53)

En campo, se presentan como rocas masivas, que proporcionan los mayores relieves, de colores blanquecinos y tonos amarillentos. En corte son rocas porfídicas de matriz silíceo afanítica de color negro principalmente, con fenocristales milimétricos de cuarzo y en menor

proporción, de feldespatos. Los términos más básicos (riodacitas-dacitas) muestran algún fenocristal de minerales máficos (anfíbol, piroxeno) (Díez Montes, 1999b).

Las **riolitas** son rocas con una matriz afanítica de color blanco, tonos rosados, gris oscuro a negro o bien tonos violetas. En general son porfídicas, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa. Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño de grano medio-fino (1-3 mm), donde se observan secciones subidiomorfas a idiomorfas, con golfos de corrosión. Los fenocristales de plagioclasa tienen siempre un tamaño de grano un poco mayor que el cuarzo (2-5 mm) y hábito idiomorfo, con secciones cuadradas y rectangulares.

En general, pueden presentar texturas perlíticas, tanto a escala macroscópica como microscópica. También puede observarse un diaclasado en prismas con dimensiones muy variables, desde 2 a 30 cm de diámetro y con longitudes superiores al metro. Las vacuolas rellenas de sílice se disponen de forma perpendicular al alargamiento de los prismas. También es frecuente observar dentro de esta zona, estructuras bandeadas dentro de las riolitas. Son frecuentes los pliegues fluidales.

Goto y McPhie (1998), atribuyen estructuras como las descritas a domos que intruyen en un medio acuoso (Figura 3.1.2) y que muestran una estructuración concéntrica que consiste principalmente en tres zonas: un núcleo masivo, donde es frecuente encontrar un diaclasado columnar, con secciones hexagonales o pentagonales, Una segunda zona está formada por una zona exterior con estructura bandeada, y por último, un borde con estructuras de brechas hialoclásticas o bien contactos peperíticos.

Al microscopio pueden separarse dos grandes grupo de riolitas, al primero de ellos formados por las riolitas que presentan la matriz de color rosado, sin apenas fenocristales, el segundo grupo está compuesto por el resto de las riolitas.

Las primeras, presentan una textura hipocristalina, felsítica, vacuolar sin fenocristales. La matriz está compuesta, principalmente, por feldespato potásico y en menor porcentaje cuarzo, con un tamaño de grano fino, dando lugar a una textura felsítica hipocristalina, desarrollada a partir de un vidrio recristalizado. Se observa también epidota en la matriz, en cristales de hábito anhedral a subhedral que tienden a presentarse en agregados. Las vacuolas presentan formas irregulares y están rellenas de cuarzo, policristalino, junto con cristales de epidota. Estos últimos tienen formas subhedrales y se desarrollan a partir de la pared hacia el interior de la vacuola, con cristales aciculares dando lugar a pequeñas pseudogeodas.

El otro grupo de riolitas incluye las que tienen una matriz afanítica de color blanquecino, gris oscuro a negro y violáceo, en las que siempre se observan fenocristales, de cuarzo y plagioclasa, principalmente. Muestran las siguientes texturas: hipocristalina, felsítica y perlítica. Contiene fenocristales de cuarzo y plagioclasa principalmente, y en ocasiones de feldespato potásico y biotita. La matriz, está constituida principalmente por cuarzo, feldespato potásico, clorita, y en menor proporción, pequeños microlitos de plagioclasa (Díez Montes, 1999b). Como minerales accesorios contienen opacos, circón y apatito acicular, y como minerales secundarios clorita, esfena, sericita, calcita, epidota y zoisita-clinozoisita.

Los fenocristales de cuarzo suelen presentarse aislados, y esporádicamente, en grupos de 2-3 cristales. Tienen hábito subhedral, con formas redondeadas, o bien con caras cristalinas bien desarrolladas y muestran golfos de corrosión. Algunos cristales pueden mostrar orlas muy finas donde se observa intercrecimiento de cuarzo y feldespato, a veces remarcadas por la acumulación de minerales opacos. Los fenocristales de plagioclasa (albita) pueden presentarse aislados, o bien en agregados de 2 a 4 cristales. Tienen hábito subhedral a euhedral con macla polisintética. Están reemplazados parcialmente por un agregado de grano muy fino de sericita. Los fenocristales de feldespato potásico son escasos, tienen hábito subhedral y macla de microclina.

En algunas muestras se han observado cristales aislados y esporádicos de biotita, que en general suele estar completamente cloritizada, dando como subproducto esfena secundaria y epidota.

Los minerales del grupo de la epidota son muy abundantes, sobre todo epidota y clinozoisita. A menudo se encuentran en el interior de los cristales de plagioclasa o bien dentro de la matriz, bien como agregados de epidotas, bien como cristales anhedral a subhedral, o bien como crecimientos radiales, en abanico.

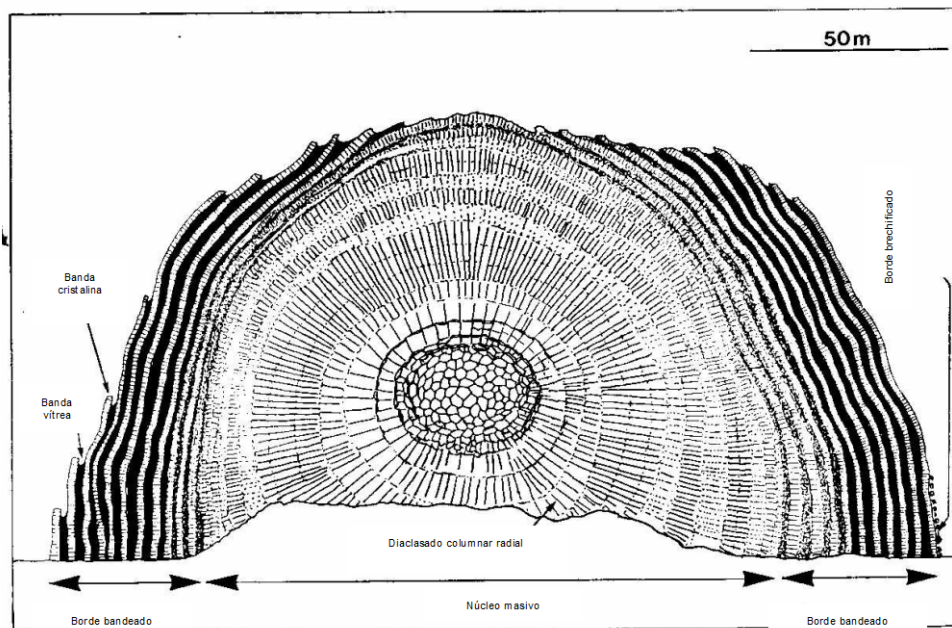


Fig. 3.1.2.- Esquema de un domo, perteneciente a las volcanitas ácidas, con estructura concéntrica (tomada de Goto y McPhie, 1998)

Las **dacitas** son rocas masivas, con una matriz afanítica de color gris oscuro, casi negro a verde oscuro y muy rica en fenocristales de feldespato (plagioclasa), idiomorfos de 2 a 5mm, siendo más escasos los de cuarzo. También contienen fenocristales de clinopiroxeno y anfíbol y más raramente biotita. Los fenocristales de cuarzo muestran secciones subidiomorfas a idiomorfos, con un tamaño de grano medio (2-5 mm), aunque hay cristales que pueden llegar a los 10 mm.

Al microscopio la matriz está formada por plagioclasa (albita), cuarzo, clorita, sericita y a veces por feldespato potásico, observándose también una gran abundancia de epidotas de grano muy fino. En proporciones accesorias contienen opacos, circón, apatito acicular y rutilo, mientras que como minerales secundarios hay sericita, clorita, epidotas, calcita y esfena.

Muestran texturas hipocristalinas, felsíticas y microlíticas. A veces la matriz puede presentar una textura perlítica y esferulítica, donde los esferulitos suelen ser de cuarzo, y a veces de albita o de calcita.

Los fenocristales de cuarzo suelen presentarse aislados, con hábito subhedral, a veces muy euhedral, o con formas redondeadas y con golfos de corrosión. Algunos fenocristales de cuarzo tienen una orla exterior, fina, donde puede observarse intercrecimientos entre cuarzo y feldespato. Los fenocristales de plagioclasa suelen presentarse aislados, o en grupos de 2 a 3 cristales. Tienen hábito subhedral a euhedral, con un maclado polisintético. Están transformadas en albita, mostrando en su interior agregados de epidotas, sericita, calcita. Los fenocristales de clinopiroxeno se encuentran pseudomorfizados principalmente por epidotas y esfena. Los fenocristales de clinanfíbol se encuentran pseudomorfizados, principalmente, por clorita, epidotas, esfena, cuarzo, óxidos, y de forma más rara por otro anfíbol fibroso perteneciente al grupo de la actinolita-tremolita. La biotita se encuentra completamente transformada a clorita, desarrollándose como subproducto una serie de epidotas y esfenas secundarias.

3.1.1.1.4.- Vulcanitas básicas (traquibasaltos) (56)

Se trata de un episodio volcánico básico situado, claramente a techo del CVS. Están constituidas por una acumulación de coladas de basaltos vacuolares. Presentan una matriz de grano muy fino a afanítica, y son muy vacuolares. En aquellos tramos donde la roca no se encuentra deformada, las vacuolas tienen un tamaño que varía desde milimétrico a centimétrico, y pueden estar rellenas de calcita, clorita y hematites, principalmente, si bien al microscopio hay vacuolas rellenas de cuarzo. Precisamente, su alto contenido en hematites le da el color rojizo característico en campo.

Hacia techo se pueden observar tramos brechoides, estructuras fluidales y paso lateral a la lutitas tobáceas de colores abigarrados (rojizos-morados) con niveles de jaspes.

Al microscopio muestran texturas: holocristalina, microlítica y vacuolar, observándose, aunque muy escasos, fenocristales de plagioclasa y piroxeno, con textura pilotaxítica.

La plagioclasa (Ab) se presenta en microlitos. El piroxeno, clinopiroxeno de tono púrpura a marrón, según Munhá (1983) es una augita titanífera ($Fs_{12} En_{38} Wo_{50}$ a $Fs_{16} En_{34} Wo_{50}$), lo que sugiere ciertas afinidades con basaltos alcalinos (Díez Montes, 1999b).

La matriz está compuesta por una gran abundancia de microlitos de plagioclasas, casi completamente transformadas, clorita, esfena, óxidos, hematites, calcita y epidotas.

3.1.1.2. Unidad de El Pimpollar

3.1.1.2.1. Andesitas y dacitas de El Pimpollar (65)

Se trata de rocas generalmente con texturas porfídicas con abundantes fenocristales de plagioclasa milimétricos y, en menor proporción de clinopiroxeno, pudiendo aparecer también anfíbol y a veces cuarzo. El cuarzo cuando aparece puede mostrar golfos de corrosión. En proporciones accesorias contienen magnetita, circón, apatito y biotita (Bellido *et al.*, 2006).

Las rocas masivas muestran texturas porfídicas con matriz microcristalina afieltrada o traquitoide con orientación fluidal.

Las facies brechoides a menudo tienen aspecto masivo, pero en detalle están constituidas por abundantes fragmentos angulosos de andesitas porfídicas, en una matriz fragmentaria de la misma composición. Generalmente son de carácter monomítico, pero en algunos casos contienen fragmentos volcánicos de distinta procedencia (Díez Montes *et al.*, 2006).

Se han encontrado también riolitas de grano fino, a veces microporfídicas, blancas a grises con sulfuros de grano fino dispersos (y a veces en masa).

En menor proporción se encuentran también rocas más básicas (basálticas o traquiandesíticas), con una mineralogía principal constituida por fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno en una matriz de plagioclasa, clinopiroxeno y vidrio intersticial con textura subofítica-intersertal (Díez Montes *et al.*, 2006; Bellido *et al.*, 2006).

El clinopiroxeno (augita) tiene hábito subhedral, con un ligero pleocroísmo de verde a incoloro. Presenta procesos de retrogradación a actinolita +clorita +epidota +prehnita +opacos (uralitización). La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. Su composición es, principalmente, labradorita. Tiene procesos de alteración a sericita +calcita, epidota-zoisita-clinozoisita (saussuritización) (Díez Montes *et al.*, en prensa).

Estas rocas están variablemente alteradas, estando afectadas por carbonataciones, albitizaciones, cloritizaciones y epidotizaciones, que suelen afectar con mayor intensidad a los minerales ferromagnesianos (Bellido *et al.*, 2006).

3.1.1.2.2. Riolitas de El Pimpollar (67)

El cuerpo principal es subcircular, forma parte de un domo, y está constituido por riolitas porfídicas masivas, gris-verdosas a rosadas claras con una matriz felsítica, afanítica y pequeños cristales de cuarzo y feldespato potásico (originalmente sanidina) de 1 a 4 mm (Díez Montes *et al.*, 2006, en prensa; Bellido *et al.*, 2006).

Los fenocristales de cuarzo y en menor proporción el feldespato, muestran hábitos idiomorfos a subredondeados, o con golfos de corrosión que les confieren geometría ameboide. En algunos casos se pueden encontrar pequeños fenocristales de biotita cloritizada. En proporciones accesorias contienen biotita, magnetita, circón, apatito y a veces fluorita (Bellido *et al.*, 2006).

La matriz felsítica presenta intercrecimiento de cuarzo con los feldespatos (textura granofírica) (Díez Montes *et al.*, en prensa).

En menor proporción, también se encuentran tobas y brechas riolíticas que en algunos casos tienen carácter ignimbrítico. Los componentes minerales fundamentales son feldespatos alcalinos y cuarzo, que pueden encontrarse como fragmentos muy angulosos o como cristales idiomorfos o afectados por la corrosión. Contienen abundantes fragmentos de vidrio de pequeño tamaño, muy angulosos (*shards*) que se encuentran aplastados, soldados y

desvitrificados. En algunas muestras se encuentran fragmentos cuarzo-feldespáticos con texturas simplectíticas o micropegmatíticas que corresponden a rocas subvolcánicas (Bellido *et al.*, 2006).

Los citados autores describen localmente microbrechas y tobas riolíticas de origen vulcanosedimentario, con clastos angulosos y subredondeados de líticos volcánicos (como vidrios perlíticos), clastos monominerales (cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico) y algunos clastos metamórficos (filitas, cuarcitas y pizarras). Estos clastos están empastados por una matriz detrítica de grano fino y de composición cuarzo-feldespática.

3.1.1.3. Basaltos de la Cuenca del Viar (69, 72)

Son coladas de basaltos con niveles vacuolares a techo de las coladas y ausencia de niveles con *pillow-lavas*. El color negro a gris verdoso. La textura predominante es la microporfídica con pequeños fenocristales de olivino y más escasos de plagioclasa rosada (Simancas, 1983; Díez Montes *et al.*, en prensa, a).

En los niveles vacuolares el relleno es básicamente de ceolitas con prehnita de color verdoso ambarino y rellenos de calcita con orlas o anillos de coloración variada.

Simancas (1983), observa que en los niveles no vacuolares, los basaltos están constituidos, al microscopio, principalmente por plagioclasa, piroxeno, olivino y opacos metálicos, y en proporciones accesorias apatito y muy escaso cuarzo. Como minerales secundarios se encuentra serpentina, iddingsita, flogopita, clorita, calcita, óxido de Fe y leucoxeno.

Cita dos tipos de plagioclasa, una con morfología en listoncillos con zonación gradual normal, que forma el entramado de la matriz, siendo su composición An63-68 en el núcleo y An30-20 en el borde. Otro tipo de plagioclasa es xenomórfica tardía, intersticial, zonada, con composición de Ol-Ab. El piroxeno es monoclinico de tipo augita, ligeramente titanada. El Olivino (Fo 85) es subidiomorfo, y se encuentra como microfenocristales y en la matriz, casi totalmente transformado.

La petrografía de estas rocas las define como basaltos olivínicos con textura microporfídica fluidal.

Los dos episodios efusivos cartografiados en las dos megasecuencias, muestran un quimismo similar encuadrable) como toleitas olivínicas continentales (Simancas y Rodríguez Gordillo, 1980; Simancas, 1983).

3.1.2. Zona de Ossa-Morena

3.1.2.1. Vulcanismo Cámbrico

3.1.2.1.1.- Porfiroide de Bodonal (89)

La Sucesión de Bodonal es un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas), pórfidos riolíticos, riolitas, dacitas, tobas cristalinas y brechas que aflora a lo largo del flanco sur de la antifforma de Monesterio.

Los materiales más característicos corresponden a tobas cristalinas y cineritas.

Los denominados como "Porfiroides" en la literatura, son tobas cristalinas, que tienen un aspecto gneísico en las que se reconocen cristales a veces de varios centímetros de cuarzo y feldespato en una matriz de grano muy fino y colores claros o rosados. La mineralogía puede variar desde términos casi monominerálicos (tobas de feldespato potásico o tobas cuarcíticas) hasta rocas con diferentes minerales y fragmentos de rocas.

Al microscopio, las tobas cristalinas muestran textura blastoporfídica a gneísica con fenocristales milimétricos de cuarzo y feldespatos, con evidencias de su origen volcánico, en una mesostasis cuarzosericítica de grano fino (Apraiz *et al.*, en prensa).

3.1.2.1.2.- Pórfidos riolíticos de La Valera (106)

Según Eguíluz *et al.* (1983) deben corresponder a zonas del aparato volcánico por debajo del nivel de emisión de lavas y material piroclástico. Se dispone sobre la formación carbonatada intercalada en la Alternancia de Cumbres

Está constituida por varias facies volcánicas, la más abundante es la formada por aglomerados volcánicos y le siguen las facies de chimenea encajadas en la formación carbonatada (Ruíz López *et al.*, 1979).

Existen facies de aspecto plutónico, que al microscopio presentan textura porfídica a porfiroclástica, con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico (a menudo perítico) y plagioclasa (albita-oligoclasa) con bordes corroídos, así como fragmentos lávicos desvitrificados. Se observan fenocristales de ferromagnesianos totalmente alterados a moscovita y clorita. La matriz se compone de un agregado de grano fino de cuarzo, feldespato potásico y clorita-sericita (Eguíluz *et al.*, 1983).

Los aglomerados contienen fragmentos que, al microscopio presentan una textura cripto a microcristalina, siendo frecuentes las texturas desvitrificadas. La composición es de cuarzo y plagioclasa (albita). La matriz presenta una textura félsica de grano fino, siendo la composición similar a la de los clastos, aunque por sectores hay enriquecimiento de magnetita en cristales idiomorfos (característico de esta unidad). La clasificación de estas rocas sería aglomerados volcánicos leucotonalíticos sódicos.

Hacia la periferia de los aparatos volcánicos se produce una transición con las alternancias de Cumbres. Son tobas finas de la misma composición del aglomerado alternando con niveles pizarrosos también vulcanoclásticos.

3.1.2.1.3.- Ortoanfíbolitas y gneises anfibólicos del Grupo de Aracena (98)

Afloran en distintas posiciones intercaladas en los gneises cuarzofeldespáticos con biotita (Apalategui *et al.*, 1990). Según Apalategui *et al.* (1984, 1990) proceden de rocas ígneas básicas, posiblemente coladas submarinas y en algunos casos gabros.

Al microscopio muestran texturas granoblásticas a granonematoblásticas, a veces lepidoblásticas, compuestas principalmente por anfíbol (hornblenda), plagioclasa (oligoclasa-andesina-labradorita), en algunos casos piroxeno (diópsido), y en menor proporción, cuarzo y biotita (Apalategui *et al.*, 1983, 1990; Díaz Azpiroz *et al.*, 2004), así como opacos, granate, epidota y ortopiroxenos (Apalategui *et al.*, 1984). En proporciones accesorias contienen: opacos, biotita, actinolita-tremolita, esfena, circón, epidota y leucoxeno. Los óxidos, la sericita, clorita y biotita, suelen ser minerales secundarios de alteración (Apalategui *et al.*, 1984).

La plagioclasa (subhedral, a veces zonada; Díaz Azpiroz *et al.*, 2004) y los anfíboles y/o piroxenos forman un mosaico, aunque estos dos últimos minerales aparecen, a veces, aislados. El cuarzo es intersticial.

La existencia de rocas con ortopiroxeno (y granate), al SO de Cortegana es interpretada por Apalategui *et al.* (1983, 1984) como prueba de que han sufrido un metamorfismo regional en condiciones de las granulitas.

3.1.2.1.4.- Metacineritas grises y gneises biotíticos del Grupo de Fuenteheridos (102)

Ambos materiales presentan rasgos volcánicos, y según Apalategui *et al.* (1984) los gneises biotíticos serían el equivalente más metamórfico de las cineritas grises.

Las últimas muestran al microscopio una textura lepidoblástica, y una mineralogía principal constituida por: cuarzo, sericita, moscovita, minerales arcillosos, y a veces biotita, epidota y feldespato potásico. En proporciones accesorias contienen: opacos, óxidos de hierro, material carbonoso, apatito, turmalina y leucoxeno (Apalategui *et al.*, 1984).

Los gneises biotíticos muestran al microscopio una textura gneísica y/o granolepidoblástica (Apalategui *et al.*, 1984). Están constituidos principalmente por: cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa, y en proporciones accesorias por: moscovita, circón, turmalina, andalucita, apatito, cordierita y sillimanita.

3.1.2.1.5.- Intercalaciones de metabasitas del Grupo de Fuenteheridos (104)

Se trata de diabasas y lavas masivas, a veces bandeadas de grano fino-medio y color verdoso; presentan disyunción en bolos y siguen por regla general las estructuras.

Al microscopio presentan texturas: nematoblástica (granonematoblástica, granolepidoblástica y lepidoblástica). En algunas muestras de diabasas y lavas quedan restos de texturas ofíticas o subofíticas. Como componentes principales contienen: plagioclasa (Oligoclasa An₂₆), anfíbol (tremolita-actinolita), biotita ± cuarzo, y, en los niveles más tobáceos minerales cloríticos-arcillosos. En algunos casos también se observa diópsido. En proporciones accesorias contiene: apatito, esfena, circón, moscovita, epidota y opacos (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989). Donde el metamorfismo es más alto aparece hornblenda en vez de tremolita-actinolita.

3.1.2.1.6.- *Basaltos del Playón (110)*

Se trata de una sucesión volcanosedimentaria formada en su mayoría por basaltos, tobas basálticas y alguna intercalación pizarrosa (Apalategui *et al.*, 1990).

Al microscopio, presentan texturas blastodiabásicas, blastofíticas y afánicas intersertales, en ocasiones fluidales y están formadas por fenocristales automorfos de plagioclasa (alterada a clorita-sericita) así como por formas de antiguos ferromagnesianos (olivino, piroxeno) totalmente alterados a clorita, calcita, etc. La matriz débilmente recristalizada la componen clorita y calcita (Apalategui *et al.*, 1990).

Químicamente, son rocas alcalinas que oscilan desde términos claramente subsaturados hasta términos andesíticos.

3.1.2.2. Vulcanismo Ordovícico

3.1.2.2.1. *Metabasitas (114) y vulcanitas ácidas*

Intercaladas entre las pizarras de la Fm Barrancos, afloran grandes **coladas de rocas básicas (114)**. Al microscopio son rocas con textura blastoporfídica, en ocasiones blastodoleríticas, formadas principalmente por fenocristales de plagioclasa y melanocratos (anfíboles) inmersos en una matriz microcristalina rica en plagioclasa. (Apalategui *et al.*, 1990).

Asociadas a las vulcanitas básicas se reconocen algunos afloramientos de pequeñas coladas de **rocas volcánicas ácidas** de poca continuidad lateral. Al microscopio, es una roca porfídica formada por fenocristales de cuarzo (con golfos de corrosión) y plagioclasa en una matriz microcristalina con textura esferulítica y fibrosorradiar.

Estas coladas de rocas básicas podrían ser equivalentes o correlacionables con el Complejo Volcánico de São Marcos do Campo descrito en la parte inferior de la Fm Barrancos, en el flanco occidental del Sinclinal de Terena en Portugal, y constituido principalmente por rocas máficas con algunas intercalaciones de vulcanitas ácidas (Araujo, 1989; Araujo *et al.*, 2006).

3.1.2.3. Metabasitas de El Cubito (78)

Se trata de diabasas y lavas, así como de tobas. También se han citado metamicrodioritas y metadacitas (Bard, 1969).

Al microscopio las diabasas y/o lavas, muestran texturas de granonematoblástica a porfídica-holocristalina. Se trata de antiguas rocas porfídicas formadas por megacristales de plagioclasa, anfíbol y en ocasiones clinopiroxeno, inmersos en una matriz de grano fino compuesta por plagioclasa, clorita, esfena y opacos, y en ocasiones abundante epidota de gran tamaño. La textura es blastoporfídica a granonematoblástica. Su mineralogía principal está constituida por plagioclasa (oligoclasa-andesina), \pm clinopiroxeno, anfíbol (a menudo retrogradado a clorita + epidota con bordes de tremolita) y en ocasiones abundante epidota. En proporciones accesorias epidota, feldespatos potásico, esfena, leucóxeno, apatito, circón, carbonatos y óxidos de hierro (Apalategui *et al.*, 1984). La clorita se presenta a veces como mineral secundario muy abundante.

Las tobas, de carácter básico a intermedio, son rocas verdosas, foliadas, que al microscopio están constituidas principalmente por clorita, plagioclasa, cuarzo, anfíbol, epidota y en ocasiones calcita. En proporciones accesorias contienen opacos, esfena, apatito y a veces calcita. En algunos casos muestran un bandeo composicional, de bandas cloríticas con epidota y bandas cuarzo-plagioclásicas. En una lámina se han observado pseudomorfos rómbicos de clorita y cristales grandes de epidota, que podrían proceder de lawsonita. Muestran una foliación muy penetrativa que al menos es una S_2 , pues en algunas ocasiones deja ver en microlitones una anterior crenulada, y en algún caso milonítica.

La clorita es secundaria, muy extendida, probablemente de alteración de anfíbol. El anfíbol es en general incoloro a verde claro y en algunos casos incoloro (tremolítico). La plagioclasa, en su mayoría de pequeño tamaño, con frecuencia muestra maclado polisintético. La epidota, muy abundante se presenta a menudo en cristales grandes, a veces subidiomorfos y también en agregados; en algunos casos aparece rodeada por una foliación principal definida por la orientación de anfíbol tremolítico.

3.2. Alineación ígnea Beja-Acebuches (19)

La anfibolita de Beja-Acebuches constituye un cuerpo de orientación ONO-ESE de unos 200 km de longitud y 500 a 2000 m de espesor que se extiende desde España a Portugal. Está separada del Dominio de Évora-Aracena, al N, por la Zona de Cizalla de Calabazares (Díaz Azpiroz, 2001). Hacia el S cabalga sobre la Fm Pulo do Lobo, mediante la Zona de Cizalla Sur-Ibérica (Crespo Blanc y Orozco, 1988).

Existe una amplia bibliografía sobre las anfibolitas de esta zona, así como de su significado geotectónico; los trabajos más generales e importantes son los siguientes:

Bard (1969) asocia las anfibolitas de Acebuches y las anfibolitas de Aracena en base a sus características metamórficas, asimismo Bard (1977), indica que el quimismo de estas rocas corresponde a composiciones basálticas pobres en potasio, muy próximas a las toleitas abisales y propone que estas rocas se relacionan con un proceso de oceanización de edad Ordovícico, que fue rápidamente abortado. Esta misma idea es defendida por Simancas (1983).

Apalategui *et al.* (1984) independizan las anfibolitas de Acebuches del macizo de Aracena y sitúan a la base de los materiales de la Unidad del Pulo do Lobo, esta idea también ha sido mantenida por Florido y Quesada (1984), Munhá *et al.* (1986), Apalategui y Quesada (1987), pero esta idea es cuestionada por Ábalos (1987) y Crespo-Blanc (1987), que agrupan estos materiales a los de la cuña de Cortagena-Aguafría, en base a criterios metamórficos y microestructurales.

Munhá *et al.* (1986) interpretan estas rocas como una secuencia ofiolítica, cuya base serpentizada se reconoce en Portugal, y que habría sido obducida hacia el Norte, en el Devónico medio, como consecuencia de un proceso de colisión oblicua.

Quesada *et al.* (1994) muestran un esquema cartográfico de los afloramientos de estas rocas en la parte Portuguesa y española, presentando nuevos datos sobre la estratigrafía, geoquímica y estructura. Definen dos unidades principales, la ofiolita de Beja-Acebuches y la Unidad Pulo do Lobo. La primera presenta unas características de litosfera oceánica joven, en un ambiente de cuenca marginal intra-arco o trasera de arco y la segunda unidad es, principalmente, metasedimentaria, pero con presencia minoritaria de *mélange* con

participación ofiolítica y afloramientos de rocas volcánicas, tanto para unos como para otros con un quimismo típico de ambientes oceánicos. Por último, indican que el conjunto de características observadas permite definir una sutura a favor de la cual la zona Surportuguesa habría sido acrecionada el resto del Macizo Ibérico durante la Orogenia Varisca.

Castro *et al.* (1996) invocan un conjunto de dorsal medio-oceánica como el más probable para la generación de la unidad Anfibolitas de Beja-Acebuches.

Pin *et al.* (1999) muestran que los metagabros y metabasaltos de la unidad Anfibolitas de Beja-Acebuches tienen valores muy diferentes de ϵ_{Nd} , concluyendo que las rocas gábricas y basálticas pueden no ser cogenéticas; también ponen de manifiesto que solamente alguno de los metabasaltos muestran valores de ϵ_{Nd} similares a NMORBs, mostrando la mayoría de ellos una interacción significativa con componentes continentales.

Azor *et al.* (2008) obtienen edad U/Pb en circones mediante SHRIMP para rocas con características de basaltos de dorsal oceánica (MORB) de la unidad Anfibolitas de Beja-Acebuches, que aflora a lo largo del límite entre las zonas Ossa-Morena y Surportuguesa, considerada como una unidad de sutura. Las edades obtenidas varían entre 332 ± 3 a 340 ± 4 Ma, correspondiendo a la cristalización de los protolitos máficos. Estas edades Carbonífero inferior para las anfibolitas de Beja-Acebuches lo que implica, según estos autores, que esta unidad no puede ser vista como una ofiolita perteneciente a la sutura del Océano Rheico, ya que este dominio oceánico fue presumiblemente cerrado en tiempos Devónicos. Estos autores interpretan que la unidad Anfibolita de Beja-Acebuches representa un dominio estrecho y muy efímero de corteza de carácter oceánico que se abrió en el Carbonífero inferior, después de la total consunción del Océano Rheico, sugiriendo que el escenario geodinámico a gran escala para la formación de estas rocas de tipo MORB es un penacho mantélico (*mantle plume*) bajo el sur de Iberia en tiempos del Carbonífero inferior.

Azor *et al.* (2009) muestran el carácter basáltico-gabroico subcalino de este cuerpo en función de sus elementos mayores, que indica una firma bastante primitiva de los magmas padres.

Apalategui *et al.* (1990) diferencian dos tipos de ortoanfibolitas, que en campo se identifican por el tamaño de grano (anfibolitas de grano grueso y anfibolitas de grano fino). Las anfibolitas de grano fino, se observan en el campo como rocas con un tamaño de grano fino-medio (1-3 mm), con algún fenocristal de plagioclasa. Tienen un color oscuro, casi negro o bien con tonalidades verdosas.

Díaz Azpíroz *et al.* (2004) indican que el protolito de la Anfibolita de Beja-Acebuches fue una corteza oceánica de afinidad MORB. Distinguen cuatro litotipos de techo a muro estructural: anfibolitas bandeadas con clinopiroxeno, anfibolitas bandeadas sin clinopiroxeno, anfibolitas cizalladas y esquistos máficos. Presentan plagioclasa y hornblenda como fase principal; no obstante, hacia el techo estructural de la unidad van acompañadas de clinopiroxeno.

En las anfibolitas bandeadas de grano grueso se observan leucosomas con anfíboles subhedrales a euhedrales, así como plagioclasas zonadas euhedrales. Esta textura, junto a un conjunto mineral tonalítico (Pg+Hb±Cpx±Qtz), lleva a Díaz Azpiroz *et al.* (2004) a interpretar estos leucosomas como originados por fusión parcial de la anfibolita.

Las anfibolitas cizalladas y los esquistos máficos, de grano fino, muestran una deformación milonítica con lineación de estiramiento asociada, debida a la Zona de Cizalla Suribérica Díaz Azpiroz *et al.* (2004).

Están afectadas por un metamorfismo que varía entre el alto grado en la zona de Hb-Cpx, a techo y transición entre las facies de las anfibolitas de bajo grado y de los esquistos verdes en la base.

Al microscopio presentan texturas nematoblásticas y/o granonematoblásticas, también pueden observarse texturas deformativas (miloníticas) y están compuestas principalmente por plagioclasa, anfíbol, epidota, \pm cuarzo.

En cuanto a la edad de estas anfibolitas, Quesada y Dallmeyer (en Crespo Blanc, 1989) dataron anfíboles de esta unidad en el Macizo de Aracena y en el de Beja, mediante $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ obteniendo 350 ± 3 Ma. Azor *et al.* (2008), por su parte, obtienen edades, mediante U-Pb SHRIMP, para el protolito de estas anfibolitas entre 340 ± 4 y 332 ± 3 Ma.

3.3. Rocas Plutónicas pre-variscas

Todas las rocas plutónicas pre-Variscas existentes en la hoja se sitúan en la Zona de Ossa-Morena.

Durante el Paleozoico inferior fueron emplazados grandes volúmenes de rocas ígneas (incluyendo rocas plutónicas) en relación con un importante evento de *rifting* en la Zona de Ossa-Morena, la mayoría dentro del Cámbrico. Este episodio probablemente culminó en la formación de una nueva cuenca oceánica (Océano Rheico). Sánchez García *et al.* (2003, 2008b) reconocen dos eventos ígneos dentro del *rifting* del Paleozoico inferior.

El Evento Ígneo Temprano es datado por estos autores en 530 ± 5 Ma por U-Pb en circones y está compuesto por rocas peraluminicas ácidas, cuyos magmas padres derivaron principalmente de fuentes corticales. Durante este episodio se generarían migmatitas en relación con el desarrollo de estructuras *core complex* en el ámbito de la corteza media-superior. Incluye complejos migmatíticos (migmatitas de Monesterio) y plutones alóctonos desenraizados. Representaría el comienzo de *rifting* y de una importante modificación térmica en la litosfera probablemente causada por una anomalía térmica subyacente en el manto.

El Evento Ígneo Principal, datado por Sánchez García *et al.* (2008b) en $517-502\pm 2$ Ma, produjo una asociación bimodal de rocas félsicas y máficas con cantidades menores de rocas intermedias, característica típica de magmatismo de procesos de *rifting* continental. Las rocas máficas presentan en unos casos afinidad N-MORB y en otros OIB o E-MORB, mientras que las rocas ácidas e intermedias representan mezclas de magmas derivados de la corteza y el manto (Sánchez García *et al.*, 2010). La mayoría de los plutones asociados son de composición gabroide o granitoide.

Los granitoides pre-variscos de esta hoja son de edad Cámbrica, autóctonos o con diverso grado de aloctonía emplazados en su mayoría en los materiales de la Serie Negra y relacionados con el *rifting* del Paleozoico inferior.

En el conjunto de macizos autóctonos o con aloctonía, se incluyen las granodioritas y granitoides anatéticos del Pintado y Pallares, del que solo aflora un pequeño fragmento de sus extremos meridionales; ambas en el sector NE de la hoja. Se trata de granitoides inhomogéneos entre los que se pueden reconocer granodioritas biotíticas variablemente porfídicas (**14**) y leucogranitos (**15**) de diverso tipo. Además incluyen un elevado número de

enclaves metasedimentarios y restos de rocas anfibólicas y cuarcitas negras (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Todas estas rocas de este conjunto son correlacionables con la granodiorita de Monesterio y definen una alineación de más de 200 Km en el núcleo de la antiforma de Monesterio (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Estarían probablemente relacionados con el inicio de la extensión que va a originar el *rifting* paleozoico y la formación de las cuencas variscas (Evento Ígneo Temprano), si bien las dataciones U-Pb existentes (489 ± 4 a 518 ± 15 Ma para la granodiorita de anatexia de Pallares y 495 ± 8 a 533 ± 8 Ma para la de Monesterio) no permiten asegurarlo.

El resto de los granitoides incluidos en este epígrafe engloban granitos, algún macizo de rocas básicas y granitoides alcalinos (16, 17, 18), como los granitoides de Pedrochal y Sierra Padrona, el Granito del Castillo y alguno de los afloramientos de rocas gabroicas que forman parte de los que de forma discontinua jalonan el flanco sur de la antiforma intruidos en las calizas cámbricas. Por sus características y edades podrían estar relacionados con el Evento Ígneo Principal.

3.3.1. Granodioritas de anatexia de El Pintado (14) y Pallares (13)

Es la facies más abundante del primer conjunto. Se trata de una roca equigranular de grano medio, biotítica de color grisáceo o de tonos marrones en la que, con frecuencia, se reconocen cristales tabulares de feldespatos de tamaño centimétrico. Presenta una acusada tectonización o una foliación de desarrollo desigual, pero que frecuentemente se dispone muy tendida y que le confiere localmente un aspecto gneísico (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Al microscopio muestran una textura granuda hipidiomorfa a alotriomorfa (en los tipos más ricos en feldespato potásico, estando constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Contiene apatito, opacos, circón, allanita, esfena y anfíbol en proporciones accesorias. A menudo muestran una alteración que da lugar a la neoformación de clorita, sericita, moscovita, epidota y óxidos como mineralogía secundaria (Cueto *et al.*, 1983; Eguíluz *et al.*, en prensa).

Los bordes de la granodiorita de Pallares están mecanizados, apareciendo la roca triturada, a veces granulada y recrystalizada. Muestra dos etapas de deformación, la primera en condiciones dúctiles da lugar a una gneisificación y la segunda en condiciones más frágiles produce una cataclasis con brechificación (Apalategui *et al.*, 2007).

En estas granodioritas se han obtenido algunas edades absolutas que han arrojado una amplia gama de edades, si bien la mayoría de estas edades caen dentro del Cámbrico. Así para la granodiorita de Pallares, Cueto *et al.* (1983) obtienen una edad de 573 ± 74 M.a. mediante Rb-Sr en roca total, Schäfer (1990) mediante Sm-Nd, 507 ± 21 Ma, Schäfer *et al.* (1988) y Schäfer (1990) mediante U/Pb obtienen 489 ± 4 Ma y $495\pm 7/-8$ Ma, respectivamente; y más tarde Ordoñez Casado (1998) mediante U/Pb SHRIMP, obtiene una edad de 518 ± 15 Ma. Por otra parte, la granodiorita de Monesterio (correlacionable con estas) fue datada mediante el método Rb/Sr por Quesada y Dallmeyer (1989) en 552 ± 16 Ma, por el método U/Pb por Schäfer

(1990) en 495 ± 8 Ma, y mediante U-Pb sobre xenotima (Ochsner, 1993), en $527+10/-7$ M.a. Más recientemente Ordoñez Casado (1998) mediante U/Pb SHRIMP obtiene una edad de 533 ± 8 Ma y Montero *et al.* (1999, 2000), mediante el Método de Kober obtienen una edad de 510 ± 4 Ma, respectivamente.

3.3.2. Leucogranitos (15)

Los leucogranitos incluyen diversos tipos petrográficos ricos en moscovita y feldespatos cuyas texturas varían de aplíticas a pegmatíticas. Del mismo modo, las relaciones con las rocas dominantes también varían pudiendo reconocerse desde pequeños cuerpos diferenciados a diques aplíticos (Eguíluz *et al.*, en prensa).

3.3.3. Granitos albiticos cataclásticos (16)

Son rocas de grano medio a fino, aspecto sacaroide y color marrón amarillento con tonos blancos, marrones o rojizos, especialmente el último.

Forman parte de un número importante de pequeños stocks que salpican la antifirma de Monesterio. Han sido denominados como granitos albiticos cataclásticos por Fernández Carrasco *et al.* (1981). Pueden presentar zonas fuertemente deformadas o milonitizadas como sucede en el borde septentrional del Macizo de Sierra Padrona o en distintas zonas del Pedrochal. Suelen estar acompañados de cantidades subordinadas de rocas básicas microgranudas, aunque en ocasiones pueden ser dominantes (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Muestran una textura equigranular variablemente cataclástica definida por cristales milimétricos equigranulares de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa sódica y biotita. El anfíbol puede llegar a ser un constituyente principal. Como minerales accesorios se reconocen opacos, circón, allanita, esfena, fluorita y apatito. Además puede aparecer una variada gama de minerales secundarios asociados a procesos de alteración y o deformación (sericita, clorita, moscovita, epidota etc.). Corresponden a leucogranitos aluminicos ricos en sílice con tendencias calcoalcalinas mal definidas (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En las zonas más deformadas se pueden desarrollar estructuras de tipo SC, milonitas etc. (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Regionalmente, fuera del área de la Hoja, estas rocas se encuentran intruidas en la sucesión detrítico-carbonatada del Cámbrico inferior en la que originan una leve aureola de contacto (Eguíluz *et al.*, en prensa). Por otra parte, algunas de estas rocas (granito de Tablada) han sido datadas mediante U-Pb sobre xenotima, habiendo encontrado edades del orden de 512 ± 8 Ma (Ochsner, 1993).

3.3.4. Gabros de Barcarrota, El Pintado y otros (17)

Corresponden a todo un conjunto de afloramientos fragmentarios, pero que en conjunto definen una alineación casi continua entre El Pedroso y el Guadalquivir a lo largo del flanco sur de la antifirma de Monesterio.

A escala regional son equivalentes y posiblemente la prolongación de las masas de gabros de Fregenal de la Sierra, Jerez de los Caballeros y los de Elvas etc., en Portugal. Se

encuentran como cuerpos alargados paralelamente a la estructura, variablemente deformados (Eguíluz *et al.*, en prensa), estrechamente relacionados con los carbonatos cámbricos.

Ocasionan metamorfismo de contacto en el encajante, aunque las aureolas son de dimensiones reducidas.

Se trata de rocas de color verdoso de grano medio a fino y, generalmente, bastante heterogéneas. Las texturas varían de granudas a ofíticas o porfídicas. Están constituidas por plagioclasas cálcicas tabulares con proporciones variables de piroxenos intensamente transformados a un anfíbol tipo hornblenda. En proporciones subordinadas se encuentran epidota, carbonato, clorita, esfena, opacos, etc. (Eguíluz *et al.*, en prensa).

El macizo gabroico o diorítico de Barcarrota, situado fuera de la hoja y probablemente relacionado con estos, ha sido datado mediante U/Pb por Ochsner (1993) en 503±5/-2 Ma.

3.3.5. Granito anfibólico de El Castillo (18)

Se encuentra en el sector NE de la Hoja 1:200.000, en la hoja 1:50.000 de Santa Olalla de Cala. Ha sido estudiado por varios autores como Eguíluz *et al.* (1983), Eguíluz y Garrote (1983), Eguíluz (1988, 1989) y Apalategui *et al.* (1990).

En la vecina hoja 1:50.000 de Monesterio, (Eguíluz *et al.* 1983), situada al N, donde se encuentra la mayor parte del macizo, se han diferenciado cuatro facies con distintos grado de tectonización (gneises bandeados, granito orientado, granito deformado, granito no deformado) y una facies de borde. Un estudio detallado se encuentra en Eguíluz y Garrote (1983). En el área representada en la hoja solo se encuentran las dos facies menos deformadas y la facies de borde.

La **facies común** es un granito equigranular, de grano medio, muy homogéneo, de color rosa asalmonado. Contiene algunos enclaves microgranudos ricos en anfíbol (Eguíluz, 1989). Al microscopio muestra una textura holocristalina, hipidiomorfa, y una fábrica poco marcada. Las principales evidencias de deformación son la extinción ondulante del cuarzo y la presencia de microfracturas que afectan a más de un mineral (Apalategui *et al.*, 1990).

La mineralogía principal de esta facies está constituida por cuarzo, feldespato potásico (microclina y ortosa perítica), plagioclasa (oligoclasa), biotita y anfíbol (hornblenda hastingsítica). Como minerales accesorios más frecuentes contiene allanita, opacos, circón y esfena; y como mineralogía secundaria: sericita, epidota clorita, carbonatos, óxidos, etc.

La **facies de granito deformado** tiene composición tanto química como mineralógica y modal similar a la precedente. Las diferencias son de orden textural, destacando la intensa deformación ondulante del cuarzo, acompañada de granulación, giro y fracturación de feldespatos, así como una microfracturación generalizada, etc. (Apalategui *et al.*, 1990).

La **facies de borde** muestra un tamaño de grano algo más fino, a veces con texturas incipientemente porfídicas o xenomorfas, y mineralógicamente se acompaña por una disminución o incluso desaparición de melanocratos y por un incremento en el contenido de feldespato potásico (Apalategui *et al.*, 1990).

En las zonas centrales aparecen algunos enclaves centimétricos de color oscuro y carácter microgranudo.

Intruye en la Sucesión de Tentudía sobre la que origina una débil aureola de metamorfismo de contacto que da lugar a la recristalización de biotita en las zonas más internas. Su borde meridional está cortado por un desgarre sinistro.

Ha sido datado por U/Pb entre 498+10/-7 Ma (Ochsner, 1993) y por el Método de Kober (Pb^{207}/Pb^{206}) en 502±8 Ma (Montero *et al.*, 2000).

3.4. Rocas Plutónicas variscas

3.4.1. Zona Surportuguesa

En la ZSP se desarrolla un importante magmatismo asociado a la evolución geodinámica de este sector de la Cadena Varisca que está representado por las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (BSN) (De la Rosa, 1992), y por las rocas volcánicas del Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) (Munhá, 1983; Mitjavila *et al.*, 1997).

El BSN está constituido principalmente por tres asociaciones magmáticas: a) Un conjunto de rocas básicas (gabros-dioritas), con algunos acumulados ultrabásicos. b) Una serie de intrusiones subvolcánicas de tonalitas, trondhjemitas y granodioritas con afinidad TTG. c) Un conjunto de granitoides aluminico-potásicos que forman plutones circunscritos que intruyen al resto de las rocas plutónicas y en los materiales plegados del CVS, produciendo metamorfismo de contacto sobre ellos (Díez-Montes y Bellido Mulas, 2008; Bellido *et al.*, 2010). Para Stein *et al.* (1996), representa la parte profunda del sistema volcánico mineralizado, integrándose las facies intrusivas y efusivas en sistemas de aparatos hipovolcánicos a volcánicos.

Una de las características más importantes del BSN es el gran volumen de rocas básicas que hay en comparación con otras zonas plutónicas (Díez Montes *et al.*, 1999). Los macizos que forman tanto las rocas básicas como los granitoides de afinidad TTG, tienen formas alargadas según las direcciones E-O a ONO-ESE, que son paralelas a las de las grandes estructuras que se observan hacia el Oeste, dentro de la FPI.

Los granitoides de la asociación TTG presentan en el contacto con las rocas básicas zonas de interacción complejas, donde son frecuentes los procesos de hibridación y mezcla de magmas (De la Rosa y Castro, 1990a, 1991; De la Rosa *et al.*, 1993; Castro *et al.*, 1994; Díez Montes *et al.*, 1999; Bellido *et al.*, 2010). Todo ello indica que ambas rocas intruyen de forma simultánea en un estado fundido plástico. Su edad, fluctúa entre 354,4 +5/-4 Ma para el granito de Campofrío (Dunning *et al.*, 2002) y 346,23 ± 0,81 Ma para una tonalita cercana a Campofrío (Barrie *et al.*, 2002). Junto con el conjunto de rocas básicas se han considerado como rocas plutónicas sincinemáticas.

Los granitoides aluminico-potásicos, mucho más escasos, que intruyen posteriormente al plegamiento del CVS, han sido datados mediante Rb/Sr en 300±6 Ma para el Granito de El

Berrocal (Quesada *et al.*, 1989), por lo que han sido consideradas como rocas plutónicas tardivariscas.

3.4.1.1. Rocas plutónicas sincinemáticas

3.4.1.1.1.- Rocas básicas (*gabros, dioritas, cuarzodioritas*) (1)

Este grupo de rocas afloran principalmente hacia el centro de la hoja de El Castillo de las Guardas (Díez Montes *et al.*, 1999), en una banda continua, que en su mitad occidental, lleva una dirección E-O y que hacia la otra mitad oriental muestran una dirección N120°E, mostrando contactos intrusivos sobre las unidades de La Minilla y Las Pajanosas. Se continúan hacia el Oeste por la Hoja de Nerva y hacia el Este y Sur por las Hojas de Castilblanco de los Arroyos y Aznalcóllar, respectivamente, así como por la Hoja de Alcalá del Río (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, en prensa a y b; Lillo y López Sopeña, 1999), observándose en su parte más oriental como se depositan sobre ella, los materiales pertenecientes a la cuenca pérmica del Viar y los de la cuenca terciaria del río Guadalquivir.

En la banda occidental, con dirección E-O, desde la localidad de La Granada de Riotinto a Las Cortecillas, se ha observado, principalmente a escala microscópica una textura de orientación fluidal, marcada por la orientación de los cristales de plagioclasa y clinocianita. Esta fábrica podría asociarse a una deformación sobreimpuesta sobre las rocas plutónicas, cuando aún mantenía un cierto grado de plasticidad y una temperatura elevada.

En el campo este tipo de roca aflora en bolos bien redondeados de tamaño decimétrico a métrico. La roca en fresco tiene un color gris azulado, cuando tiene un tamaño de grano medio, y en color negro cuando tiene un tamaño de grano medio-fino. Cuando se altera da lugar a la formación de un suelo de color rojo.

En ocasiones se ven facies de mezcla con aspecto de “brecha ígnea” o pasillo de enclaves, en la cual los enclaves más básicos (más oscuros) muestran orientación de flujo (Figura 3.4.1). Texturas de mezcla similares han sido descritas en diversas partes del BSN por De la Rosa *et al.* (1993), Castro *et al.* (1994, 1995) y Fernández *et al.* (1997).



Figura 3.4.1.- Pasillo de enclaves con orientación de flujo en rocas básicas. Carretera N433, unos 500m al N de Las Pajanosas

En general, tiene un tamaño de grano medio (2-5 mm), donde pueden identificarse cristales idiomorfos de plagioclasa y anfíboles, a veces con desarrollo de textura ofítica. Es frecuente observar a escala de afloramiento bolsadas de mayor tamaño, con un tamaño de grano grueso (7-10 mm) y características pegmatoides, constituidas por los mismos minerales y las mismas texturas. En algunos casos estas bolsadas muestran textura gráfica, a simple vista, en el contacto con macizos de rocas acumuladas (De la Rosa *et al.*, 1993).

Cuando la roca muestra un tamaño de grano medio-fino (1-2 mm), ésta suele tener un carácter porfídico, con fenocristales idiomorfos de plagioclasa, con un tamaño de 4-8 mm, que de forma ocasional pueden tener hasta 20 mm.

Las texturas que se observan al microscopio son holocristalinas, inequigranular de grano medio-fino a muy grueso, hipidiomorfa y subofítica. Dentro de los afloramientos de

grano grueso a muy grueso, la textura es ofítica. Cuando la roca tiene un tamaño de grano medio-fino se observa una textura microporfídica, marcada por la presencia de fenocristales de plagioclasa.

Los minerales principales son plagioclasas, anfíbol, piroxeno y biotita. Dentro de los minerales accesorios se encuentran opacos (magnetita, ilmenita, pirita), apatito acicular, cuarzo y epidota-zoisita. Como minerales secundarios hay anfíbol actinolítico, clorita, sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, esfena y calcita (Díez Montes *et al.*, 1999).

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. La composición suele ser en la parte central de labradorita y hacia los bordes de oligoclasa. En general, suelen tener bordes anhedral de composición más albítica. Las inclusiones que tiene son muy escasas, siendo de apatitos aciculares. El anfíbol primario es hornblenda. Tiene hábito anhedral a euhedral, con un pleocroismo que varía de marrón a verde y hacia un amarillo claro o bien tiene un pleocroismo que varía desde verde oscuro a verde claro. En su interior pueden observarse restos de clinopiroxeno. Engloba a cristales de plagioclasa, desarrollando una textura ofítica-subofítica. Tiene inclusiones de plagioclasa, minerales opacos y apatito. Se altera a un anfíbol fibroso, perteneciente al grupo de la actinolita-tremolita, dando a veces como subproducto minerales opacos (ilmenita), que se disponen según una textura espinifex. La biotita se presenta en aquellas rocas de composición más tonalítica. Tiende a presentarse en cristales aislados de hábito anhedral a subhedral, pleocroica de marrón rojizo oscuro a marrón amarillento claro. Es frecuente observar husos de prehnita dispuestos entre los planos (001) de exfoliación.

En algunas muestras, se observa que el mineral máfico principal es un clinopiroxeno. Muestra hábito subhedral-euhedral, no muestra pleocroismo y con unos colores de interferencia de segundo orden y para las secciones paralelas a (100) los colores de interferencia son del primer orden bajos. Puede observarse en cristales aislados o bien como restos dentro de hornblenda. Muestra procesos de alteración (uralitización) hacia un anfíbol fibroso, perteneciente al grupo actinolita-tremolita más minerales opacos, que desarrollan una textura espinifex, situándose los cristales según los planos de exfoliación del anfíbol.

En algunas muestras, se ha observado cuarzo, el cual se encuentra con carácter intersticial, rellenando los huecos dejados por los minerales principales (plagioclasa, anfíbol). Las secciones que se observan son monocristalinas, con extinción normal o ligeramente ondulante. Es muy pobre en inclusiones y suelen ser de apatitos aciculares.

Los minerales opacos son de hábito anhedral a subhedral, se encuentran incluidos en anfíbol, y más raramente en la plagioclasa. El apatito se presenta en cristales aciculares y se encuentra como inclusión en los minerales descritos anteriormente.

3.4.1.1.2.- Rocas acumuladas ultrabásicas (2)

Las rocas ultrabásicas se presentan como cuerpos de rocas de tamaño decamétrico dentro de gabros, mostrando una textura cumulada (De la Rosa y Castro, 1990). Únicamente se encuentran masas cartografiadas hacia el SE de la Hoja de El Castillo de las Guardas, dentro de las rocas básicas, en tres afloramientos, dos de ellos de gran superficie y otro con una dimensión muy reducida (Díez Montes *et al.*, 1999).

Este último, de escala decamétrica, se encuentra en un pequeño cerro al Oeste de El Castillo de las Guardas, y posee una textura mesoacumulada y ortoacumulada con una composición, mayoritariamente Iherzolítica y gabronorita olivínica. Los minerales cúmulo son olivino y espinela, y los minerales intercúmulos son ortopiroxeno, clinopiroxeno y clinofibrol.

Los otros dos afloramientos, de escala kilométrica, se encuentran al N de Casas del Palmareto, a ambos lados de la Rivera de Huelva, y al NE de El Castillo de las Guardas, respectivamente. En ambos afloramientos las rocas ultrabásicas tienen como roca básica encajante desde gabronoritas piroxénico-anfibólicas a gabro-dioritas anfibólicas.

Con frecuencia las rocas ultrabásicas tienen contactos aparentemente netos con el gabro encajante (De la Rosa y Castro, 1990). Otra característica importante de estas zonas con afloramientos de rocas ultrabásicas, es la presencia de diques de pegmatoides (pegmatitas y apilitas), con una disposición subhorizontal, bandeado.

El afloramiento que se encuentra al N de Casas del Palmareto está compuesto por hornblenditas olivínicas y olivínico-piroxénicas. Tienen unas texturas ortoacumuladas, que pueden ser poiquilíticas. Los minerales cúmulo son olivino, ortopiroxeno y espinela. Los minerales intercúmulos son clinofibrol y clinopiroxeno.

Los afloramientos situados al NE de El Castillo de las Guardas (Sierra Pajosa) están compuestos por gabronoritas olivínicas y gabronoritas anortosíticas, donde los minerales cúmulo son olivino +plagioclasa +espinela y plagioclasa, respectivamente. Se observan también troctolitas, donde los minerales cúmulo son olivino y plagioclasa. Los minerales intercúmulos son clinofibrol y clinopiroxeno. Las texturas que presentan estas rocas son, principalmente, ortoacumuladas.

En otros sectores, como ocurre en la Hoja de Castilblanco de los Arroyos, al Sur del Embalse de Cala, en la carretera que va al cierre de la presa, dentro de los cuerpos de rocas básicas se encuentran afloramientos de rocas ultrabásicas acumuladas, que suelen tener dimensiones métricas (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

Dentro de las rocas básicas situadas en la Hoja de Alcalá del Río, al Norte de Burguillos, se pueden observar rocas ultrabásicas acumuladas, entre los cerros Moros y Loma del Algarrobito (Díez Montes *et al.*, en prensa b).

En láminas delgadas estas rocas muestran cierta variación composicional estando formadas, principalmente, por gabronoritas olivínicas, leuco-gabronoritas y gabronoritas anfibólicas. También se ha observado alguna muestra que está compuesta casi exclusivamente por plagioclasa, clasificándose como anortositas (Díez Montes *et al.*, en prensa a), así como de gabros anortosíticos con textura acumulada, rodeados por gabronorita piroxénico-anfibólica con fenocristales de plagioclasa (Díez Montes *et al.*, en prensa b).

Los gabros anortosíticos presentan, a escala mesoscópica, laminaciones paralelas, cruzadas y frecuentes contactos discordantes entre las láminas (De la Rosa y Castro, 1994). El bandeo en estas rocas está compuesto por la alternancia de bandas de composición gabronorítica y leucogabronorítica, ambas con piroxeno y anfíbol (Díez Montes *et al.*, en

prensa b), así como también de bandas de composición anortosítica y bandas con olivino y clinopiroxeno, en las proximidades de El Castillo de las Guardas (De la Rosa y Castro, 1994).

La textura es holocristalina, ortoacumulada, ofítica. Los minerales *cúmulus* son olivino, plagioclasa y espinela verde. Los minerales inter-*cúmulus* son clinopiroxeno y clinofánfíbol. Como minerales accesorios hay opacos, esfena, crisotilo, epidota-zoisita. Los minerales secundarios son serpentina, magnetita, sericita, zoisita-clinozoisita y anfíbol actinolítico.

El olivino se encuentra en cristales de hábito anhedral a subhedral, con formas redondeadas. En general, se encuentra incluido en piroxeno y anfíbol. Presenta procesos de alteración a serpentina más opacos (magnetita), que se disponen a lo largo de microfracturas por todo el cristal.

La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica, o bien sólo con zonación concéntrica. Su composición es muy anortítica (bytownita-anortita). Presenta procesos de alteración de saussuritización.

La espinela verde se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, de tamaño pequeño. Tiene un ligero pleocroísmo de verde claro a verde oscuro y se suele encontrar como inclusión en el piroxeno y en el anfíbol (Díez Montes *et al.*, en prensa a), si bien ha sido también citada incluida en olivino, asociada con cromita (De la Rosa y Castro, 1990).

El clinopiroxeno es diópsido y augita, puede encontrarse en cristales pequeños de hábito subhedral a euhedral o bien en grandes cristales poiquilíticos desarrollando texturas ofíticas-subofíticas, incluyendo a los minerales *cúmulus*. El piroxeno puede ser incoloro o bien con ligero pleocroísmo verde. Muestra procesos de uralitización, desarrollando orlas sobre los cristales de un anfíbol fibroso actinolítico, más minerales opacos.

El clinofánfíbol es hornblenda, es de color verde-marrón, pleocroico y tiene las mismas características que el piroxeno, como fase inter-*cúmulus*. En la parte central de los cristales pueden observarse pequeños núcleos de piroxeno (Díez Montes *et al.*, en prensa b). También muestra procesos de alteración a un anfíbol fibroso (actinolita).

El ortopiroxeno solo aparece en las rocas lherzolíticas (De la Rosa y Castro, 1990).

3.4.1.1.3.- *Gabros, microgabros y diabasas (3)*

Se trata de rocas intrusivas subvolcánicas relacionadas con las vulcanitas y sills básicos (basaltos) del CVS (51) que intruyen al Grupo PQ o al CVS. Localmente desarrollan aureolas de contacto que llegan a desarrollar mosqueados de cordierita (Soler *et al.*, 1999). En campo se presenta en afloramientos poco extensos constituidos por bolos y bloques de tamaño métrico de rocas de color verdoso oscuro con textura granuda de grano medio a fino, en ocasiones porfídicas, que desarrollan suelos de tonalidades rojizas. La roca por lo general no presenta de forma patente fábrica deformativa penetrativa.

Al microscopio son rocas de grano medio, a veces de tendencia porfiroide (Apalategui y Contreras, 1999) que muestran texturas, holocristalina, inequigranular, intergranular subofítica a ofítica y a veces intersertal, constituidas principalmente por plagioclasa y clinopiroxeno (augita o augita titanada) y en algunos casos hornblenda, y en proporciones

accesorias opacos, esfena, apatito y a veces olivino (Contreras y Apalategui, 1999; Contreras *et al.*, 1999b, Soler *et al.*, 1999). Su composición se corresponde con gabros, microgabros o diabasas, aunque también pueden tipos más ácidos de composición microdiorítica con una cierta presencia de cuarzo (Apalategui y Contreras, 1999).

La plagioclasa es subidiomorfa y ligeramente zonada. El clinopiroxeno se presenta como cristales subidiomorfos de 1 a 2 mm, a veces poiquilíticos, incluyendo a la plagioclasa y desarrollando así la textura ofítica-subofítica (Contreras *et al.*, 1999b). El clinoanfíbol es una hornblenda, pleocroica de verde oscuro a verde claro amarillento, a veces hacia un marrón claro. Se presenta en cristales de menor tamaño que el piroxeno, con hábito anhedral a subhedral (Contreras *et al.*, 1999b).

Algunas de estas rocas pueden presentar cuarzo intergranular, a veces con ramificaciones granofídicas (Apalategui y Contreras, 1999). En ocasiones se ve algún xenocristal de cuarzo con corona de reacción (Contreras *et al.*, 1999b).

Geoquímicamente, sus espectros normalizados de REE, presentan pautas características de rocas muy poco evolucionadas, con escaso o inexistente fraccionamiento de LREE y HREE y sin anomalía en Eu (Soler *et al.*, 1999).

El metamorfismo regional da lugar a asociaciones Clorita-Epidota (zoisita/clinozoisita)-Actinolita.

En algunos casos (como en el flanco N del Antiforme de Puebla de Guzmán) incluyen pequeños afloramientos de rocas ultramáficas oscuras con cristales milimétricos de piroxeno.

Al microscopio tienen carácter acumulado, destacando olivino en cristales idiomorfos, aglutinados por piroxeno con crecimientos poiquilíticos y restos de flogopita muy transformada. El olivino está parcial o totalmente transformado en serpentina y agregados fibrosos de anfíbol incoloro a débilmente verdoso. También contienen magnetita y/o titanomagnetita esquelética (Contreras y Apalategui, 1999).

Geoquímicamente estas rocas se caracterizan por sus bajos contenidos en SiO₂ (38.5%) y Al₂O₃ (6.3%), junto a altos contenidos en Fe₂O₃t (14.7%) y en MgO (25.8%), lo que permite clasificarla, según Contreras y Apalategui (1999) como una roca ultrabásica de tipo picrítico (peridotita piroxénica). Las relaciones Th/Ta, Y/Nb, Ta/Tb y Ta/Yb sugieren similitudes con MORB, toleitas de arco o basaltos retro-arco.

3.4.1.1.4.- Granitos, monzogranitos y granodioritas (granitoides de tendencia trondhjémítica) (4)

Bajo este epígrafe se encuentran una serie de granitoides con una gran variabilidad textural y composicional, pero que en su conjunto son muy repetitivas y son propias de una asociación plutónico-subvolcánica de carácter trondhjémítico. Han sido denominados como plagiogranitos en sentido amplio por Bellido *et al.* (2010).

Dentro del Mapa Geológico pueden observarse dos grandes cuerpos plutónicos, entre los cuales se sitúan los afloramientos de las rocas básicas (gabrodioritas).

El primero de los cuerpos plutónicos, es la terminación noroccidental de un extenso complejo plutónico-subvolcánico que se encuentra repartido por varias Hojas, pero sobre todo en la Hoja de Castilblanco de los Arroyos. En su conjunto representa una alineación NO-SE, que intruye principalmente en materiales devónicos pertenecientes al Grupo P-Q, también muestra relaciones de intrusión sobre materiales del CVS, los cuales llegan a ser muy complejos y a veces parecen mostrar pasos graduales entre estas rocas plutónicas y las rocas volcánicas situadas hacia el Oeste (Díez Montes *et al.*, 1999), así como sobre materiales pertenecientes a las unidades de La Minilla y Las Pajanosas.

Hacia el SE de la localidad de Zufre, puede observarse en los metasedimentos del Grupo P-Q y del CVS, apófisis y *stocks* de estos granitoides. Estos afloramientos tienen formas cartográficas redondeadas o bien alargadas, estas últimas con la misma dirección de las estructuras principales que muestran los metasedimentos. En la carretera que va desde Zufre al embalse, en los alrededores del Arroyo del Rey, pueden observarse granitoides y tonalitoides de grano fino a medio, en los que pueden observarse fenómenos de hibridación entre ambas rocas. Estos fenómenos de hibridación, se manifiestan en sistemas complejos de enclavamiento entre los distintos tipos ígneos y cuyas relaciones indican que ambas rocas se encontraban en un estado plástico.

En el cierre del embalse de Zufre, las relaciones que presentan los granitoides y las riolitas del CVS (Sierra Vicaria) son muy complejas, observándose pasos graduales entre ambas rocas (Díez Montes *et al.*, 1999). Sin embargo, al Sur de Sierra Vicaria, se observa un contacto intrusivo entre los granitoides y las riolitas, mostrando los granitoides un aspecto granudo, un tamaño de grano fino a medio y color blanquecino verdoso a beige. Más hacia el Sur, se observan granitoides con fenómenos de hibridación con las rocas básicas (Díez Montes *et al.*, 1999).

El segundo de los cuerpos plutónicos de estos granitoides trondhjemíticos se encuentra en la mitad Sur de la Hoja de El Castillo de las Guardas formando una banda con una dirección N100°E, y con una anchura media de 3 Km, que se continua hacia el NO por la Hoja de Nerva y hacia el SE por la Hoja de Aznalcóllar. Los granitoides que se observan en esta banda, muestran todos ellos características subvolcánicas, con un tamaño de grano fino a medio, a veces microporfídico, debido a cristales de cuarzos idiomorfos de gran tamaño. En algunos casos muestran texturas que varían desde granudas a micrográficas.

Otros afloramientos de estos granitoides, se encuentran al O y E de la localidad de Higuera de la Sierra. Estos cuerpos de granitoides han intruido a favor de importantes estructuras tectónicas, a las cuales sellan, tienen una dirección E-O, y con unos buzamientos de 60°-70° al Norte.

Estos granitoides tienen texturas que varían desde hipoabisales a plutónicas, y en general tienen un tamaño de grano medio a fino. Es muy característica la presencia de cristales de cuarzo. Afloran en bolos de tamaño métrico con formas angulosas a redondeadas. En fresco tienen un color gris claro a blanquecino y cuando están alterados ligeramente muestran un color beige amarillento (Díez Montes *et al.*, 1999; Bellido *et al.*, 2010).

En campo se observa como los cristales de cuarzo forman dos grupos, atendiendo al tamaño y hábito, así el cuarzo que forma parte de la mesostasis tiene un tamaño de 2-4 mm, es subidiomorfo, observándose a simple vista caras cristalinas bien desarrolladas y puede tener golfos de corrosión. El otro tipo de cristales de cuarzo presenta formas redondeadas, con un tamaño de 5-10 mm y suelen tener finas orlas (1-2 mm) de feldespato de color blanquecino. Estos cuarzos de gran tamaño son muy característicos, y su tamaño varía en función del tamaño de grano de la mesostasis (Díez Montes *et al.*, 1999).

La mineralogía principal de estos plagiogranitos se compone de cuarzo, plagioclasa albítica, biotita, anfíbol, \pm feldespato potásico. Los minerales ferromagnesianos (principalmente biotita), se encuentran relegados, en general, a proporciones accesorias. Como minerales accesorios se encuentran opacos (ilmenita y sulfuros), titanita, apatito, circón y allanita. Entre los minerales secundarios aparecen sericita, clorita, epidota-clinozoisita, calcita, actinolita y feldespato potásico. Con frecuencia presentan texturas hipidiomórficas con fenocristales dispersos y con dominios micrográficos que pueden ser muy abundantes, encontrándose en algunos casos texturas micrográfico-granofídicas generalizadas (Bellido *et al.*, 2010).

El contenido en biotita es muy variable de unos puntos a otros, incluso dentro de un mismo afloramiento. Puede presentarse en cristales aislados (1-3 mm), fina, con secciones hexagonales o bien en pequeños agregados. La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos a idiomorfos, de 2-4 mm, cuando la roca presenta cierto grado de alteración, puede observarse muy bien la textura plagiidiomorfa, donde los cristales de plagioclasa resaltan por su color blanquecino. De forma puntual, hay cristales de plagioclasa con formas tabulares que pueden llegar a tener hasta 7 mm de largo.

A escala microscópica existe una cierta variabilidad textural, pero en general pueden observarse dos grupos texturales bien definidos, el primero está formado por microgranitos y/o granofídeos y el segundo por granitos y monzogranitos biotíticos.

Los primeros, muestran texturas, holocristalina, granofídica; constituida esta última por intercrecimientos de cuarzo, plagioclasa y feldespato, alrededor de fenocristales de cuarzo y plagioclasa (Díez Montes *et al.*, 1999). Los fenocristales de cuarzo tienen un hábito anhedral a subhedral, pudiendo mostrar golfos de corrosión. Los fenocristales de plagioclasa tienen hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética, y a veces con una ligera zonación concéntrica. La matriz está formada por intercrecimientos de cuarzo y feldespatos, que tienden a nuclearse en los fenocristales.

Los granitos y monzogranitos biotíticos muestran texturas, holocristalina, inequigranular de grano medio-fino, hipidiomorfa-microporfídica (microfenocristales de cuarzo y plagioclasa). Los fenocristales de cuarzo muestran hábito anhedral a subhedral, con formas redondeadas y a veces con caras cristalinas bien desarrolladas y golfos de corrosión. El cuarzo de la mesostasis es de grano fino-medio, de hábito subhedral, con caras cristalinas bien desarrolladas. La plagioclasa muestra maclas polisintéticas y Carlsbad, y una fuerte zonación concéntrica. El feldespato potásico se encuentra formando parte de la mesostasis. Los minerales máficos (biotita y clinoanfíbol) se encuentran en agregados de gran número de cristales. En algunas muestras el contenido en feldespato potásico es muy escaso o nulo,

siendo los constituyentes principales, cuarzo y plagioclasa, así como agregados de clorita, junto con epidotas (Díez Montes *et al.*, 1999).

Bard (1969) indica que los granitos pertenecientes al Macizo de Campofrío tendrían una edad ante-Estefaniense. En este mismo cuerpo se ha realizado una datación absoluta, en circones, por el método U/Pb que indica una edad de cristalización de $354.4 \pm 5/-4$ Ma (Dunning *et al.*, 2002). Por otra parte, por este mismo método Barrie *et al.* (2002) obtuvieron una edad de $346,23 \pm 0,81$ Ma para una tonalita cercana a Campofrío. Estas edades sitúan la intrusión del BSN en el Tournaisiense.

3.4.1.1.5.- Zona de mezcla de magmas (5)

En los contactos entre dos bandas de composición contrastada (granitos y rocas básicas) son muy comunes zonas con procesos de hibridación y mezcla de magmas. Las rocas híbridas en la zona de mezcla de magmas muestran diferentes facies con distintos grados de homogeneidad, que varían desde granodioritas muy ricas en enclaves centimétricos hasta granodioritas homogéneas y tonalitas. En estas zonas suelen observarse estructuras de flujo (Castro *et al.*, 1994) (Figura 3.4.1).

Se ha diferenciado hacia el NE de la localidad de Campofrío una zona de mezcla de magmas, la cual se continúa hacia el E por la Hoja de El Castillo de las Guardas.

Dentro de esta zona de mezcla, se han observado pórfidos granofíricos con anfíbol y piroxeno (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999) en los que los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, anfíbol y ortopiroxeno, que constituyen fenocristales dentro de la matriz con textura granofídica constituida por el intercrecimiento del cuarzo y de los feldespatos. Como minerales accesorios tenemos opacos, apatito, circón, rutilo. Dentro de los minerales de origen secundario se encuentran sericita, epidotas, calcita, clorita, actinolita y prehnita (Díez Montes *et al.*, 1999).

Las texturas que pueden observarse son holocristalina, inequigranular de grano medio a medio-grueso, hipidiomorfa.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, a veces muy euhedral, con caras cristalinas bien desarrolladas y con golfos de corrosión. Tiene inclusiones de plagioclasa, que cuando son abundantes dan un aspecto muy característico a los cristales de cuarzo. Algunos fenocristales de cuarzo tienen orlas con texturas granofídicas, marcadas por el intercrecimiento de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico.

La plagioclasa tiene hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica, mostrando una composición de oligoclasa-albita. Algunos cristales parecen mostrar crecimientos en *sinneusis*. En general, la parte central de los cristales suele estar retrogradada a un agregado de grano muy fino de sericita, epidotas (epidota + zoisita + clinozoisita) y calcita.

El feldespato potásico se encuentra en cristales de hábito anhedral, con un claro carácter intersticial entre los cristales de cuarzo y plagioclasa. A veces, desarrolla simplectitas sobre los bordes de los cristales de cuarzo.

La biotita puede presentarse en cristales aislados de hábito anhedral o de forma más general en agregados de 3-7 cristales, donde la biotita tiene un hábito anhedral a subhedral. Asociado a estos agregados de biotita se encuentra un anfíbol, de color verde. Las inclusiones que tiene son de minerales opacos, apatitos aciculares y prismáticos, y circón. Este último mineral desarrolla halos pleocroicos. Cuando la biotita se encuentra aislada, suele estar completamente transformada a clorita, mientras cuando se encuentra en agregados, dicho proceso es menos intenso. Asociado a este proceso de cloritización se encuentra el desarrollo de minerales secundarios, como son opacos (ilmenita), esfena y epidotas, los cuales tienden a disponerse entre los planos de exfoliación (001). La epidota muestra un ligero pleocroismo, que varía desde incolora a amarillo verdoso pálido.

La hornblenda se presenta en los núcleos de los agregados de biotita. Tiene hábito anhedral a subhedral, con un pleocroismo de verde oscuro a verde claro. Suele estar alterado en los bordes a otro anfíbol, perteneciente al grupo de la actinolita-tremolita.

El piroxeno se presenta en cristales aislados de hábito subhedral, no pleocroico, con un color gris claro, con un tamaño de grano medio. Hay secciones que parecen ortopiroxenos, con extinción paralela, mientras que hay otras que muestran un pequeño ángulo de extinción, clinopiroxeno. Hacia el exterior de los cristales se encuentra bastante alterado a un anfíbol actinolítico (Díez Montes *et al.*, 1999).

Una de las zonas de mezcla más significativa, se encuentra situada bajo el pueblo de Gerena, así como en las canteras abandonadas al Norte y al Oeste de dicha localidad. Al N de esta zona se encuentra un granito de grano medio, biotítico de tendencia trondhjemítica, que no muestra texturas de hibridación. Esta zona de interacción magmática ha sido estudiada en detalle por De la Rosa (1992). Está constituida por dos tipos fundamentales de rocas: a) rocas básicas de composición cuarzodiorítica y tonalítica; y b) granitoide encajante, que tiene un tamaño de grano medio, bastante homogéneo y podría tratarse del granito situado al Norte de esta zona (Díez Montes *et al.*, en prensa b).

Los cuerpos de composición cuarzodiorítica y tonalítica tienen un tamaño de grano fino a medio-fino, con unas dimensiones que varían entre 10 cm y 2 m. Los contactos entre este tipo de roca y el granitoide que los rodea pueden ser netos o bien transicionales. En el primer caso se observa un borde con un tamaño de grano más fino que el resto de la roca, interpretándose como un borde frío generado como consecuencia de un sobreenfriamiento sufrido por el magma básico al ponerse en contacto con el magma félsico. En el segundo de los casos, el contacto se realiza a través de un granitoide generado por hibridación de ambos magmas (Díez Montes *et al.*, en prensa b).

Dentro de este tipo de cuerpos básicos hay que destacar a las tonalitas ocelares. Estas rocas están formadas por una matriz de composición tonalítica que engloba a diversos tipos de ocelos de composición granítica (De la Rosa y Castro, 1991). La gran mayoría de los ocelos están formados por cuarzo y feldespatos potásico, aunque también se encuentran ocelos con biotita y de forma accesoria se encuentran epidota, opacos y espinela. La distribución de los minerales suele ser concéntrica, con núcleos formados por cuarzo y bordes formados por feldespatos potásico (Díez Montes *et al.*, en prensa b).

3.4.1.1.6.- *Granodiorita biotítico hornbléndica (6)*

Aflora en el centro-sur del Macizo de Campofrío, entre las localidades de Campofrío y Ventas de Arriba, en la hoja de Nerva, así como en el NO de la Hoja de El Castillo de las Guardas y en el vértice nororiental de la Hoja de Sanlúcar la Mayor, en el paraje conocido como Cortijo de Peñalosa-Casas de Tejada Vieja (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999; Lillo *et al.*, 1999).

Los contactos y relaciones que presentan con las rocas plutónicas (granitoides y rocas básicas, así como la zona de mezcla de magmas) en las hojas de Nerva y El Castillo de las Guardas, son graduales, mientras muestra contactos intrusivos sobre metasedimentos del Grupo P-Q, sobre los que desarrolla un metamorfismo de contacto de grado bajo, en una banda muy estrecha y que sólo produce una recrystalización de los minerales y fábricas que presenta la roca, conservándose las texturas sedimentarias.

En campo, la roca tiene un color gris claro, con un tamaño de grano medio y muy rico en minerales máficos. Pueden observarse cristales de cuarzo con hábito subidiomorfo a idiomorfo, que muestran secciones hexagonales. Los minerales máficos (biotita, anfíbol) son muy abundantes y tienden a presentarse en agregados de 1 a 4 mm. Contiene abundantes enclaves microgranudos, indicando zonas de mezcla.

Al microscopio, las texturas que pueden observarse son holocristalina, inequigranular de grano medio, hipidiomorfa. Están constituidas principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón y allanita (Díez Montes, 1999).

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, siendo los anhedrales de carácter intersticial, con formas irregulares, mientras que los cristales de hábito subhedral tienen formas redondeadas o bien con caras cristalinas bien desarrolladas con golfos de corrosión. La plagioclasa (oligoclasa) se encuentra en cristales de hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica. Los cristales pueden encontrarse de forma individual o bien en agregados, asemejando crecimientos en sinneusis. El feldespato potásico es intersticial. El clinofanfíbol es hornblenda, con hábito anhedral a subhedral. Los cristales tienden a presentarse en agregados. Algunos cristales se encuentran orlados por biotita. Contiene inclusiones de minerales opacos, apatito acicular, circón y con frecuencia cristales de allanita. La biotita puede presentarse en cristales aislados, en agregados de 2 a 4 cristales, o bien asociada a los agregados de anfíbol. Tiene un hábito anhedral a subhedral.

El apatito puede observarse con hábito prismático y acicular, encontrándose como inclusiones en los minerales principales. El circón se encuentra, principalmente como inclusiones en la biotita y en la hornblenda. La allanita se encuentra en cristales aislados, de gran tamaño, asociada a la hornblenda, en la cual puede estar incluida de forma parcial.

3.4.1.1.7.- *Granodiorita de Santa Eulalia (7)*

Se trata de un pequeño plutón, de aproximadamente 3 Km², que aflora en la esquina NO de la Hoja de Nerva. Tiene una forma elipsoidal, con unas dimensiones máximas de 3 Km de largo por 1 Km de ancho y da lugar a una depresión morfológica.

Hacia el Norte presenta un contacto intrusivo sobre materiales metamórficos pertenecientes a la Formación Gafo, mientras hacia el Sur el contacto es mecánico mediante una falla inversa que produce el levantamiento del bloque S, compuesto por materiales metamórficos del Grupo P-Q y de la Formación Gafo (Matas *et al.*, 1999).

Las características más destacables a escala de afloramiento son: la roca en fresco presenta un color gris claro, con un tamaño de grano medio, homogéneo a escala de afloramiento, muy rico en minerales máficos (biotita y anfíbol).

El cuarzo se presenta en cristales subidiomorfos, de carácter subvolcánico, de 1-3 mm. La biotita puede encontrarse con secciones hexagonales, fina, de 1-3 mm. El anfíbol parece presentarse en agregados policristalinos, a veces junto con la biotita. La plagioclasa marca la textura más característica, ya que se encuentra en cristales idiomorfos, de 4-7 mm, de color blanquecino que resaltan sobre el resto de la mesostasis, también puede observarse zonaciones concéntricas.

Los enclaves microgranudos son muy abundantes, presentan formas redondeadas, con un tamaño que varía desde milimétrico a decimétrico, siendo raro los que superan los 30 cm. A escala de afloramiento presentan un contacto neto, a veces remarcado por un aumento del contenido en máficos. En su interior pueden identificarse pequeños fenocristales de plagioclasa. En general, muestran una composición cuarzo-diorítica a tonalítica.

Al microscopio muestra texturas, holocristalina, equigranular de grano medio, hipidiomorfa. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y hornblenda. Los minerales accesorios son opacos (pirita, ilmenita), circón y apatito.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, con formas redondeadas o bien con caras cristalinas bien desarrolladas que puede mostrar golfos de corrosión. En general, presenta una gran abundancia de inclusiones de plagioclasa. Cuando estos cristales se encuentran en contacto con el feldespato potásico de la mesostasis, desarrollan texturas micrográficas (granofíricas). Se pueden diferenciar dos tipos de plagioclasa, atendiendo a sus características texturales. Un primer tipo de plagioclasa tiene un tamaño de grano fino y se encuentra como inclusión en los cristales de cuarzo. Tiene hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética. El segundo tipo de plagioclasa se encuentra en cristales de grano medio a grueso, a veces desarrolla fenocristales. Tiene un hábito subhedral a euhedral, y los cristales pueden mostrarse individuales o bien en agregados, a veces con desarrollo de crecimientos en *sinneusis*. Presenta macla polisintética con zonación concéntrica. El feldespato potásico es muy escaso y sólo se encuentra dentro de la mesostasis desarrollando intercrecimientos micrográficos con el cuarzo. El clinofanfíbol es hornblenda verde. Puede presentarse en cristales aislados o en agregados, con un hábito anhedral a subhedral. Presenta procesos de alteración en los bordes hacia un anfíbol fibroso del grupo de la actinolita-tremolita o bien se altera o un agregado de clorita junto con epidota. La biotita es muy escasa, en general tiende a presentarse en cristales pequeños, aislados y con importantes procesos de cloritización.

3.4.1.1.8.- Tonalitas del Puerto de la Encina y Paymogo y Tonalitas anfibólicas microporfídicas (8).

Se encuentran en el sector NO de la Hoja intruyendo en los materiales de la Fm Gafo y del CVS.

En la hoja de Nerva a escala 1:50.000, se encuentran en su extremo N afectadas por una cizalla cabalgante relacionada con la que sirve de contacto entre la Unidad de la Fm. Pulo do Lobo y la de la Fm. Gafo. Los contactos con los metasedimentos de la Fm. Gafo, en esta hoja, son paralelos a la foliación principal, a menudo filonítica (S_2) (Matas *et al.*, 1999).

En campo, esta roca aflora muy mal, debido a la fuerte alteración que tiene, dando lugar, a menudo, a un suelo arenoso de color blanquecino. Resalta la gran abundancia de minerales máficos. La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos, de 1-4 mm, el cuarzo es subidiomorfo con 1-3 mm. Los minerales máficos (anfíbol +biotita) se presenta en agregados de 3-7 mm, con un gran número de cristales (Contreras *et al.*, 1999b). Puede observarse, como tiene una gran cantidad de enclaves microgranudos, con un tamaño muy variable, desde centimétricos a decimétricos (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b).

Las texturas que pueden observarse en lámina delgada son holocristalina, inequigranular de grano medio, hipidiomorfa (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b).

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita. Como minerales accesorios se encuentran feldespato potásico, opacos, circón, apatito, prehnita (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b).

El cuarzo se presenta en cristales de gran tamaño, con hábito subhedral, mostrando caras cristalinas bien desarrolladas. Lo más característico de estos cristales de cuarzo es su carácter poiquilítico, englobando a cristales euhedrales de plagioclasa. También se encuentra en cristales de menor tamaño y con carácter intersticial (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b). La plagioclasa se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral. Muestra una fuerte retrogradación, en especial hacia la parte central de los cristales. En algunos cristales aún puede identificarse un maclado polisintético con zonación concéntrica (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b). El clinanfíbol es hornblenda verde. Puede presentarse en cristales aislados o en agregados, con hábito anhedral a subhedral. Algunos cristales muestran procesos de retrogradación hacia un anfíbol fibroso actinolítico, proceso que se desarrolla principalmente hacia la parte externa de los cristales (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b). La biotita puede presentarse en cristales aislados o bien en pequeños agregados. Los cristales tienen hábito anhedral a subhedral y se encuentran, casi por completo, retrogradados a clorita (Matas *et al.*, 1999; Contreras *et al.*, 1999b). El feldespato potásico es accesorio y se encuentra con carácter intersticial.

En el sector nororiental de la ZSP, al O del Embalse de Zufre, formando una pequeña depresión geomorfológica, por donde pasa el Arroyo del Rey, se encuentran unas tonalitas anfibólicas microporfídicas. Cartográficamente tiene una forma elipsoidal, con unas dimensiones de 1,5 x 0,5 km.

En campo se observa como esta roca tiene un carácter intrusivo sobre las rocas que la rodean. En su parte más oriental se han observado enclaves de diverso tamaño, incluso de escala métrica de la brecha volcánica, que aflora en la parte occidental de Sierra Vicaria.

Presenta una mesostasis con un color verde claro y tamaño de grano fino, en la cual pueden observarse cristales de plagioclasa subidiomorfos (1-2 mm). Sobre esta mesostasis resaltan los fenocristales de anfíbol, subidiomorfos, que pueden encontrarse en cristales aislados o bien en agregados con formas en cruz o radiales (Díez Montes *et al.*, 1999).

Las texturas que pueden observarse en lámina delgada son holocristalina, inequigranular de grano medio-fino a medio, hipidiomorfa, porfídica.

El carácter porfídico viene marcado por fenocristales de clinopiroxeno, plagioclasa y a veces clorita (biotita totalmente cloritizada). La mesostasis está formada por un agregado fino a fino-medio de cuarzo y plagioclasa, principalmente, junto con clorita. El cuarzo se presenta en cristales con formas poligonales, con bordes rectos, puntos triples de unión, o también, con hábito subhedral con golfos de corrosión. Contiene gran cantidad de minerales del grupo de la epidota (epidota, clinozoisita, zoisita), procedentes de la retrogradación de minerales cálcicos.

Como minerales accesorios se encuentran opacos, epidota-clinozoisita, circón, xenotima, apatito prismático (Díez Montes *et al.*, 1999).

Se encuentra afectada de forma bastante intensa por el metamorfismo de grado muy bajo, que afecta principalmente a los cristales de plagioclasa y biotita, dando lugar a la formación de minerales del grupo de la epidota, especialmente epidota y clinozoisita. Esto induce a pensar a Díez Montes *et al.* (1999) que esta roca podría estar asociada a materiales de origen subvolcánico de la Faja Pirítica Ibérica, o bien ser una intrusión muy temprana del Batolito de la Sierra Norte.

Los fenocristales de clinoanfíbol, son hornblendas de color verde que muestran un hábito anhedral a subhedral, muy ricos en inclusiones de opacos y plagioclasas. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, a veces muy euhedrales. A veces se reconoce un maclado polisintético (Díez Montes *et al.*, 1999). Se pueden observar fenocristales compuestos por clorita, junto con epidota (a veces de gran tamaño) y esfena entre los planos de exfoliación, que podrían proceder de la retrogradación de biotita. Asociado a estos cristales se encuentran grandes cristales de apatito prismático (Díez Montes *et al.*, 1999).

3.4.1.1.9.- Ortogneis de Gil-Márquez (9)

Ha sido estudiado por diversos autores (Bard, 1969; Apalategui *et al.*, 1983, 1984; Giese *et al.*, 1991; Kramm *et al.*, 1991; De la Rosa, 1992; Castro *et al.*, 1995; Fernández *et al.*, 1997; De la Rosa *et al.*, 1999, 2002).

Se trata de un granitoide de grano medio a grueso, fuertemente foliado, constituido principalmente por granitos biotíticos y granodioritas, de unos pocos kilómetros de longitud, situado en el núcleo de una antiforma de tercera fase (Antiforma de Los Ciries), en la que aparecen ortoanfíbolitas (esquistos verdes) y rodeado por materiales del "Pulo do Lobo", produciendo amplio metamorfismo de contacto sobre ambos tipos de rocas. Incluye pequeños cuerpos elongados de composición tonalítica a gabroica (Castro *et al.*, 1995). Estos pequeños cuerpos compuestos de tamaño métrico a hectométrico muestran tres tipos principales de rocas: granodioritas biotíticas, tonalitas biotítico-hornbléndicas y cuarzdioritas hornbléndicas, todas ellas foliadas.

Es de carácter claramente intrusivo sobre los esquistos anfibólicos de Los Ciries, pudiendo observarse en la carretera de Cortegana a Gíl Márquez como, tanto el contacto del Ortogneis de Gíl Márquez, como un dique metagranítico y venas de cuarzo con el relacionados, cortan oblicuamente a la foliación principal de los esquistos anfibólicos, estando a su vez afectados por una foliación que es plano axial de pliegues que doblan a la S_p de los esquistos anfibólicos.

Ha sido identificado por Castro *et al.* (1995) como un conducto magmático enraizado en profundidad (*deep-seated*) en el cual ocurrieron complejos procesos de inyección y mezcla de magmas repetidamente en el tiempo. Estos autores consideran los distintos tipos de rocas del complejo de Gil Márquez como el resultado de la interacción entre dos tipos de magmas: uno básico cuarzodiorítico y otro félsico, granítico.

Está constituido principalmente por: Cuarzo, plagioclasas (albita), y feldespato potásico (microclina), y en proporciones accesorias por: Biotita, sericita, clorita, circón y apatito (Apalategui *et al.*, 1983, 1984). Muestra fenoclastos de cuarzo con extinción ondulante y feldespato potásico, en una matriz de cuarzo con textura en mortero y minerales filíticos que rodean a los fenoclastos (Apalategui *et al.*, 1983, 1984).

Las cuarzodioritas de estos cuerpos compuestos son rocas de grano medio, constituidas principalmente por hornblenda, plagioclasa, biotita y cuarzo; y en proporciones accesorias esfena, feldespato potásico, apatito y opacos. La plagioclasa suele tener un núcleo *spongy* de An_{40-33} y un borde oscilatorio de An_{30-22} . La hornblenda suele aparecer en granos euhedrales normalmente zonados y también como agregados policristalinos con biotita. El cuarzo es siempre intersticial (Castro *et al.*, 1995).

Las tonalitas de los cuerpos compuestos son rocas muy heterogéneas de grano medio a fino, porfídicas que contienen cristales de plagioclasa y feldespato potásico, de hasta 2 cm en una matriz oscura constituida por anfíbol y plagioclasa. Están intensamente deformadas y elongadas definiendo la foliación de la roca. Localmente abundan los xenocristales de cuarzo con corona de anfíbol (Castro *et al.*, 1995).

Las granodioritas de estos cuerpos, son de grano grueso, heterogéneas e intensamente foliadas. Tiene bandas ricas en biotita y numerosos enclaves tonalíticos. Están compuestas fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa (a veces con superficies de reabsorción), feldespato potásico y biotita, y en proporciones accesorias hornblenda (euhedral, zonada), apatito, esfena, circón y opacos (Castro *et al.*, 1995).

Produce metamorfismo de contacto con aparición de moscovita, biotita, andalucita y sillimanita; esta última solo en las zonas más internas de la aureola.

Este intrusivo es intercinemático; posterior a la primera fase varisca, como se ha descrito antes, y anterior o simultáneo con la segunda (Apalategui *et al.*, 1983, 1984; Giese *et al.*, 1993).

Ha sido datado mediante Rb/Sr en 330 Ma por Giese *et al.* (1993) y mediante U/Pb en circones, oscilando su edad entre 328 ± 2 Ma (Kramm *et al.*, 1991), 353 ± 14 Ma (De la Rosa *et al.*, 1999) y 359 Ma (De la Rosa *et al.*, 2002).

3.4.1.1.10.- Monzogranitos de Gil Márquez y Las Peñas (10)

Forman parte de un macizo que se extiende por el S de la hoja de Aracena, al E del Ortogneis de Gil Márquez, por el SO de la de Santa Olalla de Cala y por el N de la de Nerva y NO de la de El Castillo de las Guardas, así como del Plutón de Las Peñas (hoja de Aroche).

El cuerpo mayor define una banda de dirección E-O, y presenta contactos intrusivos sobre los metasedimentos de las formaciones Pulo do Lobo y Ribeira de Lima, y contactos de intrusión simultánea con las rocas básicas (gabros y dioritas). El cuerpo menor (Plutón de Las Peñas) se sitúa en la hoja de Aroche, y cubre una superficie de aproximadamente 5 km², produciendo una aureola de metamorfismo de contacto en facies corneanas hornbléndicas o parte alta de corneanas albíta-epidota, de unos 250 m. de anchura (Apalategui *et al.*, 1983).

Esta banda de granitoides se ha separado de la que aflora más al Sur (granitoides de tendencia trondhjemítica), por el hecho de presentar tanto a escala macroscópica como microscópica una serie de características distintas, que en general se traducen en un carácter más plutónico y con una textura granuda (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999).

En campo este granitoide aflora en bolos redondeados de tamaño métrico y está constituido por un monzogranito de grano medio, biotítico. La mesostasis presenta una textura granuda, con un tamaño de grano medio (2-5 mm), en fresco presenta tonalidades rosadas. El cuarzo se presenta en cristales de 1-3 mm, con secciones xenomorfa a redondeadas. La biotita tiende a presentarse en cristales aislados, fina, con secciones hexagonales de 1-3 mm. De forma puntual puede observarse otra biotita de mayor tamaño (4-5 mm), que resalta de la mesostasis. Los feldespatos (plagioclasa) se presentan en cristales idiomorfos, de 1-4 mm, con un color rosado, dando dicha tonalidad a la roca (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999).

Dentro de este granitoide pueden observarse cavidades microlíticas y son frecuentes los enclaves microgranudos, que presentan formas redondeadas, con una matriz de color negro y fenocristales idiomorfos de plagioclasa (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999).

En las zonas de contacto con las rocas básicas muestra relaciones de intrusión simultánea entre ambas rocas (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999).

Al microscopio muestran una textura holocristalina, inequigranular, de grano medio, generalmente hipidiomorfa y a veces alotriomorfa.

Como componentes principales contiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas (albita-oligoclasa) y biotita (parcialmente cloritizada), habiéndose citado también anfíbol en el plutón de Las Peñas (Apalategui *et al.*, 1983), y en proporciones accesorias: opacos, apatito, circón, turmalina y allanita (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999); habiéndose citado también la presencia de rutilo (Apalategui *et al.*, 1984) y en el plutón de Los Ciries moscovita (Apalategui *et al.*, 1983).

El cuarzo se presenta en monocristales de hábito anhedral, o bien como subgranos con límites irregulares y extinción ondulante. Ocasionalmente se observan monocristales de cuarzo de hábito subhedral, con caras cristalinas bien desarrolladas, con extinción normal. En general, tienen inclusiones de biotitas, de tamaño fino y de hábito euhedral (Díez Montes *et al.*, 1999;

Matas *et al.*, 1999). El feldespato potásico puede presentarse en cristales con un tamaño de grano medio (2-4 mm), o bien como fenocristales. Tiene hábito anhedral, a veces subhedral, con macla de *Carlsbad* y son muy pertíticos, de tipo *film* y *vein*. Contiene inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, todos ellos con hábito subhedral, y esporádicamente circones bipiramidales. A veces se desarrollan texturas mirmequíticas en el contacto entre cristales de plagioclasa y feldespato potásico, y tienen formas lobuladas hacia el interior de los cristales de este último (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999). En el macizo de Las Peñas existen intercrecimientos gráficos de cuarzo-feldespato potásico (Apalategui *et al.*, 1983). La plagioclasa (albita-oligoclasa ácida) tiende a presentarse en agregados, donde los cristales tienen hábito anhedral a subhedral, con macla polisintética. Algunos cristales muestran una ligera zonación concéntrica. Se observa también el desarrollo de una plagioclasa intergranular, policristalina, entre los cristales de feldespato potásico (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999). La biotita puede presentarse en cristales aislados, o bien en agregados. Tiene hábito anhedral a subhedral. Contiene inclusiones de opacos, apatito acicular y circón. Este último mineral desarrolla halos pleocroicos. En los agregados de mayor número de cristales, suele llevar asociado gran cantidad de minerales opacos y apatito prismático (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999).

La allanita se presenta en cristales aislados, de hábito subhedral, bastante retrogradada hacia otros minerales del grupo de la epidota. La turmalina se presenta en agregados, de grano fino, con cristales anhedrales y con un pleocroismo que varía desde verde oscuro a verde claro (Díez Montes *et al.*, 1999; Matas *et al.*, 1999).

3.4.1.1.11.- *Pórfidos graníticos de Gil Márquez (11)*

Afloran en el S de la hoja de Aracena en relación con los monzogranitos, entre la Dehesa de Montecandiles y Sierra Morales. Han sido estudiados por diversos autores, como Bard (1969), Gutiérrez Elorza (1970) y Apalategui *et al.* (1984). Son claramente posteriores a las rocas graníticas, según Apalategui *et al.* (1984).

Al microscópico muestran una textura porfídica, holocristalina y/o granuda. Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas (oligoclasa-andesina), y en proporciones accesorias por apatito, rutilo, circón, opacos y moscovita (Apalategui *et al.*, 1984).

Los fenocristales de cuarzo presentan con frecuencia formas redondeadas, debidas a fenómenos de corrosión magmática.

Es frecuente la aparición de piritita en cristales idiomorfos y otros sulfuros no reconocibles.

Según Apalategui *et al.* (1984), el ortogneis de Gil Márquez, los monzogranitos, los pórfidos graníticos, así como algunas rocas ígneas básicas, constituyen un complejo ígneo que fue denominado Complejo de Escalada por Gutiérrez Elorza (1970).

3.4.1.2. Rocas plutónicas tardivariscas

Se trata de tres macizos circunscritos de granitos a monzogranitos (El Berrocal, Crispinejo y Navahonda), constituidos principalmente por feldespato potásico, cuarzo,

plagioclasa y biotita; y en proporciones accesorias por granate, cordierita, moscovita y minerales opacos (De la Rosa *et al.*, 1993).

Son intrusivos sobre los granitoides trondhjemíticos y cortan a pliegues de los materiales del CVS, produciendo metamorfismo de contacto sobre ellos (Díez Montes y Bellido, 2008).

3.4.1.2.1.- *Granitos de grano medio-grueso, biotíticos, a veces porfídicos ± cordierita ± granate (Granitos de El Crispinejo, Navahonda y El Berrocal) (12)*

El **Granito de El Crispinejo** Se sitúa al NO de la localidad de Minas del Castillo de las Guardas y ha sido primeramente cartografiado y caracterizado por Díez Montes *et al.* (1999).

En fresco, la roca presenta un color gris claro a blanquecino, con un tamaño de grano medio-grueso (5-7 mm), hacia el S, a medio (2-5 mm), hacia el N. El cuarzo que forma parte de la mesostasis tiene un tamaño de grano medio, xenomorfo a subidiomorfo, en este último hábito puede observarse golfos de corrosión. Puede observarse otro tipo de cuarzo de gran tamaño, (7-10 mm) con formas redondeadas, que resaltan en la mesostasis (Díez Montes *et al.*, 1999). La biotita puede encontrarse en cristales individuales de 1-2 mm, fina, subidiomorfa, con secciones hexagonales o bien forma pequeños agregados. También pueden observarse grandes placas, finas de biotita, con un tamaño de 5-7 mm. El carácter porfídico viene marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, que se encuentran aislados, con una separación entre cristales de 10-20 cm, con formas tabulares y con un tamaño de 2-4 cm x 1 cm.

Al microscopio muestra una textura holocristalina, inequigranular de grano medio-grueso, hipidiomorfa. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, circón, xenotima, apatito, cordierita y turmalina.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, estos últimos con formas redondeadas, a veces con caras cristalinas bien desarrolladas. Tiene inclusiones de biotita y plagioclasa. También se encuentra cuarzo como inclusión en el feldespato potásico. El feldespato potásico se presenta en cristales de hábito subhedral, con caras cristalinas bien desarrolladas, con maclas de microclina y de Carlsbad, es muy peritítico de tipo *film* y *vein*. Son muy ricos en inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa, que tienden a disponerse de forma paralela a los bordes del cristal. Cuando los cristales de feldespato potásico se encuentran juntos, puede observarse una plagioclasa intergranular, policristalina, que puede llegar a ser muy abundante. Se puede diferenciar otro tipo de feldespato potásico, de carácter intersticial y con macla de microclina. La plagioclasa (oligoclasa-albita) puede presentarse en cristales aislados o en agregados, donde puede presentar crecimientos en *sinneusis*. Los cristales tienen hábito subhedral, con macla polisintética y pueden mostrar una ligera zonación concéntrica normal. La biotita tiende a presentarse en agregados de 3 a 6 cristales, aunque también puede observarse en pequeños cristales aislados. En general, tiene hábito subhedral, con secciones listonadas a prismáticas. Tiene inclusiones de minerales opacos, xenotima, y sobre todo de circones, estos dos últimos minerales desarrollan halos metamórficos pleocroicos. La moscovita se encuentra en cristales de hábito anhedral y puede estar formando parte de la

mesostasis o bien forma parte de los procesos de retrogradación y transformación de minerales principales esencialmente feldespato potásico y biotita.

La cordierita se presenta en cristales de hábito subhedral a veces euhedral. En general, se encuentra muy retrogradada, aunque pueden observarse cristales frescos, sin procesos de alteración. Cuando se encuentra retrogradada, pasa a pinnita o bien a un agregado de micas (moscovita + biotita + clorita) o a una combinación de ambas cosas (Díez Montes *et al.*, 1999). El circón se presenta principalmente como inclusión en la biotita, en cristales de gran tamaño, con hábito euhedral, algunos de ellos bipiramidales, donde pueden observarse zonados concéntricos. La xenotima se encuentra en cristales aislados euhedrales, y como inclusión en la biotita. La turmalina se encuentra en cristales de hábito anhedral, con un fuerte pleocroismo, desde verde oliva oscuro a verde claro.

La diferenciación de este cuerpo dentro del BSN tiene una gran importancia, ya que hasta ahora nunca se ha citado la presencia de cordierita dentro de los granitoides del mismo, salvo en proporciones accesorias en el Granito de El Berrocal (Eguíluz *et al.*, en prensa). Este granitoide podría asociarse a un evento de intrusiones plutónicas tardías sobre el BSN, y que se encuentra bien reflejada en la parte oriental, dentro de las Hojas de Castilblanco de los Arroyos y Almadén de la Plata.

La única masa cartografiada del **granito de Navahonda** se encuentra formando un macizo pequeño, situado al NO de Castilblanco de los Arroyos. En su mayoría presenta contactos intrusivos sobre los metasedimentos de la Unidad de Las Pajanosas, y hacia el Sur presenta contacto de intrusión sobre las rocas básicas.

Está constituido por un granitoide de aspecto leucocrático, con un tamaño de grano medio y biotítico. Su composición modal varía desde granito a monzogranito, y se caracteriza por tener granate (< 3%) y cordierita. Esta variación en la composición queda reflejada en el campo por la presencia de un monzogranito leucocrático y un granito biotítico, los cuales muestran contactos marcados por *schlieren* biotíticos, con un trazado muy irregular.

Dentro de la facies más biotítica se observan enclaves microgranudos y, sobre todo, enclaves de corneanas biotíticas con un tamaño que varía entre 2 y 10 cm. El límite de los enclaves se encuentra enriquecido en biotita, y se encuentran alineados según estructuras de flujo.

Al microscopio, se observan texturas, holocristalina, hipidiomorfa, con un tamaño de grano medio.

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios hay opacos, apatito, circón, granate, cordierita y moscovita.

El cuarzo se presenta en cristales de hábito subhedral, con formas redondeadas, monocristalinas y pueden tener golfos de corrosión. Se puede diferenciar otro tipo de cuarzo intersticial, con hábito anhedral. La plagioclasa forma cristales de hábito subhedral, con macla polisintética y zonado concéntrico normal, con núcleos de Oligoclasa y bordes de Albita. También se observan cristales de plagioclasa con macla polisintética sin zonar y con una

composición de Oligoclasa. El feldespato potásico es de hábito anhedral, con macla de microclina y es pertítico. Puede presentar carácter intersticial o bien en cristales que incluyen a cuarzo, plagioclasa y biotita. La biotita se presenta en cristales aislados o en agregados, tiene hábito anhedral a subhedral e inclusiones de opacos y de circón, estos últimos desarrollan halos pleocroicos.

El granate se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, o con formas redondeadas con un tamaño de grano medio. Puede presentar intercrecimientos con cuarzo o bien se encuentra incluido en el feldespato potásico o asociado a cristales de biotita. La cordierita es de hábito subhedral, con un tamaño de grano medio y siempre se encuentra alterada a pinnita. La moscovita se encuentra asociada al feldespato potásico, y posiblemente sea un producto de reacción *subsólidos*.

El **Granito de El Berrocal** ha sido estudiado por diversos autores (Simancas, 1981; Eguíluz *et al.*, en prensa). Está situado al SE de Almadén de la Plata, tiene una forma elíptica y está constituido en su facies común por un granito-monzogranito biotítico, con un tamaño de grano que varía de medio-grueso a grueso (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En su parte Sur y Oeste, el granitoide intruye en materiales del Devónico superior del Grupo P-Q y de la Fm Gafo, dando lugar a un débil metamorfismo de contacto. Hacia el Norte y el Este, el granitoide se encuentra recubierto por materiales del Pérmico de la cuenca del Viar, conglomerados y basaltos principalmente.

A escala de afloramiento se pueden observar, principalmente, tres facies, no cartografiadas. Hacia el Oeste se encuentra la facies común y está formada por un granitoide de grano medio-grueso a grueso, biotítico, con textura hipidiomorfa, siendo los fenocristales de feldespato potásico muy escasos y se encuentran aislados. Es hacia esta parte del macizo donde el granate es más abundante. Hacia el E, el granitoide presenta carácter porfídico, debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico. Por último, hacia la parte central se observan masas aisladas de un leucogranito de grano medio, poco biotítico, y que se destaca por tener una gran abundancia de cavidades miarolíticas. El contacto entre ambas facies es muy gradual, siendo la única diferencia, el aumento en fenocristales de feldespato potásico. En cambio, la facies leucocrática muestra afloramientos tableados sobre ambas facies, dando lugar a bolos pequeños, con formas angulosas (Eguíluz *et al.*, en prensa).

A continuación se describen las características petrográficas de las dos facies principales, ya que son las mismas, siendo la única diferencia el contenido en fenocristales de feldespato potásico.

Las texturas que presentan son holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso, hipidiomorfa, porfídica.

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Como minerales accesorios se encuentran opacos, apatito, circón, granate, turmalina y cordierita.

El cuarzo tiene hábito anhedral a subhedral, estos últimos muestran golfos de corrosión, así como texturas micrográficas con el feldespato potásico. La plagioclasa, de composición oligoclásica (Simancas, 1981), muestra hábito subhedral, con macla polisintética y

zonación concéntrica normal. Algunos cristales muestran un tamaño de 1 mm, con hábito subhedral-prismático, que da junto con el feldespato potásico, el carácter microporfídico a la roca. Como inclusiones tiene cuarzo, biotita. El feldespato potásico muestra hábito anhedral a subhedral con macla de microclina y con pertitas. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa, que a su vez tienen hábito subhedral a euhedral. La biotita muestra hábito subhedral, y tiende a presentarse en agregados de varios cristales. Las inclusiones son de minerales opacos, apatito acicular y circón, que desarrolla halos metamórficos y pleocroicos. En algunas biotitas se observan granates, dispuestos paralelamente a las líneas de exfoliación.

El granate muestra hábito anhedral a subhedral, con un tamaño que puede alcanzar los 5 mm y con textura poiquilítica, incluyendo a cuarzo y biotita. Dos análisis de este mineral realizados con microsonda han mostrado una composición media de 3% de Piropo, 80,4% de almandino, 14,26% de espesartina y 2,32% de grosularia (Simancas, 1981). Los datos de Hsu (1968) para los términos de almandino y espesartina indican que una solución sólida de estos en los porcentajes indicados, puede ser estable en condiciones de P y T propias de los últimos momentos de solidificación de un granito de escasa profundidad de intrusión (Simancas, 1981). La turmalina tiene hábito subhedral y un pleocroismo fuerte. El apatito muestra hábito acicular y siempre se encuentra como inclusión en los minerales principales.

Este macizo granítico ha sido datado mediante el método de Rb/Sr por Quesada *et al.* (1989) en 300±6 Ma.

3.4.2. Zona de Ossa-Morena

3.4.2.1. Stock de Santa Olalla del Cala, Plutón tonalítico del Puerto (20, 21)

El **stock de Santa Olalla de Cala** tiene una forma semicircular con una pequeña apófisis en el NO, y aflora en el sector NE de la hoja. Intruye principalmente sobre rocas del complejo volcánico de Bodonal-Cala, del tramo carbonatado y de la Alternancia de Cumbres del Cámbrico inferior, sobre las que produce una intensa aureola de metamorfismo de contacto de más de 2 km de anchura y numerosos procesos de skarnificación (Apalategui *et al.*, 1990). La intensidad de la aureola de contacto va desde la facies de los esquistos verdes hasta la de las corneanas piroxénicas en las zonas más internas, donde se alcanza la migmatización y fusión parcial de las rocas pelíticas (Eguíluz *et al.*, 1989). Junto con el stock de Aguablanca (que será descrito después), constituye el Complejo Plutónico de Santa Olalla de Cala (Apalategui *et al.*, 1990).

Por el S está cortado por una falla de desgarre sinistra ENE-OSO, denominada Falla de Zufre (Eguíluz *et al.*, 1989, Apalategui *et al.*, 1990).

Ha sido estudiado por diversos autores, entre los que cabe destacar a Vázquez Guzmán (1970), Velasco (1976), Casquet (1980), Eguíluz *et al.* (1989), Apalategui *et al.* (1990), Casquet *et al.* (2001), Romeo (2006), Romeo *et al.* (2006a y b) y Tornos *et al.* (2006), entre otros.

Se han diferenciado dos facies; la mayoritaria constituida por tonalitas y en menor proporción granodioritas (20) y una minoritaria situada en el borde oriental del complejo de Santa Olalla de Cala y constituida por dioritas (21). El contacto entre ambas facies es gradual

(Romeo, 2006). No obstante este último autor cita la existencia de un pequeño cuerpo de monzogranitos en el límite S, no representado a la escala del mapa.

La **facies de tonalitas y granodioritas (20)** está constituida por rocas granudas, heterogranulares de grano medio a grueso, de tonos grisáceos. En muestra de mano se reconocen cristales alotriomórficos de cuarzo, biotita y anfíbol, y abundantes cristales idiomórficos y subidiomórficos de plagioclasa. Localmente presentan cantidades accesorias de granate, sulfuros y esfena (Salman, 2002 en Romeo, 2006). Hacia el NO aparece una apófisis máfica llamada La Sultana (Apalategui *et al.*, 1990b), compuesta por tonalitas y cuarzodioritas hornbléndico-biotíticas.

Al microscopio muestran una textura granular, hipidiomorfa y están constituidas principalmente por plagioclasa (andesina-oligoclasa cálcica), biotita (flogopita), anfíbol verde (magnesihornblenda), cuarzo y en muy escasa proporción feldespato potásico. En proporciones accesorias contienen piroxeno (incluido en anfíbol uralítico), feldespato potásico, circón, esfena, apatito, allanita, minerales opacos, rutilo, y moscovita (Eguíluz *et al.*, 1989; Apalategui *et al.*, 1990; Salman, 2002).

La plagioclasa suele ser idiomorfa con maclado polisintético y a menudo zonada. Se observan agregados en *sinneusis* (Eguíluz *et al.*, 1989; Apalategui *et al.*, 1990). El feldespato potásico es siempre una fase intersticial de cristalización muy tardía (Eguíluz *et al.*, 1989). El anfíbol suele transformarse en biotita y el piroxeno en anfíbol (Apalategui *et al.*, 1990).

Se observan enclaves microgranudos con una foliación interna paralela a la foliación general. Son de grano fino y mineralogía similar a la del encajante, si bien más ricos en biotita y anfíbol (Apalategui *et al.*, 1990).

La **facies de dioritas (21)** está constituida por rocas de grano medio a fino de tonos gris a gris oscuro, dioríticas y cuarzodioríticas, que muestran facies de acumulados ricos en plagioclasas, orientadas paralelamente y proporciones variables de máficos. El límite con la facies tonalítica mayoritaria es gradual (Eguíluz *et al.*, 1989).

Están constituidas principalmente por plagioclasa, biotita, anfíbol, clinopiroxeno y cuarzo y, en proporciones accesorias opacos, apatito, circón y esfena (Eguíluz *et al.*, 1989, en prensa).

La plagioclasa es idiomorfa, algo más cálcica (An_{30-40}). El anfíbol (hornblenda) es igual o más abundante que la biotita y el piroxeno suele estar presente, incluido en anfíbol o en plagioclasa (Eguíluz *et al.*, 1989, en prensa).

Los **monzogranitos** también presentan una textura holocristalina, heterogranular, con tamaño de grano fino a medio. Los minerales mayoritarios son cuarzo, plagioclasa (An_{3-7}), feldespato potásico, cordierita y escasos minerales melanocráticos (biotita, epidota, piroxeno y anfíbol). Los minerales accesorios son apatito, circón, titanita, epidota, allanita y óxidos de Fe (Romeo, 2006).

El Complejo Plutónico de Santa Olalla fue completamente deformado en estado magmático, y no se han encontrado evidencias significativas de deformación sub-solidus. El

mapa de foliaciones magmáticas revela la existencia de dos dominios estructurales diferentes: un sector NE orientado paralelamente al eje mayor del stock, donde la foliación lleva una dirección NO-SE y buzamientos subverticales y un sector SO, donde las foliaciones predominantes son de bajo ángulo a subhorizontales (Romeo *et al.*, 2006a). Esta distribución de las foliaciones magmáticas es atribuida por Romeo *et al.* (2006a) al carácter sintectónico del emplazamiento del Complejo Plutónico de Santa Olalla con el desarrollo de la Falla de Cherneca, con deformación de cizalla sinistra asociada y componente cabalgante hacia el SO.

Desde el punto de vista petrológico se han propuesto dos hipótesis diferentes para el origen del stock de Santa Olalla:

(1) Casquet (1980), Casquet *et al.* (1998, 2001) y Salman (2002) proponen un proceso de asimilación de material cortical al mismo tiempo que se produce la cristalización fraccionada.

(2) Bateman *et al.* (1992, 1995) consideran que la generación del cuerpo principal de tonalitas tuvo lugar gracias a un proceso de hibridación de un magma de origen cortical y otro de origen mantélico a gran escala.

Existen varias dataciones del stock de Santa Olalla de Cala. Así, Montero *et al.* (2000) realizaron una datación mediante Pb-Pb Kober, de 332 ± 3 Ma, mientras que Romeo (2006), Romeo *et al.* (2006b) y Ordoñez Casado *et al.* (2008) mediante U/Pb en circones obtuvieron edades de $341,5\pm 3$ Ma (granodiorita del stock de Santa Olalla) y 341 ± 3 Ma (tonalita de la apófisis de La Sultana); y $347\pm 3,4$ Ma, respectivamente, lo que le sitúa en el Viseense, pudiendo alcanzar el Tournaisiense más alto.

El **Plutón de El Puerto**, situado en la esquina NE de la Hoja de Aroche, tiene forma subredondeada y es de composición tonalítica (20). Produce aureola de metamorfismo de contacto de unos 350 m. de anchura, cuya facies está entre las corneanas hornbléndicas y albíta-epidota (Apalategui *et al.*, 1983).

3.4.2.2. Gabros (22)

Constituyen una masa redondeada de unos 2 km² en el borde N del Stock de Santa Olalla de Cala, denominada stock de Aguablanca (Casquet, 1980), así como una masa menor en los alrededores de El Real de la Jara.

Ha sido estudiado por diversos autores, entre los que cabe destacar a Vázquez Guzmán (1970), Velasco (1976), Casquet (1980), Eguíluz *et al.* (1989), Apalategui *et al.* (1990), Casquet *et al.* (1998, 2001), Romeo (2006), Romeo *et al.* (2006a y b), Piña *et al.* (2006, 2010) y Tornos *et al.* (2001, 2006), entre otros.

Se trata de rocas de grano medio de tonos negros a grisáceos que muestran una foliación magmática débil. Muestran una composición de gabronoritas y noritas ricas en flogopita que pasan hacia el sur a dioritas (Casquet *et al.*, 1998, 2001). Contiene abundantes xenolitos de la roca caja. Existen pequeños microenclaves peralumínicos que contienen oligoclasa, biotita, espinela, cordierita, corindón, sillimanita y feldespato potásico (Tornos *et al.*, 2006).

Al microscopio es una roca granuda con textura intersertal u ofítica, constituida por orto y clinopiroxeno, anfíbol, biotita y plagioclasa, y cantidades pequeñas de cuarzo (Eguíluz *et al.*, 1989). En proporciones accesorias contiene opacos, sericita, epidota y clorita (Apalategui *et al.*, 1990).

Las gabronoritas presentan texturas de acumulado con abundante plagioclasa (An26-77), clino y ortopiroxeno, hornblenda y flogopita; mientras que los términos más dioríticos presentan plagioclasa (An 26-51), hornblenda actinolítica, flogopita y en ocasiones cuarzo y de forma accesorio apatito, opacos y circones (Casquet, 1980).

Los **piroxenos** son idiomorfos, predominando el ortopiroxeno, a veces débilmente transformado a hornblenda marrón. Localmente muestran textura glomeroporfídica. La **plagioclasa** suele ser idiomorfa e incluye abundantes cristales de piroxeno. Muestra zonado normal con núcleos de bytownita-labradorita y bordes de oligoclasa-andesina. El **anfíbol** se presenta en placas de tonos verde pálido e incluye a otros minerales. El **Olivino** es muy escaso y solamente ocurre como granos anhedrales no zonados rodeados por plagioclasa y piroxeno (Tornos *et al.*, 2006).

Estas rocas tienen carácter de acumulados piroxénico-plagioclásicos (Eguíluz *et al.*, 1989) y sobre ellas se desarrolla un endoskarn de clinopiroxeno y escapolita (Casquet, 1980).

En el borde norte del stock de Aguablanca aparece una zona de brecha magmática de tipo chimenea (de unos 250-300 m de anchura N-S y más de 600 m en dirección E-O), subvertical (buzando 70º-80ºN), que lleva asociada una importante mineralización de Ni, Cu y elementos del grupo del platino (EGP) según Romeo (2006) y Romeo *et al.* (2006a). La brecha está compuesta de cumulos máficos-ultramáficos estériles o ligeramente mineralizados empastados en una gabronorita rica en hornblenda y flogopita que contiene la mineralización diseminada y semimasiva (Romeo *et al.*, 2006a). Ha sido interpretada por algunos autores (Tornos *et al.*, 2001, 2006; Piña *et al.*, 2006;), como derivada de una cámara magmática subyacente, situada entre 12 y 19 km de profundidad, con un complejo máfico bandeado parcialmente cristalizado y emplazada a niveles someros (unos 2 km).

Un extenso skarn de granate-piroxeno ± magnetita y uno menor magnesiano fueron formados por reemplazamiento de mármol y rocas de silicatos cálcicos antes del emplazamiento final del stock de Aguablanca (Casquet y Velasco, 1978; Casquet, 1980).

Tornos *et al.* (2005, 2006) relacionan la formación del stock de Aguablanca y su mineralización asociada (así como otras de la ZOM) a la existencia de una intrusión bandeada máfica-ultramáfica en la corteza media (IRB), que fue detectada en el Perfil Sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003, 2004, Carbonell *et al.*, 2004).

El stock de Aguablanca muestra una estructura compleja dominada por una foliación vertical (Romeo *et al.*, 2006a).

Se han obtenido diversas edades para el stock de Aguablanca mediante U/Pb. Así, Romeo (2006) obtiene una edad de 338,6±0,8 Ma para diques dioríticos de este stock, mientras que Ordóñez Casado *et al.* (2008) obtienen una edad de 344±2,1 Ma para el gabro. Por otra parte, Tornos *et al.* (2004b) obtienen mediante Ar/Ar en flogopita una edad de 338±3

Ma para una muestra de gabro de la zona externa de Aguablanca y 335 ± 2 Ma para una gabronorita de la brecha mineralizada de Aguablanca. Mediante este último método Tornos y Casquet (2005) obtienen una edad de 337 ± 4 Ma para la Mineralización de Ni-Cu-PGE de Aguablanca. Estas edades sitúan su emplazamiento en el Viseense.

3.4.2.3. Granitos alcalinos Teuler y Garrote (23)

El **granito de Teuler** es un pequeño stock de algo más de 2 km^2 , situado entre las localidades de Cala y Santa Olalla, en cuyo borde meridional se encuentra la mina de Teuler (Apalategui *et al.*, 1990).

Se trata de un monzogranito biotítico de color rosáceo o blanquecino, de grano fino a medio que en los bordes, especialmente en las proximidades del Complejo Plutónico de Santa Olalla de Cala puede tener un gran número de enclaves biotíticos de grano fino (Apalategui *et al.*, 1990). Genera un skarn magnésico con un mineralización de magnetita asociada (Romeo, 2006). En muestra de mano presenta cristales alotriomórficos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita (Salman, 2002).

Al microscopio presenta textura granuda, holocristalina de grano medio a fino. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa-andesina) y biotita, mientras que moscovita, circón, apatito y opacos se encuentran en proporciones accesorias. Se encuentran además, masas de micas incoloras que parecen corresponder a cristales de cordierita alterada. Son frecuentes los intercrecimientos mirmequíticos. La plagioclasa es más cálcica en las zonas más próximas al Complejo Plutónico de Santa Olalla de Cala lo que podría ser efecto de la intrusión de este último (Apalategui *et al.*, 1990).

Existen pequeños afloramientos relacionados con el granito de Teuler, en facies subvolcánicas que muestran texturas granudas heterométricas con tendencia porfídica, con crecimientos gráficos en los bordes de algunos cristales. El cuarzo y la plagioclasa son los minerales dominantes. Moscovita y clorita, en disposición a menudo fibrosorradial, rellenan de forma intersticial los huecos entre los minerales principales (Apalategui *et al.*, 1990).

Montero *et al.* (2000) datan mediante el método de Kober (Pb/Pb) el granito de Teuler, obteniendo una edad de 348 ± 4 Ma. Por otra parte Romeo (2006) obtiene mediante la media ponderada de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, una edad de cristalización de 338 ± 2 Ma.

El **granito de Garrote** aflora en el Arroyo Helechoso, localizado al N de stock de Aguablanca. Tiene una superficie menor de 1 km^2 y presenta una geometría en forma de gota en planta (Apalategui *et al.*, 1990). Se trata de un sienogranito con hornblenda (Romeo *et al.*, 2006), que encaja en las rocas de silicatos cálcicos y tiene caracteres petrográficos semejantes a las zonas centrales de Teuler, mostrando facies porfídicas en el borde (Apalategui *et al.*, 1990).

Romeo (2006) obtuvo mediante la media ponderada de edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, una edad de cristalización de 339 ± 3 Ma.

El **granito de Cala** ha sido incluido también en este epígrafe, debido a su similitud composicional con los afloramientos de monzogranitos de Teuler y Garrote. Es una intrusión

de muy pequeño tamaño y composición monzogranítica situada 8 km al oeste del stock de Santa Olalla, y lleva asociada la mineralización de magnetita de Minas de Cala (Doetsch y Romero, 1973; Casquet y Velasco, 1978; Velasco y Amigó, 1981).

Romeo (2006) obtuvo mediante la media ponderada de edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, una edad de cristalización de 352 ± 4 Ma para este granito, lo que implicaría que su intrusión (como propone este autor) se produjo en un primer episodio anterior a la del Complejo Plutónico de Santa Olalla (incluyendo los stocks de Santa Olalla y Aguablanca).

3.4.2.4. Granodioritas y tonalitas biotítico anfibólicas de Hoya de Santa María y El Real de la Jara (24)

Afloran en el borde NE de la Hoja e intruyen en metasedimentos neoproterozoicos de las sucesiones Montemolín y Tentudía. Son las facies más extendidas del Macizo de Hoya de Santa María y las únicas representadas en el del Real de la Jara.

Estos macizos comparten características con un buen número de complejos, sitios en la antifirma de Monesterio, entre los que pueden mencionarse Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso y Brovales (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Se trata de rocas granudas (granitoides en sentido amplio) de grano medio a grueso, por lo general muy alteradas, que originan una potente cubierta edáfica. Son facies de composición granodiorítica a tonalítica con grandes cristales de biotita (Eguíluz *et al.*, en prensa). Además pueden existir facies minoritarias (aplitoideas, leucogranitos etc.) de desarrollo local.

Tienen textura granular subidiomorfa y muestran una mineralogía principal constituida por plagioclasa, anfíbol (hornblenda), biotita, cuarzo, y feldespato potásico (en los términos granodioríticos), los dos últimos intersticiales. Como accesorios se encuentran piroxeno (relicto en anfíbol), opacos, apatito, circón y esfena (Eguíluz *et al.*, en prensa).

La diferencia principal entre granodioritas y tonalitas estriba en el contenido en feldespato potásico (microclina) y en la naturaleza del ferromagnesiano, que suele ser biotita y ocasionalmente hornblenda en las granodioritas, mientras que en las tonalitas abundan hornblenda y biotita (Apalategui *et al.*, 2007).

En la vecina hoja de Puebla del Maestre (898), se han localizado dos tipos de enclaves: xenolitos métricos de la Sucesión Tentudía, en general con esquistosidad penetrativa y autolitos centimétricos de microgranitos monzoníticos constituidos por microclina poiquilítica que engloba cristales idiomorfos de hornblenda, plagioclasa y biotita (Apalategui *et al.*, 2007).

En el Macizo de La Hoya de Santa María domina una facies tonalítico anfibólica de grano medio.

Muestran una foliación magmática definida por la disposición orientada de las biotitas, a menudo con buzamientos muy débiles (Eguíluz *et al.*, en prensa).

Teniendo en cuenta la similitud de características con los macizos de Burguillos del Cerro, datado entre 335 ± 5 Ma mediante Ar/Ar en anfíbol (Dallmeyer *et al.* 1995) y 338 ± 1.5 mediante U/Pb en allanita (Casquet *et al.* 2001); Valencia del Ventoso, datado entre 339 Ma (Salman, 2002) y 349 ± 28 Ma mediante Rb/Sr (Sarrionandía, 2005); y Brovales, datado en 340 ± 7 Ma por el Método Kober (Montero *et al.*, 2000), se puede atribuir una edad a los macizos que contienen esta facies entre 335 y 340 Ma.

3.4.2.5. Granitos de grano fino a medio, de dos micas de Hoya de Santa María (25)

Afloran en el sector NE de la Hoja, en el borde de la misma, siendo su contacto con la facies granodiorítica-tonalítica gradual. Se trata de granitos de dos micas y algunos leucogranitos.

Los granitos de dos micas, muestran color gris y afloran en bolos. Están constituidos principalmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, moscovita y biotita, y en proporciones accesorias por apatito y circón (Apalategui *et al.*, 2007).

Los leucogranitos presentan una textura hipidiomórfica, equigranular, de grano fino a medio. Representan la facies más evolucionada, estando constituidos principalmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico (microclina), biotita y moscovita (Apalategui *et al.*, 2007).

3.4.2.6. Granodiorita biotítica. El Pedroso-Ventas Quemadas (26)

Se trata siempre de rocas granudas de grano grueso a muy grueso y colores que van de grisáceos a rosados, en función de la composición. Muestran una foliación magmática definida por la disposición orientada de las biotitas, a menudo con buzamientos muy débiles.

Tienen textura granular subidiomorfa y está constituido principalmente por plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo y feldespato, los dos últimos intersticiales. Como minerales accesorios se encuentran piroxeno (relictos en anfíbol uralítico), opacos, apatito, circón y esfena. Se observan pasos de piroxeno a anfíbol y de este a biotita (Eguíluz *et al.*, en prensa; Matas *et al.*, en prensa).

3.4.2.7. Granodiorita localmente granito de Aroche (27)

En el extremo NO de la Hoja, al N de Aroche con una dirección aproximada E-O, aflora un complejo de rocas graníticas, en el que se pueden diferenciar dos términos, uno más ácido, principalmente granodiorítico, que será tratado en este epígrafe; y otro más básico fundamentalmente cuarzdiorítico, que será tratado en el siguiente epígrafe.

La unidad granodiorítica se sitúa en la mitad occidental del complejo plutónico. En ocasiones muestra orientación. Hacia el O se va estrechando debido a la acción de las fallas de Beja-Valdelarco y Ficalho-Almonaster, llegando a desaparecer (Apalategui *et al.*, 1983).

Dentro de esta unidad intrusiva existen numerosos diques y otros cuerpos de: pórfidos ácidos, diabasas y/o pórfidos andesíticos, además de algunos enclaves de rocas metamórficas.

Se trata de granodioritas y localmente granitos, con textura granuda, de grano medio, leucocráticas, de color rosado o grisáceo, y a veces mostrando tectonización (Apalategui *et al.*, 1983).

Al microscopio muestra una textura granuda, y en algunos casos cataclástica. Está constituida principalmente por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa), y a veces biotita. En proporciones accesorias contiene: apatito, opacos, circón, y en algunas muestras biotita en parte cloritizada (Apalategui *et al.*, 1983).

3.4.2.8. Cuarzodioritas, localmente dioritas de Aroche e intrusiones máficas-ultramáficas de Cortegana (28)

El afloramiento más importante de esta unidad se sitúa al N de Aroche (hoja de Aroche), existiendo otros cuerpos de menor tamaño dispersos al E del mismo que se prolongan en la hoja 1:50.000 de Aracena. Son rocas granudas, de grano medio a grueso, de color oscuro (verdoso a grisáceo), y masivas.

El **macizo situado al N de Aroche**, muestra composición principalmente cuarzodiorítica con biotita y anfíbol, con cierta orientación E-O y producen metamorfismo de contacto sobre las rocas encajantes, visible únicamente en las rocas que originalmente tuvieron un metamorfismo de bajo grado, como sucede al N y NE de Aroche, donde la aureola alcanza una anchura hasta de 1 km., y donde se alcanza la facies de las corneanas hornbléndicas (Apalategui *et al.*, 1983).

Al microscopio, muestra una textura heterogranular, hipidiomorfa. Está constituida principalmente por plagioclasa, anfíbol y biotita, y en proporciones accesorias por cuarzo, minerales opacos, apatito y epidota/clinozoisita.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos, con maclado polisintético y en algunos casos zonada. El anfíbol es verde y a menudo está maclado. La biotita muestra un pleocroismo de tonos marrones a rojizos. El cuarzo es intersticial. El apatito es redondeado a idiomorfo y se presenta incluido en biotita, plagioclasa y en algún cuarzo.

Hacia el E y SE del afloramiento mayor afloran numerosos cuerpos de menor tamaño, constituidos principalmente por cuarzodioritas y dioritas, aunque localmente existen zonas más ácidas (Apalategui *et al.*, 1983). Algunas muestras han sido clasificadas como gneises con piroxeno rómbico (Apalategui *et al.*, 1983), indicando que proceden de rocas intrusivas básicas. Estas muestras podrían corresponderse con las "dioritas orbiculares" que cita Bard (1.969) al SO de Cortegana, pues muestran la misma textura nodulosa.

Los **plutones situados en el Anticlinal de Fuenteheridos**, al NE de la Falla de Cortegana-Aguafría (Díaz Azpiroz, 2001) en la Unidad de Bajo Grado, muestran metamorfismo de contacto, con desarrollo de aureolas de entre 100 y 300m de anchura en las que aparecen minerales tales como: andalucita, corindón, biotita y moscovita dentro de las filitas; y granate, diópsido y epidota en rocas con carbonatos (Apalategui *et al.*, 1984), como es el caso del plutón de La Nava.

Al microscopio muestran textura hipidiomorfa granular y están constituidas principalmente por: plagioclasa, anfíbol y biotita en menor proporción. Como componentes accesorios contienen: cuarzo, apatito, esfena, feldespato potásico, leucoxeno y opacos; mientras que los componentes secundarios son: clorita, minerales sericítico-arcillosos, epidota, escapolita y falsas zeolitas (Apalategui *et al.*, 1984).

La plagioclasa (andesina) está zonada, y en cristales subhedrales prismáticos. El anfíbol es una hornblenda verde-marrón, muestra inclusiones de minerales metálicos y es corroído por la biotita. El feldespato potásico y el cuarzo cristalizan en los intersticios y aparecen asociados. La clorita procede de la biotita y del anfíbol. La escapolita se forma por alteración de la plagioclasa y progresa desde las zonas internas a las externas.

Es frecuente observar cristales de tremolita que se forman por reemplazamiento del anfíbol y, al parecer, está ligada a fenómenos retrometamórficos (Apalategui *et al.*, 1984).

Los **plutones situados en la Unidad de alto grado**, al SO de la Falla de Cortegana-Aguafría, son intrusiones post-cinemáticas de carácter intermedio a básico constituidas por gabros, dioritas, cuarzodioritas y, tonalitas y noritas subordinadas (Díaz Azpiroz, 2001; Díaz Azpiroz *et al.*, 2001).

Muestran al microscopio una textura hipidiomórfica granular, de grano grueso (Tornos *et al.*, 2006), y están constituidos principalmente por: plagioclasa, anfíbol y en algunas ocasiones piroxeno y biotita. Como componentes accesorios contienen: Leucoxeno, circón, cuarzo y feldespato potásico; mientras que los componentes secundarios son: minerales arcillosos, clorita, epidota y feldespato potásico (Apalategui *et al.*, 1984).

La plagioclasa (andesina-labradorita) aparece en grandes cristales tabulares, generalmente alterada. En anfíbol es idiomorfo, tratándose de una hornblenda marrón o marrón-verdosa, que a veces procede de retrogradación de piroxenos. Se forma tremolita-actinolita por retrogradación a partir de minerales ferromagnesianos. El piroxeno suele ser diópsido, si bien ocasionalmente aparece augita, y puede aparecer como mineral principal o como accesorio. Como mineral principal suele aparecer en los afloramientos más meridionales.

El cuarzo, los opacos y ocasionalmente el feldespato potásico son intersticiales (Apalategui *et al.*, 1984).

Para Tornos *et al.* (2006), estos cuerpos de rocas plutónicas máficas y ultramáficas corresponden probablemente a partes exhumadas de un complejo magmático profundo situado bajo la Zona de Ossa-Morena (el IRB de Simancas *et al.*, 2003).

Existen dos dataciones mediante Rb/Sr de estas rocas, que aportan edades de 328 ± 3 Ma a 344 ± 3 Ma (Hoymann y Kramm, 1999). La única datación existente de estas rocas mediante U/Pb en circones, se realizó en una tonalita hornbléndica del macizo de Aroche, obteniéndose una edad de $347 \pm 51/-12$ Ma (Hoymann y Kramm, 1999).

Por otra parte una muestra de websterita del Complejo Ígneo de Cortegana realizada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, da un *plateau* de edad de 336.2 ± 1.7 Ma (Tornos *et al.*, 2006). Esta

última edad mínima de cristalización de las rocas ígneas y su mineralización de sulfuros, se encuentra dentro del margen de error de la del Stock de Aguablanca. Estos datos, junto con el hecho de que las condiciones del pico metamórfico en el Macizo de Aracena se alcanzaron entre 342 and 328 Ma (edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda; Dallmeyer *et al.*, 1993; Castro *et al.*, 1999), llevan a Tornos *et al.* (2005, 2006) a deducir que el magmatismo máfico/ultramáfico en el Macizo de Aracena tuvo lugar sincrónicamente con el metamorfismo postorogénico de alta T y baja P y coetáneo con el emplazamiento del Complejo Plutónico de Santa Olalla en niveles epizonales. Así mismo, según este autor, el Complejo Ígneo de Beja (Portugal), constituido por gabros bandeados con olivino-hiperstena, cuarzdioritas, troctolitas y anortositas; que contiene concentraciones de óxidos de Fe–Ti–V, y diseminaciones de Cu-(Ni) similares a las de Aguablanca y Cortegana (Mateus *et al.*, 2001), y en el que se registraron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del metamorfismo regional de 352 a 338 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1993), sería coetáneo con el Complejo Ígneo de Cortegana y Aguablanca, así como con el metamorfismo regional de alta T y baja P.

La **alineación Alájar-Almonaster-Las Veredas** de cuerpos intrusivos, forman una alineación de dioritas, de hasta 500 m de anchura que se sitúan a lo largo de la Zona de Falla de Ficalho-Almonaster, que separa la Unidad de Alto Grado del Macizo de Aracena (Grupo de Aracena), de las Anfibolitas de Beja-Acebuches, a las que llega a intruir. Aparecen usualmente relacionadas con rocas de silicatos cálcicos, cerca del contacto con las Anfibolitas de Beja-Acebuches (Dominio Oceánico de Castro *et al.*, 1996a, b; 1999a) y muestran importantes variaciones de tamaño de grano. Las más características son de grano grueso y muy grueso (anfibolitas de El Rellano de Castro *et al.*, 1996b). Estas anfibolitas son isótropas y no fueron afectadas por el evento deformativo principal del Dominio Continental de Castro *et al.* (1996a, b; 1999a), cortando a estructuras previas en las rocas de silicatos cálcicos circundantes (Díaz Azpiroz *et al.* (2004).

Las anfibolitas de grano fino, muestran una textura granoblástica bien desarrollada, si bien la existencia de plagioclasas subhedrales zonadas sugieren un origen ígneo, al igual que en las de grano grueso (Díaz Azpiroz *et al.* (2004).

Están constituidos principalmente por: plagioclasa, clinopiroxeno, y a veces anfíbol y ortopiroxeno. Como componentes accesorios contienen: epidota, cuarzo, esfena, apatito, biotita y opacos; mientras que los componentes secundarios son: minerales sericítico-arcillosos, clorita y prehnita (Apalategui *et al.*, 1984).

La plagioclasa (andesina-labradorita) contiene apatitos idiomorfos y en general está alterada a sericita o prehnita. A veces está orientada. El piroxeno suele ser diópsido, y a veces augita, de subautomorfo a alotriomorfo. El anfíbol hornbléndico, se origina por retrogradación del piroxeno, mientras que la actinolita-tremolita lo hace a partir de piroxeno o de hornblenda (Apalategui *et al.*, 1984).

3.4.2.9. Granito anatético de afinidad charnockítica (ortogneis) (29)

Se trata de un cuerpo granodiorítico a tonalítico, subconcordante y parautóctono, de origen anatético que localmente presenta facies charnockíticas (Bard, 1969; Apalategui *et al.*,

1990), denominado como nebulitas por Castro *et al.* (1999), que atribuyen su origen a fusión parcial de una fuente pelítica. Está deformado y muestra un tránsito gradual con los Gneises de Fuente del Oro, y con los Gneises cuarzofeldespáticos con biotita de Aracena.

Afloran en una banda continua que puede seguirse desde el O de Aroche, por el sur de Cortegana, Alájar, Linares de La Sierra y Aracena, hasta la esquina SO de la hoja de Santa Olalla de Cala, entre los Gneises de Fuente de Oro y las Anfibolitas de Beja-Acebuches.

Se trata de una roca granitoide de grano fino a medio, de color grisáceo, orientada, con una estructura laminar de flujo mal definida y, por lo general, rica en biotita. Se observan xenolitos biotíticos e intercalaciones y enclaves de carácter restítico de cuarcitas negras bandeadas, así como lentejones de mármol (Apalategui *et al.*, 1983, 1984, 1990; Crespo Blanc, 1989) idénticos a los existentes en los Gneises de Fuente del Oro (**82**) y en los Gneises cuarzofeldespáticos con biotita de Aracena (**97**). Estos lentejones restíticos de mármoles pueden alcanzar unos 300 m de longitud y unos 60-70 m de espesor (Apalategui *et al.* (1990). El contacto con estos últimos se realiza en el sector occidental de modo gradual, observándose intercalaciones de gneises grafitosos en el granito anatético de afinidad charnockítica.

Al microscopio muestran una textura granular, hipidiomorfa o gneísica, con reorientación de plagioclasas, anfíbol y biotita; estando constituido principalmente por cuarzo, feldespato potásico (ortosa), plagioclasa (oligoclasa), biotita, sillimanita y ocasionalmente hornblenda (Apalategui *et al.*, 1983). En proporciones accesorias contiene granate, cordierita, apatito, circón, rutilo, epidota, turmalina, esfena y opacos. Como mineralogía secundaria contiene clorita, moscovita y minerales arcillosos (Apalategui *et al.*, 1983, 1984, 1990). Castro *et al.* (1999) citan un conjunto mineral constituido por Qtz + Pl + Bt + Crd + Kfs ± Grt ± Sil ± Spl ± Ap ± Tur ± Ilm ± Zrn.

El cuarzo se presenta como grandes granos lobulares, policristalinos, ocasionalmente con extinción ondulante y a veces con estiramiento dúctil. El feldespato potásico es alotriomórfico, intersticial y contiene inclusiones de plagioclasa, biotita y a veces de cuarzo; a menudo perítico. La plagioclasa es subhedral, zonada, con núcleos de oligoclasa básica (An₂₂₋₂₇) y bordes de andesina ácida (An₃₀₋₃₃). La biotita se presenta en grandes cristales con inclusiones de circón. La sillimanita junto con el cuarzo forma nódulos (Apalategui *et al.*, 1984). El granate es rico en almandino y piropo y reacciona con la cordierita para dar fibrolita. Existen blastos centimétricos de cordierita que contienen inclusiones de fibrolita así como de biotita (Castro *et al.*, 1999).

En algunas muestras se reconocen procesos miloníticos que producen un alargamiento del cuarzo y una trituración de los bordes de las micas y fragmentación de las plagioclasas (Apalategui *et al.*, 1990).

Apalategui *et al.* (1984) opinan que estos granitos se forman por anatexia a partir de los Gneises de Fuente del Oro (**81**), así como posiblemente de los Gneises Cuarzofeldespáticos con biotita de Aracena (**96**).

En relación con estos cuerpos de granitoides de anatexia afloran algunos cuerpos de pequeño tamaño de metanoritas, no cartografiados a esta escala. Se trata de intrusiones

máficas de composición de andesitas altas en Mg. Estas rocas han sufrido metamorfismo de alta T y baja P. Muestran una asociación mineral constituida por: Opx +Cpx +Hb +Pl ±Bt ±Qtz ±Rt siendo la biotita y hornblenda fases retrógradas a partir de ortopiroxeno, que es característica de la facies superior de las anfibolitas a granulitas (Castro *et al.*, 1999). Entre estos cuerpos destaca el plutón de Los Molares, en el que Diaz Azpiroz *et al.* (2004), distingue tres facies: noritas acumuladas, noritas no acumuladas y dioritoides. Las noritas acumuladas se caracterizan por un bandeado magmático definido por bandas milimétricas de orto-y clinopiroxeno, como fases acumuladas con plagioclasa como fase intercumulus.

Forman lentejones, de hasta 600 m de espesor, constituidos por gabros y noritas concordantes con la foliación subhorizontal en las migmatitas encajantes, que incluyen varias unidades de rocas ultramáficas de hasta 100-150 m de espesor, incluyendo principalmente websteritas olivínicas, lherzolitas, dunitas y ortopiroxenitas, y más raramente harzburgitas, troctolitas y wehrlitas. En la base de los cuerpos ultramáficos localmente hay anortositas (Tornos *et al.*, 2006). Muestran una zona externa tonalítica a diorítica con abundantes restitas de roca caja que grada a cuarzodiorita a tonalita orbicular y hacia el interior a gabro-noritas.

El grafito es localmente abundante y probablemente derivado de la digestión de cuarcitas negras con grafito intercaladas en la secuencia metasedimentaria neoproterozoica (Serie Negra), según Rodas *et al.* (2000).

La distribución cartográfica de estas facies sugiere a los autores citados que el plutón de Los Molares podría representar una cámara magmática con la facies acumulada más básica en la base y la facies más diferenciada hacia el techo.

Castro *et al.* (1999) realizan varias dataciones mediante Rb/Sr en migmatitas relacionadas con estos gneises, como las de Los Molares; con los de Fuente del Oro, como el sector Los Molares-Aguafría; o con los gneises cuarzofeldespáticos con biotita, en Cortegana (todas en la hoja de Aracena), que arrojan edades de 323±4, 331±27 y 351±58 Ma respectivamente. Estos mismos autores datan una metanorita en Los Molares, obteniendo mediante Rb/Sr una edad de 328±4 Ma y mediante Sm/Nd una edad de 340±23 Ma.

3.5. Rocas Filonianas

3.5.1. Diques de Microdiorita (30)

Han sido descritos únicamente en el sector NE de la Hoja de Aznalcóllar (Lillo y López Sopeña, 1999), si bien en su mayoría no son cartografiables a esta escala.

Llevan una dirección principal N50°E con buzamiento subvertical y potencias métricas. En campo presentan grano fino y color verde-azulado.

Al microscopio muestran una textura holocristalina, equigranular, hipidiomorfa. Están constituidos principalmente por plagioclasa y anfíbol (hornblenda). Como componentes secundarios contienen minerales opacos. Los cristales de anfíbol están afectados por una cloritización notable y la plagioclasa por una ligera sericitización. La plagioclasa es muy

abundante, a veces en tabletas equigranulares idiomorfas o hipidiomorfas, entrecruzadas, de hasta 1,3 mm, definiendo una textura afieltrada. Presenta maclas polisintéticas perfectas.

3.5.2. Diques de Tonalita-Granodiorita (31)

Se localizan únicamente en las inmediaciones de Puerto Acebuche sector NE de la Hoja de Aznalcóllar), intruyendo en los materiales volcánicos del CVS. Adoptan direcciones próximas a N100°E y buzamientos subverticales, alcanzando potencias de orden decamétrico a métrico. Muestran variaciones texturales y/o composicionales importantes. Contienen numerosos enclaves de color verde-azulado de composición diorítica a tonalítica cuyo tamaño varía desde unos pocos centímetros hasta superar el metro, con morfologías subredondeada y de bordes netos, irregulares y muy lobulados (Lillo y López Sopeña, 1999).

La matriz es de grano medio-fino a medio e inequigranular. En ella, destacan los feldespatos (que alcanzan tamaños de 2-3 mm), sobre los máficos que con frecuencia pueden estar formando “nidios”o agregados de hasta 3 mm de tamaño (Lillo y López Sopeña, 1999).

Al microscopio, son rocas holocristalinas equigranulares, de grano medio a fino, de textura hipidiomórfica, en ocasiones panidiomórfica. Están constituidas principalmente por: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol verde (que puede estar ausente en los tipos granodioríticos), y biotita. En proporciones accesorias se encuentran opacos (Lillo y López Sopeña, 1999).

La **plagioclasa** aparece en cristales idiomorfos, formando maclas polisintéticas. Con frecuencia está alterada por procesos post-magmáticos. El **anfíbol** (hornblenda) es muy abundante y se presenta en cristales idiomorfos con secciones basales perfectas o en acumulados con biotita (clorita). Se observan sustituciones de hornblenda por actinolita. El **cuarzo** es monocristalino, y de hábito xenomorfo, pero también forma agregados policristalinos intersticiales. La proporción de **feldespato potásico** es mucho menor que la de la plagioclasa. La escasa **biotita** se observa formando parte de los agregados de anfíbol y está fuertemente cloritizada (Lillo y López Sopeña, 1999).

3.5.3. Diques de pórfidos graníticos (32)

En la Zona Surportuguesa afloran algunos diques de pórfidos graníticos de carácter trondhjemítico.

En el extremo O de la hoja de Paymogo, en la Unidad de Santa Barbara, afloran algunos filones intrusivos, de entidad no cartografiable de microgranitos. Están compuestos por plagioclasa sódica (albita u oligoclasa), cuarzo y diversos minerales secundarios (clorita y sericita, principalmente). Sus texturas son típicas de rocas de enfriamiento rápido, microcristalinas, porfiroides, esferulíticas, etc. (Apalategui y Contreras, 1999).

En el sector NE de la ZSP afloran, sobre todo en los macizos plutónicos del BSN, así como también en las riolitas, siendo en su mayoría no cartografiables a esta escala. Cortan a todos los materiales excepto al granito de El Berrocal y a los materiales pérmicos. Son rocas de aspecto leucocrático, con un tamaño de grano fino y con textura porfídica, definida por la existencia de fenocristales de cuarzo y plagioclasa, y en ocasiones de feldespato potásico y de

minerales máficos (biotita, hornblenda) de 3-4 mm, con hábito subidiomorfo a idiomorfo. En los cristales de cuarzo se observan golfos de corrosión (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999, en prensa a y b; Lillo y López Sopeña, 1999).

Al microscopio muestran textura granofídica, porfídica. Entre los fenocristales, el **cuarzo** se presenta en cristales de hábito subhedral a euhedral, o bien con formas redondeadas y con golfos de corrosión. Sobre los bordes de estos fenocristales se desarrolla una textura coronítica, en la cual se pueden observar intercrecimientos micrográficos, granofíricos de cuarzo y feldespato o bien se desarrolla una textura fibroso-radial, constituida principalmente por cuarzo. La **plagioclasa** tiene hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética y zonación concéntrica normal, con núcleos de composición andesítica y bordes de composición albítica. A menudo sobre estos cristales de plagioclasa se desarrollan texturas esferulítica-radiales, al igual que en el cuarzo. También son frecuentes los intercrecimientos gráficos granofídicos con cuarzo. El **feldespato potásico** cuando existe es euhedral. Se observan frecuentes intercrecimientos micrográficos de feldespato micropertítico con cuarzo. La **biotita** se presenta en cristales aislados o en agregados pequeños, con hábito subhedral. Contiene inclusiones de opacos, apatito acicular y circón con halo pleocroico. El **anfíbol** es hornblenda y se presenta en cristales de hábito subhedral. Presenta procesos de retrogradación hacia un anfíbol actinolítico más minerales opacos (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999, en prensa a y b; Lillo a y b y López Sopeña, 1999).

La mesostasis presenta una textura criptocristalina a holocristalina de grano fino a medio-fino con texturas de intercrecimiento micrográfico, granofídico y está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999, en prensa a y b).

En el sector E de la hoja de Aznalcollar, se encuentra algún dique, no cartografiable a esta escala constituido por una roca rica en cuarzo (cristales de hasta 3mm) y feldespato potásico, elongados según la fábrica deformativa regional y con biotita como principal fémico. Localmente presenta enclaves felsíticos de grano muy fino y enclaves microgranudos de material más básico de tamaño centimétrico (Lillo y López Sopeña, 1999).

Se incluyen también en este apartado algunos diques de rocas inequigranulares de color claro formadas por una matriz de grano medio-fino donde destacan granos de cuarzo subredondeados y “estallados” de hasta 8 mm de diámetro, y fenocristales de feldespato de hábito irregular (a veces subidiomorfo) y tamaño entre 4-5 mm, que frecuentemente se hallan alterados. Los granos de ferromagnesianos son de tamaños algo menores y también suelen estar alterados (Lillo y López Sopeña, 1999; Lillo *et al.*, 1999).

En lámina delgada, son rocas de textura inequigranular porfídica alotriomorfa cuyos componentes principales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita.

El **cuarzo** se presenta en fenocristales de bordes redondeados y con golfos de corrosión. La **plagioclasa** se encuentra formando cristales tabulares euhedrales orientados. El **feldespato potásico** es xenomorfo. En proporción accesoría se encuentran: ilmenita, rutilo, apatito y circón (Lillo y López Sopeña, 1999; Lillo *et al.*, 1999).

Por otra parte, en el sector NO de la Hoja (Zona de Ossa-Morena) aparecen diques y cuerpos irregulares de mayor tamaño, de dirección NE-SO a N-S dentro del complejo magmático que se sitúa al N de Aroche, y también con dirección NO-SE en el encajante metamórfico. Aparecen preferentemente en la mitad occidental; es decir, en relación con los términos más ácidos (granodioritas) de dicho complejo, pero también en relación con las cuarzodioritas (Apalategui *et al.*, 1983). Parecen ocupar fracturas tardías, transversales a las estructuras; con frecuencia están en la continuación de las mismas fallas que afectan a los materiales metamórficos.

Son rocas granudas, de grano medio a grueso, color rosado o grisáceo, con escasos melanocratos, que suelen mostrar textura porfídica y en ocasiones aparecen como granitos deformados.

Al microscopio están constituidos principalmente por: cuarzo, feldespato potásico ligeramente perítico y microclinizado, plagioclasa (albita-oligoclasa) maclada y zonada, y biotita; en algunas muestras existe cordierita pseudomorfizada en clorita-mica blanca. En proporciones accesorias contiene: apatito, circón y opacos (Apalategui *et al.*, 1983).

La textura es granular a porfídica, en matriz microcristalina, con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, biotita, y a veces de cordierita en una matriz cuarzo-feldespática con mica blanca y biotita-clorita. Su composición es granítica a monzogranítica (Apalategui *et al.*, 1983).

3.5.4. Diques de Leucogranitos, pegmatitas y aplitas (33)

Son muy escasos y de pequeñas dimensiones, por lo que han sido exagerados para ser representables a esta escala.

Afloran en el BSN, asociados a las zonas donde afloran las rocas ultramáficas (Hoja 939), así como a los granitoides trondhjemiticos y tonalitas-granodioritas anfibólicas, a los que intruyen. También se han citado intruyendo a los metasedimentos del Grupo PQ (Díez Montes *et al.*, 1999; Lillo y López Sopeña, 1999). Muestran una disposición subhorizontal. Se observa un bandeado formado por aplitas con o sin biotita y pegmatitas, en el que cada banda tiene un espesor medio de 10 cm (Díez Montes *et al.*, 1999).

Las bandas de aplita pueden mostrar un bandeado fino, marcado por zonas ricas en moscovita, zonas ricas en biotita y bandas finas de pegmatitas. Las bandas de pegmatitas se encuentran zonadas, desde el borde hacia el centro. Hacia el borde se observan cristales de cuarzo euhedral, que se disponen con el eje C de forma perpendicular al contacto, con un diámetro de 2-3 cm y una longitud que puede alcanzar los 10 cm. Hacia la parte central se observa cuarzo, feldespato potásico, ± moscovita (Díez Montes *et al.*, 1999).

Los leucogranitos están constituidos por una mesostasis de grano fino donde destacan granos de feldespatos (que alcanzan 2 mm) y de cuarzo redondeados (Lillo y López Sopeña, 1999). Presentan una textura holocristalina inequigranular porfídica de grano medio con mesostasis microcristalina. Los componentes principales son plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico. Se observan variedades formadas por fenocristales subhedrales de plagioclasa y feldespato potásico en una mesostasis microcristalina de cuarzo y feldespato potásico,

plagioclasa y clorita. En otras ocasiones, los fenocristales son de cuarzo, albita y clorita. El cuarzo aparece con formas redondeadas y golfos de corrosión. Para Lillo y López Sopeña (1999) se pueden clasificar como microgranitos sódicos o plagiogranitos.

En la ZOM, en el área de la Hoja, únicamente se han citado en la Hoja de Almadén de la Plata (Eguíluz *et al.*, en prensa), si bien no son cartografiados a esta escala. Al microscopio muestran una textura panalotriomorfa, gráfica, de grano medio a fino. Tienen una composición semejante a los leucogranitos, y están constituidas principalmente por feldespatos potásico, plagioclasa y cuarzo. En proporciones accesorias muestran biotita y apatito y con carácter secundario moscovita + rutilo de alteración de la biotita (Eguíluz *et al.*, en prensa).

3.5.5. Diques de diabasas (34)

Los diques de diabasa se encuentran, principalmente, dentro de la Zona Surportuguesa. Estos diques cortan a todos los materiales excepto al granito de El Berrocal y a los materiales pérmicos de la Cuenca del Viar (Díez Montes *et al.*, 1999).

En el sector de la hoja de El Cerro de Andévalo son abundantes pero no representables a esta escala. Intruyen a todos los materiales. Son rocas de tonos verde oscuro.

En el BSN los diques llevan direcciones subparalelas a la fracturación, principalmente NE-SO y en menor proporción NO-SE, en cambio cuando los diques intruyen en rocas volcánicas y en metasedimentos, lo hacen a favor de la fábrica principal que tenga la roca (Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, en prensa a). En el flanco S del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, así como en su núcleo, llevan también direcciones E-O a NO-SE (Contreras y Apalategui, 1999; Contreras *et al.*, 1999a). En el sector occidental del Anticlinorio de Valverde del Camino afloran tres diques básicos, con direcciones entre NO-SE (N130°E) y E-O (N100°E), con recorrido menor de 1 km y potencia de hasta 25 m (Soler *et al.*, 1991). En su sector E (Hoja 961), llevan también una dirección minoritaria NNE-SSO, si bien no son cartografiados a esta escala.

En el sector oriental de la hoja (BSN), y en relación con la fracturación tardivarisca, se desarrollan importantes haces de diques de dirección ENE-OSO, subverticales, principalmente al S de la Falla del Embalse de Cala, existiendo la mayor densidad de los mismos al S de Castilblanco de los Arroyos, donde constituyen un haz arqueado que gira desde ENE-OSO a NNE-SSO, llegando a ser tan abundantes como la roca caja (Simancas, 1983). Se ha citado la presencia frecuente de intrusiones de dique en dique (García Navarro, 2000). En este mapa se ha simplificado su representación para no ocultar el resto de los contactos. Son diques de tono verde oscuro. Según Simancas (1983) tienen espesores variables, entre unos centímetros y 20 m, pudiendo observarse bordes enfriados (García Navarro, 2000). Su emplazamiento, según el citado autor, es claramente anterior a la extrusión de los basaltos del Viar, ya que estos se sitúan sobre unos conglomerados que contienen cantos de diabasa. Probablemente intruyen entre el Estefaniense y el Pérmico inferior (Simancas, 1983), habiéndose obtenido valores de ϵ_{Nd} coherentes con una edad aproximada de 300 Ma (García Navarro, 2000).

En los diques de mayor potencia se puede observar una zonación simétrica desde el borde hacia el centro. En el borde la textura es de grano fino, no porfídica, mientras hacia la

parte central hay un aumento del tamaño de grano llegando a presentar textura holocristalina de grano medio y con textura porfídica, marcada por fenocristales de plagioclasa (3-10 mm) idiomorfa, que en general presentan texturas fluidales, con direcciones paralelas a las del propio dique. Se ha observado la presencia de sulfuros, principalmente pirita, con cristales idiomorfos que no llegan a sobrepasar los 5 mm (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, en prensa a). En el interior de estos diques pueden aparecer enclaves básicos angulosos de carácter autolítico y de la roca encajante (García Navarro, 2000).

Al microscopio muestran textura holocristalina, equigranular de grano medio-fino a inequigranular de grano medio, intergranular a subofítica, microporfídica. Están constituidas principalmente por plagioclasa y clinopiroxeno, y en proporciones accesorias por opacos (pirita, Ilmenita), esfena y apatito. Simancas (1983) cita la presencia de olivino en la matriz, determinado por R-X. Los minerales secundarios son sericita, epidota, zoisita-clinozoisita, calcita, actinolita, opacos, clorita, leucoxeno (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, en prensa a; Lillo y López Sopeña, 1991).

Se distinguen varias generaciones de **plagioclasa**: de hábito euhedral, dando lugar a la textura traquítica, presentando macla polisintética con zonación concéntrica normal, con núcleos de An70 y bordes de An20; en fenocristales, que pueden estar aislados o bien en agregados con crecimientos en sinneusis, mostrando macla polisintética con zonación concéntrica normal (An78 en el núcleo y An63 en el borde, según Simancas, 1983); de carácter intersticial, con hábito anhedral, macla polisintética o zonación concéntrica y su composición varía desde Oligoclasa a Andesina (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, en prensa a; Simancas, 1983). Algunos fenocristales de plagioclasa muestran texturas de sobreenfriamiento (estando atravesados por apatito acicular) según García Navarro (2000).

El **clinopiroxeno** muestra hábito anhedral a subhedral, y es principalmente augita. Los cristales presentan procesos de retrogradación, formándose orlas de un anfíbol actinolítico más minerales opacos (ilmenita). En algunas muestras se ha citado anfíbol (hornblenda) en cristales aislados, con hábito subhedral a euhedral, de color marrón, pleocroico a veces pseudomorfizando al piroxeno (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, en prensa a; Lillo y López Sopeña, 1991; Simancas, 1983). A veces, en los bordes del dique, se encuentra incluido en la plagioclasa, mientras que en el centro es poiquilítico y engloban a plagioclasa de grano fino (García Navarro, 2000; García Navarro *et al.*, 2003).

Muestran una variación composicional desde términos más alcalinos al NE a más toleíticos al SO (García Navarro, 2000). Desde el punto de vista de su ámbito tectonomagmático, muestran un carácter transicional entre MORB y basaltos de arco de islas y tolvitas de margen continental (García Navarro *et al.*, 2003).

En la Zona de Ossa-Morena no son cartografiables a esta escala. En la Hoja de Aroche están relacionados con la Falla de Beja-Valdelarco, mientras que en la de Almadén de la Plata predominan las de dirección NNE-SSO, y con menos frecuencia las NO-SE y E-O.

Al microscopio muestran textura ofítica con tendencia porfídica; pero a veces granular, con evidencias de cataclasis, o intersertales. Están constituidos principalmente por plagioclasas bastante alteradas (andesina) y anfíbol (hornblenda verde-azulada y actinolita-tremolita), en

proporciones accesorias por: esfena, opacos, apatito, circón, biotita y a veces también cuarzo (Apalategui *et al.*, 1983; Eguíluz *et al.*, en prensa).

3.5.6. Diques de Cuarzo (35)

La mayoría de los diques de cuarzo existentes no son representables a esta escala. Los de mayor entidad están situados en el sector septentrional de la FPI y relacionados con el BSN.

Todos los diques de cuarzo presentes en las hojas 937, 938 y 939 se encuentran estrechamente relacionados con la fracturación tardía, como relleno hidrotermal de dichas fracturas. Estos cuarzos tienen en su mayoría una potencia centimétrica a decimétrica, no representable a escala cartográfica. Es muy característico en estos diques encontrar crecimientos sintaxiales y geodas de cuarzo (Contreras *et al.*, 1999b; Matas *et al.*, 1999; Díez Montes *et al.*, 1999). Los de mayor entidad, a veces cartografiables, se encuentran rellenando fracturas y alcanzan hasta 1 Km de longitud, con una anchura máxima de relleno de 1-2 m, de direcciones NNE-SSO, NO-SE y ENE-OSO (N60°-65°E), así como con menos frecuencia E-O a ONO-ESE (N120°E) (Contreras *et al.*, 1999b; Díez Montes *et al.*, 1999; Contreras y Apalategui, 1999). En el sector SO del BSN los de mayor desarrollo llevan direcciones N150°E y pueden alcanzar varias decenas de metros de potencia (Lillo y Sopeña, 1999).

Existen varios conjuntos de venas y diques de cuarzo menores, siendo el más importante el que se distribuye según un abanico de direcciones entre N150°E y N30°-40°E con buzamientos altos (de subverticales a 60°O/60°E). Este conjunto podría haberse generado como rellenos tensionales asociados al sistema conjugado de desgarre NNE-SSO/NO-SE, siendo brechificado y estriado a veces por los rejuegos de este mismo sistema. El sistema N60°-70°E, con buzamientos altos, es menos frecuente (Contreras *et al.*, 1999b).

En el Antiforme de Valverde del Camino son relativamente frecuentes, aunque no cartografiables, encajados en los materiales del Grupo PQ donde tienen interés metalogenético por su frecuente mineralización en metales de base (Cu, Pb, Zn) (Lillo y Sopeña, 1999). Suelen llevar direcciones E-O y más raramente norteadas.

Algunos diques se encuentran tectonizados, lo cual nos indica que las fracturas han tenido rejuegos posteriores en condiciones frágiles (Díez Montes *et al.*, 1999).

4. METAMORFISMO

Las abreviaturas utilizadas en la descripción de las asociaciones minerales son las de Whitney y Evans (2010).

4.1. Zona Surportuguesa

4.1.1. Metamorfismo Regional

El metamorfismo regional en la Zona Surportuguesa es sincinemático con la deformación y apenas alcanza el inicio de la facies de los esquistos verdes. La intensidad del metamorfismo aumenta, en general, suavemente hacia el N, desde el tránsito

diagénesis/anquimetamorfismo hasta el inicio de la facies de los esquistos verdes (Munhá, 1983a, 1990; Abad *et al.*, 2001, 2002), coincidiendo con cambios en la intensidad de la deformación, que crece hacia el norte (Abad *et al.*, 2004).

Dentro del sector N de la ZSP, pueden diferenciarse tres zonas metamórficas muy distintas entre ellas por el grado e intensidad del metamorfismo. La primera de ellas, está formada por la parte inferior del Dominio del Pulo do Lobo y la Unidad de Las Pajanosas, con presencia de metamorfismo regional de HP/LT, una segunda es la Unidad de La Minilla, únicamente representada al E de la FPI, con metamorfismo de LP/HT y por último se encuentra la Faja Pirítica Ibérica (FPI) con un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado.

4.1.1.1. Dominio del Pulo do Lobo

4.1.1.1.1.- Formación Pulo do Lobo y Esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries (alta P/baja T)

En los materiales del Grupo Pulo do Lobo es donde la intensidad de la deformación y el metamorfismo regional es más manifiesto. Estos materiales, considerados como una unidad tectonoestratigráfica independiente de la FPI, aparecen representados en el sector norte de la Zona Surportuguesa, y constituyen una sucesión de esquistos y cuarzoesquistos satinados con intercalaciones esporádicas de cuarcitas micáceas, y frecuentes niveles de segregaciones de cuarzos exudados y plegados, adoptando formas sigmoidales afectadas por una esquistosidad (S_2), que es a su vez la más patente en estas rocas (Apalategui y Contreras, 1999).

La característica metamórfica que identifica a esta formación, es que la fábrica que presentan las rocas se encuentra marcada por biotita neoformada (Contreras *et al.*, 1999b). El metamorfismo de esta formación contrasta fuertemente con los materiales situados inmediatamente más al Sur (Formación Gafo), donde las rocas muestran una esquistosidad marcada por la orientación de cloritas, y donde aún se reconocen las texturas sedimentarias (Contreras *et al.*, 1999b).

El estudio microscópico indica que estas rocas están compuestas por cuarzo, moscovita, \pm biotita (retrogradada), \pm clorita y cantidades subordinadas de plagioclasa, como minerales principales; circón, opacos, materia grafitosa, turmalina, óxidos ferruginosos y esfena, son minerales accesorios (Apalategui y Contreras, 1999).

En general es posible identificar una esquistosidad (S_1) granolepidoblástica de tipo *schistosity* materializada por cuarzo, moscovita, (\pm biotita) y \pm plagioclasa, la cual aparece microplegada y transpuesta en pequeñas charnelas entre los planos de una segunda esquistosidad. Esta S_2 , que corresponde a la esquistosidad más patente y visible en el campo, también es de tipo *schistosity*, y queda marcada por cuarzo y micas (moscovita, principalmente) granolepidoblásticas. Por último, se observa una microcrenulación que afecta a la S_2 , dando lugar a una grosera e incipiente S_3 que no lleva blastésis asociada. La primera esquistosidad probablemente se produce en condiciones metamórficas propias de la zona de la biotita, ya que existen restos retrogradados de este mineral; la segunda, solo lleva asociada clorita, lo que puede ser indicativo de esta zona metamórfica. En cualquier caso la asociación

mineral: cuarzo + moscovita + clorita ± albita + turmalina, es propia de un metamorfismo de grado bajo (Apalategui y Contreras, 1999).

Más hacia el noreste, en la denominada "Zona Meridional" de Crespo Blanc (1991) y en su "Formación Cuarzoesquistosa", que correlaciona con el Grupo Pulo do Lobo, esta autora reconoce tres fases de plegamiento, acompañadas las dos primeras por un metamorfismo de facies anfibolitas de baja temperatura a esquistos verdes de alta temperatura. La tercera fase da lugar a recristalizaciones mínimas y pliega a las dos esquistosidades anteriores. Esto indica que hacia el norte se confirma un grado creciente del metamorfismo.

Rubio Pascual *et al.* (2013) observa en los esquistos de la Fm Pulo do Lobo una asociación típica constituida por fengita + clorita + cuarzo + rutilo ± biotita, sin que a pesar de la habitual presencia de cristales de rutilo en el conjunto mineral, la composición química de las fengitas indique recristalización de alta P. Sin embargo, en la parte estructuralmente inferior de la Fm Pulo do Lobo, en la unidad de esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries, observan esquistos máficos verde claro, intercalados en los esquistos pelíticos, que presentan una foliación de grano muy fino constituida por actinolita incolora + albita + cuarzo + epidota + espinela ± ilmenita que rodea completamente a algunos agregados romboidales de tamaño milimétrico de cristales de epidota (Figura 4.1.1 c, d). Estos agregados euhedrales son idénticos, según los citados autores, a los encontrados en las Unidades Basales de los Complejos Alóctonos del NO del Macizo Ibérico (Martínez Catalán *et al.*, 1996; Rodríguez *et al.*, 2003), y son interpretados como pseudomorfos de anteriores cristales de lawsonita. Por otra parte, se observan también glomeroblastos de epidota radial creciendo sobre la foliación principal, hecho que también ha sido citado en algunas metabasitas de terrenos en facies de los esquistos azules (Misch, 1965). La ausencia de anfíbol azul relicto es indicativa para Rubio Pascual *et al.* (2013) de que la Fm Pulo do Lobo, o al menos este tramo inferior de la misma, sufrió una primera recristalización (M1) de alta P/baja-intermedia T en condiciones de lawsonita-albita-clorita, probablemente a alrededor de 5-7 Kb de P y unos 200°C de T.

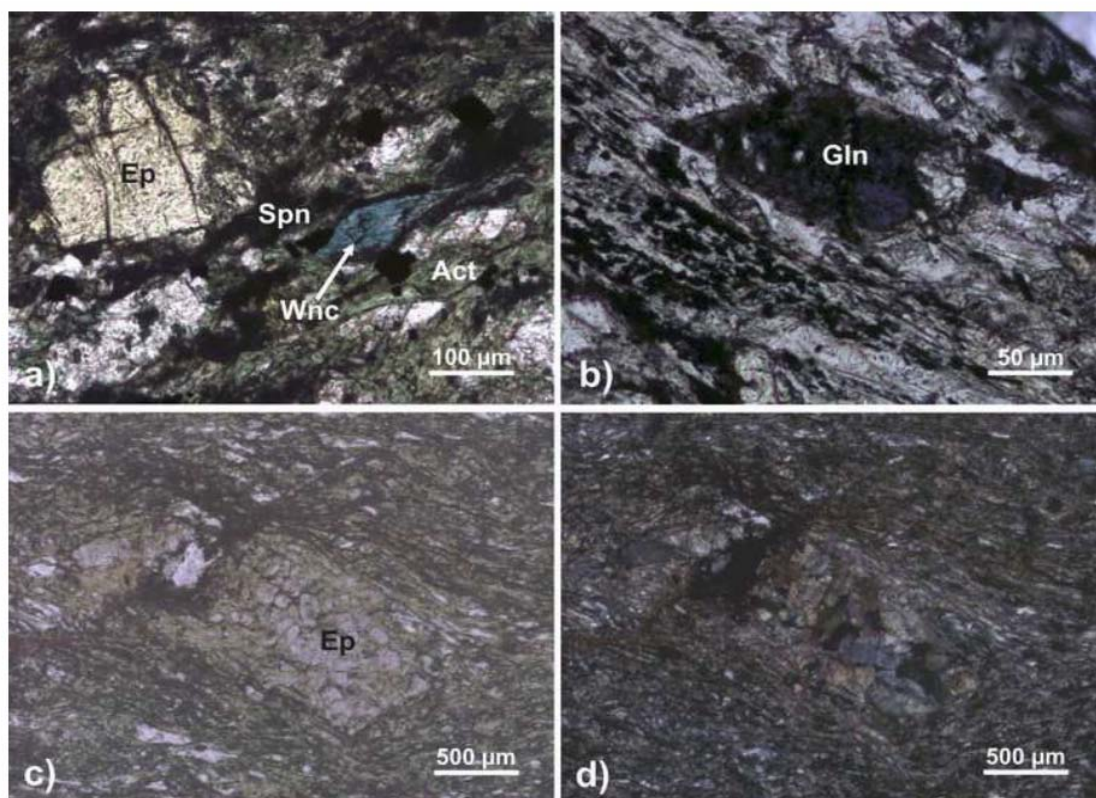


Figura 4.1.1.- a) Fotomicrografía de un esquistos azul básico con fuerte sobreimpresión de facies de esquistos verdes; Mélange basal de Cubito-Moura. b) Fotomicrografía mostrando un cristal de anfíbol-Na de un esquistos azul semipelítico; Mélange basal de Cubito-Moura. c) Fotomicrografía de un pseudomorfo de lawsonita en los esquistos anfibólicos de Los Ciries. d) Idem a c, con nicols cruzados. Tomada de (Rubio Pascual *et al.*, 2013).

4.1.1.1.2.- Grupos Ferreira-Ficalho y Chança

La **Fm Atalaia (40)** y **Ribeira de Limas (41)** están afectadas por un metamorfismo regional de grado bajo con paragénesis con Qtz +Ms ±Chl ±Bt, asociado a la foliación principal (S₂). En algunos casos se observa una foliación previa (S₁) definida por moscovita ± biotita y en ocasiones es de plano axial de venas de cuarzo plegadas, afectada por una foliación principal de crenulación (S₂) que la pliega.

Una tercera fase de deformación genera una foliación poco penetrativa de crenulación definida por concentración de minerales opacos y a veces neoformación de mica blanca, cuarzo y sericita.

La **Unidad de Santa Bárbara (47)** y la **Fm Gafo (43)**, muestran un metamorfismo de grado muy bajo a bajo mostrando una paragénesis básica de Qtz +mica incolora +Chl ±Ab. Mediante datos cristalocquímicos Fernández Caliani *et al.* (1994), sitúan el metamorfismo en la transición anquizona profunda a principio de la anquizona, que correspondería con el límite entre la facies prehnita-pumpellita (grado muy bajo) y la subfacies inferior de los esquistos verdes (grado bajo). Las condiciones termobarométricas deducidas por estos autores son: 250°C < T < 300°C y P de 2 Kbar. Hacia el E en la Hoja de El Cerro de Andévalo, se alcanza el grado bajo con biotita incipiente.

En las **Fm Santa Iría (44)** y **Horta da Torre (45)** el grado de metamorfismo es muy bajo, e incluso existen muestras que no tienen neoformación de minerales (Barranco *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1983).

4.1.1.2. Dominio de la Faja Pirítica Ibérica

4.1.1.2.1.- Unidades de La Minilla-Las Pajanosas (alta P/baja T y baja P/alta T)

La existencia de un metamorfismo de alta P/baja T en el Dominio Évora-Aracena de la ZOM fue puesta de manifiesto en Portugal, en el Complejo Filonítico de Moura (Fonseca *et al.*, 1999; Araujo *et al.*, 2005) y posteriormente en España, en los Esquistos del Cubito (Booth-Rea *et al.*, 2006) correlacionables con el anterior. Ambos son interpretados como un alóctono de alta P relacionado con una zona de subducción y emplazado sobre la ZOM.

Durante la realización de esta hoja, una extensa toma de nuevas muestras, así como una amplia revisión de las muestras de MAGNA existentes, ha permitido no solamente poner de manifiesto por primera vez la existencia de esquistos azules en la parte española de los Esquistos de Cubito-Moura, sino la presencia de nuevas unidades de alta P/baja-intermedia T en la ZOM (Fm La Umbría), así como la primera aparición de alta P en la ZSP, concretamente en la Unidad de Las Pajanosas (39) y en los esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries (36), dentro del Dominio del Pulo do Lobo (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

En estas unidades pelítico-samíticas, aflorantes en la ZSP rodeada por rocas plutónicas Variscas del Batolito de la Sierra Norte (BSN), se ha puesto de manifiesto la existencia de asociaciones de alta P en una banda de dirección ONO-ESE situada al O y E del Embalse de Cala (Unidad de Las Pajanosas, 39). En este sector localmente se han observado asociaciones en grauvacas esquistosas con $Ph + Ab + Qz + Grt + Clh \pm Bt \pm Rt \pm Ilm$, formadas en un episodio metamórfico M1 en condiciones de 8.7 ± 0.4 Kbar de P y 388 ± 16 °C de T (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

Estas unidades fueron posteriormente afectadas por un episodio de metamorfismo de baja P/ alta T (M2) similar al desarrollado en el Dominio de Évora-Aracena de la ZOM, así como por el metamorfismo de contacto asociado a la intrusión de las rocas plutónicas del BSN, siendo estos últimos los únicos reconocibles en la Unidad de La Minilla (38).

Este episodio de metamorfismo, se desarrolla a menudo sobre una S_2 de crenulación, y es previo a una crenulación posterior S_3 . En la Unidad de las Pajanosas este episodio de metamorfismo a menudo no sobrepasa las condiciones de la biotita. Sin embargo, en la Unidad de La Minilla alcanza condiciones de andalucita y cordierita principalmente, y en algunos casos sillimanita y feldespato potásico.

4.1.1.2.2.- Grupos PQ, CVS y Culm

Tradicionalmente, el conocimiento del metamorfismo regional de la Zona Surportuguesa (ZSP) se ha realizado a partir de estudios tanto petrográficos como geoquímicos de las rocas metavolcanitas básicas. En general, se acepta la distribución zonada de un

metamorfismo de grado bajo a muy bajo, disminuyendo de Norte a Sur, desde la zona inferior de la facies de los esquistos verdes al norte, hasta la facies de las zeolitas al sur (Munhá, 1990).

Routhier *et al.* (1980) indican la existencia de un metamorfismo regional de carácter polifásico, con una primera etapa en la que se alcanzan unas condiciones de 350° a 400°C de temperatura y una presión de 3,5 a 5,5 Kb, y una segunda etapa a la cual se asocia la formación de la pumpellita. Bernard y Soler (1980) realizan un estudio del metamorfismo a partir de rocas básicas, y consideran que la asociación característica es la de prehnita + pumpellita + epidota s.s. + clorita, indicando un metamorfismo de grado muy bajo, a las que asocian unas condiciones de temperatura entre 250° a 350°C y una presión que varía entre 1 a 4 Kb. Simancas (1983) realiza un estudio detallado del metamorfismo de esta región en su sector oriental y para el establecimiento de las condiciones metamórficas, se estudian tres grandes grupos composicionales de rocas existentes en la Z.S.P. Identifica condiciones de P-T comprendidas entre la facies de la prehnita-pumpellita hasta la facies de los esquistos verdes, y sugiere unas condiciones de 300° a 375°C de T y una P de 2 a 2,5 kbar. Fernández Caliani *et al.* (1994) realizan un estudio mineralógico y microestructural en metapelitas, devónicas y carboníferas, e indican un metamorfismo regional monofásico, que está asociado con la primera fase de deformación varisca y se caracteriza por una paragénesis de cuarzo + mica blanca + clorita + albita. Estos mismos autores indican un cierto decrecimiento en la intensidad del metamorfismo de Este a Oeste. Las condiciones termobarométricas las fijan en una temperatura de 250° a 300°C y una presión de 2 Kb. Aparicio *et al.* (1996) caracteriza el metamorfismo de la FPI como de Baja Presión con temperaturas próximas a 200°C en un ambiente anqui a epizonal.

La existencia de cambios mineralógicos asociados a fenómenos hidrotermales (metamorfismo hidrotermal o autohidrotermalismo) en las rocas ígneas, da lugar a procesos convergentes con asociaciones minerales que pueden ser atribuidos a ambos procesos; es decir, al metamorfismo regional o al autometamorfismo hidrotermal (Contreras y Apalategui, 1999). En este sentido, las rocas volcánicas, especialmente las básicas (basalto y diabasas), muestran neoformación y/o alteración secundaria que han sido inducidos por la interacción de fluidos hidrotermales marinos bajo gradientes de temperatura variables, entre 75° ± 25°C y 375° ± 25°C (Munhá y Kerrich, 1981; Munhá, 1990).

Contreras *et al.* (1999b) establecen unas condiciones termobarométricas para el metamorfismo de grado muy bajo, con una temperatura que puede variar de 180° a 300°C y una presión igual o inferior a 3 Kb. El gradiente geotérmico asumido en función de los datos existentes es de 40° a 50°C/km. La zonación metamórfica presente en la FPI muestra una disminución en el grado metamórfico de NE a SO. En la zona NE de la FPI se encuentran las facies de los esquistos verdes, y hacia el SO, el grado metamórfico va disminuyendo llegando en el sector SO de la Hoja del Cerro de Andévalo al límite superior de la anquizona (grado muy bajo y facies prehnita-pumpellita), pero sin alcanzar la zona inferior de los esquistos verdes (Contreras *et al.*, 1999b).

Martínez *et al.* (2002) describen en el sector Calañas-Valverde del Camino de la FPI, condiciones de bajo grado, donde la asociación mineral más frecuente es cuarzo + illita + clorita + albita, correspondiente al límite anquizona-epizona. Este metamorfismo según los citados

autores representaría un rango de temperaturas entre 270° y 360°C, con una media de 310°C, a una presión no superior a 3 Kb.

4.1.2. Metamorfismo de contacto

Existe un metamorfismo de contacto ligado a la existencia de coladas basálticas y sills básicos de gabros (doleritas) de la FPI.

El metamorfismo de contacto ligado a las rocas de tipo basáltico, afecta a una serie de niveles de pizarras negras, de edad Estruniense. Este metamorfismo sólo afecta a una franja muy estrecha de estos niveles de pizarras, inferior a 50 cm. En el estudio de muestras para estudios palinológicos se observa como la materia orgánica se encuentra muy carbonizada, habiéndose obtenido indicadores de una maduración elevada en el campo del metamorfismo orgánico, equivalente al rango de la antracita, con una paleotemperatura, probablemente, superior a los 200°C, dentro de la facies de prehnita-pumpellita (Batten, 1996).

Otro tipo de metamorfismo de contacto se encuentra asociado a las intrusiones de los sills de las rocas básicas pertenecientes al volcanismo de la FPI. Normalmente se observa como una corneana centimétrica con desarrollo de andalucita y/o cordierita. Los dos primeros minerales sólo pueden ser reconocidos por su morfología, ya que están completamente retrogradados a un agregado de grano fino constituido por cuarzo, albita, clorita, mica blanca (Contreras *et al.*, 1999b). Este tipo de metamorfismo ya ha sido descrito por Routhier *et al.* (1980), que realizan un estudio del metamorfismo que producen estas rocas sobre distintos materiales, ya sean del Devónico Superior (Grupo P-Q) o del CVS (materiales volcánicos).

Existe un **metamorfismo de contacto ligado a la intrusión del BSN.**

Los dos grupos de rocas ígneas diferenciados dan distintos grados metamórficos. Así, para los granitoides desarrollan una aureola metamórfica muy estrecha, desarrollando como mineral índice moscovita.

Hacia el sector oriental de la Hoja se encuentra una banda de dirección E-O de rocas básicas del BSN (gabros-dioritas) que intruyen sobre materiales de la unidad Pulo do Lobo, Grupo PQ y unidades de La Minilla y Las Pajanosas, dando lugar al desarrollo de andalucita (quiasolita), bien visible en el campo como recristalizaciones corneánicas o como texturas mosqueadas, y biotita, diferenciándose así dos isogradas, andalucita y biotita. Entre ambas isogradas tienen una anchura máxima de 2 Km (Matas *et al.*, 1999). En ocasiones se desarrolla cordierita, y de forma puntual, este metamorfismo de contacto llega a formar sillimanita (Díez Montes *et al.*, en prensa a).

En campo se aprecian muy bien los cristales de andalucita, los cuales pueden llegar a tener hasta 1 cm. Un hecho importante a resaltar es que este metamorfismo de contacto se encuentra afectado por una crenulación, observable tanto a escala macroscópica como a escala microscópica.

4.2. Zona de Ossa-Morena

4.2.1. Metamorfismo Regional

El metamorfismo en la mayor parte de la ZOM en la Hoja se sitúa en las zonas de bajo o muy bajo grado, con excepción del sector meridional de la banda metamórfica de Aracena y el núcleo metamórfico de Almadén de la Plata, donde aparecen rocas de grado medio y alto.

4.2.1.1. Flanco N del Antiforme Olivenza-Monesterio

Las rocas presentes en este sector de la hoja están afectadas por un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado, como ha sido puesto de manifiesto en la vecina hoja de Puebla del Maestre (898) por Apalategui *et al.* (2007).

Estos autores reconocen en este sector paragénesis con: Qz +Ser; Qz +Ser +Chl; Qz +Ser +Chl+ Bt verdosa y Qz+ Ms+ Bt en rocas detríticas; y Cal +Chl; Cal +Ser y Cal +Bt en rocas detríticas carbonatadas.

4.2.1.2. Flanco S del Antiforme Olivenza-Monesterio

Las rocas presentes en este sector de la Hoja están afectadas por un metamorfismo regional de bajo a muy bajo grado.

Apalategui *et al.* (1990) reconocen las siguientes paragénesis en metapelitas: Qz +Chl +Ms +Ser; Qz +Chl +Ms y Qz +Ms +Chl +Bt. En metabasitas encuentran las asociaciones siguientes: Pl +Ep +Chl +Bt; Pl +Ep +Chl y Pl +Ep +Chl +Act.

La excepción es la banda de cizalla de El Palancar del NE del Embalse de Aracena. En ella afloran intercalados tectónicamente dentro de las pizarras de la Fm Barrancos, materiales pertenecientes al Complejo vulcanosedimentario de Aracena constituidos por esquistos andalucíticos con intercalaciones de calizas y mármoles y algunas felsitas. Las pizarras de la Fm Barrancos que están en contacto tectónico con estas rocas muestran también asociaciones con Qz +Ms +Bt +And (Apalategui *et al.*, 1990).

4.2.1.3. Núcleo del Antiforme de Olivenza-Monesterio

4.2.1.3.1.- *Metamorfismo pre-Varisco*

Eguíluz *et al.* (en prensa) en la hoja de Almadén de la Plata y Apalategui *et al.* (2007) en la vecina de Puebla del Maestre, encuentran en la sucesión Tentudía, en el sector NE de la hoja, asociaciones características de bajo grado pertenecientes a las zonas de la clorita y de la biotita (biotita verde), mientras que en la sucesión de Montemolín encuentran asociaciones características del grado medio y alto pertenecientes a las zonas de Chl +Ph +Bt marrón y Bt marrón +Crd +Pl.

En general en el núcleo del Antiforme Olivenza-Monesterio, se encuentran asociaciones metamórficas características desde muy bajo grado a grado alto con anatexia. Esta secuencia de facies se caracteriza por la presencia de andalucita, sillimanita y cordierita.

Para Eguíluz (1988), esta secuencia de zonas metamórficas es representativa de un gradiente geotérmico de bajas presiones y altas temperaturas (70°C/km) que en zonas profundas daría lugar a importantes procesos de migmatización con desarrollo de granitoides anatéticos. Describen la existencia en la Serie Negra de un episodio metamórfico asociado a una primera foliación conservada relicta en porfiroblastos o microlitones de la principal.

Eguíluz y Ábalos (1992) obtienen a partir de la composición de las fengitas, temperaturas de 450-520°C a presiones de 230-300Mpa. Los mencionados autores le atribuyen a metamorfismo Cadomiense. Para ello se basan en la datación de un episodio metamórfico, como una edad de 553±6 Ma (40Ar/39Ar en hornblendas) de Dallmeyer y Quesada (1992), así como las obtenidas para la granodiorita anatética de Monesterio por Quesada *et al.* (1989).

Sin embargo, la sucesión estratigráfica de Ossa-Morena muestra que en el Cámbrico inferior-medio tuvo lugar un proceso de *rifting* con generación de abundante vulcanismo bimodal y plutonismo (Liñán y Quesada, 1990; Oliveira *et al.*, 1992; Ribeiro *et al.*, 1992; Giese y Buhn, 1993; Sánchez García *et al.*, 2003, 2008b). Para Azor *et al.* (2004) en el núcleo metamórfico de Monesterio, así como en el de Valuengo (fuera de esta Hoja), el metamorfismo es sincinemático con una foliación milonítica de cizallamiento dúctil extensional, no desarrollada fuera de la banda metamórfica, que está plegada por pliegues acostados variscos. En este ámbito de *rifting* del Cámbrico inferior-medio, es en el que se desarrollaría el metamorfismo y la deformación de cizalla extensional de los núcleos de Monesterio y Valuengo, según Azor *et al.* (2004).

Se han obtenido para el magmatismo asociado a estos núcleos metamórficos, edades algo más jóvenes que las anteriormente citadas; de 533 ±8 Ma (Ordóñez Casado, 1998), 527±10/-7 Ma (Ochsner, 1993), 510±4 Ma (Montero *et al.*, 1999), 495 ±8 Ma (Schäfer, 1990). Todas ellas están comprendidas entre el Cámbrico inferior y el superior, por lo que podrían estar en relación con el proceso de *rifting* referido.

Sánchez García *et al.* (2003, 2008b), divide este evento de *rifting* en dos episodios: un evento ígneo temprano y un evento ígneo principal. Este metamorfismo pre-varisco y las granodioritas de anatexia de Monesterio y relacionadas, serían según estos autores, coetáneas con los Porfiroides de Bodonal y por tanto con el evento de *rifting* temprano o evento ígneo temprano del Cámbrico inferior.

Para Apalategui *et al.* (2007), sin embargo el metamorfismo regional existente en la sucesión Tentudía sería varisco.

4.2.1.3.2.- Metamorfismo Varisco

Los materiales del Cámbrico inferior y medio del flanco S del Antiforme de Monesterio muestran un metamorfismo regional que oscila entre el anquimetamorfismo y el muy bajo a bajo grado.

Apalategui *et al.* (1990) reconocen como paragénesis más representativas: Qz +Ms +Chl, Qz +Ms y Qz +Ms +Chl +Ser en materiales pelítico-arenosos, y: Ab +Chl +Ser; Ab +Chl +Ep ±Ser y Ab +Chl +Ep ±Act en metabasitas.

En la sucesión Tentudía se llega a alcanzar localmente la neoformación de biotita verde (Apalategui *et al.*, 1990, 2007).

4.2.1.4. Dominio de Évora-Aracena

4.2.1.4.1.- Metamorfismo eo-Varisco, M1 (alta P/baja-intermedia T)

La existencia de un metamorfismo de alta P/baja T en el Dominio Évora-Aracena fue puesta de manifiesto en Portugal, en el Complejo Filonítico de Moura (Fonseca *et al.*, 1999; Araujo *et al.*, 2005) y posteriormente en España, en los Esquistos del Cubito (Booth-Rea *et al.*, 2006) correlacionables con el anterior. Ambos son interpretados como un alóctono de alta P relacionado con una zona de subducción y emplazado sobre la ZOM.

Booth-Rea *et al.* (2006) muestran sobre paragénesis que incluyen mica blanca K, clorita y cloritoide, que definen la primera foliación (S₁) en metapelitas de bajo grado de los Esquistos de Cubito-Moura, que estos estuvieron sometidos a unas condiciones de metamorfismo de alta P/baja T desde 340-370°C a 1.0-0.9 GPa a 400-450°C a 0.8-0.7 GPa.

Durante la realización de esta Hoja, una extensa toma de nuevas muestras, así como una amplia revisión de las muestras de MAGNA existentes, ha permitido no solamente poner de manifiesto por primera vez la existencia de esquistos azules en la parte española de los Esquistos de Cubito-Moura, sino la presencia de nuevas unidades de alta P/baja-intermedia T en la ZOM (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

Los esquistos de la **Unidad de Cubito-Moura** registran un episodio metamórfico de alta P/baja-intermedia T (M1) presentándose en esquistos pelíticos y filitas una asociación mineral con Ph + Qz + Chl + Ilm ± Cld ± Bt ± Rt, mientras que en los esquistos semipelíticos se encuentran porfiroblastos de albita que incluyen inclusiones orientadas de una S₁ crenulada formada por agujas de rutilo, de manera similar a las de las Unidades Basales de alta P/baja-intermedia T en los Complejos Alóctonos del NO del Macizo Ibérico (Arenas *et al.*, 1995). Las fengitas en estos esquistos pelíticos y semipelíticos registran condiciones mínimas de 9.2 Kb de P y 395 ± 45°C de T (Figura 4.2.1-3) según Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013). Por otra parte Ponce *et al.* (2012) calculan, usando paragénesis mica blanca K-clorita-cloritoide y paragénesis sin cloritoide, definiendo la S₁ en España y Portugal, condiciones P-T entre 1.0-1.2 GPa de P a 300-400°C de T para el comienzo del desarrollo de S₁ evolucionando a 0.9 GPa de P y 350-450°C de T.

En una lámina en tobas básicas-intermedias, se han observado pseudomorfo rómicos de clorita y cristales grandes de epidota, que podrían proceder de lawsonita.

Su despegue basal es una *mélange* tectónica que incorpora bloques de eclogita (Moita *et al.*, 2005) y *boudines* de mármol con aragonito (Fonseca *et al.*, 2004a) en Portugal y esquistos, láminas de metabasitas y esquistos semipelíticos que preservan relictos de un evento metamórfico en facies de los esquistos azules (M1) en España (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). Las metabasitas presentan una foliación S₂ constituida por Amp + Ab + Ep + Chl + Spn + Ilm + Qz, siendo los anfíboles zonados con un centro azul oscuro de glaucofana a winchita (Figura 4.1.1 a), mientras que los esquistos azules semipelíticos están formados por Amp + Ph + Qz + Ab + Ep + Clh + Ilm + Spn (Figura 4.1.1 b), siendo la composición química del

anfíbol azul similar a los de las metabasitas. Estas asociaciones representan unas condiciones P-T mínimas de 12.4 Kbar de P y $310\pm 11^{\circ}\text{C}$ (Figura 4.2.1-2). La evolución de la química mineral desde anfíboles Na en el centro a anfíboles Ca en los bordes (Figura 4.2.2) y de la composición química de las fengitas (Figura 4.2.3), desde las ricas en celadonita a pobres en la misma, puede estar relacionada con la evolución descompresiva de las rocas (Rubio Pascual *et al.*, 2013).

En el flanco N del Antiforme de Fuenteheridos, por debajo del despegue basal de la Unidad Cubito-Moura, en el **Complejo Vulcanosedimentario de Arcena** del Grupo de Fuenteheridos, Bard (1969) cita, en dos pequeños afloramientos de metadoleritas muy esquistosadas la presencia de crossita anterior a la primera foliación reconocible, blindada y reemplazada por actinolita, que debía estar en equilibrio con epidota, albita y cuarzo. Esta asociación es frecuente en los esquistos verdes con glaucofana, que se forman por un metamorfismo relacionado con un grado geotérmico bajo del orden de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ a $15^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Bard, 1969).

Durante la realización de esta Hoja, se ha puesto también de manifiesto, por primera vez, que dentro de la secuencia de la ZOM situada por debajo de la Unidad de Cubito-Moura los metasedimentos Neoproterozoicos de la **Fm La Umbría** (equivalente de la Serie Negra), preservan una asociación de M1 en microlitones con S_1 preservados dentro de una foliación S_2 espaciada. Esta asociación (M1) está constituida por $\text{Ph}/\text{Ms} + \text{Bt} + \text{Qz} \pm \text{Ab} \pm \text{Grt} \pm \text{Rt} \pm \text{Ilm}$. Algunas de las micas blancas en la foliación S_1 de los esquistos grafitosos tienen una composición química (baja relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}_{(\text{t})}$ y altos contenidos en sílice) característica de alta P/baja-intermedia T, que indica condiciones mínimas de 9.5 Kb de P y 450°C de T. Sin embargo, los resultados obtenidos basados en el equilibrio $\text{Grt} - \text{R} - \text{t} - \text{Ilm} - \text{Pl} - \text{Pg} - \text{PrI}$ son de una P de 10.9 ± 0.4 Kb y una T de $449\pm 31^{\circ}\text{C}$ próximos a los de los esquistos de Cubito-Moura (Figura 4.2.1-4) (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013).

Por otra parte, aunque los mármoles situados entre el Complejo Vulcanosedimentario y la Fm La Umbría no muestran evidencias de metamorfismo de alta P, la existencia en la parte portuguesa de la *mélange* de Cubito-Moura de bloques con aragonito podría relacionarse con fragmentos exhumados de mármoles equivalentes. Así pues todo el apilamiento de unidades existente en la sucesión del Grupo de Fuenteheridos y el Cubito-Moura, ha debido estar afectado por metamorfismo de alta P/T.

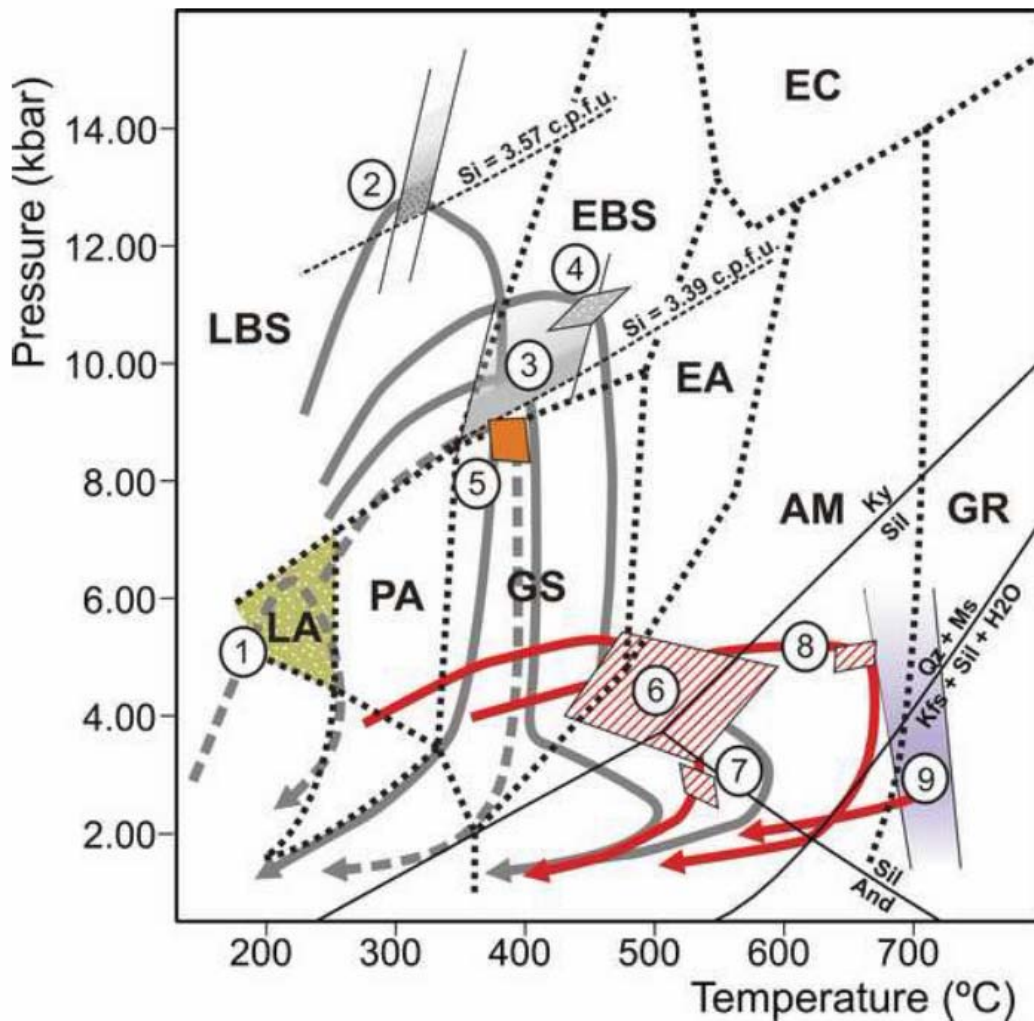


Fig. 4.2.1.- Condiciones P-T para las diferentes unidades. 1) Esquistos máficos con pseudomorfos de lawsonita en la Unidad de esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries. 2) esquistos semipelíticos (*mélange* basal de Cubito-Moura). 3) Micasquistos con porfiroblastos de Ab (Esquistos de Cubito-Moura). 4) Micasquistos con Grt +Pl (Fm La Umbría del grupo de Fuenteheridos). 5) Metagrauvascas con Grt +Pl (Unidad de Las Pajanosas). 6,7) Esquistos con Grt±And (Grupo de Aracena). 8) Gneis con Grt +Sil (Grupo de Aracena). 9) Anfibolita con Hbl +Pl (Anfibolita de Beja-Acebuches en la *mélange* de la SISZ cerca de Alájar). Las trayectorias en línea gris continua representan trayectorias P-T deducidas para unidades de HP/L-IT de la ZOM y las líneas grises a trazos trayectorias para unidades de HP/L-IT de la ZSP. Las líneas en rojo representan trayectorias P-T deducidas para diferentes rocas de las unidades de HT/L-IP. Los campos de facies metamórficas modificadas de Peacock (1993). AM, anfibolita; EA, epidota-anfibolita; EBS, esquistos azules con epidota; EC, eclogita; GS, esquistos verdes; GR, granulita; LA, esquistos con lawsonita y albita; LBS, esquistos azules con lawsonita; PA, pumpellitita-actinolita. Tomada de Rubio Pascual *et al.* (2013).

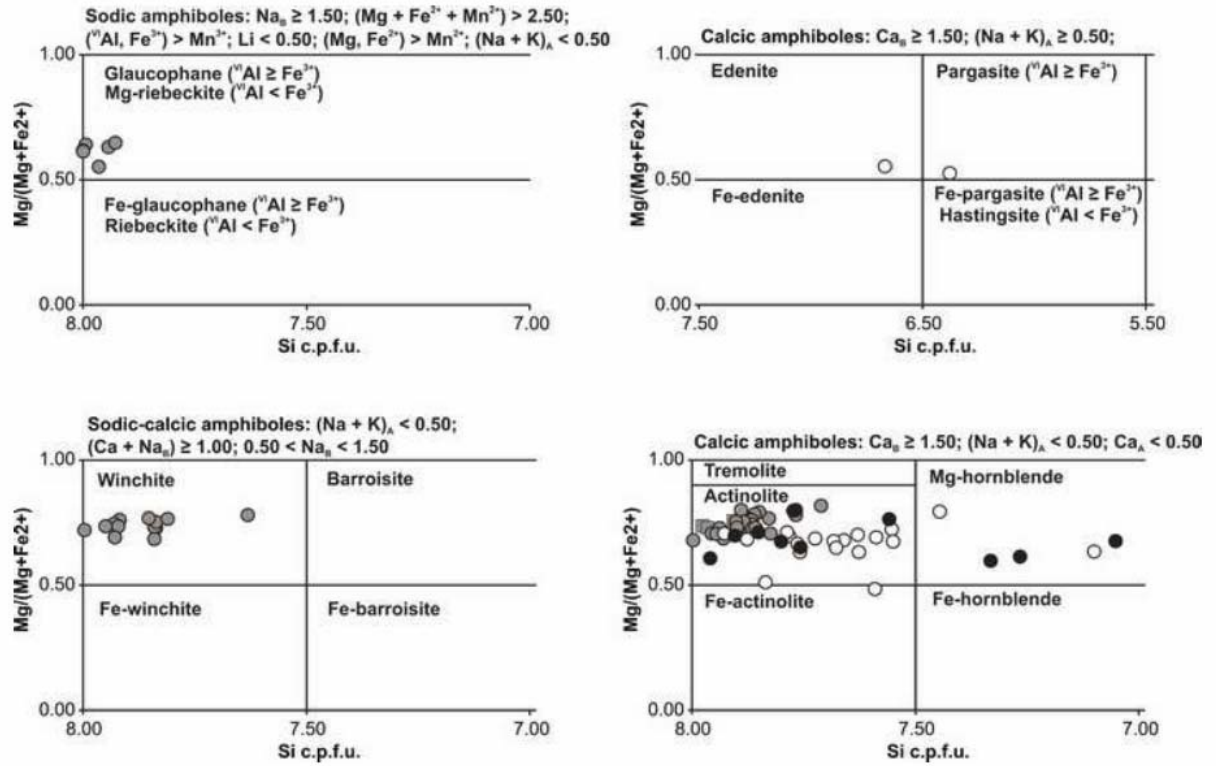


Fig. 4.2.2.- Diagrama de clasificación de anfíboles de diferentes unidades. Círculos grises; anfíboles de la Mélange basal de Cubito-Moura. Cuadrados grises; anfíboles de anfíbolitas de los esquistos de Cubito-Moura. Círculos blancos: anfíboles de las anfíbolitas de la Unidad de Pulo do Lobo (esquistos anfíbólicos y anfíbolitas de Los Ciries). Círculos negros; anfíboles de las unidades de HT/L-IP. Nomenclatura y diagramas según Leake *et al.* (1997). Tomada de Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013).

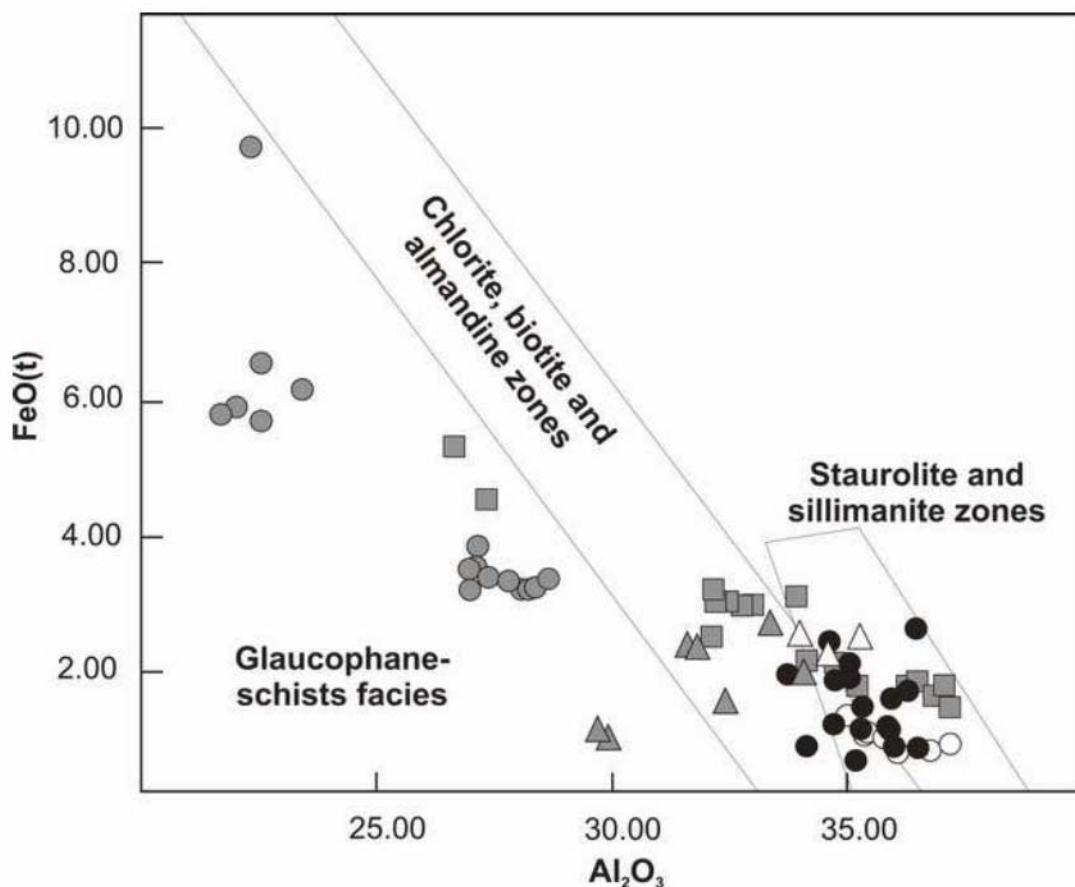


Fig.4.2.3.- Diagrama mostrando la composición química de micas blancas de diferentes unidades. Círculos grises; micas blancas de la *mélange* basal de Cubito-Moura. Cuadrados grises; de los esquistos de Cubito-Moura. Triángulos grises; esquistos de la Serie Negra del Grupo de Fuenteheridos. Círculos blancos; esquistos del Pulo do Lobo. Triángulos blancos; metagrauvas de Las Pajanosas. Círculos negros; micas blancas de HT/L-IP del Grupo de Aracena. (Condiciones metamórficas según Miyashiro, 1973). Tomada de Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013).

4.2.1.4.2.- Metamorfismo Varisco M2 (baja P/alta T)

La mayoría de las unidades que constituyen el Dominio de Évora-Aracena (incluyendo el núcleo metamórfico de Almadén de la Plata) afectadas previamente por el metamorfismo de alta P/baja-intermedia T (M1), así como la Unidad de Alto grado de Aracena o Grupo de Aracena (Antiforme de Cortegana) que no parece haber sufrido este episodio M1, han sido sometidas después a un episodio de metamorfismo de baja P/alta T (M2) (Fig. 4.2.1).

Tradicionalmente, este episodio ha sido el primer y más importante evento metamórfico reconocido en este dominio. Bard (1969) atribuyó las paragénesis minerales en las rocas de la banda de Aracena a una única fase de metamorfismo regional progresivo, a la que asignó un gradiente de temperatura del orden de 75°C/km, sin tener en cuenta la presencia de una importante zona de falla, con una banda de cizalla con retrometamorfismo asociado de unos 2 km de ancha (Zona de Cizalla Cortegana-Aguafría), que divide en dos la banda de Aracena (Crespo Blanc, 2004). Al NE de esta falla se desarrolla un metamorfismo M2

en bajo grado, mientras que al SO se observan condiciones de alto grado con asociaciones minerales con cordierita o sillimanita alcanzándose las granulitas.

En esta zona de alto grado (Grupo de Aracena), Castro *et al.* (1996a, 1999a) y Díaz Azpiroz *et al.* (2002, 2004, 2006) observan gneises migmatíticos bandeados de origen pelítico en facies anfibolita con asociaciones: Kfs + Pl + Qz + Grt + Sil + Bt ± Crd y metapelitas granulíticas con Kfs + Pl + Qz + Grt + Sil + Crd ± Spl ± Opx; así como granulitas máficas con asociaciones con Cpx y Opx; mármoles con una textura en mosaico orientado grueso compuestos de: Cal + Dol ± Wo ± Ol y rocas de silicatos cálcicos con asociaciones: Amp + Qz + Pl + Kfs ± Ep en los casos de menor grado y Ca-Cpx + Qz + Pl + Kfs + Grt ± Amp en los casos de mayor.

Las condiciones P/T en la zona de alto grado alcanzaron los 900°C de T y 4 Kbar de P, según Castro *et al.* (1996a, 1999a) y Díaz Azpiroz *et al.* (2002, 2004, 2006). Por otra parte los cálculos termobarométricos en un gneis con Grt + Sil + Pl + Bt + Ilm ± Rt (Rubio Pascual *et al.*, 2013) dan condiciones P-T de alrededor de 5 Kb de P y 650°C de T (Figura 4.2.1).

La anfibolita de Beja-Acebuches muestra una zonación metamórfica con anfibolitas de grano grueso con Ca-Cpx aflorando en la posición estructural superior, al N, y anfibolitas de grano medio con Ca-Amp + Pl + Ep + Ilm + Spn ± Qz en la mitad inferior.

Algunos autores la interpretan como una inversión sinmetamórfica (Crespo Blanc, 1992; Castro *et al.*, 1996a; 1996b), aunque a causa de su posición estructural, que parece corresponder al flanco inverso de una estructura antiformal desarrollada después del evento extensional de alta T (Simancas *et al.*, 2004, 2009; Azor *et al.*, 2008), el gradiente invertido podría ser el resultado de una rotación post-metamórfica de la zonación metamórfica de M2.

Los cálculos termométricos muestran una dispersión de valores de T a baja P comprendida entre 700 y 740°C, usando el geotermómetro Hb-Pl. En esquistos pelíticos con granate relacionados con la Anfibolita Beja-Acebuches, se observa una paragénesis con Ms/Ph + Qz + Grt + Pl + Bt + Ilm ± And que es compatible con M2 en condiciones de 3.2 a 5.2 Kb y 430-600°C para la asociación sin And y 2.3 a 3.2 kb y 520 a 550°C para las que tienen And (Rubio Pascual *et al.*, 2013).

Las edades radiométricas obtenidas para el metamorfismo en estas rocas varían entre 313 ± 10 Ma y 351 ± 58 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1993; Hoymann *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1999a; Díaz Azpiroz *et al.*, 2002), aunque la mayoría están entre 330 y 340 Ma. Más recientemente Pereira *et al.* (2009) datan este metamorfismo (mediante el método SHRIMP U-Th-Pb) en 335-345 Ma (Viseense). Estas edades marcan el enfriamiento final de las rocas metamórficas (Crespo Blanc, 2004).

Algunas rocas cuando están en contacto directo con las de alto grado del Grupo de Aracena, muestran una recristalización sobreimpuesta tardi a post-S₂ en condiciones de alta T/baja-intermedia P. Esta recristalización desarrolla micas cruzadas y crecimiento de andalucita sobre los niveles basales del autóctono de la ZOM y de la Unidad de Cubito-Moura. Así mismo, las zonas de la andalucita y sillimanita se encuentran sobreimpuestas sobre las partes inferiores del Grupo de Fuenteheridos. Esto se debería a la superposición de rocas de las unidades alóctonas, así como rocas autóctonas de la ZOM sobre el Grupo de Aracena,

dando lugar a un bucle en algunas trayectorias P-T de las unidades de alta P/baja-intermedia T (Figura 4.2.1) (Rubio Pascual *et al.*, 2013).

Salvo las rocas afectadas por la recrystalización tardi a post-S₂ en condiciones de alta T/baja-intermedia P antes citada, en la unidad de bajo grado del Grupo de Fuenteheridos, así como en la Unidad de Cubito-Moura y en el autóctono de la ZOM, no se superó la facies de los esquistos verdes (Bard, 1969, 1970; Crespo Blanc, 1989, Castro *et al.*, 1996a; Rubio Pascual *et al.*, 2013). Así, en la mélange basal de la Unidad de Cubito-Moura en España, se observa que los anfíboles azules relacionados con el M1 de alta P/baja-intermedia T (glaucofana a winchita) pasan hacia el borde del anfíbol a anfíboles-Ca incoloros a verdes (actinolitas a hornblendas actinolíticas) junto con clorita, siendo los primeros recrystalizados en facies de los esquistos verdes durante el M2 (Rubio Pascual *et al.*, 2013). Recientemente Ponce *et al.* (2012) calculan unas condiciones P-T durante el episodio deformativo D2 (M2) de 0.3 a 0.4 GPa de P y 400-450°C de T en la Unidad de Cubito-Moura.

4.2.1.4.3.- *Metamorfismo tardi-Varisco*

El límite S de la Anfibolita de Beja-Acebuches, está afectado por la Zona de Cizalla Suribérica, desarrollando una foliación milonítica en condiciones de metamorfismo retrógrado de grado bajo a medio (Crespo Blanc y Orozco 1988; Crespo Blanc, 1992; Castro *et al.*, 1996; Díaz Azpiroz y Fernández, 2003, 2005; Díaz Azpiroz *et al.*, 2004). Crespo Blanc y Orozco (1988) y posteriormente Díaz Azpiroz *et al.* (2004), reconocen un conjunto mineral con actinolita, plagioclasa (baja en Ca), epidota, esfena y a veces clorita, indicando deformación en un régimen de facies de los esquistos verdes o transición de anfibolitas a esquistos verdes. Los anfíboles-Ca granoblásticos muestran un núcleo marrón de mayor T y un borde verde (Rubio Pascual *et al.*, 2013).

4.2.2. Metamorfismo de contacto

4.2.2.1. Rocas plutónicas pre-Variscas

La **granodiorita de Pallares (13)** y los leucogranitos asociados **(15)** muestran en el extremo NE de la Hoja, en su borde S, una aureola de contacto sobre la sucesión de Tentudía, que se sobrepone a una blastésis regional previa, según (Cueto *et al.*, 1983). Desarrolla una blastésis de biotita que en la zona más interna de la aureola forma agregados nodulares y posibles blastos de cordierita retromorfizados a moscovita. Apalategui *et al.* (2007) citan en la vecina hoja de Puebla del Maestre (898), la existencia en el borde S del macizo de Pallares, de una estrecha aureola con blastésis de moscovita poiquiloblástica y pseudomorfos de fenoblastos totalmente transformados a agregados sericíticos, afectados por la primera esquistosidad varisca. El grado de metamorfismo de contacto no sobrepasa en ningún lugar la facies de las corneanas hornbléndicas (Cueto *et al.*, 1983).

Los gabros aflorantes en el flanco S de la Antiforma de Monesterio **(17)**, al igual que los granitos albiticos cataclásticos **(16)** ocasionan metamorfismo de contacto en el encajante, aunque las aureolas son de dimensiones reducidas (Eguíluz *et al.*, en prensa).

El **granito del Castillo (18)** lleva asociada una aureola de contacto de algunas decenas de metros de anchura en la que llega a producirse la neoformación de pequeños cristales irregulares de biotita en las zonas más próximas a la roca ígnea (Apalategui *et al.*, 1990).

4.2.2.2. Rocas plutónicas Variscas

El **conjunto plutónico de Santa Olalla de Cala**, incluyendo el stock de Santa Olalla (20, 21), los gabros del stock de Aguablanca (22) y los granitos de Teuler y Garrote (23), desarrolla una aureola de contacto que llega a superar los 2 km de anchura, mientras que el granito de Cala desarrolla una aureola superior a 400 m (Apalategui *et al.*, 1990) y la cuarzodiorita del Puerto (NO de la Hoja) una aureola de unos 350 m (Apalategui *et al.*, 1983).

Estas aureolas dan lugar al desarrollo de corneanas de albita-epidota, que en metapelitas produce blastésis de biotita en las zonas más externas de la misma, mientras que en las zonas más internas aparecen gran cantidad de agregados sericíticos que seudomorfizan a andalucita y/o cordierita, llegando a alcanzarse condiciones de las corneanas piroxénicas con asociaciones de sillimanita, feldespato potásico y desarrollo de fusión parcial en las rocas más cercanas al intrusivo (alcanzándose cerca del contacto con el stock de Aguablanca temperaturas de alrededor de 750°C, según Tornos *et al.*, 2006). En estas zonas se citan (Apalategui *et al.*, 1990) como asociaciones más comunes: Qz +Bt +Pl +Kfs +Crd; Qz +Bt +Pl +Kfs +And +Crd +Sil; Qz +Bt +Crd +Pl +Kfs +Px, así como la existencia de asociaciones con corindón y ortopiroxeno.

En las rocas carbonatadas en las zonas más externas se presentan paragénesis con anfíbol y epidota mientras que en las más internas se desarrollan procesos de skarnificación con generación de granatitas y rocas de silicatos cálcicos con granate, clinopiroxeno, escapolita, wollastonita, olivino y epidota, que han sido estudiadas por diversos autores (Velasco, 1976; Casquet, 1980).

Las rocas volcánicas dan lugar a ggneises feldespáticos con asociaciones complejas que incluyen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, anfíbol, piroxeno y granate en proporciones variables (Apalategui *et al.*, 1990).

El **macizo de Hoya de Santa María (24, 25)** produce una aureola de contacto que desarrolla en las metapelitas de la zona más interna asociaciones minerales en facies de las corneanas hornbléndicas, pasando según aumenta la distancia al contacto intrusivo a tener blastésis de cordierita (pseudomorfizada a agregados micáceos) y en la zona más externa a biotita de pequeño tamaño (Apalategui *et al.*, 2007).

En el **macizo de El Pedroso-Ventas Quemadas (26)** como consecuencia de la intensidad de los fenómenos de metamorfismo de contacto, en las zonas más internas, es frecuente encontrar materiales migmatizados que, a menudo, alcanzan tasas de fusión suficientes como para originar granitoides leuco o mesocráticos de grano medio fino ricos en restitas de biotita (Matas *et al.*, en prensa).

En general tanto los **macizos plutónicos de carácter cuarzodiorítico a diorítico e intrusiones máficas-ultramáficas (28)** como el **granito de anatexia de afinidad charnockítica (29)** situados en la Unidad de Alto Grado del Dominio Évora-Aracena no muestran

metamorfismo de contacto, mientras que los intrusivos en la Unidad de Grado medio-bajo de Aracena o en El Cubito, si desarrollan aureola de contacto.

El macizo de cuarzodioritas a dioritas de Aroche muestran una aureola de contacto, únicamente en su borde N, con una anchura de 1 km, alcanzando la facies de las corneanas piroxénicas (Apalategui *et al.*, 1983).

Los macizos de La Nava y El Repilado intrusivos en El Cubito y en la Unidad de Grado medio-bajo de Aracena, respectivamente, muestran aureolas de contacto de entre 100 y 300 m de espesor, con blastésis de moscovita, biotita, andalucita y corindón en las metapelitas; y de granate, diópsido y epidota en rocas carbonatadas (Apalategui *et al.*, 1984).

5. GEOQUÍMICA

5.1. Zona Surportuguesa

5.1.1. Anfibolitas de Los Ciries

Algunas de estas anfibolitas que se intercalan con metasedimentos en la base (desde el punto de vista estructural) de la Fm Pulo do Lobo, son metabasaltos toleíticos de fondo oceánico, con carácter N-MORB y formarían parte de esta unidad que ha sido interpretada como un prisma de acreción relacionado con una zona de subducción hacia el N (Eden y Andrews, 1990).

La geoquímica de las rocas metaígneas de los esquistos anfibólicos y anfibolitas del Antiforme de Los Ciries (Fm Mélange de Peramora, de Eden, 1991) es según Eden (1991) de tipo N/T-MORB, coherente con el de las rocas máficas incluidas en la Fm Pulo do Lobo.

Giese y Buhn (1993) realizan análisis en los esquistos máficos de la base de la Fm Pulo do Lobo obteniendo una composición de basaltos toleíticos, compatible con los de Munhá (1983). Muestran algún enriquecimiento con respecto al MORB.

Para Quesada *et al.* (1994) las anfibolitas relacionadas con el Pulo do Lobo parecen haber sufrido una historia petrogenética diferente. Las grandes variaciones en la relación Zr/Nb también sugiere fuertes heterogeneidades, pero las variaciones composicionales observadas concuerdan bien con las pautas definidas por procesos de enriquecimiento/empobrecimiento mantélico "intra-placa". Para estos autores su generación requiere tasas relativamente altas de fusión de una fuente mantélica heterogénea previamente empobrecida sin influencia química detectable de actividad de zona de subducción. Estas características geoquímicas junto con la existencia (en Portugal) de volcanitas félsicas corticales subordinadas y el registro sedimentario llevan a estos autores a proponer que la Fm Pulo do Lobo no se originó en la misma cuenca oceánica que las Anfibolitas de Beja-Acebuches, pudiendo representar los restos de un margen continental pasivo más antiguo, acrecionado tectónicamente.

Durante la realización de esta Hoja se han tomado dos muestras para su análisis químico, que han sido analizadas en los laboratorios de la Universidad de Granada. Sus resultados se reflejan en la Tabla 5.1.1

Muestra	9-37 IG MP-9016	9-37 IG MP-9012
SiO ₂	48,72	48,06
Al ₂ O ₃	14,73	16,77
Fe ₂ O ₃	11,66	12,63
MnO	0,19	0,20
MgO	7,04	5,99
CaO	11,64	7,41
Na ₂ O	1,81	2,67
K ₂ O	0,15	0,40
TiO ₂	1,47	2,35
P ₂ O ₅	0,13	0,26
LOI	1,69	2,44
Total	99,23	99,18

Tabla 5.1.1a.- Composición en roca total de elementos mayores (en % en peso) de muestras de las Anfibolitas de Los Ciries. LOI, pérdida por ignición

Muestra	Zr	Sr	Li	Rb	Cs	Be	Ba	Sc	V
9-37 IG MP-9016	83,9	164,46	14,71	4,74	0,64	0,52	3,63	48,31	338,97
9-37 IG MP-9012	172								
Muestra	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Y	Nb	Ta
9-37 IG MP-9016	202,21	44,57	74,42	92,11	85,56	16,87	33,12	3,48	0,18
Muestra	Hf	Mo	Sn	Tl	Pb	U	Th	La	Ce
9-37 IG MP-9016	0,88	0,48	1,07	0,05	1,35	0,04	0,01	3,5	10,38
Muestra	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
9-37 IG MP-9016	1,8	9,51	3,42	1,25	4,22	0,83	5,31	1,22	3,28
Muestra	Tm	Yb	Lu						
9-37 IG MP-9016	0,51	3,06	0,41						

Tabla 5.1.1b.- Composición en roca total de elementos menores y traza (en ppm) de muestras de las Anfibolitas de Los Ciries.

5.1.2. Complejo Vulcanosedimentario (CVS)

Numerosos autores han realizado estudios geoquímicos del CVS, siendo de destacar los siguientes:

Routhier *et al.* (1980) diferencian basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. Respecto a los primeros diferencian tres grandes grupos, basaltos alcalinos, basaltos transicionales y basaltos

toleíticos. Estos autores concluyen que el volcanismo de la FPI presenta características de una serie magmática calcoalcalina.

Soler (1980) realiza un estudio sobre las volcanitas “espiliticas” de la FPI, en relación con los yacimientos minerales presentes en la zona. En cuanto a la génesis de los cuarzoqueratófidos y tobas ácidas, propone la generación de un magma dacítico por fusión cortical. El magma espilitico original sería de carácter basáltico olivínico a toleítico.

Simancas y Rodríguez Gordillo (1982, 1984), señalan que los términos básicos corresponden a tipos basálticos toleíticos y alcalinos, que con posterioridad a su emisión, han sufrido procesos de espilitización en un medio marino. Estos autores, descartan la presencia de rocas de carácter calcoalcalino y la asociación de este volcanismo con un ambiente de arco insular o de margen continental activo, si bien, la falta de enriquecimiento en Fe, impide clasificar como toleítica esta asociación de rocas volcánicas.

Munhá (1983) identifica basaltos, andesitas y riolitas, siendo estas últimas las más importantes en cuanto al volumen en la FPI. Reconoce unos basaltos inferiores de carácter toleítico (toleitas transicionales a toleitas de arco) y unos basaltos superiores con características de basaltos alcalinos intraplaca, con enriquecimiento en elementos incompatibles (Ba, Nb, P, Zr, REE). Observa sills doleríticos de ambos tipos de afinidad. Las rocas intermedias tienen altos contenidos en Al_2O_3 y bajo en TiO_2 y FeO_{total} y se sitúan en el campo de rocas calcoalcalinas en los diagramas SiO_2 - FeO/MgO y FeO - FeO/MgO . Por otra parte, muestran contenidos en Nb, Zr, Y y Sr comparables a los de otras series calcoalcalinas, mientras que se observan enriquecimientos moderados en tierras raras ligeras, con escaso fraccionamiento de las tierras raras pesadas. Para este autor, el alto contenido en SiO_2 de las riolitas (>77% en general) es característico de asociaciones bimodales. Las dacitas están subordinadas y muestran enriquecimiento en Al_2O_3 , TiO_2 y P_2O_5 y un espectro de REE parecido al de las andesitas. Con estos datos interpreta el vulcanismo del CVS como representativo de una asociación bimodal, de basaltos toleíticos a alcalinos, con riolitas ricas en SiO_2 y con rocas intermedias subordinadas.

Martí *et al.* (1994) indican que los distintos episodios volcánicos diferenciados por distintos autores en la FPI, corresponden a un único ciclo volcánico de características calcoalcalinas, en el cual agrupan diversos edificios que han emitido desde andesitas basálticas hasta riolitas. También indican la presencia de rocas subvolcánicas de carácter alcalino, con firma de basaltos tipo N-MORB y de toleitas de tipo E-MORB, posteriores a los de las formaciones calcoalcalinas, si bien son sincrónicas y para ellos en ningún caso se trataría de un volcanismo bimodal. De estas características deducen para el vulcanismo de la FPI un marco geodinámico compatible con un modelo de extensión cortical asociada o desarrollada como consecuencia de una colisión continente-continente.

Bellido (1997, en Díez Montes, 1999) señala la existencia de distintas asociaciones magmáticas, una de carácter básico que incluye basaltos de características transicionales, toleíticas y alcalinas y otra asociación calcoalcalina de composición intermedia y ácida, las cuales son genéticamente independientes. Para este autor las rocas básicas están constituidas por basaltos toleíticos con olivino o hiperstena, normativos, basaltos alcalinos con olivino y nefelina normativos y una reducida proporción de basaltos con cuarzo normativo,

predominando ampliamente los tipos toleíticos transicionales. Se habrían generado en un ámbito con una extensión moderada, en la cual no se ha llegado a determinar una oceanización completa. Las volcanitas intermedias y ácidas, muestran una caracterización de afinidad calcoalcalina (espectros de REE y anomalía de Eu).

Mitjavila *et al.* (1997) realizan un estudio del vulcanismo del sector español de la Faja Pirítica Ibérica. Para estos autores este vulcanismo comprende basaltos, andesitas, dacitas y riolitas, que se presentan como intrusiones poco profundas en sedimentos marinos sin consolidar y húmedos, siendo minoritarias las lavas, rocas hidroclásticas y sedimentos vulcanogénicos. A partir de un estudio de elementos mayores, trazas y REE, así como isótopos de Sr y Nd, caracterizan las rocas básicas, en su gran mayoría, como toleitas continentales y sólo algunas muestras presentan afinidad alcalina. Su origen, se explicaría a partir de modelos de mezcla entre basaltos tipo MORB (E y N) con asimilación de material cortical. Para estos autores las rocas intermedias y ácidas, de carácter calcoalcalino, no se encuentran asociadas por procesos de cristalización fraccionada, al igual que tampoco hay relación entre los basaltos y las rocas de carácter calcoalcalino. Proponen que las rocas ácidas (riolitas y dacitas) se generan por diferentes grados de fusión parcial de las rocas de la corteza superior, debido a la intrusión de magmas basálticos procedentes del manto superior. Para estos autores el vulcanismo de la FPI es un episodio volcánico continuo que resulta de un evento magmático coetáneo con los procesos tectónicos desarrollados en un contexto de extensión asociado a fallas en dirección.

Thiéblemont *et al.* (1998) hacen dos grupos para las rocas básicas. El primero está compuesto por lavas y doleritas comparables a basaltos alcalinos intraplaca recientes. El segundo grupo de rocas básicas muestra caracteres comparables a las toleitas continentales. En cuanto a las rocas ácidas, las clasifican como rocas calcoalcalinas del tipo "bajo- Al_2O_3 , alto-Yb", decreciendo el contenido de HREE de las dacitas a las riolitas, al tiempo que la anomalía de Eu se hace más pronunciada. Sugieren mediante la modelización de elementos trazas que las rocas evolucionaron a partir de un magma parental dacítico por cristalización fraccionada de hornblenda y plagioclasa, que a su vez procedería de la fusión parcial de un protolito anfibólico, lo cual requiere un elevado gradiente T/P en la corteza. Estos datos les llevan a proponer un entorno distensivo, como el emplazamiento en una cuenca *fore arc* en un segmento cortical de reciente acreción.

Díez Montes (1999) realiza el estudio geoquímico de las rocas volcánicas del CVS, dentro del Proyecto "Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas", realizado para la Junta de Andalucía. Este estudio geoquímico se centró en tres grupos litológicos:

Volcanitas ácidas, que incluyen a **riolitas** y **dacitas**, siendo mayoritarias las primeras. Dentro de las riolitas se han diferenciado dos grupos, atendiendo principalmente al contenido en SiO_2 , el primero se encuentra formado por riolitas con un contenido en $\text{SiO}_2 < 77-78\%$, y un segundo grupo compuesto por las riolitas que tienen un contenido en SiO_2 superior a 77-78%.

Volcanitas intermedias, constituidas por **andesitas** e **hialoclastitas andesíticas**. Este grupo litológico puede presentar pequeñas variaciones composicionales, con lo cual hay

muestras que se proyectan en el campo de las dacitas y en el campo de las andesitas basálticas, pero siempre cercanas a los límites con el campo de las andesitas.

Volcanitas básicas, dentro de este grupo se han diferenciado tres tipos, ya que presentan características texturales, composicionales y de afloramiento muy distintas. También se encuentran a distintos niveles dentro de la serie volcanosedimentaria de la FPI. Estos tres tipos son: **Basaltos**, afloran a muro del CVS; **Traquibasaltos**, afloran hacia el techo del CVS; **Gabro-Doleritas**, muestran un carácter intrusivo, en materiales que forman la columna de CVS.

En los diagramas de variación binaria entre SiO_2 y elementos mayores, la mayoría de los elementos mayores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , TiO_2 y P_2O_5) presentan una correlación negativa frente a la SiO_2 . El K_2O presenta cierta correlación positiva, mientras el Na_2O presenta una fuerte dispersión. Los elementos que presentan una correlación negativa, muestran una pendiente muy continua para las volcanitas ácidas e intermedias, y una pendiente vertical para un mismo contenido en sílice para las volcanitas básicas (basaltos, traquibasaltos y doleritas). El comportamiento del Na_2O y del K_2O respecto a la sílice es para Díez Montes (1999) característico de series calcoalcalinas.

En la Figura 5.1.1 se observa como las volcanitas ácidas (riolitas-dacitas) y las volcanitas intermedias (andesitas) se proyectan de forma mayoritaria en el campo de la serie calcoalcalina, mientras que las volcanitas básicas (basaltos), se proyectan de forma mayoritaria en el campo de la serie toleítica (pobre en K^+).

En el diagrama de variación $\text{SiO}_2 / \text{TiO}_2$, pueden observarse dos tendencias distintas, una formada por las volcanitas ácidas e intermedias, donde el contenido en TiO_2 disminuye con el aumento de la sílice, desarrollando una pendiente negativa. El segundo grupo está formado por las volcanitas básicas, que presentan una evolución diferente en los términos más ácidos. Esta misma relación se ve en el diagrama $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$.

Díez Montes (1999) separa geoquímicamente tres grupos de **vulcanitas ácidas**, en función de su contenido en SiO_2 , así como en REE y elementos traza: riolitas, dacitas y riolitas ricas en SiO_2 . Dentro de las vulcanitas ácidas (riolitas y dacitas) los elementos traza incompatibles son independientes de la SiO_2 y presentan grandes diferencias en elementos como el Ba, Zr, Th, U, Hf. Las dacitas, muestran un ligero enriquecimiento en elementos incompatibles con respecto a la corteza continental, y presentan anomalía negativa en el Cu y positiva en Sn; mientras que las riolitas, muestran anomalías negativas en Sr, Eu, Ti, Cu y Fe, y anomalías positivas en K y Sn, con el incremento del contenido de SiO_2 .

En cuanto a las REE las riolitas tienen el rango de variación más amplio, con una anomalía en Eu bien marcada, mientras que las dacitas muestran un rango de variación y contenidos menores, así como una anomalía negativa en Eu menos marcada. Por su parte, las riolitas ricas en SiO_2 muestran una anomalía en Eu muy pronunciada (Fig, 5.1.2).

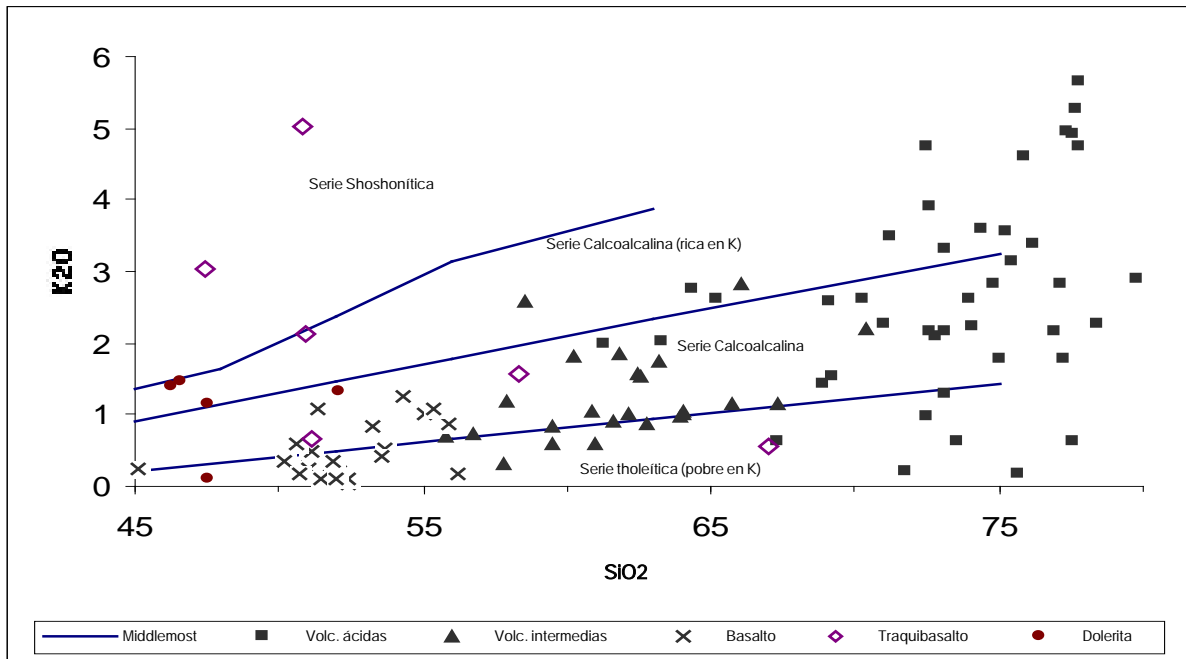


Fig.- 5.1.1.- Diagrama binario SiO₂ / K₂O según Middlemost (1985). Tomado de Díez Montes (1999)

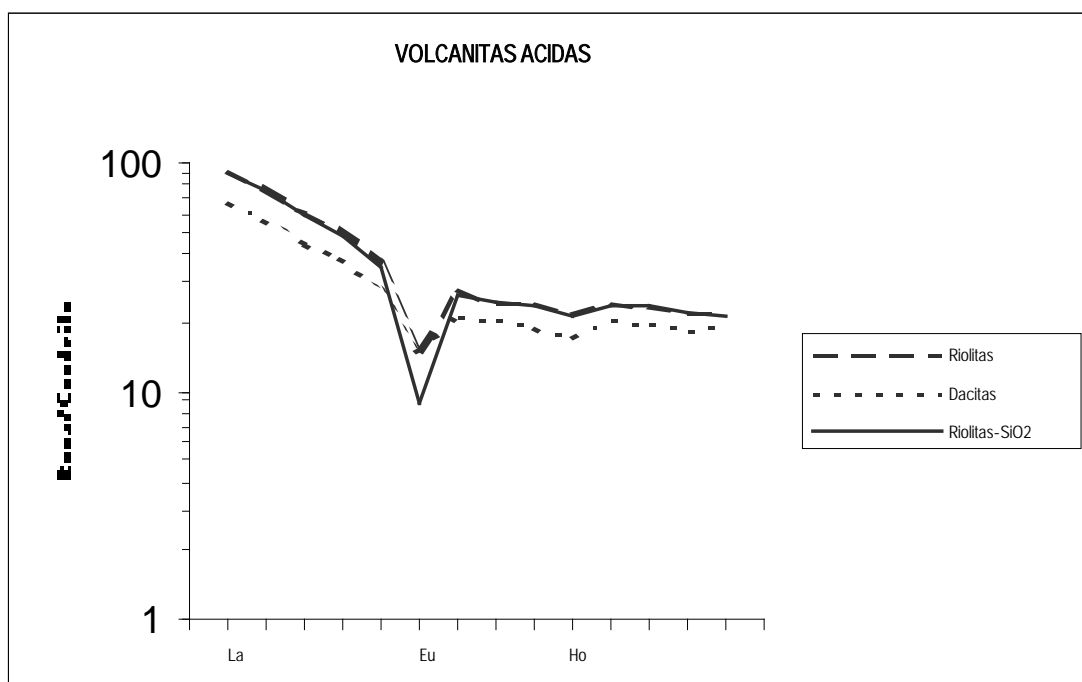


Fig. 5.1.2.- Contenidos medios de las REE normalizadas a condrito, según Boynton (1984), para las volcanitas ácidas (Tomado de Díez Montes, 1999).

En cuanto a las **volcanitas intermedias**, Díez Montes (1999) diferencia dos grupos de rocas, denominadas andesitas y dacitas, basándose, principalmente, en criterios petrográficos así como por su clasificación química dentro de los diagramas TAS y Nb/Y vs. Zr/TiO₂. No obstante, en el diagrama de Floyd y Winchester (1978) se proyectan de forma mayoritaria en el campo de las andesitas. Sus elementos traza parecen ser independientes del resto de las rocas volcánicas, lo cual indica para Díez Montes (1999) que estas rocas no están asociadas a las volcanitas básicas (basaltos) ni a las volcanitas ácidas (riolitas y dacitas) a través de procesos de cristalización fraccionada. Se caracterizan también por una distribución irregular de los elementos fuertemente incompatibles, con ausencia de anomalías en el K⁺ y en el Na⁺. Por otra parte, presentan fuertes anomalías positivas en Sn y negativas en Cu (al igual que en las volcanitas ácidas), asociadas con la formación de los yacimientos de sulfuros masivos.

Tanto las andesitas como las dacitas estudiadas por Díez Montes (1999) presentan unos rangos de variación muy semejante y sólo las dacitas muestran un rango de variación mayor para las tierras raras pesadas. En la Figura 5.1.3 se encuentran representados los contenidos medios de las REE normalizados, de las andesitas y de las dacitas. Ambos espectros son paralelos, con unos contenidos ligeramente superiores en las dacitas con respecto a las andesitas.

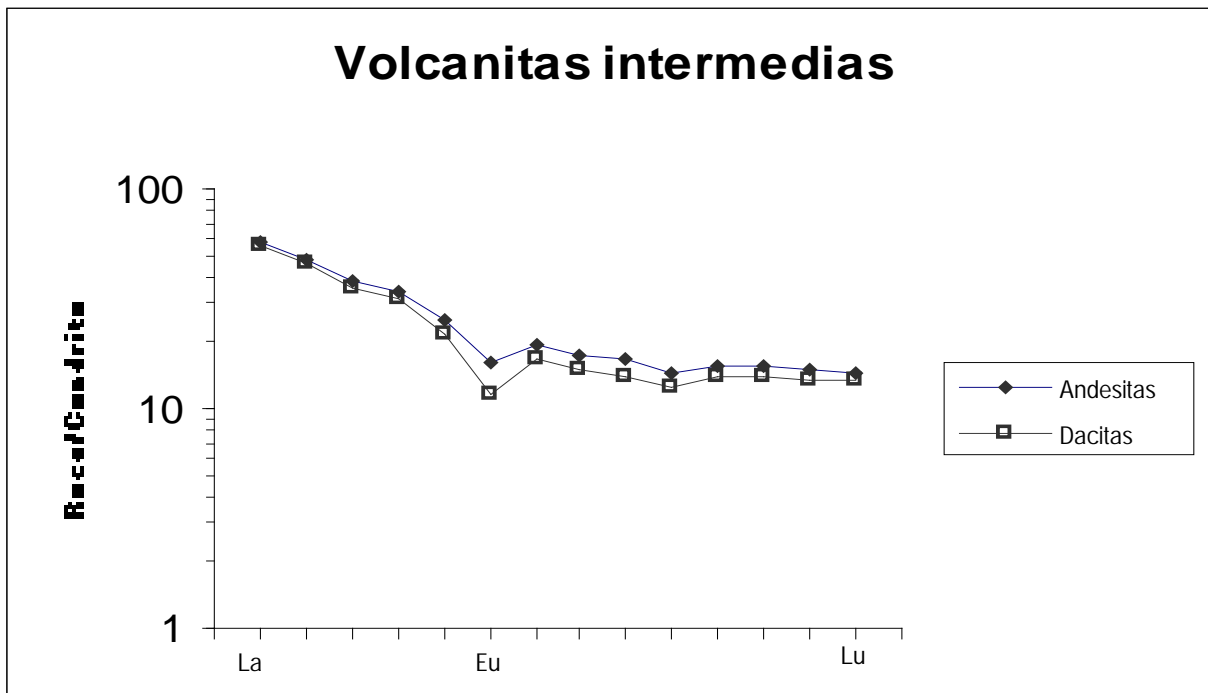


Fig. 5.1.3.- Contenidos medios de las REE normalizadas a condrito, según Boynton (1984), para las volcanitas intermedias. Tomada de Díez Montes (1999).

Díez Montes (1999) representan en el diagrama binario Al_2O_3 vs. Yb, de Arth (1979), todas las volcánitas ácidas e intermedias, que muestrean en la zona de estudio, proyectándose las volcánitas ácidas (riolitas-dacitas) en el campo de las rocas pobres en Al_2O_3 (<14,5%) y ricas en tierras raras pesadas (Yb >1,5 ppm), mientras que las volcánitas intermedias se proyectan de forma mayoritaria en el campo de las rocas ricas en Al_2O_3 (>14,5%) y ricas en tierras raras pesadas (Yb > 1,5 ppm).

Dentro de las **volcánitas básicas**, como ya se ha indicado, Díez Montes (1999) diferencia tres grupos: basaltos, traquibasaltos y gabro-doleritas, que incluyen a rocas extrusivas e intrusivas situadas a distintos niveles dentro de la columna del CVS. Este autor representa las muestras de estas rocas en el diagrama TAS, situándose en el campo de las series subcalinas-toleíticas (basaltos y andesitas basálticas) mientras que en el diagrama de Floyd y Winchester (1978), estas rocas se proyectan en los campos de andesita/basalto y basalto subcalino. Los basaltos y traquibasaltos, muestran en general, una composición de basaltos sobresaturados en sílice (toleitas con cuarzo), pudiendo encontrarse en los primeros algunas muestras de basaltos saturados en sílice (toleitas olivínicas), mientras que en los segundos encuentran una muestra cuya composición es de un basalto subsaturado en sílice (basalto alcalino). Por último los gabros-doleritas muestran una asociación típica de basaltos saturados en sílice (toleitas olivínicas).

En general, para Díez Montes (1999) la gran mayoría de las volcánitas básicas son basaltos subcalinos-toleíticos, y sólo unas pocas muestras, pertenecientes a los traquibasaltos y a las gabro-doleritas, presentan afinidad alcalina. Se caracterizan por presentar contenidos ligeramente altos en TiO_2 (>1,2) y P_2O_5 ($\geq 0,2$), así como bajos contenidos en Zr y en la relación Y/Nb. Las relaciones que presentan entre $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}/\text{MgO}$ vs. TiO_2 y $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, tienden a ser positivas.

En la figura 5.1.4 se muestran los contenidos medios de las volcánitas básicas en un diagrama de las REE normalizados a condrito según Boynton (1984).

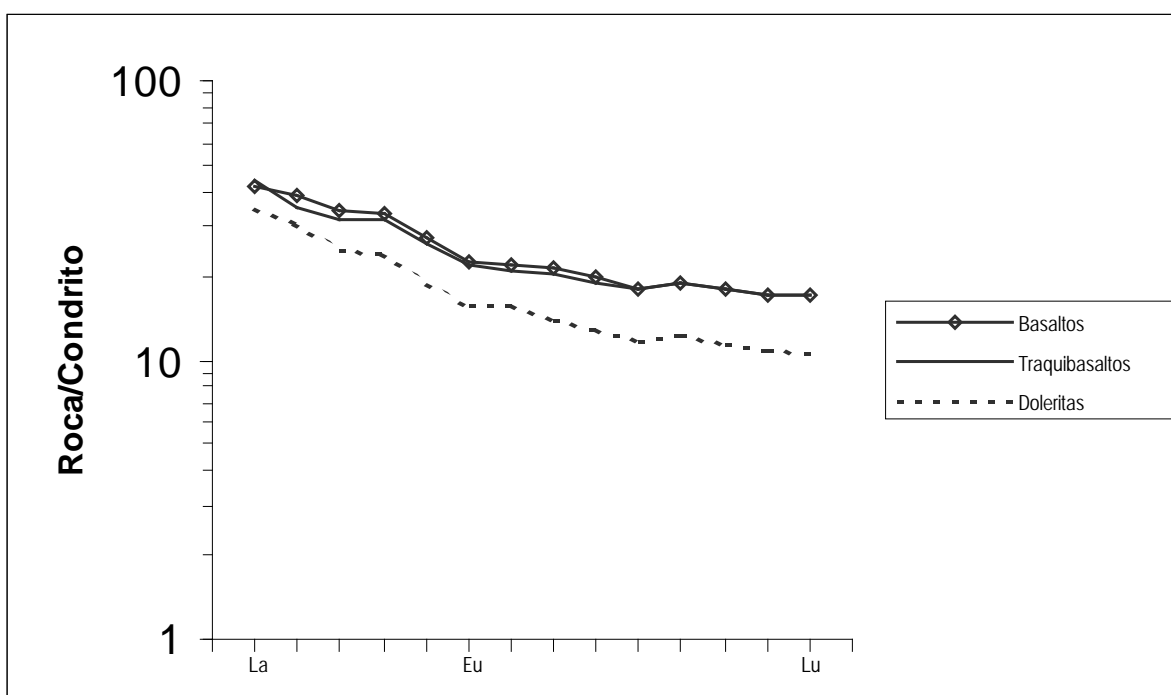


Fig. 5.1.4.- Contenidos medios de las REE normalizadas a condrito, según Boynton (1984), para las volcanitas básicas. Tomada de Díez Montes (1999)

Para los basaltos, las muestras presentan unos espectros de las REE normalizadas a condrito bastante planas, con un rango de variación $(La/Lu)_n$ entre 2,05 a 4,93, así como valores de $(Eu/Sm)_n$ de 0,78 a 0,87, lo que lleva a Díez Montes (1999) a sugerir que estas rocas tienen características toleíticas, dentro de un contexto continental. En las gabro-doleritas y en menor grado en los traquibasaltos, existen muestras que presentan una relación alta entre LREE/HREE, mostrando una configuración de espectros similar a las de los basaltos E-MORB.

Díez Montes (1999) proyectan en el diagrama AFM la totalidad de las muestras de volcanitas ácidas e intermedias (Figura 5.1.5) observándose cómo definen de forma clara una asociación calcoalcalina.

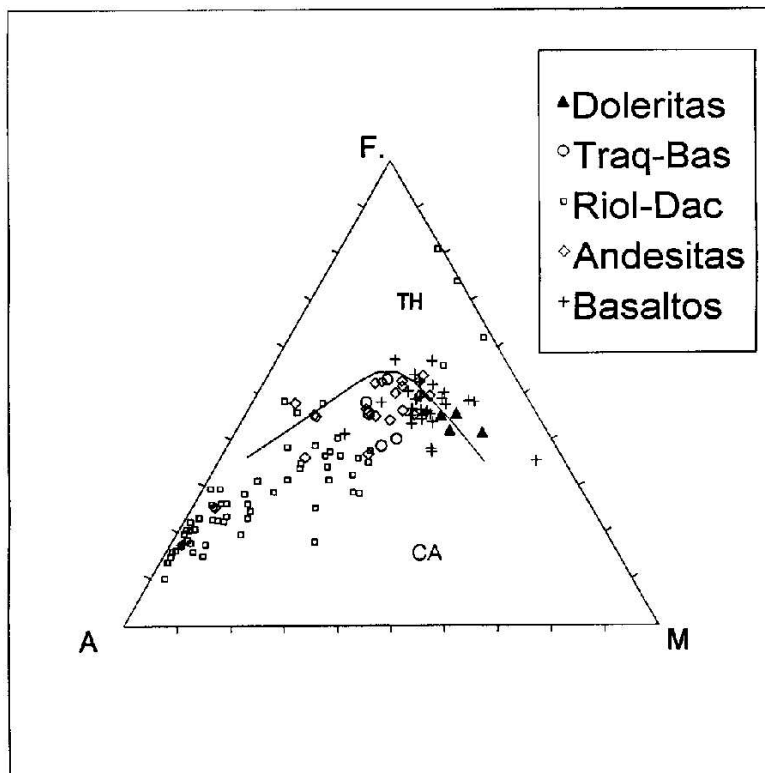


Fig. 5.1.5.- Diagrama ternario AFM, donde se ha proyectado el límite entre las series calcoalcalinas (CA) y tholeíticas (TH), de Irvine y Baragar (1971). Tomada de Díez Montes (1999)

En el diagrama Zr vs. Zr/Y, de Pearce y Norry (1979), se representan todas las muestras de carácter básico (basaltos, traquibasaltos y doleritas) (Fig. 5.1.6), observándose como la mayoría de las muestras de basaltos se proyectan en el campo C (basaltos intraplaca), mientras que las muestras de traquibasaltos se proyectan, en su mayor parte en el campo B, perteneciente a los basaltos tipo MORB y por último las doleritas muestran un comportamiento más variable y se proyectan en los campos B, C y E, que están formados por basaltos tipo MORB y basaltos intraplaca. Por otra parte, en el campo perteneciente a los basaltos de arco volcánico (A), no se proyecta ninguna muestra. lo que en opinión de Díez Montes (1999) implica que este tipo de ambiente geotectónico podría desecharse.

Por otra parte, en el diagrama Zr vs.Ti, de Pearce (1982), la gran mayoría de muestras de basaltos se proyectan en el campo de los basaltos intraplaca, al igual que los traquibasaltos, y algunas muestras aisladas se proyectan en la zona en la cual se solapan los basaltos intraplaca y los basaltos tipo MORB, mientras que las de gabro-doleritas, tienden a proyectarse en la zona de solapamiento entre los basaltos tipo MORB y los basaltos intraplaca, no habiendo muestras que se proyecten en el campo de los basaltos de arco volcánico.

Los datos de los diagramas de Pearce y Norry (1979) y Pearce (1982) llevan a Díez Montes (1999) a proponer que se deseche el ambiente geotectónico de arco volcánico para la formación de estas rocas.

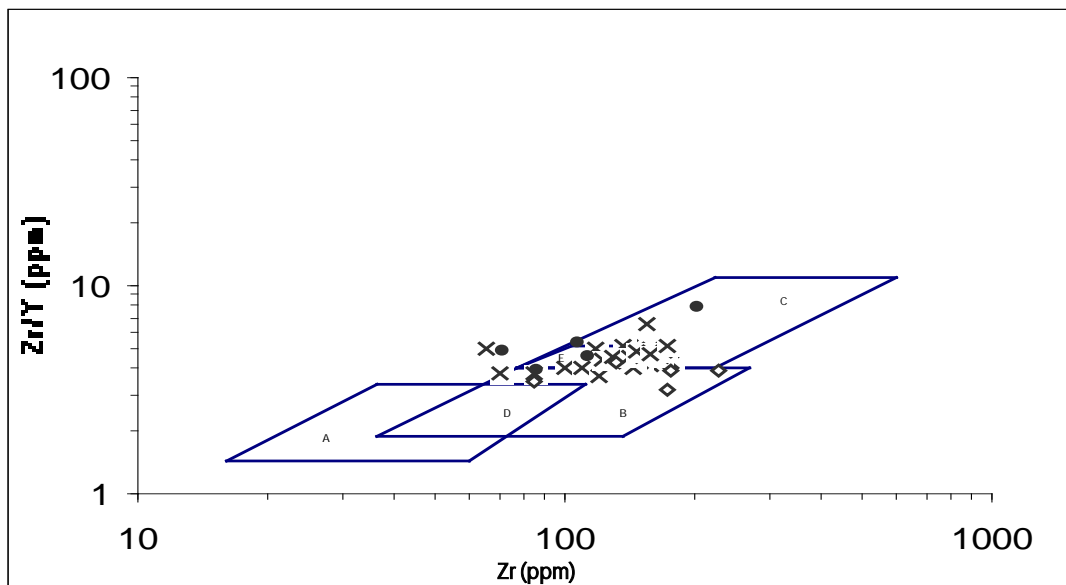


Fig. 5.1.6.- Diagrama de discriminación Zr-Zr/Y para basaltos, según Pearce y Norry (1979), para el conjunto de las muestras de rocas volcánicas de carácter básico. A= basaltos de arco volcánico; B=basaltos tipo MORB; C=basaltos intraplaca; D=basaltos tipo MORB y basaltos de arco volcánico; E=basaltos tipo MORB y basaltos intraplaca. Símbolos: x=basaltos; ◆=traquibasaltos; ●=gabro-doleritas. Tomada de Díez Montes (1999).

En el diagrama triangular discriminante para basaltos Ti/100-Zr-Yx3, de Pearce y Cann (1973), se observa que los tres grupos de rocas básicas tienden a proyectarse en el mismo campo D de basaltos intraplaca (Fig. 5.1.7).

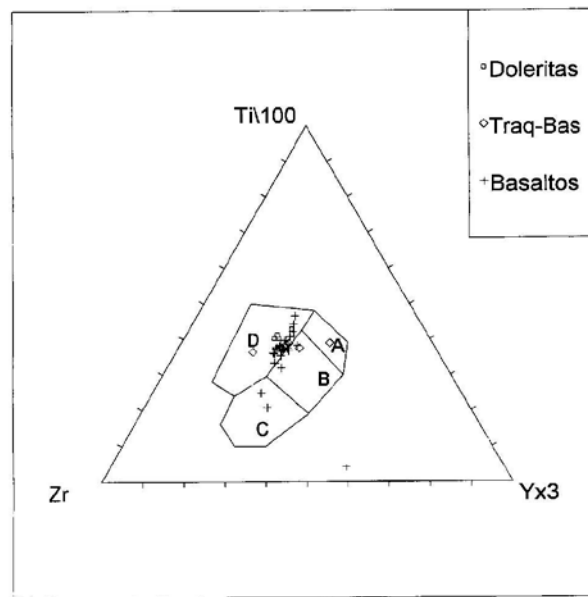


Fig. 5.1.7.- Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y para basaltos, según Pearce y Cann (1973). A: toleitas de arco isla; B: basaltos tipo MORB, toleitas de arco isla, basaltos calcoalcalinos; C: basaltos calcoalcalinos; D: basaltos intraplaca. Tomada de Díez Montes (1999).

A partir de estos datos y otros no recogidos aquí Díez Montes (1999) atribuye un carácter calcoalcalino a las vulcanitas ácidas e intermedias con una clara afinidad con la corteza continental, mientras que las básicas tienen un carácter de basaltos toleíticos y a veces alcalinos (basaltos y traquibasaltos), y basaltos MORB (gabro-dioritas), y difieren de los magmas asociados a procesos de subducción, siendo más coherentes con zonas de ruptura de corteza continental.

Como resumen de todos los gráficos discriminantes para basaltos utilizados, Díez Montes (1999) deduce que el vulcanismo del CVS se ha desarrollado en un ambiente tectónico de intraplaca relacionado con una etapa distensiva en un proceso abortado en la formación de un fondo oceánico nuevo (*"rifting" abortado*) relacionado con un episodio extensional anterior a la compresión varisca vergente al S.

Recientemente, Valenzuela *et al.* (2011) estudian los elementos mayores y traza de las rocas volcánicas félsicas en el sector Ríotinto-Nerva, concretamente de las que denominan

dacita porfídica cuarzo-plagioclásica (PQD), riolita porfídica plagioclásica (PR) y riolita porfídica cuarzo-plagioclásica (PQR). Estos estudios muestran que en los diagramas de variación de elementos inmóviles respecto del TiO_2 , los dos tipos de riolitas se caracterizan por su homogeneidad química, mientras que las dacitas porfídicas cuarzo-plagioclásicas tienden a mostrar modelos de variación lineal bien definidos. Por otra parte el diagrama de discriminación Zr/TiO_2 v. Nb/Y de Winchester y Floyd (1977) muestra que las rocas félsicas del Río Odiel tienen carácter subalcalino.

Sobre gráficos multielementos normalizados al manto primitivo, las rocas félsicas tienen perfiles con pendiente descendente con ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) y significativas anomalías negativas de Nb, Sr, Eu y Ti (Fig. 5.1.8). Las dacitas porfídicas cuarzo-plagioclásicas se caracterizan por relaciones moderadas de Zr/Y y abundancias intermedias de HFSE (Y, Zr, Hf). Las riolitas porfídicas plagioclásicas muestran relaciones Zr/Y similares, pero abundancias de HFSE y tierras raras pesadas (HREE) ligeramente más altas. Por el contrario, las riolitas porfídicas cuarzo-plagioclásicas, muestran baja Zr/Y y bajas abundancias de HFSE y anomalías de Sr y Ti más pronunciadas.

Estos autores representan las dacitas y riolitas de este sector sobre la clasificación de Hart *et al.* (2004) mostrando afinidades calcoalcalinas y consideran que una fuente magmática cortical es más coherente con las anomalías negativas de Nb que muestran estas rocas.

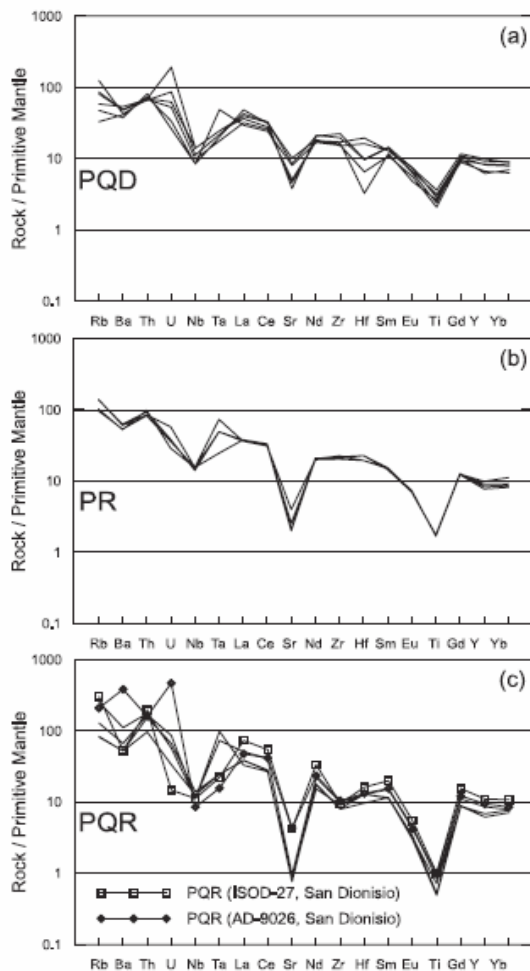


Fig. 5.1.8.- Gráficos multielementales normalizados al manto primitivo para dacitas porfídicas cuarzo-plagioclásicas (a), riolitas porfídicas plagioclásicas (b) y riolitas porfídicas cuarzo-plagioclásicas (c). Tomada de Valenzuela *et al.* (2011).

5.1.3. Vulcanitas de El Pimpollar

Este conjunto volcánico varía composicionalmente desde basaltos hasta riolitas, predominando las dacitas y andesitas y ha sido caracterizado geoquímicamente por Bellido *et al.* (2006). En él se puede separar un conjunto volcánico inferior constituido principalmente por dacitas y andesitas y en menor proporción basaltos, y uno superior constituido por riolitas.

Los basaltos son bastante escasos y se corresponden con coladas submarinas intercaladas entre las andesitas y dacitas. Son subsaturados en SiO₂ con afinidad alcalina. Los espectros de REE de estas rocas presentan fraccionamientos más bajos y carecen de anomalías negativas de Eu, respecto a las rocas del grupo andesítico-dacítico. Sus relaciones Ba/Nb, Zr/Hf, Ti/Zr y K/Rb muestran algunas semejanzas con los basaltos de tipo E-MORB y OIB.

El grupo andesítico-dacítico varía entre rocas metalumínicas alcalinas, para las más básicas y peralumínicas subalcalinas para las más ácidas. Sus espectros de REE son relativamente similares a los de los basaltos, si bien en este grupo las dacitas presentan fraccionamientos más elevados y pequeñas anomalías negativas de Eu.

El extremo más ácido de este conjunto volcánico está constituido por riolitas, que en su mayoría son potásicas y peralumínicas, si bien citan también una riolita sódica de carácter peralumínico más débil. Las riolitas potásicas se caracterizan por tener espectros de REE con fraccionamientos débiles de las LREE y nulos de las HREE, así como fuertes anomalías negativas de Eu. Por otra parte sus relaciones Ba/Nb, La/Nb, Th/U, La/Sm, La/Yb, P/Ce y K/Rb, son diferentes a las del CVS de la FPI. Sin embargo, la riolita sódica se sitúa en cuanto al espectro de REE, dentro de los límites de variación de la FPI, tanto en el fraccionamiento como en el contenido de las mismas, así como en la débil anomalía de Eu, mientras que las relaciones Ba/Nb, Th/U, La/Sm, La/Yb, Ti/Zr, P/Ce y K/Rb son también claramente diferentes de las riolitas de la FPI.

Para Bellido *et al.* (2006) el conjunto de materiales del primer episodio volcánico (andesitas-dacitas y basaltos) presentan afinidades intraplaca, mientras que las riolitas potásicas del episodio volcánico superior presentan afinidades de arco volcánico o sin-colisionales. Estos autores consideran que estos dos episodios volcánicos son tardíos e independientes de la actividad magmática principal de la Faja Pirítica Ibérica, lo que se corrobora con los datos paleontológicos obtenidos durante la realización de esta hoja, en los sedimentos situados en la base e intercalados entre ambos episodios.

5.1.4. Rocas plutónicas

El comportamiento de los elementos mayores, muestra una correlación negativa entre la SiO₂ y los óxidos de los elementos de significado básico (TiO₂, Fe₂O_{3t}, MnO, MgO y CaO), disminuyendo su contenido con el aumento del SiO₂, la cual es identificable con una evolución magmática controlada por la cristalización de clinopiroxeno, clinoanfíbol y plagioclasa rica en calcio (Díez Montes, 1999). Este tipo de tendencia negativa, también se puede observar en el

caso del Al_2O_3 , pero cuya correlación con la sílice es muy inferior a la de los elementos con significado básico.

Los óxidos que evolucionan de forma positiva con respecto a la sílice son Na_2O y K_2O . El comportamiento de estos elementos se encuentra regulado por el componente albitico de la plagioclasa de las rocas más diferenciadas, por el aumento de feldespato potásico y por la sustitución progresiva de los minerales ferromagnesianos por la biotita.

Para el caso del P_2O_5 , se observa una ligera correlación negativa con el aumento de la sílice, siendo muy escasa la variación entre rocas básicas y ácidas. Esta correlación negativa se debe a que en esta asociación magmática, el apatito es un mineral de cristalización temprana. Al microscopio puede comprobarse cómo este mineral dentro de las rocas básicas va asociado con los minerales máficos y con la plagioclasa, en forma de inclusiones (Díez Montes, 1999).

En el caso del K_2O , se podrían separar dos grupos de rocas plutónicas ácidas, el primero se encontraría formado por los granitoides de tendencia trondhjemítica, los cuales forman series continuas con el resto de las rocas (intermedias y básicas) y un segundo grupo lo componen los monzogranitos y el granitoide de grano medio-grueso, biotítico, porfídico con cordierita, separándose así dos series, una con un contenido en K^+ normal a escaso y otra rica en K^+ .

La relación binaria entre $\text{SiO}_2\text{-K/Rb}$, se mantiene bastante constante con la variación de la sílice (Figura 5.1.9), lo cual puede ser indicativo de una cristalización combinada de minerales con elevada afinidad hacia el K y el Rb, como son biotita, feldespato potásico, con el resto de minerales paragenéticos como la plagioclasa, piroxenos y anfíboles (Díez Montes, 1999).

En la Figura 5.1.10 se puede observar la relación de SiO_2 frente a Ca/Sr , donde se observa una tendencia general a la disminución de la relación Ca/Sr con el aumento de la sílice. Este diagrama podría dividirse en dos zonas, dependiendo de la relación Ca/Sr , mostrada por la pendiente que presenta en el gráfico y el límite de división se encuentra entre 55 y 60% de SiO_2 . Esto se debe a la cristalización de minerales ferromagnesianos cálcicos (clinopiroxenos y clinofanfíboles) dentro del ámbito de las rocas básicas. Para las rocas con mayor contenido en SiO_2 , la relación Ca/Sr , presenta una pendiente un poco menor, aunque el Ca^{2+} ha sido extraído de forma más intensa por los minerales ferromagnesianos cálcicos y por la plagioclasa (Díez Montes, 1999).

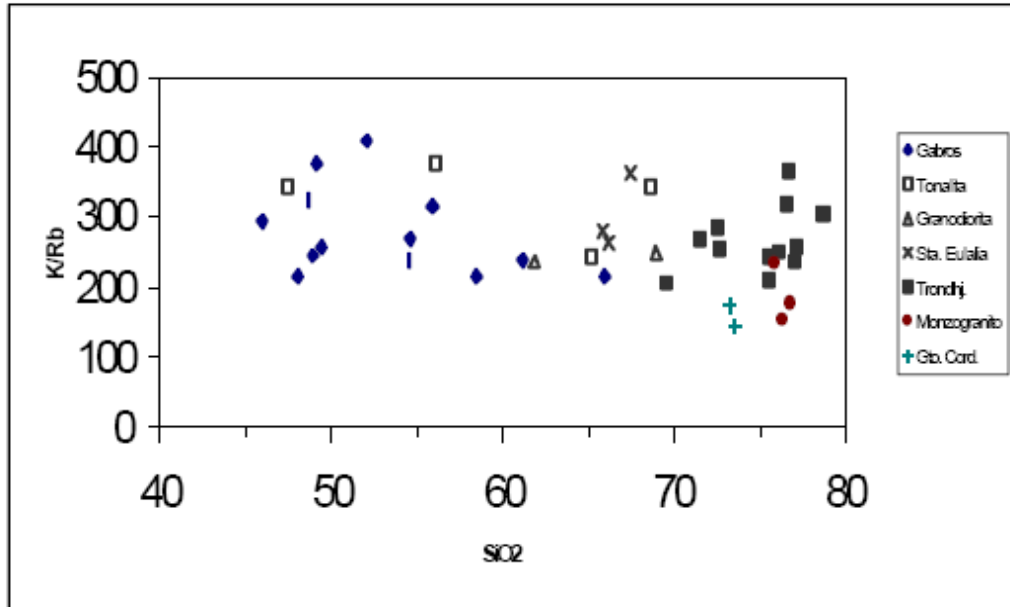


Figura 5.1.9.- Diagrama de variación binario SiO_2 frente a K/Rb . Tomado de Díez Montes (1999).

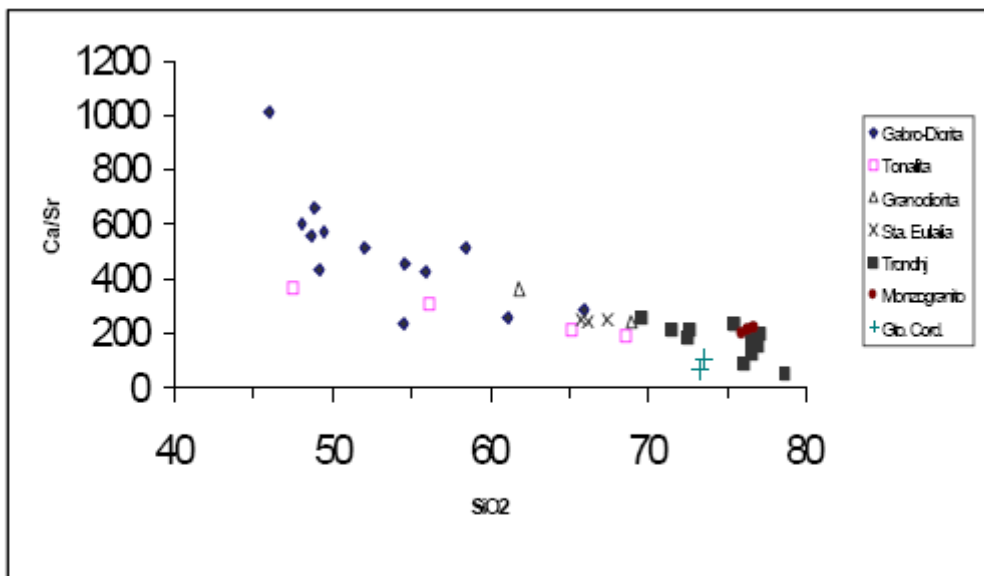


Figura 5.1.10.- Diagrama de variación binario SiO_2 frente a Ca/Sr . Tomado de Díez Montes (1999).

A partir de los espectros normalizados de las REE pueden diferenciarse dos grupos de rocas básicas. Un primer grupo de rocas muestran texturas de flujo y presentan un mayor contenido en REE, en relación con el resto de las muestras de las rocas básicas (Figura 5.1.11). Dentro del primer grupo de rocas, puede observarse cómo los espectros normalizados

muestran una anomalía de Eu, mientras el segundo grupo de rocas que pueden diferenciarse, no muestran anomalías negativas de Eu y sus espectros son bastante planos (Díez Montes, 1999).

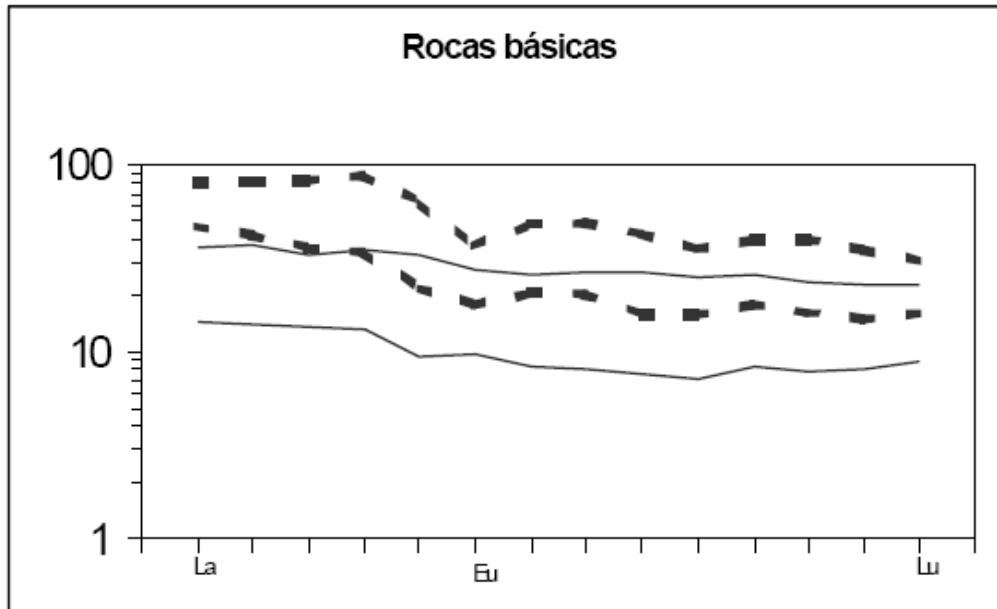


Figura 5.1.11.- Rangos de variación de las REE normalizadas a condrito, según BOYNTON (1984), para las rocas básicas. Línea discontinua = rocas básicas con textura de flujo, al microscopio. Línea continua = rocas básicas. Tomado de Díez Montes (1999).

En la Figura 5.1.12 se encuentran los espectros de las REE normalizadas a condrito, según Boynton (1984), para los dos tipos de granodioritas diferenciadas en la cartografía geológica. Como puede observarse, el rango de variación es muy pequeño, siendo mucho más estrecho para la granodiorita de Santa Eulalia. En ambos grupos de rocas muestran anomalías negativas de Eu, así como un trazado muy parecido o casi paralelo entre ellos (Díez Montes, 1999).

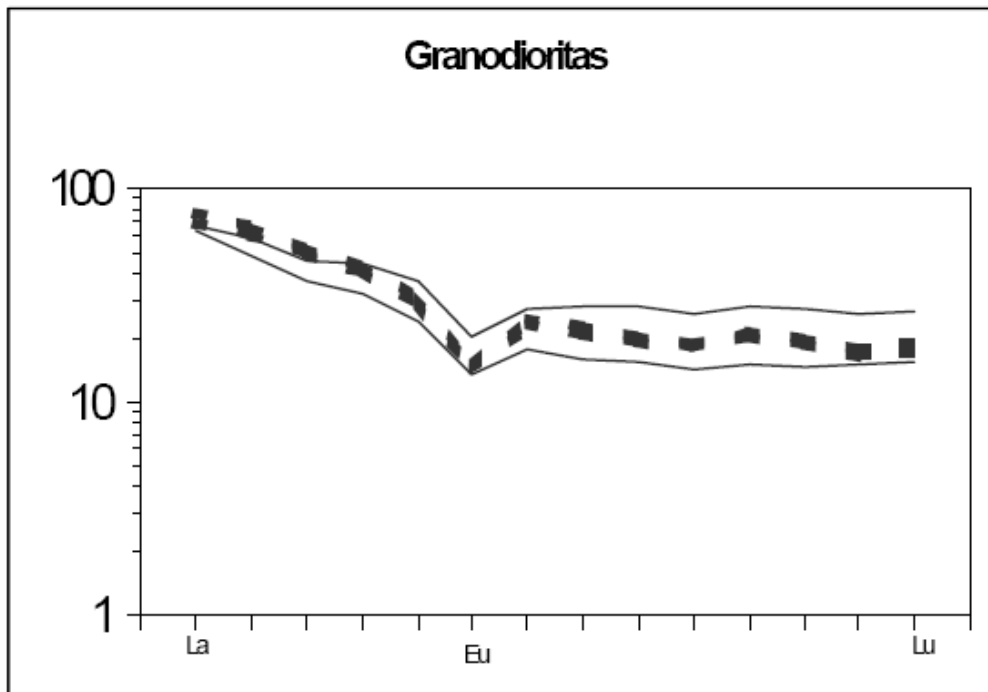


Figura 5.1.12.- Rangos de variación de las REE normalizadas al condrito, según Boynton (1984). Línea continua= granodioritas. Línea discontinua = granodiorita de Santa Eulalia. Tomado de Díez Montes (1999).

Los rangos de variación de las REE, normalizados al condrito según Boynton (1984) para los granitos, monzogranitos y granodioritas (granitoides de tendencia trondhjemítica), se encuentran representados en la Figura 5.1.13. Puede observarse cómo presentan unos espectros bastante planos, sobre todo para las tierras raras pesadas y con anomalía negativa del Eu. Los contenidos en REE son bajos. Estos espectros de las REE son semejantes a los descritos para granitoides trondhjemíticos (Díez Montes, 1999).

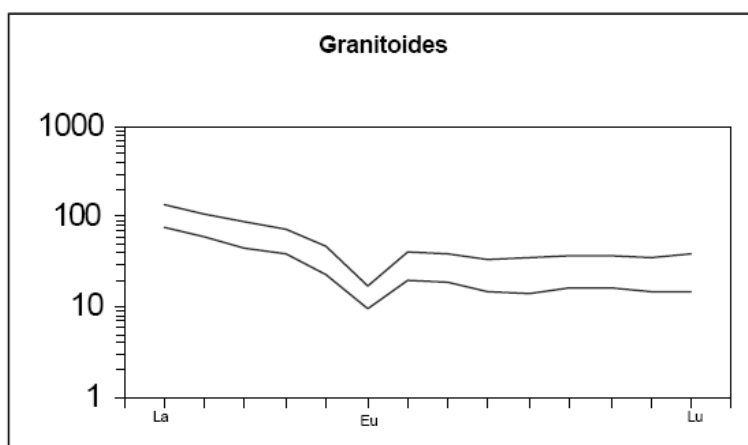


Figura 5.1.13.- Rango de variación de las REE, normalizadas al condrito, según Boynton (1984), para los granitoides de tendencia trondhjemítica (granito, monzogranito y granodiorita). Tomado de Díez Montes, 1999).

En la Figura 5.1.14 se encuentran los rangos de variación para las REE normalizadas al condrito, según Boynton (1984), de los monzogranitos de la Sierra de Aracena/Gil Márquez (líneas continuas) y del granito de grano medio-grueso, biotítico, porfídico con cordierita tardivarisco (El Crispinejo). Ambos muestran unos espectros de REE, muy semejantes con anomalía negativa del Eu, pero el monzogranito presenta una anomalía del Eu más pronunciada.

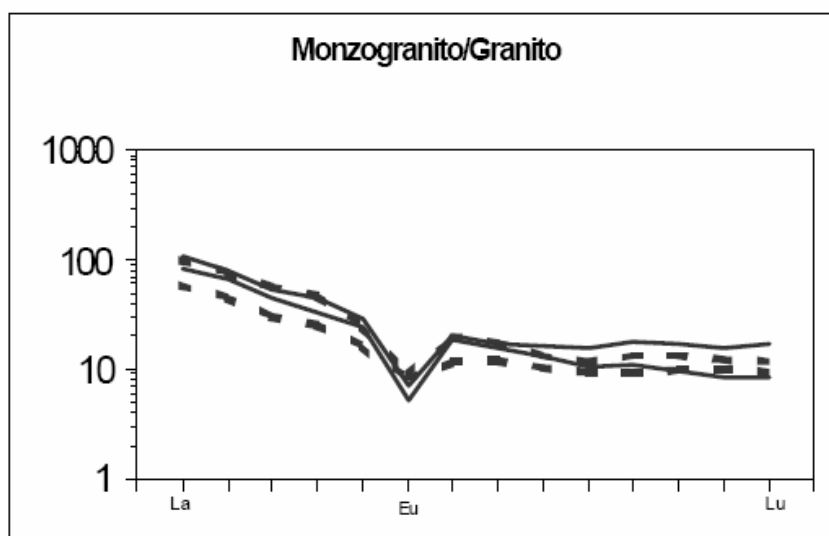


Figura 5.1.14.- Rango de variación de las REE, normalizadas al condrito, según Boynton (1984), para los monzogranitos (línea continua) y granitos de grano medio-grueso, biotítico, porfídico con cordierita (línea discontinua). Tomado de Díez Montes, 1999).

Si comparamos los espectros de las REE normalizadas de los granitoides de tendencia trondhjemítica con los de los monzogranitos y granitos porfídicos, podemos comprobar cómo estos últimos muestran unos contenidos en tierras raras un poco más bajos (Díez Montes, 1999).

En el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) (Figura 5.1.15), las rocas que forman mayoritariamente el BSN (gabro-dioritas, tonalitas, granodioritas, granodiorita de Santa Eulalia y granitoides de tendencia trondhjemítica), se encuentran en el dominio metaluminoso, donde a grandes rasgos se encuentran marcando una asociación calcoalcalina, de tipo trondhjemítico, dentro del sector IV (\pm biotita, \pm hornblenda, \pm clinopiroxeno, \pm ortopiroxeno). Algunas muestras pertenecientes a las rocas básicas (gabro-dioritas) se encuentran dentro del sector V. Este tipo de asociación ha sido descrito en ambientes volcánicos o subvolcánicos (Díez Montes, 1999).

Los grupos de rocas compuestas por los monzogranitos y por los granitoides de grano medio-grueso, biotítico, porfídico con cordierita, se encuentran dentro del dominio

peraluminico y dentro de la zona de leucogranitoides en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983) (Figura 5.1.15). Los granitoides con cordierita podrían definir una asociación aluminica, y que dentro del BSN, se encuentra representada por diversos plutones que intruyen en los granitoides de tendencia trondhjemitica, con lo cual pueden definirse dos pulsos o eventos plutonicos dentro del BSN (Díez Montes, 1999).

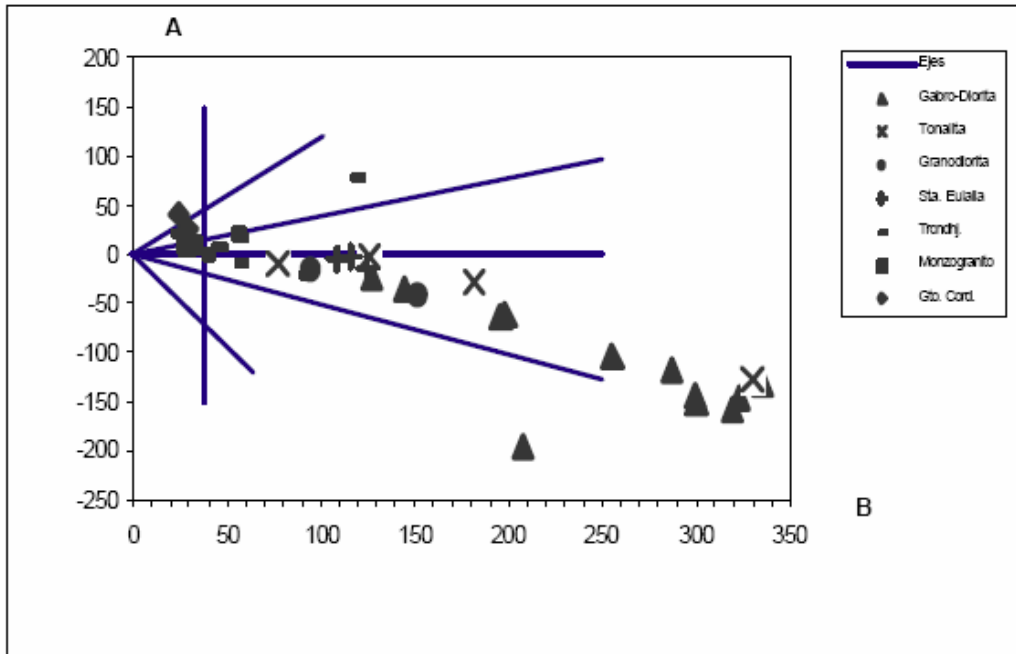


Figura 5.1.15.- Diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983), para el conjunto de las rocas plutónicas de BSN. (A = $Al/(K+Na+2Ca)$; B = $Fe/(Mg+Ti)$). Tomado de Díez Montes (1999).

En el diagrama de tipificación química de Debon y Le Fort (1983), (P-Q) (Figura 5.1.16), el conjunto de las rocas que forman principalmente el BSN (rocas básicas (gabros-dioritas), tonalitas, granodioritas y los granitoides), definen una asociación de tipo calcoalcalina y con una evolución semejante al subtipo trondhjemitico, observándose cómo se separan del resto de las muestras, aquellos pertenecientes al monzogranito y al granitoide porfídico con cordierita. Las rocas básicas (gabros-dioritas) se proyectan principalmente en los campos de los gabros y de las cuarzdioritas. Para las rocas de carácter intermedio (tonalitas y granodioritas), se proyectan en el campo de las tonalitas (trondhjemitas) y por último, los granitoides subvolcánicos se proyectan mayoritariamente en el campo de las tonalitas-trondhjemitas, aunque también se encuentran en el campo de la granodiorita y en el campo de la adamellita (Díez Montes, 1999). Por lo que respecta al monzogranito y al granitoide con cordierita, ambos se proyectan en el campo de las adamellitas.

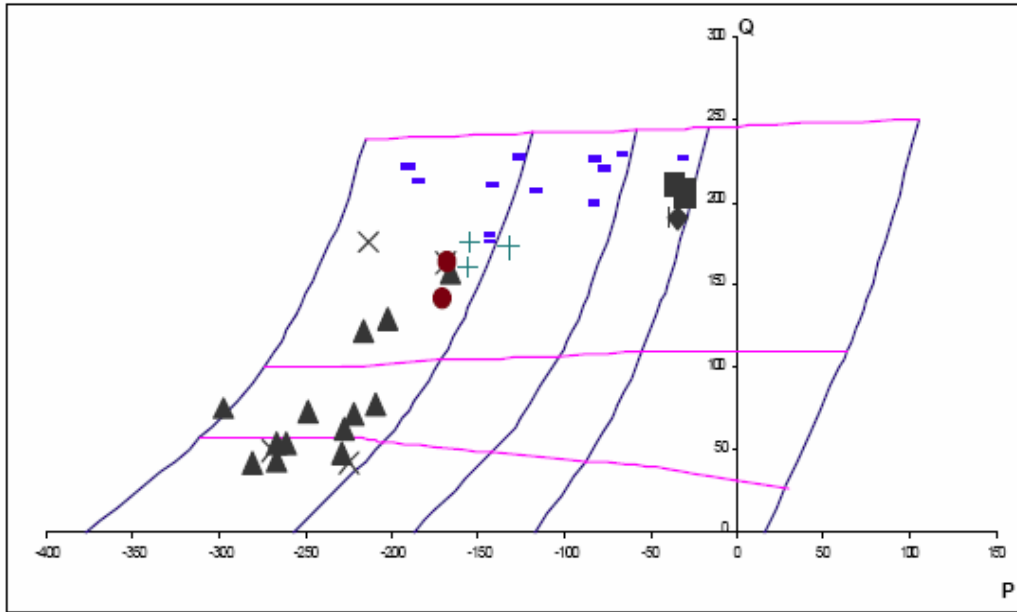


Figura 5.1.16.- Diagrama de tipificación química de Debon y Le Fort (1983), para el conjunto de rocas plutónicas de la zona Surportuguesa. La leyenda es igual que en la Figura 5.1.15. $P=K-(Na+Ca)$; $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$. Tomado de Díez Montes (1999).

En el diagrama SiO_2 vs. K_2O de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 5.1.17) se pueden observar a grandes rasgos dos grupos de rocas bien diferenciados; el primer grupo está compuesto por las rocas que forman mayoritariamente el BSN (gabros-dioritas, tonalitas, granodioritas y granitoides de carácter trondhjémítico), las cuales se proyectan de forma mayoritaria en el campo de las series calcoalcalinas y de forma más escasa, dentro del campo de las series toleíticas pobres en K^+ . El segundo grupo se encuentra formado por el monzogranito y por el granitoide de grano medio, biotítico, porfídico con cordierita, ambos se encuentran en el campo de las series calcoalcalinas ricas en K^+ (Díez Montes, 1999).

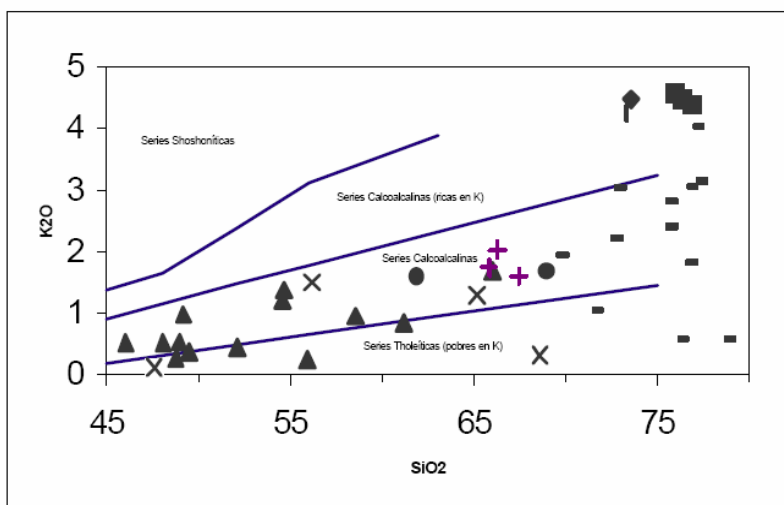


Figura 5.1.17.- Diagrama SiO₂ vs. K₂O de Pecerillo y Taylor (1976), en el cual se han representado los campos de Middlemost (1985). La leyenda de los símbolos es la misma que en la Figura 5.1.15. Tomado de Díez Montes (1999).

En el diagrama AFM (Figura 5.1.18), en el cual se ha representado el límite entre los campos de las series calcoalcalinas (CA) y series toleíticas (TH) según Irvine y Baragar (1971), pueden apreciarse claramente tres grupos, compuestos por los granitoides de carácter más ácido, por rocas de carácter intermedio (granodioritas y tonalitas) y por las rocas de carácter básico (doleritas, gabros-dioritas y cuarzdioritas), según Díez Montes (1999). En general, los tres grupos representan una serie calcoalcalina, aunque para las rocas de carácter básico (doleritas, gabro-dioritas, cuarzdioritas), muestran características calcoalcalinas y toleíticas.

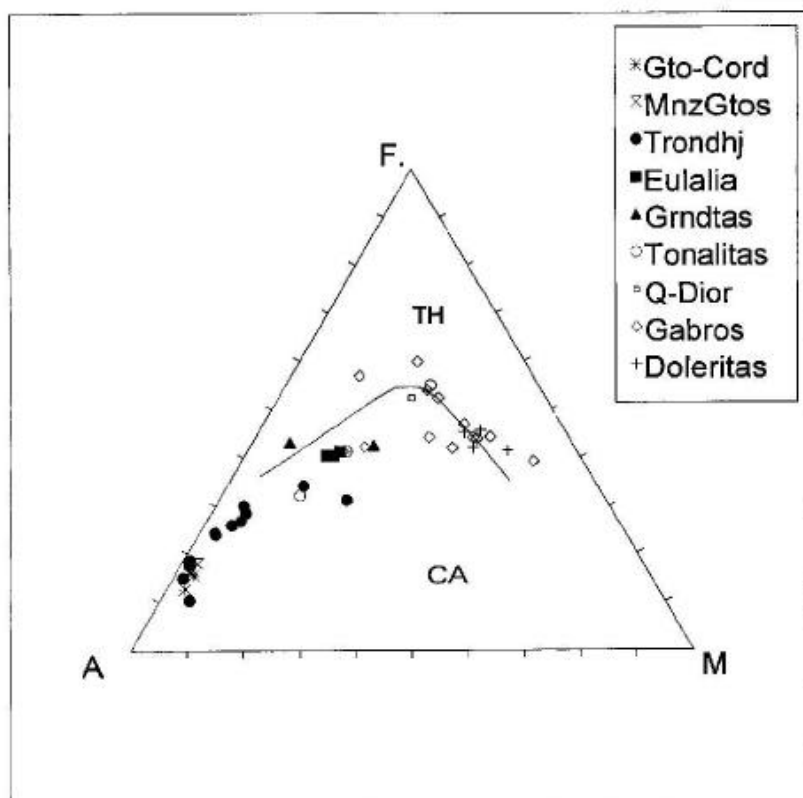


Figura 5.1.18.- Diagrama AFM, para el conjunto de las rocas plutónicas. El diagrama muestra el límite entre las series calcoalcalinas (CA) y las series toleíticas (TH), según Irvine y Baragar (1971). (Doleritas: corresponde a las rocas subvolcánicas que se encuentran a techo de la serie del CVS y muestran carácter intrusivo. Gabros: son las rocas básicas, en general, del BSN. Q-Dior: Cuarzdioritas. Grndtas: granodioritas. Eulalia: granodiorita de Santa Eulalia. Trondhj: granitoides de tendencia trondhjemítica. MnzGtos: monzogranitos. Gto-Cord: granito de grano medio-grueso, biotítico, porfídico, con cordierita). Tomado de Díez Montes (1999).

Respecto al diagrama binario Al₂O₃ vs. Yb, que según Arth (1979), permite distinguir dentro de las rocas de carácter ácido (intermedio), entre rocas ricas y pobres en Al₂O₃ e Yb; en general, puede decirse para las rocas con un carácter más ácido (granitos trondhjemíticos, monzogranitos y granito porfídico con cordierita), muestran una relación de bajo contenido en Al₂O₃ y alto contenido en Yb. Esta misma relación se obtiene para las volcanitas ácidas (riolitas y dacitas). Estas rocas tienen espectros de tierras raras planas o con una ligera fraccionación, anomalías negativas de Eu y altos contenidos en tierras raras pesadas (Díez Montes, 1999).

Los cuatro diagramas de caracterización geodinámica de Pearce *et al.* (1984) para rocas plutónicas graníticas permiten separar grupos dentro de ellas y situarlos en su ambiente geodinámico.

En el diagrama Y-Nb (Figura 5.1.19), los granitoides se encuentran en su mayoría en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG)+granitos sincolisionales (syn-COLG). En el diagrama Yb-Ta (Figura 5.1.20), los granitoides se proyectan de forma mayoritaria en el campo VAG (granitos de arco volcánico), aunque también pueden observarse muestras proyectadas en otros campos. En esta Figura ya puede observarse cómo las muestras correspondientes al granito de grano medio-grueso, biotítico, porfídico con cordierita (Gto. Cord.), comienzan a separarse del resto de las muestras y se proyectan en el campo de los granitos sincolisionales (syn-COLG), según Díez Montes (1999).

En el diagrama (Y+Nb)-Rb (Figura 5.1.21), las muestras de granitoides tienden a formar dos grupos. El primero de ellos está formado por las tonalitas, granodioritas, incluyendo Santa Eulalia y por los granitoides subvolcánicos (Trondhjemitas), los cuales forman una nube de puntos en el límite entre los campos VAG y WPG. Puede observarse cómo las tonalitas y las granodioritas se proyectan principalmente en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG), mientras que los granitoides subvolcánicos se proyectan en ambos campos (VAG y WPG). El segundo grupo de rocas lo constituyen los monzogranitos y los granitoides con cordierita, los cuales se separan del resto de las muestras y se proyectan principalmente en el campo de granitos sincolisionales (syn-COLG) (Díez Montes, 1999).

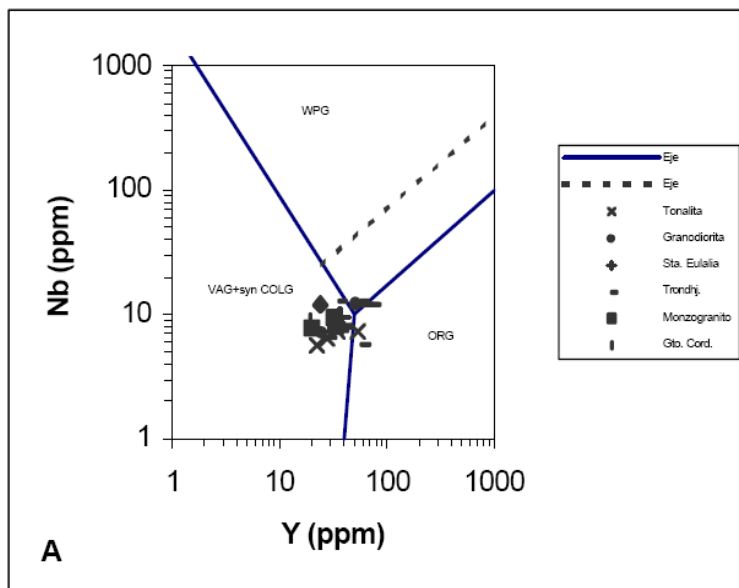


Figura 5.1.19.- Diagrama Y-Nb de caracterización geodinámica para granitoides de Pearce *et al.* (1984), donde se encuentran representados los distintos campos. VAG: granitos de arco volcánico, syn-COLG: granitos sincolisionales, WPG: granitos intraplaca, ORG: granitos de borde oceánico. Tomado de Díez Montes (1999).

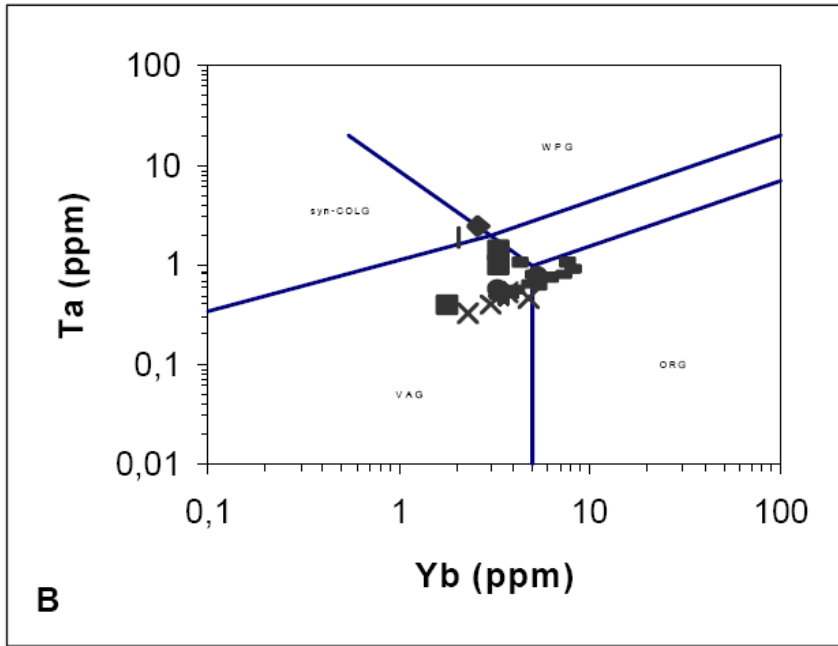


Figura 5.1.20.- Diagrama Yb-Ta de caracterización geodinámica para granitoides de Pearce *et al.* (1984). Los símbolos son iguales que los de la Figura 5.1.19. Tomado de Díez Montes (1999).

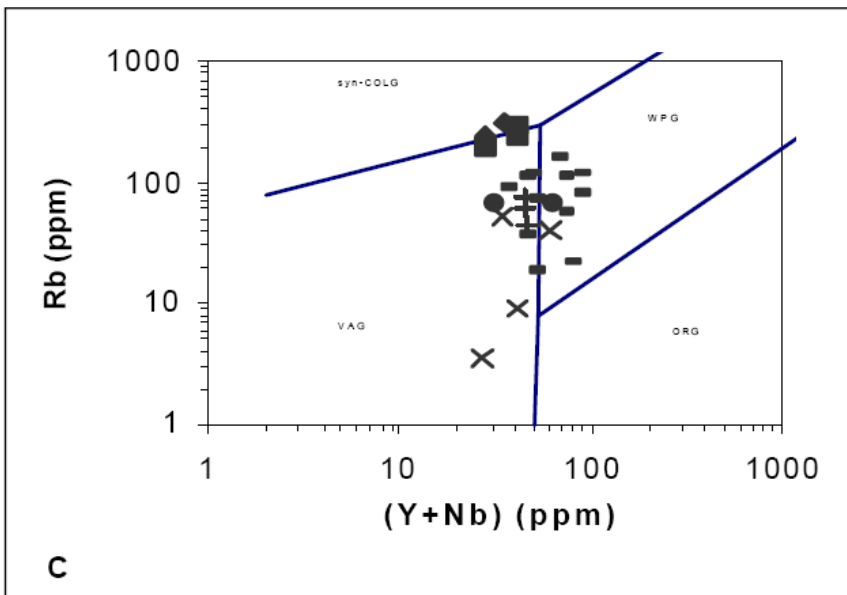


Figura 5.1.21.- Diagrama (Y+Nb)-Rb de caracterización geodinámica para granitoides de Pearce *et al.* (1984). Los símbolos son iguales que los de la Figura 5.1.19. Tomado de Díez Montes (1999).

Por último, en el diagrama (Yb+Ta)-Rb (Figura 5.1.22), puede observarse cómo las características descritas en la Figura 5.1.21, se encuentran más remarcadas, diferenciándose claramente los dos grupos litológicos.

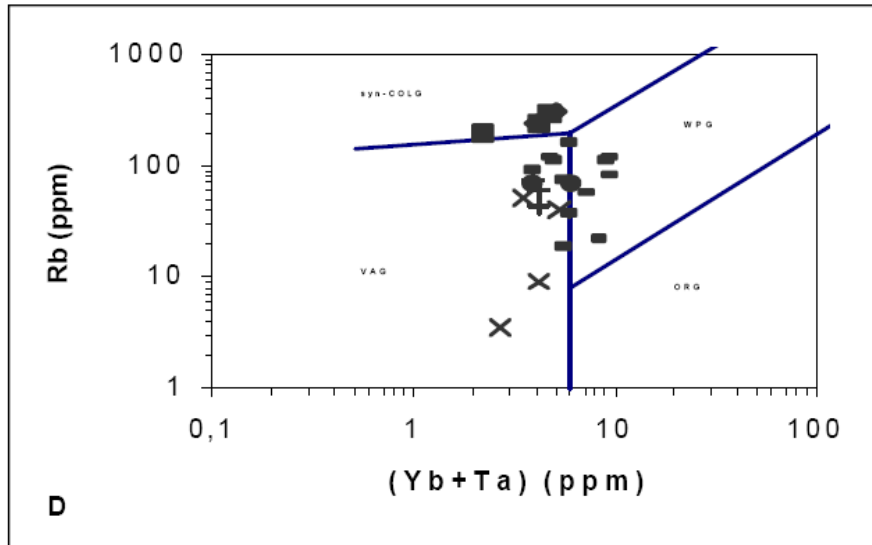


Figura 5.1.22.- Diagrama (Yb+Ta)-Rb de caracterización geodinámica para granitoides de Pearce *et al.* (1984). Los símbolos son iguales que los de la Figura 5.1.19. Tomado de Díez Montes (1999).

A partir de estos cuatro últimos gráficos, junto con los expuestos anteriormente, Díez Montes (1999) diferencia dos grupos de asociaciones de granitoides. El primero se encuentra formado por los granitoides con características trondhjemíticas, tonalitas y las granodioritas, y según los criterios de discriminación de Pearce *et al.* (1984) (Figura 5.1.19), pone en evidencia el carácter transicional de estas rocas entre granitoides de arco volcánico y granitoides intraplaca. Este primer grupo formado por las rocas plutónicas intermedias y ácidas (junto con las rocas básicas: gabro-dioritas), forman una asociación calcoalcalina de afinidad tonalítico-trondhjemítica, según Díez Montes (1999).

El segundo grupo de rocas lo constituyen los monzogranitos y los granitoides con cordierita, que se separan del resto de las muestras y se proyectan principalmente en el campo de granitos sincolisionales (syn-COLG).

Recientemente Bellido *et al.* (2010), realizan un estudio comparativo de plagiogranitos, en sentido amplio (rocas plutónicas y subvolcánicas ácidas ricas en plagioclasa albítica), de las zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena, en el que definen asociaciones magmáticas y ambientes geodinámicos muy contrastados. Según estos autores los de la Zona Surportuguesa formarían parte de una asociación volcánico-plutónica calcoalcalina. Muestran mayor homogeneidad composicional que los de la ZOM, lo que interpretan como prueba de un origen cogenético.

Los plagiogranitos de la ZSP, serían para Bellido *et al.* (2010), trondhjemitas pobres en Al_2O_3 y ricas en Yb; significativamente más ricos en FeO, MnO, MgO y K_2O , así como en SiO_2 que los de la ZOM y menos en TiO_2 , Na_2O y P_2O_5 . Son de carácter peraluminoso. En cuanto al contenido medio de Tierras Raras (ΣREE) y su fraccionamiento $(La/Yb)_n$ son mayores que en la ZOM (160,72 y 4,04, respectivamente).

En los diagramas de REE normalizados a la composición del manto primitivo (Palme y O'Neil, 2004), los plagiogranitos de la ZSP, presentan unos espectros de REE bastante homogéneos, con fraccionamientos de LREE moderados, escaso fraccionamiento de las HREE y apreciables anomalías negativas de Eu. Por otra parte, representan los datos de los plagiogranitos de la ZSP en diagramas Spider normalizados a la composición del manto primitivo (Palme y O'Neil, 2004), obteniendo unos espectros con anomalías negativas generalizadas de Nb, Sr y Ti y positivas de Th y Zr.

Las razones de los elementos inmóviles más incompatibles y menos afectadas por los procesos de fraccionamiento, metamorfismo y alteración (La/Nb, Th/Nb, Th/La y Zr/Th) son bastante semejantes a los de la Corteza Continental Superior (Rudnick y Gao, 2004).

5.2. Anfibolitas de Beja-Acebuches

Esta unidad aflora a lo largo de una banda de 200 km a lo largo del límite entre la ZOM y la ZSP con un espesor de 500 a 2.000 m. En el sector español (comprendido en esta Hoja), está constituida por anfibolitas de grano medio y fino derivadas de gabros y posiblemente algunos basaltos, en las cuales las de grano medio dominan hacia el techo estructural (N) y las de grano fino hacia el muro (S) (Quesada *et al.*, 1994).

La caracterización geoquímica de esta unidad ha sido abordada por diferentes autores (Bard, 1977; Bard y Moine, 1979; Dupuy *et al.*, 1979; Muhá *et al.*, 1986; Giese y Buhn, 1993; Quesada *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996b; Pin *et al.*, 2008; Azor *et al.*, 2009). Para algunos de estos autores (Bard, 1977; Bard y Moine, 1979; Munhá *et al.*, 1986; Giese y Buhn, 1993; Quesada *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996b) las anfibolitas de Acebuches son materiales de origen basáltico próximos a toleitas de afinidad MORB.

Los datos geoquímicos existentes de esta unidad han sido interpretados de diferentes maneras en relación con el marco geodinámico en que debieron formarse. Para Bard (1977) podría representar o bien estadios muy tempranos de un arco volcánico marginal o una cuenca oceánica estrecha relacionada con *rifting* intracontinental. Por su parte, Quesada *et al.* (1994) atribuyen a esta unidad un carácter de litosfera oceánica formada en una cuenca marginal de intra-arco o trasera de arco. Castro *et al.* (1996b) proponen un ambiente de dorsal medio-oceánica para su formación. Pin *et al.* (1999,2008) encuentran diferentes valores de ϵNd entre metagabros y metabasaltos de esta unidad. Así mismo encuentran una anomalía negativa de Zr en los metagabros que explican, bien por dilución por acumulados de plagioclasa o bien por mezcla con fundidos corticales empobrecidos en Zr en relación con LREE. Los metabasaltos de esta unidad muestran afinidades que varían entre basaltos contaminados en la corteza media y MORB débilmente enriquecidos a través de basaltos alcalinos enriquecidos. Estos datos les lleva a pensar en que ambos puedan no ser cogenéticos.

Azor *et al.* (2008) toman muestras de cuatro localidades a lo largo de la unidad, dos de ellas en Portugal y otras dos en España, en las que realizaron su caracterización geoquímica, así como una selección de cuatro para su datación. Una de ellas (tomada en Portugal) es un gabro de grano medio y las otras tres son anfibolitas de grano medio a fino. Para Azor *et al.* (2009) el contenido de elementos mayores en roca total (Tabla 5.2.1) muestra una composición basáltico-gabroica subalcalina, que indica una firma bastante primitiva del magma padre. En

cuanto a las concentraciones de Tierras Raras normalizadas al condrito, muestran modelos variables, desde muestras enriquecidas en LREE y empobrecidas en HREE (gabro y anfibolita de grano medio), a modelos de REE más planos con LREE no fraccionadas y segmentos ligeramente empobrecidos en HREE (anfibolitas de grano medio y fino) (Fig.5.2.1). Estos autores atribuyen el enriquecimiento de algunas muestras en LREE a contaminación cortical o a un reflejo de la composición de la fuente mantélica, común en los basaltos de tipo E-MORB. La anomalía negativa en Eu de una de las muestras es indicativa de fraccionación de plagioclasa, mientras que la prominente anomalía positiva de Eu en otra muestra, junto con los contenidos relativamente bajos de REE en otra, revelan acumulación de plagioclasa en el magma padre (Azor *et al.*, 2009). Los modelos relativamente planos de REE de dos de las muestras coinciden con los de MORB normal (N-MORB) a transicional (T-MORB) de diferentes fondos oceánicos del mundo, mostrando no obstante una de ellas (POR-11), características distintas de las otras tres (Fig. 5.2.1). Las tres muestras de anfibolitas tienen un modelo de elementos traza que coincide con los de metabasaltos.

	Gabro	Anfibolita	Anfibolita	Anfibolita
Muestra	POR-5	POR-8	POR-10	POR-11
SiO ₂	50.93	49.17	50.28	48.06
TiO ₂	1.82	1.39	0.93	1.53
Al ₂ O ₃	19.21	19.24	17.34	15.00
Fe ₂ O ₃	7.89	9.41	7.88	11.70
MnO	0.13	0.11	0.12	0.18
MgO	6.10	4.91	7.25	6.60
CaO	10.08	9.59	12.51	11.88
Na ₂ O	2.71	3.54	2.48	2.08
K ₂ O	0.25	0.60	0.12	0.39
P ₂ O ₅	0.02	0.18	0.10	0.14
LOI	0.00	1.60	0.66	1.57
Total	99.15	99.74	99.67	99.13
Mg #	60	51	65	53
Zr	24	102	75	96
Sr	324	327	203	176
Nb	4.0	5.8	1.9	2.4
La	4.0	14	4.6	4.3
Ce	7.5	38	12	12
Pr	1.1	5.6	1.8	2.0
Nd	4.6	24	8.6	11
Sm	1.3	6.4	2.7	3.6
Eu	0.96	1.7	1.0	1.4
Gd	1.4	6.7	3.4	4.7
Tb	0.24	1.1	0.59	0.88
Dy	1.6	7.1	3.7	5.6
Ho	0.36	1.5	0.82	1.2
Er	0.99	4.0	2.3	3.3
Tm	0.15	0.60	0.35	0.50
Yb	0.97	3.7	2.2	3.0
Lu	0.15	0.53	0.32	0.40
Ta	0.41	0.50	0.33	0.28
Th	0.073	0.031	0.70	0.32

Tabla 5.2.1.- Composición en roca total de elementos mayores y traza de muestras de la Unidad Anfibolitas de Beja-Acebuches. Los elementos mayores están en % en peso y los elementos traza en ppm. LOI, pérdida por ignición; Mg #, 100xMolar MgO/(MgO+FeO). Tomada de Azor *et al.* (2009).

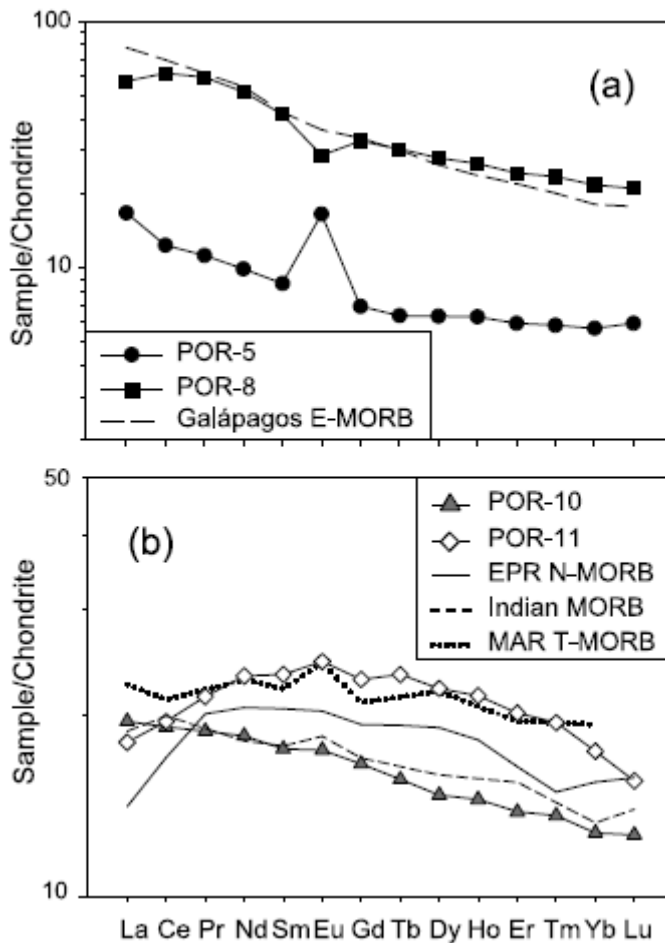


Figura 5.2.1.- Abundancias de REE normalizadas al condrito en las Anfibolitas de Beja-Acebuches. (a) Composición representativa de lavas E-MORB de las Islas Galápagos (línea de trazos largos); (b) composiciones de la East Pacific Rise (EPR) N-MORB (línea continua), Indian MORB (línea de trazos cortos) y Dorsal Centro-Atlántica (MAR) T-MORB (línea de puntos). Tomada de Azor *et al.* (2009).

En cuanto a la edad de estas anfibolitas, Quesada y Dallmeyer (en Crespo Blanc, 1989) dataron anfíboles de esta unidad en el Macizo de Aracena y en el de Beja, mediante Ar40/Ar39 obteniendo 350 ± 3 Ma. Azor *et al.* (2008), por su parte, obtienen edades, mediante U-Pb SHRIMP, para el protolito de estas anfibolitas entre 340 ± 4 y 332 ± 3 Ma, lo que les lleva a pensar que esta unidad no puede representar un dominio oceánico relacionado con el Océano Rheico, sino un dominio de corteza oceánica estrecho y muy efímero, independiente del mismo y posterior a su cierre.

5.3. Zona de Ossa-Morena

5.3.1. Vulcanismo Cámbrico

El vulcanismo cámbrico al S del Antiforme Olivenza-Monesterio, ha sido estudiado, en este sector y en la vecina Portugal por diversos autores (Dupont y Vegas, 1978; Dupont, 1979; Mata y Munhá, 1986, 1990; Sagredo y Peinado, 1992; Giese y Buhn, 1993; Castro *et al.*, 2002; Galindo y Casquet, 2004; Sánchez García *et al.*, 2003, 2008, 2008b, 2010; Chichorro *et al.*, 2008).

Sagredo y Peinado (1992) dividen este vulcanismo, tanto en España como en Portugal en dos grupos, correspondientes al Cámbrico inferior y medio, respectivamente.

Sánchez García *et al.* (2003, 2008, 2008b, 2010) citan dos episodios volcánicos en el Cámbrico inferior de la Zona de Ossa-Morena, uno situado por debajo y otro por encima de los carbonatos, que alcanzaría al Cámbrico medio, denominados Evento Ígneo Temprano y Evento Ígneo Principal, respectivamente.

5.3.1.1. Evento Ígneo Temprano (Cámbrico inferior)

El vulcanismo relacionado con el Evento Ígneo Temprano (Sánchez García *et al.*, 2003), está representado solamente en los sectores suroriental y central de la ZOM, y en concreto en el sector NE de la Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán. Está constituido únicamente por rocas peraluminicas ácidas y es relacionado por Sánchez García *et al.* (2003) con la formación de un *core-complex* y migmatización en la corteza media-superior.

A partir de datos geoquímicos anteriores y datos propios, Sánchez García *et al.* (2003, 2008, 2010) caracterizan geoquímicamente este episodio ígneo. En el área de la Hoja está únicamente representado por el Porfiroide de Bodonal, constituido por vulcanitas y rocas volcanoclásticas riolíticas.

Son magmas sobresaturados en sílice, peraluminosos y subalcalinos. Muestra un enriquecimiento en LREE en relación con las HREE en un gráfico normalizado al condrito, mientras que en un gráfico normalizado a la corteza continental superior su configuración es bastante plana con un ligero enriquecimiento en HREE respecto a LREE (Sánchez García *et al.*, 2008). En ambos casos se observa una pronunciada anomalía negativa en Eu, aunque se han citado también casos en que esta es poco pronunciada (Sánchez García *et al.*, 2010). Obtienen además una relación (La/Lu)_n entre 2 y 10, lo que les lleva a interpretar una fraccionación preferencial de LREE en el fundido parcial en relación con las HREE.

Todos los grupos presentan enriquecimiento en K y empobrecimiento en Sr y en Ti (Sánchez García *et al.*, 2008).

En un gráfico normalizado a las concentraciones promedio de la corteza continental superior obtienen un modelo casi plano con un pico sutil para las REE intermedias y abundancias relativas próximas a la unidad. Estos datos, según Sánchez García *et al.* (2003) concuerdan con un origen a partir de anatexia de metasedimentos corticales, si bien muestran hechos que pueden indicar mayor participación subcrustal de la previamente interpretada

(Sánchez García *et al.*, 2010). Sánchez García *et al.* (2008) atribuyen estas rocas a un estadio temprano del *rifting* Cámbrico, caracterizado por un evento tectónico extensional acompañado de un intenso calentamiento de una corteza continental adelgazada causado por una fuerte anomalía térmica relacionada con una pluma mantélica infrayacente, o con un proceso de fusión por descompresión durante el adelgazamiento litosférico.

5.3.1.2. Evento Ígneo Principal (Cámbrico inferior-medio)

El vulcanismo relacionado con el Evento Ígneo Principal (Sánchez García *et al.*, 2003), está representado principalmente en los sectores noroccidental y central de la ZOM, y se encuentra representado en el sector N de la Hoja, especialmente en el Dominio de Évora-Aracena (Vulcanosedimentario de Aracena/101), así como intercalaciones de pórfidos ácidos (Pórfidos de La Valera/106) y de rocas básicas (109) en la Serie Detrítica Superior del Cámbrico inferior; y las espilitas y vulcanitas básicas del Cámbrico medio (Basaltos del Playón/110).

Las rocas volcánicas de este evento, comienzan a ser más abundantes hacia el techo de la Unidad Detrítica Superior del Cámbrico inferior, desarrollándose la mayor parte del vulcanismo relacionado con Rift en Ossa-Morena durante el Cámbrico medio (Sánchez García *et al.*, 2010).

Estas rocas volcánicas fueron descritas como espilitas y keratófidos por Dupont (1979). Por comparación con rocas similares en Portugal, Sagredo y Peinado (1992) les atribuyen un carácter toleítico, si bien las abundancias geoquímicas de elementos mayores corresponden a metabasaltos submarinos y metariolitas, según Mata y Munhá (1990) en Portugal, y a basaltos, traquibasaltos y riolitas en España (Castro *et al.*, 2002) y cantidades menores de rocas intermedias (traquitas) que definen una asociación bimodal característica típica de magmatismo asociado a procesos de *rifting* continental (Sánchez García *et al.*, 2008b). La presencia de rocas piroclásticas e incluso ignimbritas intercaladas, sugiere la emergencia local o condiciones de agua muy somera, quizá en el bloque levantado de fallas normales activas (Sánchez García *et al.*, 2008b).

Mata y Munhá (1986, 1990) en Portugal, mediante geoquímica de elementos traza atribuyen un carácter toleítico a las metavulcanitas básicas y de magmatismo continental a las riolitas. A estas últimas las agrupan en dos tipos: uno de afinidades alcalinas, enriquecido en elementos incompatibles y el otro de carácter subalcalino empobrecido en incompatibles.

Para Giese y Buhn (1993), en el Antiforme de Fuenteheridos, el vulcanismo evoluciona desde una composición dacítica a riolítica, mostrando un alto contenido en álcalis y un decrecimiento en la relación K/Na en la parte alta. Las riolitas de esta parte superior para estos autores mostrarían una composición global transicional a riolitas peralcalinas, si bien observan también un enriquecimiento en Nb, Ga, y Rb, lo que indicaría riolitas continentales con firma calcoalcalina alta en K. Los sills máficos del tramo basal, tienen una composición basáltica débilmente alcalina, mientras las metabasitas superiores muestran enriquecimiento de Sr frente a Y y altas relaciones de Nb/Y y Zr/P₂O₅. En el Antiforme de Cortegana según Giese y Buhn (1993) las muestras ácidas muestran una composición de riolitas calcoalcalinas altas en K similar a las del Antiforme de Fuenteheridos, mientras que las Anfibolitas de La Corte tienen una composición basáltica toleítica homogénea.

Sánchez García *et al.* (2003) describe que la asociación ígnea de este evento muestra un amplio rango de variación composicional ($40\% < \text{SiO}_2 < 81\%$), variando desde basaltos a riolitas altas en SiO_2 , e incluyendo tipos alcalinos y subalcalinos. En un gráfico SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ se separan dos poblaciones, una con pendiente positiva que evoluciona desde composiciones basálticas a riolíticas y otra con pendiente negativa dentro del campo de las riolitas. La primera se sitúa dentro del gráfico de Irvine y Baragar (1971) a lo largo de la línea que separa los dominios alcalino y subalcalino, mientras que la segunda cae totalmente dentro del campo subalcalino.

En otros diagramas (Diagrama AFM, Diagrama de Miyashiro, 1974, etc.) las muestras caen en su mayoría en el campo toleítico. En un gráfico de los basaltos normalizados al condrito, realizado por Sánchez García *et al.* (2003), observan la existencia de dos grupos, uno con alta fraccionación de LREE y otro mucho menos fraccionado, no mostrando ninguno de los dos anomalías de Eu. El primero de los grupos es similar al de los OIB, mientras que el segundo lo es a los E-MORB. Por otra parte, las rocas más diferenciadas muestran modelos de REE muy similares. La abundancia de tierras raras y el grado de fraccionación entre LREE y HREE crece con la diferenciación y la anomalía negativa de Eu aparece en las rocas intermedias llegando a ser más pronunciada en las ácidas. Sánchez García *et al.* (2008b, 2010) separan dos grupos dentro de las rocas máficas: uno con afinidades OIB y E-MORB, y tipos alcalinos, subalcalinos y transicionales representado fundamentalmente en el volcanismo del Cámbrico medio y otro con afinidades N-MORB y rocas subalcalinas, representado principalmente en el Cámbrico inferior. El primero es característico de una asociación anorogénica, mientras el segundo lo es de dorsal oceánica.

Sánchez García *et al.* (2003) representan las muestras en distintos diagramas de discriminación tectónica, ubicándose muchas de ellas en los campos intra-placa y MORB lo que junto a los datos de tierras raras interpretan como típico de *rifting*. Concluyen que la suite ígnea relacionada con el Evento Ígneo Principal del Cámbrico inferior fue emplazada en la corteza superior de la ZOM durante estadios maduros de *rifting*, y establece una evolución en dos eventos magmáticos. El primero se alimentó a partir de una pluma astenosférica y el segundo fue provocado por el flujo de calor asociado a la pluma y está representado por una significativa contribución de magmas derivados de corteza continental.

Durante la realización de esta hoja se han analizado dos muestras de anfibolitas del flanco O del Antiforme de Fuenteheridos, cuyos resultados figuran en la Tabla 5.3.1

ELEMENTOS MAYORES EN %

MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC	SO ₃
10-37 PV-02-A	50.08	16.86	8.859	8.906	0.952	0.121	0.245	8.283	0.098	3.990	1.61	0.029
10-37 PV-02-B	59.56	16.13	6.559	2.062	0.849	0.262	5.072	3.730	0.116	4.772	0.89	0.031

ELEMENTOS TRAZA EN (µg.g⁻¹)

MUESTRA	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
PV-02-A	31.0	194.5	195.2	38.3	89.5	25.3	69.0	16.3	<LD	4.8	<LD	<LD	5.4	282.8	19.9	72.5	2.0
PV-02-B	22.3	127.4	85.7	15.6	27.0	6.6	240.7	19.3	1.2	<LD	<LD	<LD	97.1	56.8	37	173.4	5.6

MUESTRA	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
PV-02-A	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	86.3	8.4	13.3	9.1	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	76.7	<LD	<LD	<LD
PV-02-B	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	811.1	17.6	29.6	20.5	<LD	2.7	2.8	<LD	<LD	52.1	<LD	2.7	<LD

TIERRAS RARAS EN (µg/g)

MUESTRA	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
PV-02-A	19.8	6.32	16.0	2.33	11.3	3.04	1.01	3.41	0.57	3.54	0.73	2.14	0.31	1.98	0.30
PV-02-B	37.7	15.7	31.4	4.60	19.9	5.00	1.24	5.82	1.00	6.32	1.32	3.97	0.58	3.77	0.59

Tabla 5.3.1 Composición en roca total de elementos mayores, traza y tierras raras de muestras de anfíbolitas del flanco oeste del Antiforme de Fuenteheridos

Se trata de una asociación calcoalcalina (Fig. 5.3.1) orogénica con afinidad de arco continental (Figs. 5.3.2 y 5.3.3), constituida por un basalto calcoalcalino (10-37 PV-02-A) y una andesita/basalto (10-37 PV-02-B) (Fig. 5.3.4). Esta última es una roca muy diferenciada con anomalía negativa de Eu (fraccionamiento de feldespatos) y muy rica en álcalis (Fig. 5.3.5).

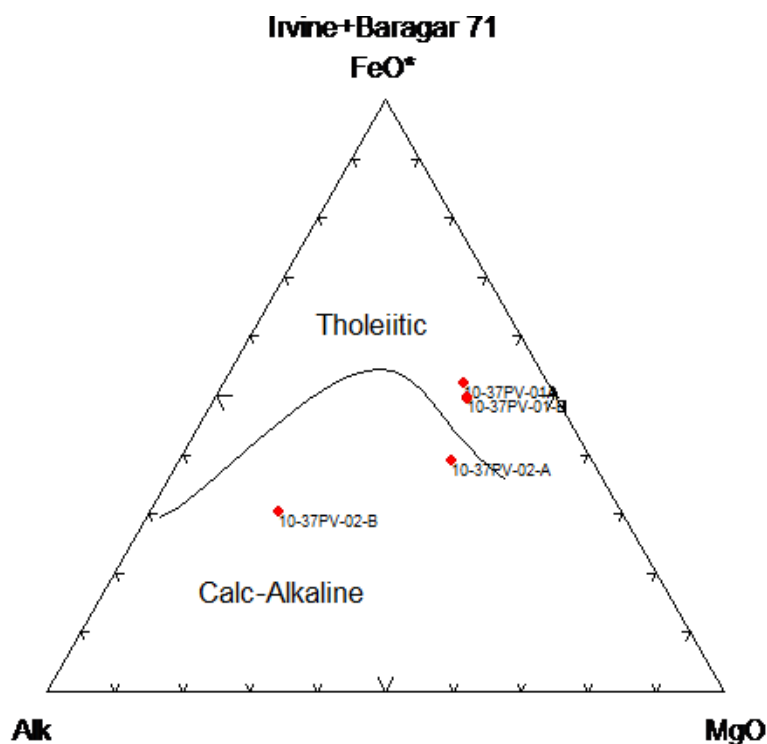


Fig. 5.3.1.- Representación de muestras de anfibolitas del flanco O del Antiforme de Fuenteheridos (10-37 PV-2-A y B) y de la Melange Basal de la Unidad de El Cubito (10-37 PV-1-A y B) en el Diagrama AFM, de Irvine y Baragar (1971) donde se ha proyectado el límite entre las series calcoalcalinas y toleíticas.

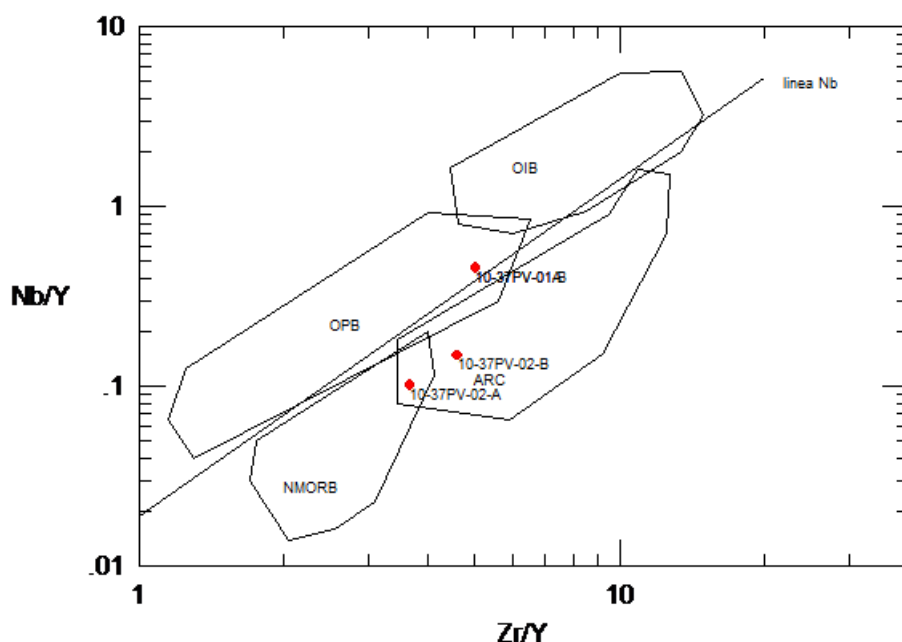


Fig. 5.3.2.- Diagrama Nb/Y frente a Zr/Y de anfibolitas del flanco O del Antiforme de Fuenteheridos (10-37 PV-2-A y B) y de la Melange Basal de la Unidad de El Cubito (10-37 PV-1-A y B).

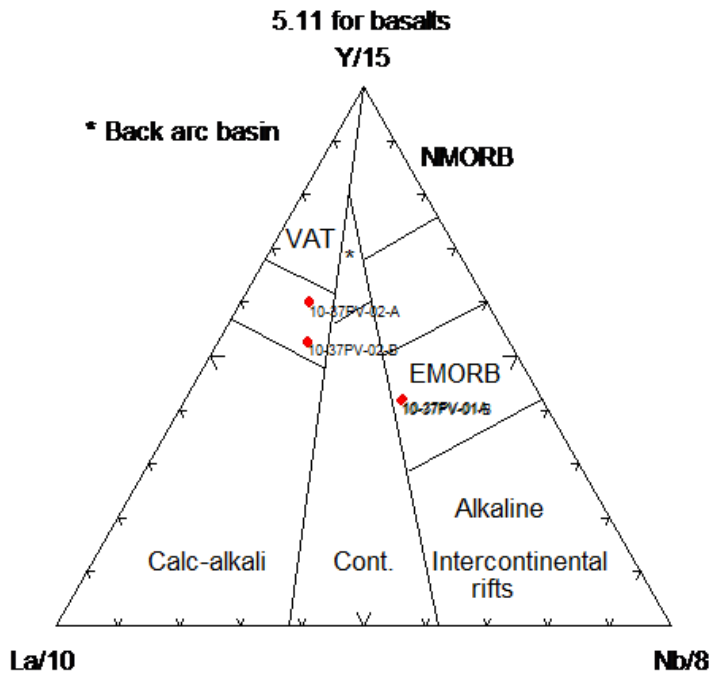


Fig. 5. 3.3.- Representación en el Diagrama Y/La/Nb (Caban y Lecolle) de anfibolitas del flanco O del Antiforme de Fuenteheridos (10-37 PV-2-A y B) y de la Melange Basal de la Unidad de El Cubito (10-37 PV-1-A y B).

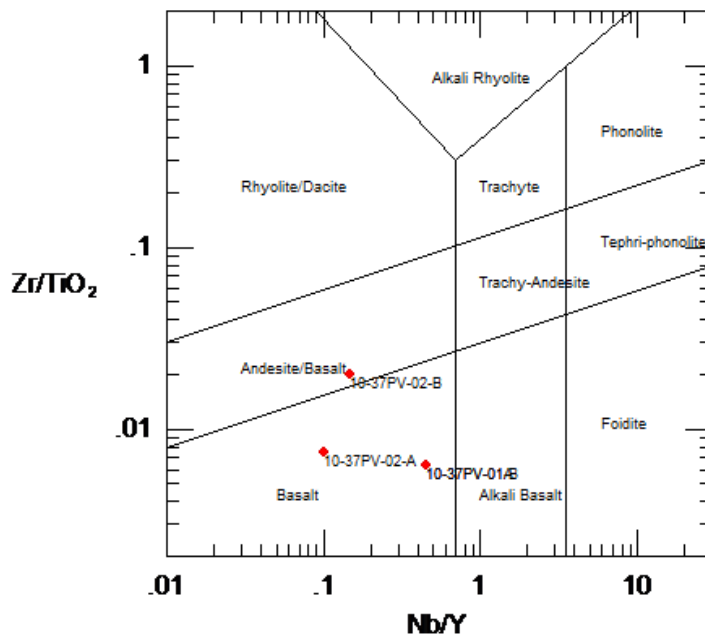


Fig. 5.3.4.- Gráfico de Winchester y Floyd (1977) para muestras de anfibolitas de la Melange Basal de la Unidad de El Cubito (10-37 PV-1-A y B) y del flanco O del Antiforme de Fuenteheridos (10-37 PV-2-A y B).

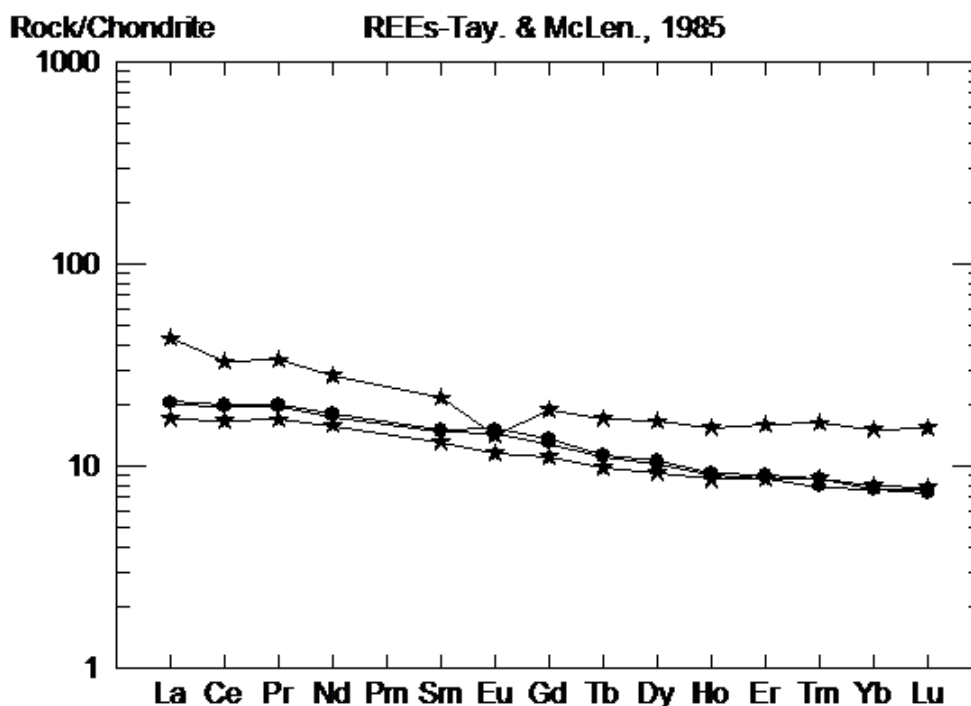


Fig. 5.3.5.-Diagrama de abundancia de REE en relación al condrito. Estrellas: anfibolitas del flanco O del Antiforme de Fuenteheridos. Puntos: anfibolitas de la Melange Basal de la Unidad de El Cubito

5.2.1.2.1. Vulcanismo superior del Evento Ígneo Principal (Cámbrico medio)

En el Cámbrico medio se produjo un vulcanismo en la ZOM que generó rocas básicas, intermedias y ácidas, que afloran en ambos flancos del Antiforme de Monesterio (Castro *et al.*, 2002). Las rocas ácidas no son conocidas en el flanco S. En el área de la Hoja se extienden desde el borde norte de la misma hacia el SE hasta las proximidades de la Sierra del Castillo. Se trata de una sucesión volcanosedimentaria formada en su mayoría por basaltos, tobas basálticas y alguna intercalación pizarrosa (Apalategui *et al.*, 1990).

Las rocas básicas incluyen *pillow lavas* e hialoclastitas (Bard, 1969; Apalategui *et al.*, 1990; Sagredo y Peinado, 1992; Giese y Buhn, 1993). Las mejores descripciones corresponden a afloramientos del flanco N, donde las rocas básicas son basaltos plagioclásicos, a veces traquibasaltos, mientras las rocas intermedias son traquitas con fenocristales de plagioclasa y feldespatos alcalinos (Castro *et al.*, 2002). Muestran una intensa alteración hidrotermal.

Se trata de una suite volcánica de carácter alcalino. Así, en el área de la Hoja, para Apalategui *et al.* (1990), químicamente, son rocas alcalinas que oscilan desde términos claramente subsaturados hasta términos andesíticos.

En general, las vulcanitas del Cámbrico medio muestran un claro enriquecimiento en elementos incompatibles (Tierras Raras, Nb, Zr), así como en TiO_2 y P_2O_5 característico de basaltos alcalinos de intraplaca (Mata y Munhá, 1986; Sagredo y Peinado, 1992; Giese y Buhn, 1993). Por otra parte, la geoquímica de elementos inmóviles, incluyendo gráficos de Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 , sobre rocas básicas del flanco N, indica que son basaltos alcalinos, mientras que las intermedias son traquiandesíticas. Sin embargo, la aparición de augita rosada (titanífera?) en

el flanco S, citada por Bard (1969), sugiere que la totalidad de la suite volcánica del Cámbrico medio es predominantemente alcalina (Castro *et al.*, 2002). Para Giese y Buhn (1993) las espilitas son principalmente hawaiitas y mugearitas altamente diferenciadas, basándose en el elevado contenido en SiO₂ y Zr y muy bajo en MgO, Cr y Ni. Según este autor, el contenido de Zr, P, Nb e Y se incrementa hacia arriba, mientras el Ti decrece en las mugearitas evolucionadas más altas.

Este vulcanismo que ya se manifiesta en las formaciones inferiores se supone relacionado con un proceso de *rifting*, más patente en el borde meridional de la ZOM (Quesada, 1987, Apalategui y Quesada 1987). Castro *et al.* (2002) consideran que este vulcanismo representa una nueva etapa de *rifting*, posteriormente detenida por migración del eje del *rifting*.

5.3.2. Vulcanismo Ordovícico

En el Ordovícico inferior-medio tiene lugar un episodio principalmente plutónico de carácter anorogénico, relacionado con la progresión del *rifting* iniciado en el Cámbrico (Galindo y Casquet, 2004).

En relación probablemente con este episodio, e intercaladas entre las pizarras de la Fm Barrancos, afloran grandes **coladas de rocas básicas**. Químicamente son rocas subalcalinas con marcado carácter toleítico (Apalategui *et al.*, 1990).

Estas coladas de rocas básicas podrían ser equivalentes o correlacionables con el Complejo Vulcânico de São Marcos do Campo descrito en la parte inferior de la Fm Barrancos, en el flanco occidental del Sinclinal de Terena en Portugal, y constituido principalmente por rocas máficas con algunas intercalaciones de vulcanitas intermedias (Araujo, 1989; Oliveira *et al.*, 1991b; Araujo *et al.*, 2006). A estas rocas les ha sido atribuido un quimismo toleítico continental (Ribeiro *et al.*, 1992, 1997) a calcoalcalino (Mata *et al.*, 1993).

5.3.3. Vulcanismo de la Unidad de El Cubito

Se les ha atribuido una afinidad andesítica (Apalategui *et al.*, 1984), basáltica andesítica (Crespo Blanc, 1989, citando a Bard, 1969) o subalcalinas de tendencia toleítica (Apalategui *et al.*, 1990). Giese y Buhn (1993) muestran que las metavulcanitas de la Unidad de El Cubito muestran en general un empobrecimiento en potasio. En las metabasitas encuentran un enriquecimiento en TiO₂ (1,5-2,9%), P₂O₅ (0,2-0,5%), Zr (120-260 ppm) y Nb (13-20 ppm) y por tanto un carácter de basalto transicional. Analizan también algunas muestras de composición riolítica.

Durante la realización de esta hoja se han analizado dos muestras de anfibolitas intercaladas en la Unidad de El Cubito, en la localidad de Cortelazor, cuyos resultados figuran en la Tabla 5.3.2

ELEMENTOS MAYORES EN %

MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC	SO ₃
10-37 IG MP-9009GQ A	46.13	16.11	12.442	6.367	2.241	0.236	<0.100	8.254	0.228	4.029	3.97	0.378
10-37 IG MP-9009GQ B	46.64	16.11	12.309	6.007	2.218	0.235	<0.100	8.289	0.221	4.058	3.91	0.075

ELEMENTOS TRAZA EN (µg.g⁻¹)

MUESTRA	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
<i>MP-9009GQ A</i>	33.4	288.2	178.2	41.1	91.2	61.6	96.7	20.9	<LD	6.7	<LD	<LD	1.4	219	35.3	158.4	24.0	1.8
<i>MP-9009GQ B</i>	32.6	284.6	170.9	38.6	88.8	67.1	95.8	20.6	<LD	9.5	<LD	<LD	1.7	202	33.3	152.2	23.9	1.7

MUESTRA	Ag	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
<i>MP-9009GQ A</i>	<LD	<LD	<LD	3.2	<LD	<LD	32.0	14.5	29.7	20.4	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	6.8	<LD	2.4	<LD
<i>MP-9009GQ B</i>	<LD	<LD	<LD	2.8	<LD	<LD	28.9	16.1	34.4	24.8	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	6.5	<LD	3.2	<LD

TIERRAS RARAS EN (µg/g)

MUESTRA	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>MP-9009GQ A</i>	33.1	15.8	34.8	4.60	20.8	5.24	1.84	6.05	1.01	6.25	1.27	3.71	0.52	3.30	0.51
<i>MP-9009GQ B</i>	28.8	14.0	30.7	4.08	18.5	4.62	1.61	5.34	0.90	5.48	1.13	3.26	0.45	2.91	0.45

Tabla 5.3.2.- Composición en roca total de elementos mayores, traza y tierras raras de muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

Se han analizado también dos muestras de anfibolitas pertenecientes a la Melange Basal de la Unidad de El Cubito, situadas en el flanco E del Antiforme de Fuenteheridos, cuyos resultados figuran en la Tabla 5.3.3

ELEMENTOS MAYORES EN %

MUESTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC	SO ₃
10-37 PV-01-A	45.81	15.54	12.964	10.104	1.615	0.166	0.173	7.942	0.159	2.588	2.94	0.149
10-37 PV-01-B	47.72	14.67	11.751	10.656	1.542	0.163	0.166	7.954	0.150	2.629	2.60	0.275

ELEMENTOS TRAZA EN (µg.g⁻¹)

MUESTRA	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
PV-01-A	27.6	223.7	135.5	50.4	122.7	46.7	97.3	19.0	<LD	<LD	<LD	<LD	3.1	322.6	19.9	106.7	9.6
PV-01-B	27.7	210.3	113.9	51.0	110.7	51.7	78.4	16.9	<LD	3.3	<LD	<LD	2.4	94.2	20.1	100.7	9.1

MUESTRA	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
PV-01-A	1.2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	68.6	9.5	19.6	11.7	<LD	2.9	<LD	<LD	<LD	26.0	<LD	<LD	<LD
PV-01-B	1.2	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	83.4	9.1	16.1	11.2	<LD	<LD	<LD	4.4	<LD	34.5	2.1	<LD	<LD

TIERRAS RARAS EN (µg/g)

MUESTRA	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
PV-01-A	21.2	7.63	19.2	2.77	13.0	3.49	1.33	4.19	0.66	4.06	0.79	2.25	0.31	1.89	0.29
PV-01-B	20.1	7.42	18.7	2.68	12.5	3.41	1.25	3.95	0.64	3.89	0.77	2.18	0.28	1.91	0.28

Tabla 5.3.3.- Composición en roca total de elementos mayores, traza y tierras raras de muestras de anfibolitas de la Melange Basal de la Unidad de El Cubito.

Las muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito son rocas de afinidad intermedia Toleítica-Alcalina, ricas en TiO₂, P₂O₅, Nb y V. Muestran un carácter transicional entre basaltos alcalinos de afinidad intraplaca y E-MORB (Figs. 5.3.6, 5.3.7), mientras que las anfibolitas de la Melange Basal son basaltos con afinidad E-MORB, relativamente ricos en TiO₂ y P₂O₅, y relativamente ricos en Nb. Posiblemente toleitas transicionales (Figs 5.3.4, 5.3.2, 5.3.3, 5.3.5, 5.3.1).

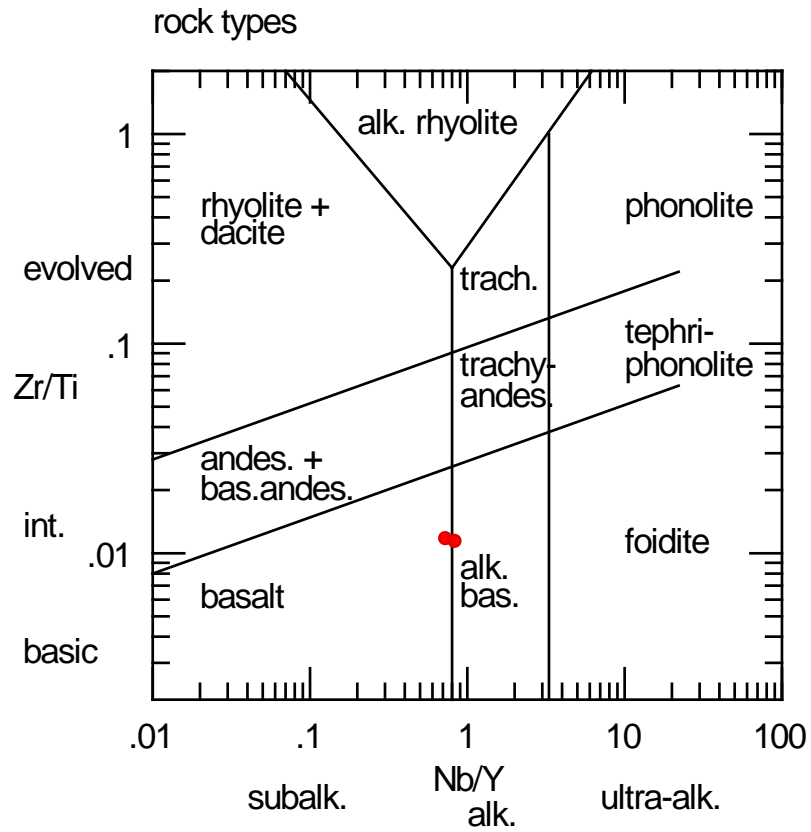


Fig. 5.3.6.- Gráfico de Winchester y Floyd (1977) para muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

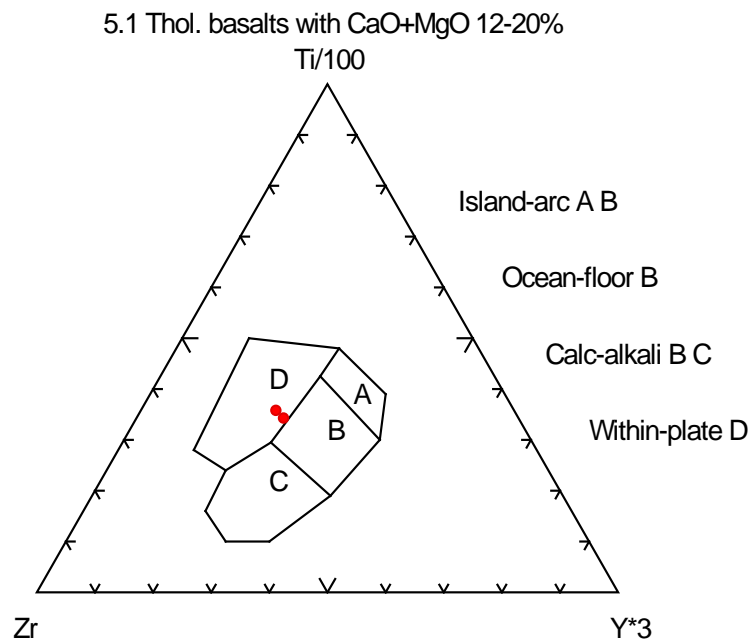


Fig. 5.3.7.- Diagrama Zr-Ti-Y*3 para muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

Las muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito, según los los diagramas Zr-Th-Nb, Nb/Y frente a Zr/Y y Spider, son tipos transicionales entre E-MORB y OIB, (Figs. 5.3.8, 5.3.9, 5.3.10, 5.3.11). Por su parte, las muestras de la Melange Basal en el diagrama Nb/Y frente a Zr/Y caen en el campo de los OPB (*Ocean Plateau Basalts*) próximos a los OIB (*Ocean Island Basalts*) (Fig 5.3.2), mientras que en el diagrama Y/15-La/10-Nb/8 lo hace en el campo de los E-MORB (Fig 5.3.3).

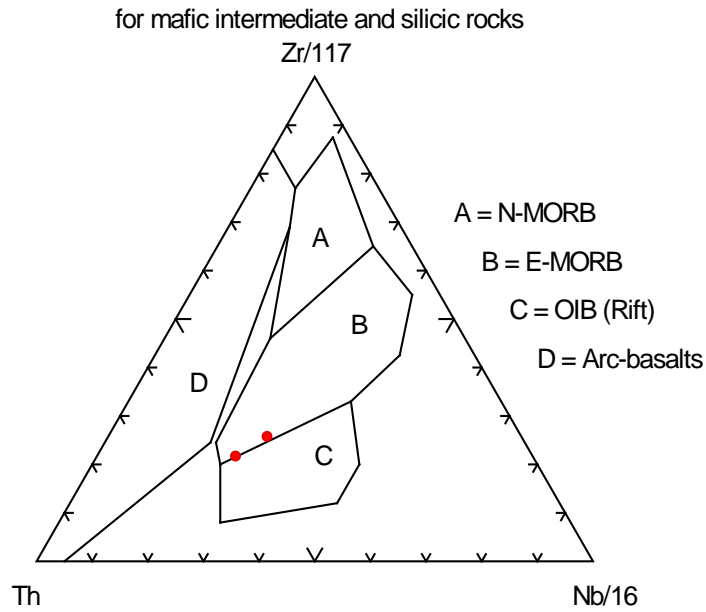


Fig. 5.3.8.- Diagrama Zr-Th-Nb para muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

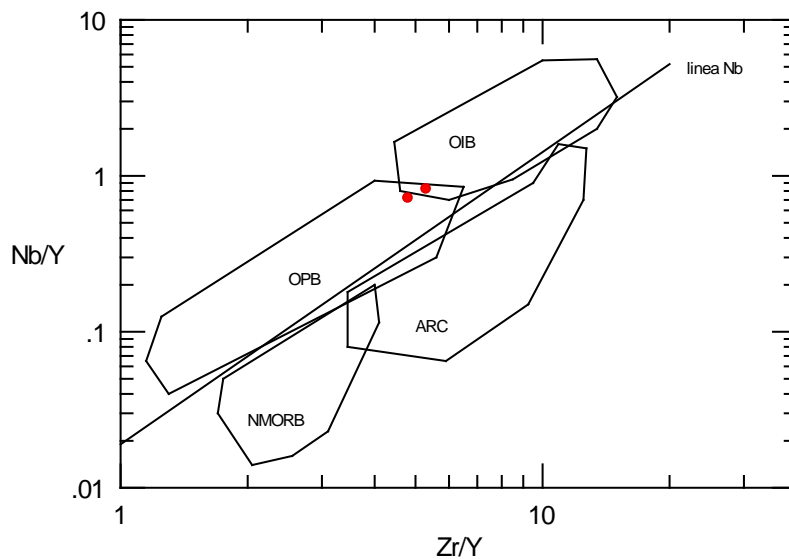


Fig. 5.3.9.-Diagrama Nb/Y frente a Zr/Y para muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

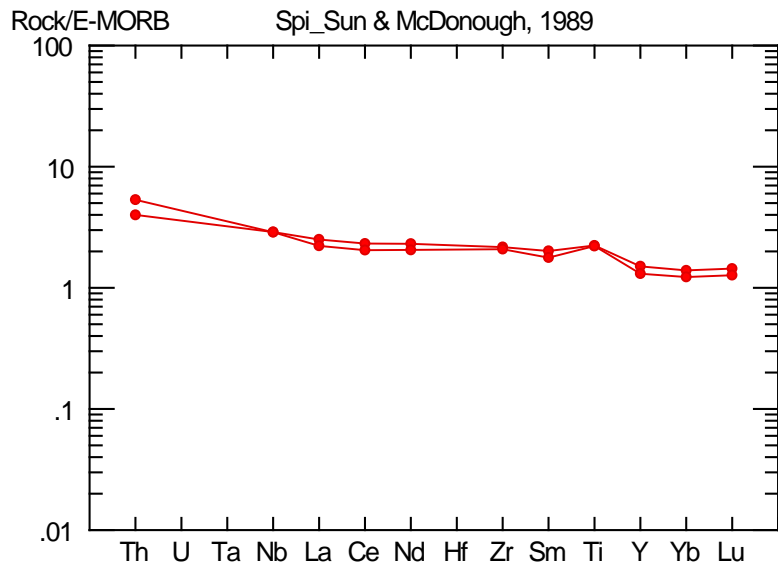


Fig. 5.3.10.- Diagrama Spider Rock/E-MORB (Sun y McDonough, 1989) para muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

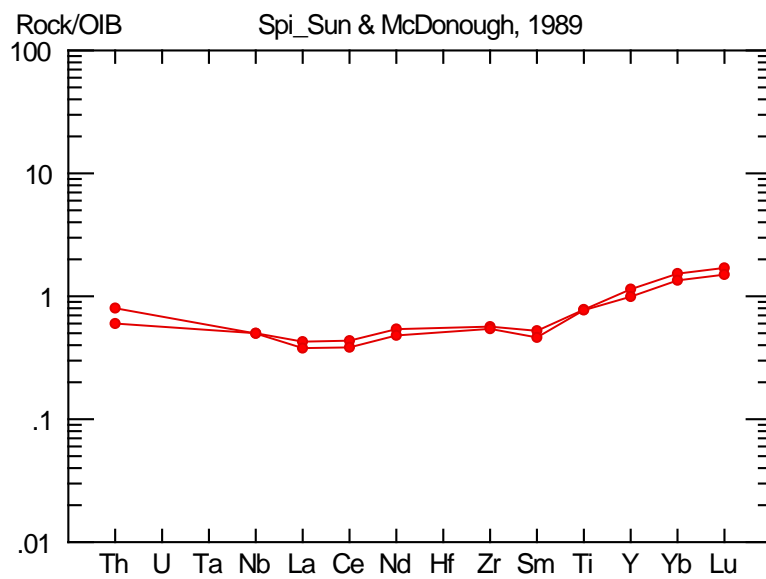


Fig. 5.3.11.- Diagrama Spider Rock/OIB (Sun y McDonough, 1989) para muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

Por otra parte, las muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito, muestran en el diagrama de abundancia de LREE con relación al condrito (Taylor y McLennan, 1985), espectros fraccionados con enriquecimiento relativo en LREE, no apreciándose fraccionamiento de feldespatos (no hay anomalía de Eu) (Fig. 5.3.12), mientras que las de la Melange Basal muestran un cierto enriquecimiento en LREE y una débil anomalía positiva de Eu (Fig 5. 3.5).

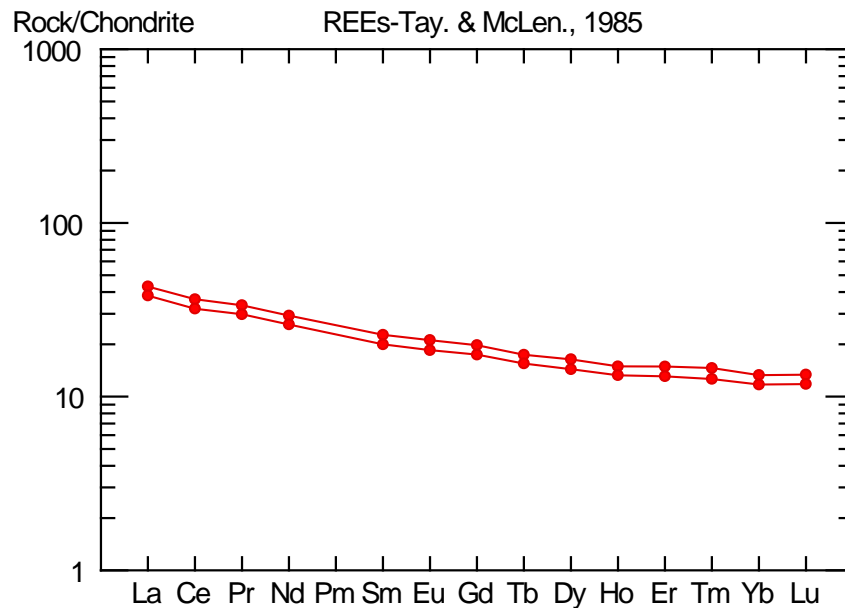


Fig. 5.3.12.- Diagrama de abundancia de REE con relación al condrito (Taylor y McLennan, 1985) para muestras de anfibolitas de la Unidad de El Cubito.

5.3.4. Plutonismo pre-Varisco

En el área de la Hoja se pueden distinguir dos conjuntos plutónicos pre-variscos: uno del Cámbrico inferior-medio, que incluiría a las granodioritas de anatexia de El Pintado y Pallares, así como algunos leucogranitos y granitos albíticos cataclásticos, cuya edad está comprendida entre los 518 ± 15 Ma (Ordóñez Casado, 1998) y 512 ± 8 Ma (Ochsner, 1993). El otro grupo, de edad Cámbrico medio-superior, incluye a los gabros de Barcarrota, y el granito anfibólico de El Castillo, cuya edad está comprendida, según los autores entre los $498 \pm 10/-7$ Ma (Ochsner, 1993) y 502 ± 8 Ma (Montero *et al.*, 2000) o $503 \pm 5/-2$ Ma (Ochsner, 1993).

El primer grupo está comprendido dentro del **plutonismo Cámbrico inferior-medio** de Galindo y Casquet (2004), que incluye también a otros plutones situados fuera de la Hoja, como la Tonalita del Culebrín, Granodiorita de Monesterio, Granitos de Tálaga, Calera de León, Salvatierra de los Barros y Tablada. Todo este conjunto se emplazaría en una franja de edad entre los 503 y 537 Ma.

Geoquímicamente, según Galindo y Casquet (2004) estos granitoides son por lo general peraluminosos y en algún caso débilmente meta-aluminosos; en el diagrama discriminante Y +Nb vs Rb, de Pearce *et al.* (1984), se proyectan en el campo de los granitos de arco volcánico y en el diagrama Hf-Rb/30-Ta*3, de Harris *et al.* (1986), este grupo de granitoides se proyecta de nuevo en el campo de los granitos de arco, a excepción de Táliga, Salvatierra y Tablada, cuyas muestras se proyectan en el campo de los granitos tardi-postcolisionales. Según Salman (2002) existe una variabilidad en estos granitos que hace que algunos sean de tipo I, otros de tipo S (granodiorita de Monesterio) y otros intermedios entre granitoides de tipo S y granitos de tipo A, mostrando también diferencias en valores de ϵ_{Nd} y $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial.

Estos granitoides se generaron, según Galindo y Casquet (2004) mediante procesos que involucraron la incorporación a los magmas de ϵ_{Nd} y ϵ_{Sr} procedentes de una corteza continental mesoproterozoica, que constituye, probablemente, la corteza inferior actual de Ossa-Morena, sin descartar la participación de magmas procedentes del manto o bien de la fusión de rocas máficas infracorticales (Salman, 2002).

El segundo grupo de edad **Cámbrico medio-superior**, coincide en parte con el de edad Cámbrico medio de Galindo y Casquet (2004). Geoquímicamente este magmatismo es de tendencia alcalina, especialmente marcada en los términos ácidos. En el diagrama Y+Nb vs. Rb de Pearce *et al.* (1984), los granitoides de estos plutones coinciden con las volcanitas ácidas del Cámbrico Medio, dentro del campo de los granitoides de intraplaca. Por otra parte, los valores de ϵ_{Nd} para los granitoides de Barcarrota (fuera de la hoja) y El Castillo, son equiparables a los de las volcanitas básicas del Cámbrico medio. Para Galindo y Casquet (2004) estos valores apuntan hacia un manto empobrecido con una débil participación cortical.

5.3.5. Plutonismo Varisco

Según Casquet y Galindo (2004), todas las litologías del Complejo intrusivo de Santa Olalla, salvo los cumulos del Stock de Aguablanca, tienen un contenido en SiO₂ comprendido entre el 55,6 y 67,8% y representan una serie calcoalcalina alta en K₂O y metaluminosa, que se hace débilmente peraluminosa hacia el S (Casquet, 1980; Bateman *et al.*, 1992). Muestra un enriquecimiento en Ba, Rb, Th, y en menor medida en Ce, y una anomalía negativa de ϵ_{Nb} . El patrón de REE normalizado al condrito, muestra una anomalía negativa de Eu moderada (Eu/Eu* = 0,7) (Casquet *et al.*, 2001).

Sin embargo, las gabronoritas del stock de Aguablanca con texturas de acumulado, muestran contenidos en SiO₂ comprendidos entre 48 y 57% y son relativamente pobres en K₂O y en elementos incompatibles (Ba, Rb, Th, Nb), estando enriquecidas en MgO, Ni y Cr. Muestran un patrón de REE, normalizado al condrito, ligeramente enriquecido en LREE y una pequeña anomalía de Eu (Casquet *et al.*, 2001).

Las relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial elevadas (0,7082; 0,7100), con los valores más bajos en los acumulados de Aguablanca, y valores del parámetro ϵ_{Nd} , muy negativos (Casquet *et al.*, 1999), para la edad de cristalización; llevan a Casquet y Galindo (2004) a sugerir la presencia de una importante componente continental en los magmas.

Casquet *et al.* (2001) invocaron procesos de asimilación y cristalización fraccionada para explicar las pautas geoquímicas del Complejo de Santa Olalla (incluyendo la geoquímica isotópica del S), involucrando un magma parental primitivo de composición basáltica y contaminación del mismo con rocas supracrustales con relaciones Rb/Sr bajas, en una cámara magmática estratificada, previa al emplazamiento del complejo intrusivo en niveles epizonales.

El Stock de Teuler, tiene una tendencia peralumínica (al igual que el Stock de La Bazana, situado fuera de la Hoja), con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial y de ϵNdt compatibles con las litologías del Complejo intrusivo de Santa Olalla, salvo los acumulados del stock de Aguablanca (Casquet y Galindo, 2004). Según Salman (2002), la semejanza de los patrones de REE y de los contenidos de elementos traza, con respecto a las facies mayoritarias del Stock de Santa Olalla, confirman el posible origen común de ambos macizos intrusivos.

6. TECTÓNICA

6.1. Deformación pre-Varisca

Aunque se ha discutido en algunos trabajos, los datos adquiridos en la elaboración de la Hoja indican que existe una discordancia en la base del ciclo varisco, que se inicia con la Fm Torreárboles y el Porfiroide de Bodonal. La deformación y el metamorfismo previos se observa en las zonas de contacto. Dentro del conjunto Proterozoico hay evidencias de discordancias internas, por deformación y geocronología, pero serán necesarios más trabajos, a nivel regional, para cartografiar las unidades y sus relaciones tectoestratigráficas. Lo más relevante sería establecer con carácter regional la relación entre la Serie Negra y el Grupo Malcocinado, discordante sobre ella, y que representa un episodio ígneo y estratigráfico, con un magmatismo calco-alcalino probablemente relacionado con un arco magmático, construido sobre un borde continental y situado sobre una zona de subducción finicadomiense (Sánchez Carretero *et al.*, 1989; Pin *et al.*, 2002)

La **estructura pre-varisca** se observa en los núcleos neoproterozoicos, en el Anticlinorio de Monesterio y en el anticlinal de La Umbría-Pipeta. En el núcleo del Anticlinorio de Monesterio, en el NE de la Hoja, se observa, afectando a los materiales de la Serie Negra una foliación en condiciones de bajo a muy bajo grado, anterior a la primera varisca, lo que es evidente al microscopio y en los conglomerados del Grupo de Bodonal (Eguíluz *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, 2007). Esta fase es previa al depósito de las series vulcanosedimentarias del Precámbrico terminal (Grupo Malcocinado), ya que en éstas se pueden encontrar cantos deformados de cuarcitas negras (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En el núcleo del Anticlinal de Monesterio, en el NE de la Hoja, se observa, afectando a los materiales de la Serie Negra una foliación anterior a la primera varisca, que se observa al microscopio (relicta en porfiroblastos o crenulada en los microlitones de la foliación principal en campo) y en los conglomerados del Complejo de Bodonal-Cala. La blastéesis asociada es propia de un metamorfismo de bajo a muy bajo grado, con clorita y micas blancas y en algún caso biotita (Eguíluz *et al.*, en prensa; Apalategui *et al.*, 2007). Eguíluz *et al.* (en prensa) citan la presencia de algunos pliegues menores atribuibles a esta fase.

Esta fase es previa al depósito de las series vulcanosedimentarias del Precámbrico terminal (Grupo Malcocinado), ya que en éstas se pueden encontrar cantos deformados de cuarcitas negras (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En el núcleo metamórfico de Monesterio (Anticlinorio Olivenza-Monesterio) la fábrica principal de las rocas es una foliación milonítica sin-metamórfica (sincrónica con la migmatización) con una lineación de estiramiento con sentido de cizallamiento de hundimiento de techo hacia el NE (Expósito *et al.*, 2003; Azor *et al.*, 2004). En este núcleo tanto la foliación milonítica como las isogradas están plegadas por el anticlinal acostado, que es continuación del de Valuengo y cuya traza está desplazada por el sistema de cabalgamientos variscos (Expósito, 2000).

Eguíluz *et al.* (en prensa) atribuyen una foliación de crenulación S_2 sin-metamórfica muy penetrativa, que es la estructura más visible en el campo, a una segunda fase Cadomiense, mientras que para Apalategui *et al.* (2007), así como en esta memoria, esta foliación se correspondería con la primera fase varisca.

6.2. Deformación Varisca

6.2.1. Introducción

El Macizo Ibérico ha sido dividido en varias zonas a partir de criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974; Farias *et al.*, 1987). Según los últimos autores citados, de norte a sur se pueden distinguir las siguientes zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, de Galicia-Tras-os-Montes, Centroibérica, de Ossa-Morena y Surportuguesa (Fig. 1.2.1).

De acuerdo con la vergencia de las estructuras, la Cadena Varisca del Macizo Ibérico se ha dividido en dos ramas, la septentrional y la meridional (Julivert y Martínez, 1983), cuyo límite se situaría en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Robardet, 1976; Burg *et al.*, 1981; Parga Pondal *et al.*, 1982). La rama septentrional está formada por las zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa, Centroibérica y de Galicia-Trás-os-Montes. La rama meridional por las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa (Pérez Estaún *et al.*, 2004).

La Hoja de Sevilla-Puebla de Guzmán se extiende por el sector meridional de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y la práctica totalidad del sector español de la Zona Surportuguesa (ZSP).

Es importante señalar que la sucesión estratigráfica de la ZOM muestra que en el Cámbrico Inferior-Medio tuvo lugar un proceso de *rifting*, con producción de un abundante vulcanismo bimodal y plutonismo. Este escenario de *rifting* y por tanto de extensión litosférica puede ser el contexto causante del metamorfismo y la cizalla dúctil extensional de los núcleos de Valuengo, Monesterio y Lora del Río (Azor *et al.*, 2004)

Desde el punto de vista estructural la ZOM se caracteriza por presentar pliegues asimétricos a acostados, vergentes al SO y cabalgamientos dúctiles con movimiento del bloque de techo también al SO (Pérez Estaún *et al.*, 2004), causados por un acortamiento de edad Devónico medio-superior. Estos pliegues muestran una longitud de onda y amplitud de varios

kilómetros, y se caracterizan por el adelgazamiento de los flancos y el engrosamiento de las charnelas (Pérez Estaún *et al.*, 2004). Se desarrollan en condiciones de bajo grado de metamorfismo y llevan asociado un clivaje pizarroso de plano axial, sobre el que a veces se desarrolla una lineación mineral o de estiramiento débil, en general con un alto ángulo con los ejes de los pliegues (Expósito *et al.*, 2002). La edad de estos pliegues no se conoce bien, habiéndose iniciado según Pérez Estaún *et al.* (2004) probablemente en el Devónico inferior, si bien, el hecho de que no afecten al Devónico superior discordante (Sinclinal del Valle) y la inexistencia de Devónico medio apuntan a que su desarrollo principal debió de ser en el Devónico medio.

Los cabalgamientos se generaron a continuación de los pliegues acostados, a los que cortan, siendo la estructura principal el Cabalgamiento de Olivenza-Monesterio (Eguíluz, 1988; Expósito, 2000; Expósito *et al.*, 2002) que discurre por el sector central de la ZOM de NO a SE, mostrando un carácter dúctil-frágil con una fábrica marcadamente plano-linear (Eguíluz, 1988; Expósito *et al.*, 2002).

Este conjunto de pliegues y cabalgamiento vergentes al S fue seguido de una etapa extensional en el Mississipiense inferior, con la que se relacionan los depósitos olistostrómicos existentes en la Fm Terena superior. Supone un colapso desarrollado en el Carbonífero inferior (Munhá, 1983; Oliveira, 1990; Simancas *et al.*, 2003), con el que se relacionan fallas normales de bajo ángulo, estando algunas de ellas relacionadas con la apertura de cuencas carboníferas (Azor, 1994).

Por último, tiene lugar una etapa compresiva que desarrolla pliegues generalmente rectos, desde abiertos a apretados. Suelen llevar asociada una foliación de plano axial de desarrollo variable que crenula a la de los pliegues acostados anteriores. Este episodio se reconoce en toda la ZOM y dominio meridional de la Zona Centroibérica (DOV) afectando al Culm de Los Pedroches, por lo que se le atribuye una edad Westfaliense (Martínez Poyatos, 1997).

Cabe separar de este modelo general de la ZOM, el Dominio de Évora-Aracena, situado en su extremo meridional, en contacto con la ZSP. En él la foliación principal es una S_2 plano axial de pliegues acostados vergentes al SSO con pequeñas zonas de cizalla dúctiles en los flancos inversos, y a veces foliación milonítica con una lineación de estiramiento asociada, coetánea con un metamorfismo de baja P y baja T tanto en la Unidad de El Cubito como en la de Bajo Grado, y posterior a un metamorfismo de baja P y de alta T en su Unidad de Alto Grado. Deja ver relictos de una foliación anterior (S_1), en la cual en la Unidad de El Cubito y en la de Bajo Grado del Grupo de Fuenteheridos se han encontrado evidencias de haber sufrido un metamorfismo de alta P y baja T (Bard, 1969; Booth Rea *et al.*, 2006; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). Al igual que en el resto de la ZOM, posteriormente tiene lugar una etapa compresiva que genera pliegues verticales, así como zonas de cizalla dúctiles.

En el borde S de este dominio afloran las Anfibolitas de Beja-Acebuches, en las cuales se observa la superposición de tres etapas de deformación, la primera relacionada con un evento metamórfico de alto grado, y probablemente de cizalla; la segunda desarrolla una deformación milonítica intensa asociada a la Zona de Cizalla Suribérica y la tercera también de carácter milonítico asociada a la Zona de Cizalla de Calabazares (Díaz Azpiroz, 2001).

La ZSP se caracteriza por el desarrollo generalizado de foliación, abundante magmatismo y un gradiente térmico elevado. Existe un importante complejo vulcanosedimentario de edad Devónico terminal-Carbonífero Inferior (Viseense medio) con importantes yacimientos de sulfuros masivos, relacionado con una etapa extensional. A partir del Viseense superior, una etapa de deformación contractiva se propagó hacia el SO desde el límite con la Zona de Ossa-Morena, desarrollando pliegues con clivaje asociado y cabalgamientos vergentes al SO (Pérez Estaún *et al.*, 2004).

En la Zona Surportuguesa se distinguen generalmente tres dominios, basados tanto en criterios estructurales como litológicos y paleogeográficos, que de N a S son el Dominio del Pulo do Lobo, Dominio de la Faja Pírica Ibérica y Dominio del SO Portugués. Se incluyen también en la ZSP las intrusiones del Batolito de la Sierra N de Sevilla y los depósitos de la Cuenca Pérmica del Viar, ambas en su extremo nororiental (Moreno y González, 2004). La presente Hoja incluye la práctica totalidad de la parte española de los dos primeros dominios.

La deformación de la Zona Surportuguesa es intensa en las proximidades del contacto con la Zona de Ossa-Morena, habiéndose desarrollado ahí una deformación compleja que se simplifica gradualmente hacia el SO. Algunos autores (Schermerhörn y Stanton, 1969; Silva *et al.*, 1990) describen en este sector la existencia de una primera etapa de pliegues y cabalgamientos que aparecen deformados por pliegues apretados y cabalgamientos posteriores. Al S de este sector se desarrollan únicamente pliegues apretados vergentes al S o SO, con foliación de plano axial que preceden inmediatamente a cabalgamientos que se desarrollan sobre los flancos inversos de los pliegues (Coullaut *et al.*, 1978; Navarro y Ramírez, 1982; Simancas, 1986; Soriano y Casas, 2002a, b; Mantero *et al.*, 2003). Se observan algunos pliegues posteriores abiertos, localmente con una foliación de crenulación asociada (Simancas, 2004a). La deformación migró progresivamente desde el contacto de la ZSP con la ZOM hacia el SO, disminuyendo su intensidad y siendo progresivamente más joven en esa dirección.

6.2.2. Zona Surportuguesa

6.2.2.1. Antecedentes

Simancas (1983) diferencia en el sector oriental de la Hoja, una primera generación de pliegues (F1) a la que va asociada la foliación principal (S_1), que suele ser la única visible en campo. En general es vergente al S. Atribuye a esta misma fase unos pliegues de plano axial subvertical situados al SO de Las Pajanosas y pliegues tumbados situados al S de El Ronquillo. A esta fase se asocian fallas inversas y cabalgamientos desarrollados tardíamente en los flancos inversos. Describe también otras dos fases de plegamiento posteriores. La F2 desarrolla pliegues de plano axial subvertical E-O, de eje subhorizontal menos apretados, a veces con una foliación de crenulación de extensión limitada, salvo en el sector de Las Pajanosas donde está mucho más extendida. La F3 genera pliegues angulares poco apretados, de plano axial subvertical con ejes NO-SE inclinados hacia el NO, a veces con una foliación S_3 espaciada poco penetrativa. Posteriormente a estas etapas de plegamiento, describe varias familias de fracturas, que atribuye a tectónica tardivarisca y que se integrarían globalmente en una banda de cizalla sinistra, ESE-ONO, que coincide con el límite entre la ZOM y la ZSP.

Ribeiro (1983), Ribeiro y Silva (1983), Silva (1989), Silva *et al.*, (1990) y Quesada *et al.* (1991) han establecido un modelo de *thin skinned* para la FPI, cuyo cabalgamiento basal está a nivel de la corteza media, lo que va acompañado de una transformación de la plataforma continental (fracturada en bloques) en una cuenca de antepaís.

Crespo Blanc (1989) estudia la deformación en el flanco N del antiforme del Pulo do Lobo, donde separa las Fm Cuarzoesquistosa (equivalente a las Fm Pulo do Lobo y Ribeira de Limas), Flyschoide (equivalente a Santa Iría) y Fm con ortocuarzitas (equivalente a la Fm Horta da Torre). Observa y caracteriza tres fases de plegamiento en la Fm cuarzoesquistosa. Las dos primeras desarrollan pliegues isoclinales con foliación asociada (S_1 y S_2), siendo la S_2 de crenulación y coetánea de pliegues tumbados vergentes al S. Estas foliaciones S_1 y S_2 están plegadas por pliegues de una tercera fase (D3) cuyos pliegues menores indican antiforme hacia el S, con una S_3 de crenulación asociada en los esquistos. Sin embargo, describe una sola deformación en la Fm Flyschoide y en la Fm con ortocuarzitas, caracterizada por desarrollo de pliegues equivalentes a los de D3 de la Fm Cuarzoesquistosa con una foliación de intensidad variable.

Eden y Andrews (1990) proponen la existencia de tres formaciones con características de *mélange* en la Unidad del Pulo do Lobo: la primera, denominada Fm *Mélange* de Peramora, aflora en el núcleo del Antiforme de Los Ciries, y se describe como una mezcla caótica de facoides y bloques exóticos de anfíbolita (a veces con una deformación interna distinta a la regional), grauvacas y algunas cuarcitas en una matriz de grano fino, recristalizada de anfíbol y plagioclasa. La segunda, denominada Fm Cumbres de Los Ciries, está constituida por esquistos cuarzo-micáceos o filonitas con intercalaciones menores de cuarcitas y pizarras, con algunos facoides menores de fragmentos exóticos; y sería básicamente correlacionable con la Fm Pulo do Lobo. La tercera, denominada Fm Alajar, situada más al E, contiene facoides de cuarcitas muy puras y más escasos de serpentinitas y mármoles. Describen en el núcleo del Antiforme de Los Ciries un apilamiento de cabalgamientos imbricados, con horses de las Fms *Mélange* de Peramora y Cumbres de Los Ciries, plegado posteriormente.

Silva *et al.* (1990) describen las características estructurales de la ZSP en Portugal. En el Antiforme del Pulo do Lobo describen en la Fm Pulo do Lobo tres etapas de plegamiento (F1, F2 y F3) con foliación asociada (S_1 , S_2 y S_3). F1 tiene una dirección N-S y las demás hacia el NO. En el suprayacente Grupo Ferreira-Ficalho (flanco N) la Fm Ribeira de Limas muestra una deformación similar a la de la Fm Pulo do Lobo, mientras que las Fms Santa Iría y Horta da Torre muestran una sola foliación principal dirigida hacia el NO y buzando al N. En el flanco S, las unidades del Grupo Chança muestran, según estos autores, los mismos tres episodios deformativos que la Fm Pulo do Lobo. En la Faja Pirítica Ibérica, describen dos episodios principales de plegamiento con foliación asociada, de dirección NO-SE. Para estos autores el primer episodio está ligado a tectónica de cabalgamientos, y es equivalente al episodio F2 y el segundo al F3 del Antiforme del Pulo do Lobo y estaría relacionado con la foliación regional, plegando a los cabalgamientos del primer episodio, y generando localmente fallas cabalgantes. Con este segundo episodio estarían relacionados los anticlinales de Valverde del Camino y Puebla de Guzmán.

González Clavijo *et al.* (1994) describen la existencia de tres etapas de deformación en la FPI; una primera con generación de pliegues de F1 vergentes al S, con una foliación regional ESE-ONO que buza de 70°N a 70°S asociada de carácter transecto. Sus flancos inversos se ven afectados por fallas inversas de alto ángulo y cabalgamientos. La segunda etapa desarrolla una foliación de crenulación de la misma dirección buzando 30° al S; y la tercera de dirección subperpendicular a las previas y plano axial vertical.

Soriano (1996, 1997) y Soriano *et al.* (2002a) describen un sistema imbricado de pliegues y cabalgamientos vergente hacia el SSO, con distintos niveles de despegue (base del CVS, intra-CVS y techo del CVS). Los segundos proponen tres etapas de deformación: una D1 que genera mantos de cabalgamiento con desplazamientos hacia el S de más de 10km, pliegues y foliación (S_1) principalmente desarrollados en el sector N de la ZSP; una segunda etapa D2 que comprende cabalgamientos, pliegues y una foliación principal S_2 de plano axial de pliegues vergentes al S, considerados como pliegues de propagación de fallas (Soriano, 1997). Sería la primera etapa desarrollada en el antiformal de la Puebla de Guzmán. La tercera etapa D3 desarrolla pliegues y una foliación de crenulación espaciada que buza principalmente al SSO.

Quesada (1996) propone la división de la parte española de la FPI en tres bloques, con geometría de fracturación y características cinemáticas diferentes: Bloque Oriental, Central y Occidental. El Bloque Occidental se caracteriza por una geometría de fracturación propia de una transpresión sinistral. El Bloque Central corresponde a un dominio de imbricación frontal, y el Bloque Oriental representa un dominio de transpresión dextra.

Quesada (1998) describe una tectónica de tipo *thin skinned* con desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgamientos que se propagan hacia el S sobre un despegue basal en la corteza media. Propone una evolución tectónica para la ZSP durante la colisión Varisca con tres episodios: un episodio inicial que implica al margen continental más externo de la ZSP dominado por una tectónica de escape lateral transtensional con desarrollo de cuñas continentales, coetánea con las efusiones volcánicas del CVS hasta completar la subducción de la cuenca oceánica. Un segundo episodio que consiste en la fase de mayor deformación transpresiva relacionada con el cabalgamiento del margen activo de la ZOM sobre la ZSP e inversión tectónica de ésta. Y un último episodio transtensivo reflejado hacia el Este de la FPI, asociado con el colapso extensional del orógeno y la intrusión coetánea del Batolito de la Sierra Norte.

Leistel *et al.* (1998a y b) proponen el progreso de una colisión oblicua en el margen activo del sur de la ZOM, durante el Devono-Carbonífero desarrollando una tectónica transtensional de escape lateral en el borde septentrional de la ZSP, que daría lugar a cuñas con movimientos relativos de desgarre y bandas transtensivas que propician el volcanismo bimodal con importante circulación hidrotermal, que caracteriza la Faja Pirítica Ibérica. El proceso continuaría con una inversión estructural en el margen surportugués, en respuesta a su subducción bajo el margen activo de la ZOM, con el desarrollo de una tectónica tangencial con vergencia hacia el S, de tipo *thin skinned*. Leistel *et al.* (1998 b) dividen la FPI en dos dominios, un Dominio Norte o de Riotinto caracterizado por depósitos de sulfuros masivos de

la asociación Au-Ag-Zn, y un Dominio Sur o de Tharsis, caracterizado por depósitos de sulfuros masivos de la asociación Au-Co-Bi.

Matas y Martín Parra (1999b) en el Informe Estructural del Proyecto Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas, financiado por la Junta de Andalucía, concluyen que prácticamente todo el sector septentrional de la FPI y, en concreto, la parte centro-oriental, se configura como parte de un dominio estructural diferenciado, cuyo límite meridional sería una ancha banda de cizalla que transcurre por el sur de la Hoja del Cerro de Andévalo. Este dominio viene a coincidir bastante bien con el denominado Dominio Norte o de Riotinto por Leistel *et al.* (1998 b), mientras que al S de este límite, estaría el Dominio Sur o de Tharsis, de estos autores. En el dominio N, según sus autores, la deformación penetrativa a todas las escalas, es propia de bandas de cizalla complejas, de carácter dúctil-frágil, que en su conjunto definen un cinturón milonítico, de dirección media E-O, con buzamientos desde subverticales a 60º-70º N, y movimiento de desgarre predominantemente sinistro con componente cabalgante hacia el S. La deformación disminuye progresivamente de intensidad hacia el S. En el sector oriental de la Hoja, e intruidos por los granitoides del BSN, aflora según estos autores un conjunto metasedimentario, al que denominan Unidad del Embalse de La Minilla, (equivalente a la Fm Ronquillo de Simancas, 1983) cuarzoesquistoso con un metamorfismo de grado medio a alto, muy superior al del resto de la ZSP. Así mismo, la intensidad de la deformación es mayor. Una característica de este modelo, es que las mineralizaciones de sulfuros están condicionadas por su posición tectónica, variando la composición mineralógica de los yacimientos.

García Navarro (2000) y García Navarro y Fernández (2004) estudian la deformación tardivarisca en el extremo oriental de la ZSP (Batolito de la Sierra Norte/BSN), estableciendo desde el emplazamiento del BSN hasta el Pérmico inferior (Autuniense), el desarrollo progresivo de diferentes sistemas de fallas, en su mayoría en dirección, que atribuye a la rotación del eje de compresión máxima horizontal de NE-SO a NO-SE. Se desarrollaría en primer lugar un sistema ENE-OSO a NE-SO, sinistro/normal, con fallas conjugadas N-S dexas; seguido de un sistema NO-SE dextro, y finalmente dos familias de fallas: una NO-SE a N-S sinistras y otra ESE-ONO dextra, que en conjunto daría una distensión NE-SO, a la que los autores asocian la formación de la Cuenca del Viar. El mayor volumen de diques de diabasas intruiría al final del desarrollo del primer sistema. Los dos primeros sistemas tendrían una edad anterior a 290 Ma, pues no afectan a los depósitos autunienses del Viar. Las características de estos sistemas de fallas son para los citados autores compatibles con un proceso de extrusión lateral hacia el SE.

Onézime *et al.* (2002) describen en el Antiforme del Pulo do Lobo tres episodios de plegamiento: el primero visible en el núcleo del Antiforme de Los Ciries, tratándose de pliegues intrafoliares que afectan a la matriz bandeada de la *Mélange* de Peramora. El segundo episodio, más extendido, se observa en el dominio epimetamórfico, y desarrolla pliegues, que en su sector meridional vergen al S, mientras en su extremo septentrional lo hacen al N. Una foliación de plano axial S_2 de dirección E-O a NO-SE buza fuertemente al N en el dominio sur y al S en el dominio N. El tercer episodio genera pliegues abiertos con una foliación de fractura subvertical poco desarrollada. En la FPI destacan dos episodios de plegamiento sucesivos con desarrollo de foliaciones (S_1 y S_2). El primero de ellos da lugar a un episodio de cabalgamientos

vergentes al SSO, acompañado por pliegues de propagación de fallas, que hacia el N evolucionan hacia un episodio generalizado de pliegues vergentes al S. Hacia el sur estos autores describen que los cabalgamientos principales a menudo se asocian con pliegues de D2 vergentes al N con foliación de plano axial S_2 , que hacia el norte se incrementa dando lugar a retrocabalgamientos, coetáneos con cabalgamientos secundarios vergentes al S con pliegues de igual vergencia asociados.

Alonso Chaves y García Navarro (1997), Alonso Chaves *et al.* (1999) y Mantero *et al.* (2003, 2004, 2005, 2006, 2011) atribuyen a los anticlinales de la Puebla de Guzmán y Valverde del Camino el carácter de pliegues de propagación de fallas, típicos de una tectónica *thin skinned* relacionados con sistemas de cabalgamiento frontales de dirección N100°-120°E, que muestran una geometría de abanico imbricado, con sentido de movimiento hacia el SSO. Estos autores observan, que tanto pliegues como cabalgamientos, así como una foliación de crenulación asociada, fueron generados en una segunda generación, y describen una fase previa de acortamiento caracterizada por el desarrollo de pliegues asimétricos vergentes al S con una foliación de plano axial (S_1) buzando al N, mientras que la S_2 está bastante verticalizada a fuertemente buzante hacia el S. Según estos autores estos cabalgamientos producen un escaso desplazamiento. La primera fase la relacionan con despegues basales más profundos. Alonso Chaves *et al.* (1999) apuntan que la geometría tridimensional de los cabalgamientos es de rampas (frontales, laterales y oblicuas) y rellanos. En relación con las rampas laterales se desarrollan pliegues de segunda fase de dirección N10°-20°E, coetáneos con los de segunda generación de dirección N100°-120°E asociados a las rampas frontales. La deformación de segunda fase que afectó a la FPI progresó de N a S, con un cabalgamiento basal situado entre 12 y 15 km de profundidad al N (Simancas *et al.*, 2003) a niveles más superficiales al S, en una secuencia de propagación *piggy-back*. Los materiales sinorogénicos del Culm registran solo la segunda fase de deformación, mientras que las unidades más antiguas (Grupos PQ y CVS) han registrado las dos fases de deformación. Localmente se registra una última etapa deformativa que produce pliegues abiertos y *kink bands* que a veces tienen una foliación de crenulación asociada.

Mantero *et al.* (2007) proponen la división de la ZSP en tres dominios tectónicos mayores, según criterios cartográficos, estratigráficos, litológicos estructurales y metamórficos, a los que denominan Dominio Norte, Dominio Central o Faja Pirítica Ibérica y Dominio Sur. El Dominio Septentrional incluye a la Fm Pulo do Lobo y los materiales del Grupo Ferreira-Ficalho, así como al bloque del Batolito de la Sierra Norte (Bloque de Castilblanco de los Arroyos, de García Navarro y Fernández, 2004). El Dominio Central es subdividido en dos subdominios, uno adosado al Dominio Septentrional, al que denominan Cinturón de Cabalgamientos Aljustrel-Mértola-Riotinto, y otro situado más al sur denominado Región de los Pliegues de Propagación Mayores, que coinciden aproximadamente con la subdivisión de la FPI de Leistel *et al.* (1998 b) y sobre todo de Matas y Martín Parra (1999b).

Braid *et al.* (2010) proponen que la compleja deformación del Pulo do Lobo se puede explicar por compartimentación del *bulk strain* a escala regional, y que las estructuras a escala de afloramiento en la corteza superior fueron controladas por una fuerte anisotropía estructural que se desarrolló dentro del sistema acrecionario. Proponen que la deformación en

el Pulo do Lobo fue progresiva con desarrollo de diferentes estilos estructurales en distintos dominios tectónicos, en función del tiempo y del cambio en las condiciones limitantes.

Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) describen en la Fm La Minilla (sector oriental de la Hoja) al menos dos eventos deformativos de bajo grado de metamorfismo anteriores a la intrusión de rocas plutónicas del Varisco temprano del Batolito de la Sierra Norte (BSN), habiendo encontrado evidencias de metamorfismo de alta P. En la Fm Pulo do Lobo encuentran también evidencias de alta P (pseudomorfos de lawsonita).

6.2.2.2. Deformaciones Eo-variscas y variscas s.s. en el Dominio de Pulo do Lobo

Este dominio equivale al denominado “Antiforme del Pulo do Lobo”. Su límite Norte es la Zona de Cizalla Suribérica (Crespo Blanc y Orozco, 1988), que le separa de las Anfibolitas de Beja-Acebuches, y el límite Sur en el sector nororiental de la Hoja está constituido por la zona de cizalla de Santa Bárbara-San Telmo-Santa Eulalia (BTE), que superpone este dominio sobre materiales del CVS (modificado de Matas y Martín Parra, 1999b), si bien en su extremo occidental (sector de Paymogo) pone en contacto la Fm Gafo sobre la Unidad de Santa Bárbara. En el sector nororiental, al E de la Falla de Zufre, un cabalgamiento le superpone sobre materiales del Grupo P-Q y del BSN.

La zona de cizalla BTE es un accidente de primer orden, pero no supone un gran cambio metamórfico entre los materiales a los que separa. En cambio, la estructura que separa las formaciones, Pulo do Lobo y Gafo, y Pulo do Lobo y Unidad de Santa Bárbara, denominada zona de cizalla de Paymogo-Higuera (PH) por Matas y Martín Parra (1999b), representa un cambio metamórfico importante (metamorfismo de grado bajo con biotita, al N, y de grado muy bajo al S).

En la **Fm Pulo do Lobo** se han observado al menos tres etapas de plegamiento (Barranco *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1983, 1984; Crespo Blanc, 1989; Silva *et al.*, 1990; Apalategui y Contreras, 1999; Onezime *et al.*, 2002), siendo la más patente de la roca una S_2 muy acusada. Las dos primeras están en facies de las anfibolitas de baja T a esquistos verdes de alta T, y son replegadas por una tercera fase de plegamiento a menor T/P.

La primera fase (D_1) solo se reconoce a la lupa o al microscopio por una esquistosidad (S_1) en microlitones de S_2 o en las zonas de charnela de los pliegues de segunda fase. La segunda fase (D_2) se caracteriza por pliegues similares apretados, volcados a tumbados, decamétricos vergentes al S, que pliegan venas de cuarzo, y de los cuales es plano axial la foliación principal, de crenulación con desarrollo de bandeado tectónico (S_2). La tercera fase (D_3) es la responsable de los pliegues mayores, así como de pliegues menores con planos axiales verticales a vergentes al S, que llevan dirección OSO-ENE a ONO-ESE con ejes de dirección $N80^\circ-110^\circ E$, en general subhorizontales a inclinados de 10° a $30^\circ E$, si bien en algunos casos alcanzan $60^\circ-70^\circ E$. Desarrollan localmente una foliación de crenulación de plano axial (S_3). A esta fase se atribuye la Antiforma de Los Ciries. Barranco *et al.* (1983) y Apalategui *et al.* (1983, 1984) describen una cuarta etapa que desarrolla pliegues de dirección N-S, de cilíndricos a *chevron* o *kink*, de plano axial subvertical, que a veces se manifiestan como bandas de *kinks*.

Durante la realización de esta Hoja se han observado en algunos puntos hasta cuatro etapas de plegamiento (Figura 6.2.1), desarrollando tanto D_2 como D_3 una foliación de crenulación de plano axial de pliegues de muy bajo ángulo entre flancos a isoclinales. La cuarta fase (D_4) se caracteriza por pliegues levantados abiertos a tipo *chevron*, que localmente desarrollan un débil foliación de crenulación en la charnela, y equivale a la D_3 que se observa en la mayoría de la Fm Pulo do Lobo.

Al microscopio, la primera esquistosidad (S_1) es de tipo *schistosity* definida por la orientación de moscovita \pm clorita \pm biotita. Está micro-plegada y transpuesta por una segunda esquistosidad (S_2) similar a la anterior, con desarrollo de bandeo tectónico. En algunos casos, es milonítica con ribbons de cuarzo recristalizados y desarrollo de "peces de mica". Ambas están recristalizadas y poligonizadas, con blastésis de cristales grandes de clorita. En algunas muestras se observa una S_3 de crenulación de plano axial de micropliegues apretados, definida por moscovita y concentración de óxidos y una última crenulación poco apretada, que da lugar a una grosera o incipiente S_4 , definida por concentración de opacos finos (Figura 6.2.2) que corresponde a las últimas estructuras de plano axial vertical, cartografiadas en esta unidad.

Durante la realización de esta Hoja, en el núcleo del Antiforme de Los Ciries se han encontrado evidencias de metamorfismo de alta P/baja-intermedia T, puesto de manifiesto por la presencia de pseudomorfos de lawsonita en esquistos anfibólicos y anfibolitas (Rubio Pascual *et al.*, 2013)(Figura 4.1.1).



Fig. 6.2.1.- Se observa una foliación de crenulación (S_2) con desarrollo de bandeo tectónico, replegada por pliegues apretados con foliación de crenulación de plano axial (S_3), a su vez replegados por pliegues abiertos a *chevron*, levantados.

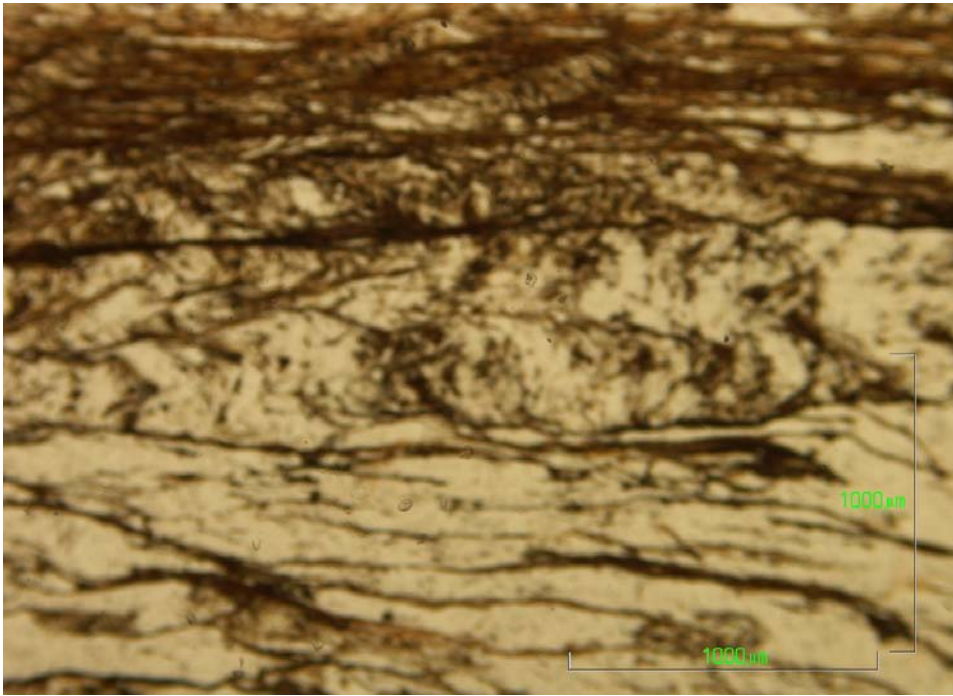


Fig. 6.2.2.- S_3 de crenulación de plano axial de micropliegues apretados, definida por moscovita y concentración de óxidos afectada por una última crenulación poco apretada, que da lugar a una grosera o incipiente S_4 , definida por concentración de opacos finos.

En cuanto a las formaciones que se sitúan sobre la Fm Pulo do Lobo, las **Fm Ribeira de Limas** y **Atalaia** están afectadas por tres fases de deformación tectónica similares a las de la Fm Pulo do Lobo, aunque la primera está menos metamorfizada que esta (Oliveira *et al.*, 2006).

En campo la foliación principal suele ser de crenulación (S_2), de plano axial de venas de cuarzo plegadas. Está afectada posteriormente por pliegues de D_3 de plano axial vertical a vergentes al S, con ejes subhorizontales de dirección similar a los de la Fm Pulo do Lobo, y con una foliación de plano axial de crenulación más debil (S_3).

La primera muestra en los tramos pizarrosos una S_1 , de tipo *slaty cleavage* a *schistosity*, subparalela a la S_0 , definida por mica blanca, cuarzo y clorita, mientras que en la Fm Atalaia está definida por moscovita \pm biotita, siendo en ocasiones plano axial de venas de cuarzo plegadas. La S_2 , que es la principal en campo es de crenulación, llegando a desarrollar a menudo bandeado tectónico. Ambas foliaciones están, en algunos casos, recristalizadas. La tercera deformación produce pliegues suaves con una foliación asociada definida por concentración de minerales opacos (Barranco *et al.*, 1983).

Las **formaciones Santa Iría, Horta da Torre y el Grupo de Santa Bárbara**, muestran menos deformación que las anteriores, como ya fue puesto de manifiesto por Crespo Blanc (1989) y Silva *et al.* (1990) entre otros.

En el Grupo de Santa Bárbara, se observa que la foliación principal es una S_1 muy penetrativa definida por la orientación de mica blanca y a veces biotita incipiente, que forma bajo ángulo con la S_0 . En algún caso es plano axial de pliegues de bajo ángulo entre flancos a

isoclinales. Está replegada por pliegues abiertos en niveles potentes de areniscas a relativamente apretados, de tipo *chevron* en los más pizarrosos, vergentes al S, con ejes de dirección variable (N80°E, 35°E a E-O, subhorizontales; N62°E, 20°NE; NE-SO, 20°-30°NE a subhorizontales), que desarrollan en los niveles pizarrosos una foliación levantada de crenulación (S_2) en zonas de charnela, definida por planos de concentración de óxidos. En ocasiones se observa al microscopio una crenulación de tipo *kink-band* poco penetrativa.

Las Fms Santa Iría y Horta da Torre muestran también dos fases de deformación, la primera da lugar a la foliación principal (S_1) con blastésis de clorita y sericita y planos irregulares de concentración de óxidos. La segunda desarrolla pliegues de plano axial subvertical con ejes entre N110°E, 10°O y N125°E, 20°SE que, en ocasiones desarrollan una foliación de crenulación espaciada en la zona de charnela.

Los pliegues de segunda fase y foliación de crenulación asociada en estas tres unidades son equivalentes a la D_3 (y en algunos puntos D_4) de la Fm Pulo do Lobo y las Fms Atalaia y Ribeira de Limas.

El límite N del Dominio del Pulo do Lobo está constituido por la **Zona de Cizalla Suribérica**, que pone en contacto el Dominio del Pulo do Lobo con las Anfibolitas de Beja-Acebuches. Lleva una dirección NO-SE a E-O y se caracteriza por una fábrica constituida por milonitas S/C de Tipo II (Lister y Snoke, 1984). Los criterios cinemáticos indican un movimiento cabalgante hacia el SO, evolucionando a lateral sinistro a medida que la deformación se concentra en el borde meridional. Será descrita en detalle más adelante.

Por el S se observan algunas zonas de cizalla de gran continuidad que afectan a los materiales de este dominio, destacando las siguientes:

La **Zona de Cizalla de Paymogo-Higuera de la Sierra** separa en su sector occidental la Fm. Pulo do Lobo (alóctono, al N) de las Fm Atalaia, Gafo y Unidad de Santa Bárbara (autóctono relativo al S), mientras que en un pequeño tramo en el sector central pone a la Fm. Pulo do Lobo en contacto con el CVS de la FPI (modificado de Matas y Martín Parra. 1999b). Produce un salto metamórfico apreciable, salvo con la Fm Atalaia (biotita en el Pulo do Lobo y clorita en la Unidad de Santa Bárbara).

Se observa una banda de deformación asociada con ella sobre la Fm Pulo do Lobo, que muestra una fuerte componente de desgarre con desarrollo de un metamorfismo dinámico de grado medio, con blastésis de biotita que marca la foliación principal. La estructura más visible, que es la principal, es una foliación milonítica paralela al cabalgamiento de base de dirección media E-O girando en el sector occidental a N75°E, 70°N, que desarrolla estructuras S/C, con una textura plano-lineal (tectonitas L-S) muy importante, así como foliaciones de crenulación muy penetrativas y numerosas venas de cuarzo plegadas con charnelas disruptadas (modificado de Matas y Martín Parra. 1999b; Contreras *et al.*, 1999b).

En aquellas zonas donde la deformación es menos intensa, entre los planos S/C, quedan sigmoides de metasedimentos esquistosados, crenulados con criterios de desgarre sinistro al que se superpone un cabalgamiento hacia el Sur (modificado de Matas y Martín Parra, 1999b; Contreras *et al.*, 1999b).

La **Zona de Cizalla de Santa Bárbara-San Telmo-Santa Eulalia** superpone en su sector occidental la Fm Gafo sobre la Unidad de Santa Bárbara, mientras que hacia el E superpone la Fm Gafo sobre el CVS y más hacia el E sobre materiales del Grupo P-Q de la Faja Pirítica Ibérica. Produce, un salto metamórfico pequeño, entre el alóctono, a veces con una banda métrica con biotita en la base y el autóctono relativo en facies de clorita. Desarrolla filonitas satinadas negras a grises en ocasiones con venas de cuarzo plegadas por pliegues muy apretados (Matas y Martín Parra, 1999b).

En general las bandas de cizalla que limitan a las unidades de la Fm. Pulo do Lobo, Fm Gafo y Unidad de Santa Bárbara muestran regionalmente criterios inverso/sinistros, vergentes al S. Asociadas a estas bandas de cizalla, en general, se observan elementos estructurales menores como pliegues, foliaciones miloníticas/filoníticas, estructuras S/C, lineaciones de estiramiento de objetos y/o minerales, etc. Los pliegues menores son en su mayoría de carácter intrafoliar, afectando a menudo a venas de cuarzo, que son plegadas y abudinadas, dando lugar a la existencia de charnelas muy apretadas y disruptadas, así como a flancos abudinados rodeados por la foliación filonítica que a su vez es plano axial de los mismos. Esto se observa en la zona de mayor intensidad de las cizallas principales, sobre todo en la base de la Zona de Cizalla de Paymogo-Higuera de la Sierra, que pone en contacto la Fm. Pulo do Lobo sobre la Fm Gafo y la Unidad de Santa Bárbara. Los ejes de estos pliegues menores muestran una dispersión importante tanto en dirección como en inclinación y sentido de la misma, en las cizallas de mayor intensidad meridionales del Dominio del Pulo do Lobo. Esto probablemente implica la existencia de pliegues de eje curvo (*sheath folds*) (Matas y Martín Parra, 1999b).

En estos accidentes se observan dos conjuntos de lineaciones, uno comprendido entre N30°E a N70°E, con inclinaciones al N en general de 35-45°, pudiendo alcanzar 70°, y el otro con direcciones entre N100°-120°E con inclinaciones variables, pero bajas, desde subhorizontales a 30° al E o al O (puntualmente 45°E). Estas orientaciones lineares junto con los criterios cinemáticos observados, dan movimientos complejos de cizallas desde inversas casi puras con movimiento de techo hacia el S, hasta desgarres sinistros con componente inversa hacia el SO (Matas y Martín Parra, 1999b).

Según Matas y Martín Parra (1999b) y Contreras *et al.* (1999b), por criterios geométricos y cinemáticos, esta deformación podría equivaler al episodio compresivo principal varisco que afecta a la FPI.

6.2.2.3. Deformaciones Eo-variscas y variscas s.s. en el Dominio de la Faja Pirítica Ibérica

Las deformaciones más antiguas en este dominio se encuentran en las **Unidades de La Minilla y Las Pajanosas**, que afloran en el sector oriental de la Hoja en una banda de dirección E-O con una longitud de unos 30 Km y una anchura media de 3-4 Km, intercalada entre las rocas plutónicas del Batolito de la Sierra Norte (BSN), así como más al S, en el límite del BSN con la Cuenca del Guadalquivir.

Se trata de una secuencia pelítica muy tectonizada, con un metamorfismo regional que alcanza en general desde la zona de la clorita hasta la zona de la biotita, si bien, en algunos casos se ha alcanzado la del granate.

Sobre este metamorfismo se desarrolla otro de bajas presiones (regional de baja P +contacto) en parte relacionado con la intrusión de los granitoides pertenecientes al BSN, que llega a alcanzar el alto grado, desarrollándose andalucita y cordierita, principalmente, y en algunos casos sillimanita y feldespato potásico.

La fábrica principal que se reconoce en los afloramientos es a menudo de crenulación muy penetrativa (S_2) con desarrollo de un bandeo tectónico, muchas veces marcado por cuarzos de exudación. En ocasiones se observa que la foliación principal es plano axial de venas de cuarzo plegadas por pliegues isoclinales con las charnelas abudinadas (Figura 6.2.3). Sus planos varían entre E-O y N110°E, buzando unos 30° al N (según Matas y Martín Parra, 1999b). Esta fábrica implica una superposición de deformaciones en las que la principal, o más evidente en el campo, se superpone sobre un plegamiento con esquistosidad previa. El metamorfismo de contacto, mencionado anteriormente, se desarrolla a veces sobre la S_2 , observándose en algún caso una foliación replegada por pliegues abiertos recristalizada incluida a veces en blastos de andalucita. También se ven *ribbons* de cuarzo, a veces plegados por pliegues apretados y poligonizados y una foliación de crenulación con bandeo tectónico recristalizada. Por otra parte, los blastos de and +cord están afectados por una crenulación (S_3).

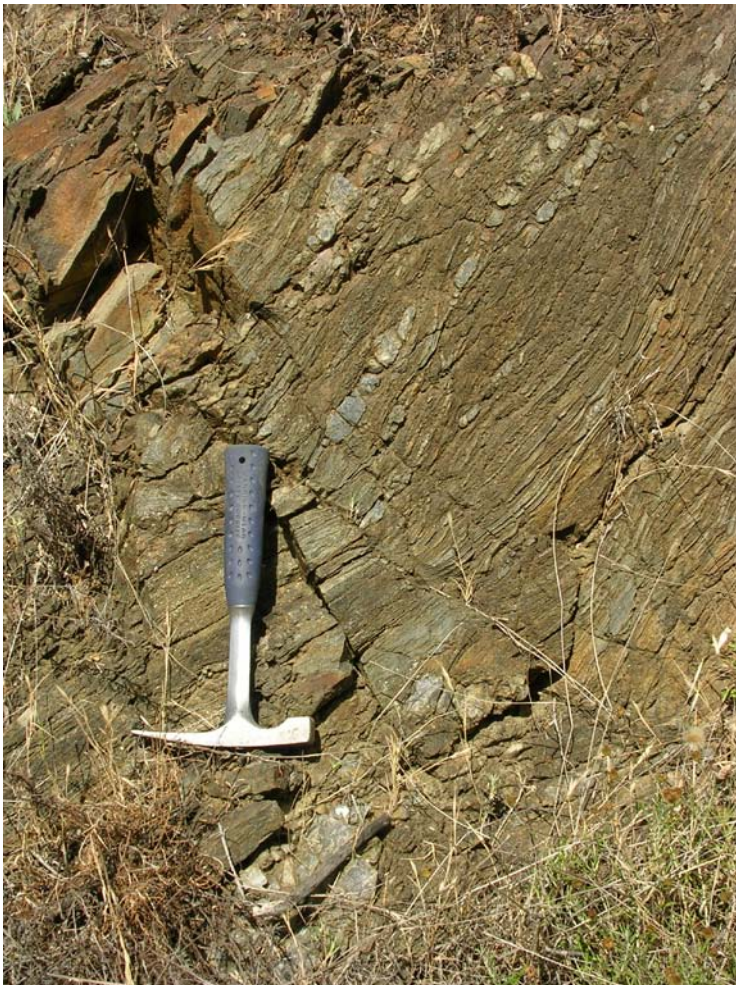


Fig. 6.2.3.- Venas de cuarzo intensamente plegadas y abudinadas con la S_p de plano axial, recrystalizadas por metamorfismo de alto grado. Unidad de La Minilla. Antigua N-630, unos 100 m al N del PK. 772.

Según Matas y Martín Parra (1999b) este bandeo tectónico, se podría correlacionar con la primera fase de plegamiento que afecta a la FPI, con una esquistosidad de tipo *slaty cleavage* asociada. De este modo, la esquistosidad previa sobre la que se forma el bandeo tectónico corresponde a un episodio deformativo que no afecta a los materiales de la FPI, y que genera una *schistosity* con generación de abundantes venas de cuarzo de exudación.

Durante la realización de esta Hoja se ha puesto de manifiesto la existencia de asociaciones de alta P en una banda de dirección ONO-ESE situada al O y E del Embalse de Cala. En este sector localmente se han observado asociaciones con granate, formadas en un episodio metamórfico M1 en condiciones de 9 Kbar y 400°C (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013), anterior al de bajas presiones y altas temperaturas (M2) y al metamorfismo de contacto del BSN.

El hecho de que estos materiales presenten al menos dos etapas de deformación previas a la intrusión del BSN, que ha sido datado entre 346.3 ± 0.8 (Barrie *et al.*, 2002) y $354,4 \pm 5/-4$ (Dunning *et al.*, 2002), hecho no observado en materiales del Devónico superior al Viseense inferior de la FPI, permiten atribuirlo a un sustrato predevónico superior, al menos; si bien algunos autores los han comparado con materiales de la Serie Negra y afines (Díez Montes *et al.*, en prensa a; Dunning *et al.*, 2002). Para Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013), estos materiales representarían posiblemente un arco volcánico desarrollado sobre basamento de Meguma, en relación con la subducción hacia el SO, durante el Devónico inferior de la litosfera del Océano Rheico y cierre del mismo, y que una vez que el margen más externo de Gondwana inicia la subducción, sería incorporado al prisma colisional (Fig. 6.2.12).

Simancas (1985b), describen para el extremo oriental de la ZSP, un conjunto de deformaciones variscas caracterizado por estructuras de plegamiento con fallas inversas asociadas. Diferencia tres generaciones de pliegues, de las cuales la segunda y tercera solo tienen un desarrollo sectorial en bandas, dando lugar a micro y mesopliegues poco apretados. La primera fase (F_1) da lugar a pliegues apretados de charnelas curvadas y llevan una foliación asociada (S_1) de plano axial. Con frecuencia se desarrollan fallas inversas o cabalgamientos a favor de los flancos inversos de estos pliegues.

Mantero *et al.* (2007) subdividen al Dominio de la Faja Pirítica en dos subdominios, uno adosado al Dominio Septentrional, al que denominan Cinturón de Cabalgamientos Aljustrel-Mértola-Riotinto, y otro situado más al sur denominado Región de los Pliegues de Propagación Mayores.

El **subdominio septentrional de la FPI** (Cinturón de Cabalgamientos Aljustrel-Mértola-Riotinto, de Mantero *et al.*, 2007) y, en concreto, la parte centro-oriental, se configura como parte de un dominio estructural diferenciado, cuyo límite meridional sería una ancha banda de cizalla que transcurre por el sur de la Hoja del Cerro de Andévalo. Este dominio viene a coincidir bastante bien con el denominado Dominio Norte o de Riotinto por Leistel *et al.* (1998 b), mientras que al S de este límite, estaría el **subdominio Sur** o de Tharsis, de estos autores, o

subdominio denominado Región de los Pliegues de Propagación Mayores (Mantero *et al.*, 2007). En el dominio N, la deformación penetrativa a todas las escalas, es propia de bandas de cizalla complejas, de carácter dúctil-frágil, que en su conjunto definen un cinturón milonítico, de dirección media E-O, con buzamientos desde subverticales a 60°-70° N, y movimiento de desgarre predominantemente sinistro con componente cabalgante hacia el S (Matas y Martín Parra, 1999b). La deformación comenzaría con el desarrollo de pliegues vergentes al S, de dirección media E-O, y con ejes inclinados generalmente hacia el O entre 0° y 35°, que darían lugar al desarrollo posterior de un cizallamiento dúctil a dúctil frágil en los flancos inversos de algunos pliegues. Estos pliegues llevan asociada una foliación de plano axial (S₁) de tipo *slaty cleavage* a *rough slaty cleavage* buzando en general entre 60°N y 90°. Las zonas de cizalla muestran en su mayor parte criterios cinemáticos sinistro-inversos, vergentes al S, si bien existe una banda de cizalla de carácter dextro-inverso, que discurre con dirección ONO-ESE, entre el límite meridional del extremo NO del BSN y el Culm, afectando a materiales volcánicos y volcanoclásticos ácidos del CVS (corredor de cizalla de Concepción, Matas y Martín Parra, 1999b), hasta confluir con la zona de cizalla que limita la Fm Gafo por el S (BTE). Esta zona de cizalla (Leistel *et al.*, 1998), como otras bandas de cizalla, desarrollan estructuras con pliegues intrafoliares, afectando a menudo a venas de cuarzo (abudinadas con charnelas disruptadas) y a veces con ejes curvos, foliaciones miloníticas/filoníticas, estructuras S/C, lineaciones de estiramiento de objetos y/o minerales, etc.

Al Sur, en el **Subdominio Sur de la Faja Pirítica Ibérica**, se observan en los materiales anteriores al Culm una tectónica de *thin-skinned*, con el desarrollo de cabalgamientos vergentes al S y dos generaciones de pliegues con dos foliaciones asociadas (Coullaut *et al.*, 1978; Navarro y Ramírez, 1982; Simancas, 1986; Alonso Chaves y García Navarro, 1997; Soriano y Casas, 2002a, b; Mantero *et al.*, 2003). Se pueden observar dos fases de deformación.

La primera fase (F₁) está representada por pliegues asimétricos, y apretados vergentes al S o SO, con inmersión hacia el ONO y a veces están volcados. Llevan asociada una foliación de *slaty cleavage* de plano axial (S₁) de dirección ONO-ESE, buzando hacia el N que es la principal en el área (Mantero *et al.*, 2006). Para Mantero *et al.* (2011) estos pliegues de F₁ son pliegues de bloque de techo de un cabalgamiento más profundo de la primera fase, que aflorarían solamente en el dominio norte (Dominio del Pulo do Lobo).

La segunda fase (F₂) se caracteriza por la generación de cabalgamientos de escala kilométrica con rellanos y rampas frontales, laterales y oblicuas, así como pliegues de propagación asociados. Los cabalgamientos principales llevan direcciones ONO-ESE, con buzamientos de 20°-45° al NNE, y muestran estrías en la dirección del buzamiento con criterios cinemáticos de movimiento hacia el S o SSO. Forman a veces abanicos imbricados. Llevan asociados bandas de rocas de falla de carácter frágil, que en las zonas más profundas son de carácter dúctil-frágil con desarrollo de estructuras S-C (Mantero *et al.*, 2003, 2006). En el bloque de techo de estos cabalgamientos se originan pliegues antiformales de propagación que llegan a desarrollar un flanco inverso (Mantero *et al.*, 2006). Los pliegues de segunda fase (F₂) son levantados y llevan asociada una foliación de crenulación (S₂) menos penetrativa, aunque a veces llega a enmascarar a la S₁. Muestra dos direcciones, una principal denominada S_{2a} de dirección N105°-125°E, 65°S y otra denominada S_{2b} de dirección N5°E,

65°E (Mantero *et al.*, 2003) a N160°E, 70°O (Mantero *et al.*, 2011), que llega a predominar en el cierre E del Antiforme de la Puebla de Guzmán. Esta etapa es la responsable de las estructuras cartográficas principales a escala regional, como los antiformes de Valverde del Camino y Puebla de Guzmán (Mantero *et al.*, 2006, 2007).

Mantero *et al.* (2007) describen una tercera fase de deformación caracterizada por el desarrollo de bandas de pliegues y fallas oblicuas al cinturón de pliegues y cabalgamientos, donde se observan pliegues reclinados o con una superficie axial y ejes moderadamente inclinados, generalmente asimétricos. En relación con esta etapa describen una banda de deformación transcurrente sinistra que separa un sector occidental (totalmente incluido en Portugal, de un sector oriental, dentro de la Región de los Pliegues de Propagación mayores.

El Culm muestra una intensidad de deformación menor, como sinorogénico de esta etapa de cabalgamientos vergentes al S, registrando una única fase de deformación asociada a los mismos.

El perfil sísmico profundo de reflexión IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003) muestra que el sistema de cabalgamientos que caracteriza la deformación de la Zona Surportuguesa se enraza a unos 12-15 km, en la corteza media.

6.2.2.4. Deformaciones tardi-variscas

6.2.2.4.1.- Fallas de desgarre

Matas y Martín Parra (1999b) distinguen un **primer episodio** que da lugar a frecuentes planos N70-120E con desarrollo de rocas de falla cohesivas, silicificadas, con estrías entre ENE-OSO y NNE-SSO a N-S y criterios de desgarre sinistros a sinistro-inversos con movimiento hacia el OSO. En algunos casos se observan pliegues de eje vertical y plano axial N120E, vertical, posiblemente relacionados con esta etapa. En el sector oriental de la Hoja (BSN) se observan algunas grandes fracturas de dirección N120E, subverticales que durante este episodio presentan un movimiento sinistro, con rejugos posteriores dextros. Este es el caso de la Falla de El Castillo de las Guardas, a la que García Navarro (2000) atribuye un primer movimiento sinistro, en relación con un eje de compresión máxima NE-SO.

García Navarro *et al.* (2000), atribuyen a este primer episodio un importante sistema de fracturas de dirección NE-SO, de forma arqueada de carácter sinistro, destacando la Falla del Embalse de Cala (Simancas, 1983), que tiene un salto en dirección de unos 5 km. Este sistema es paralelo al sistema en *échelon* que afecta al Macizo de Aracena (García Navarro, 2000). La Falla de Embalse de Cala tiene una longitud de 20 a 25 km y muestra superficies de falla con estrías de inclinación y movimiento variable, desde tendidas de desgarre sinistro a muy inclinadas con movimiento normal (García Navarro, 2000).

Posiblemente relacionada con este episodio cabe destacar la Zona de Cizalla dúctil-frágil de El Garrobo-Burguillos situada al N del extremo SE de la Falla de El Castillo de las Guardas (García Navarro, 2000). Se trata de una zona de cizalla de orientación N110E que termina contra la Falla de El Castillo de las Guardas. Afecta tanto a rocas básicas (gabros y dioritas) como a granitoides trondhjemiticos. Desarrolla una foliación penetrativa milonítica. En general buza fuertemente al N, si bien localmente puede llegar a buzar 80° al S.

Ocasionalmente se observa una lineación tendida unos 30° al E. Su cinemática es sinistral (García Navarro, 2000). Es heterogénea y su anchura es variable, pudiendo alcanzar en bandas hasta 10 m.

Al microscopio se observan rocas básicas muy deformadas (tonalitas, cuarzodioritas, dioritas). Muestran una deformación dúctil de baja temperatura, caracterizada por el desarrollo de una foliación milonítica a ultramilonítica (y en algunos casos ultracataclasitas foliadas) con generación de *ribbons* de cuarzo y fracturación frágil de la plagioclasa. Esta foliación rodea a porfiroclastos de anfíbol y plagioclasa desarrollando largas colas de presión. En algunos casos se observa una matriz ultramilonítica con un bandeo constituido por bandas de tonos verde oscuro en las que destacan porfiroclastos de anfíbol y en menor proporción plagioclasa, y bandas grises en las que destacan plagioclasas y anfíboles rodeadas por bandas muy alargadas de cuarzo de grano muy fino con *ribbons* y a veces plagioclasa triturada, plegadas por pliegues intramiloníticos. Por otra parte se observan también granitos y leucogranitos con foliación milonítica de baja temperatura, acompañada de fuerte reducción de tamaño de grano, desarrollo de cuarzo con fuerte división en subgranos y *ribbons*, rotura frágil de la plagioclasa y peces de mica. Esta foliación suele estar definida por la orientación de *ribbons* de cuarzo y banditas de concentración de opacos, que rodean a plagioclasas (con fracturas en dominó) y feldespatos potásicos, desarrollando largas colas de presión.

Al S de esta banda de cizalla se observan localmente bandas de deformación con características similares, no cartografiadas, que afectan también a algunos megaenclaves de cuarcitas con silicatos cálcicos así como corneanas, en las cuales se observa como la foliación milonítica definida por sericita y *ribbons* de cuarzo, rodea a blastos de biotita y moscovita desarrollando colas de presión, peces de biotita y "kinkado" de esta.

La rotación antihoraria del eje de compresión máxima da lugar al desarrollo en el Dominio de la FPI y el Dominio del Pulo do Lobo de un sistema conjugado de fracturas subverticales de direcciones NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO a NE-SO, que desarrollan cataclasitas, espejos de falla y estrías. El primer sistema muestra criterios de desgarre dextro, con *kink bands* de ejes muy inclinados (60-70°N) relacionados. Posteriormente se superponen estrías de componente normal. El segundo sistema muestra criterios de desgarre sinistral.

Esta progresiva rotación anti horaria da lugar a la generación y/o reactivación de otros dos sistemas de fracturas que llevan direcciones N150E y N120E, respectivamente, y tienen ambas carácter dextro. De este sistema destaca el rejugado dextro de la Falla de El Castillo de las Guardas, de orientación ONO-ESE (Simancas, 1983; García Navarro, 2000). Tiene una longitud mínima de unos 46 km. Da lugar al desarrollo de brechas cohesivas y no cohesivas, y harinas de falla. Así mismo, durante esta evolución rejugaría dextralmente la Zona de Cizalla de El Garrobo-Burguillos (García Navarro y Fernández, 2004), generando una brechificación tardía, que se superpone a la foliación milonítica.

Este conjunto de sistemas de fallas de desgarre se integrarían globalmente en una banda de cizalla frágil sinistral, ESE-ONO, que coincide con el límite entre la ZOM y la ZSP (Simancas, 1983; Crespo Blanc, 1989) (Figura 6.2.4), con rotación antihoraria de eje de esfuerzos máximo desde NE-SO a NO-SE en el bloque del BSN (García Navarro, 2000). Estas fallas han rejugado posteriormente como fallas normales, mostrando estrías subhorizontales y

sobre ellas estrías fuertemente inclinadas, y en relación con este rejuego intruyeron los diques de diabasa de este sector del BSN (Simancas, 1983).

Según García Navarro (2000), el sistema de dirección NE-SO sinistro sería el más antiguo, seguido por los sistemas ONO-ESE y NO-SE, ambos anteriores a la Cuenca de El Viar y desarrollados entre el Westfaliense superior y el Estefaniense.

6.2.2.4.2.- Episodio extensional (Cuenca del Viar)

Simancas (1983, 1985a) encuentra numerosas evidencias de que fallas originalmente de desgarre jugaron posteriormente como fallas normales, en relación con las cuales intruyeron los diques de diabasa de este sector del BSN. Por su parte la Cuenca del Viar contiene cantos de diabasa en los conglomerados que sellan los movimientos de las fallas de desgarre (Simancas, 1983, 1985a). Para este autor la falla inversa del borde oriental debió tener una componente normal durante la evolución de la cuenca, que tendría forma de semigraben, cuyo borde activo coincidiría con la actual Falla del Viar y su borde pasivo con el contacto con la ZSP. Alcanza su potencia máxima (unos 400 m) en su borde E, en el contacto con la ZOM.

García Navarro y Sierra (1998) calculan el tensor de esfuerzos para un conjunto de fallas normales de dirección NO-SE buzantes 60° al SO y fallas sinistras de dirección NNE-SSO, ambas cortadas por fallas inversas, en mármoles de la ZOM en el bloque de techo, muy próximas a la Falla del Viar. Obtienen que el esfuerzo máximo estaría próximo a la vertical, y la dirección principal de extensión entre $N35^\circ-70^\circ E$ (NE-SO), subhorizontal.

Para Sierra (2004), se trataría de una cuenca híbrida de tipo *Rift v. strike-slip*, que formaría parte de un conjunto de cuencas continentales que surgieron en Europa occidental y el N de África como respuesta a la tectónica transtensiva tardivarisca (Sierra y Moreno, 2004).

6.2.3. Zona de Ossa-Morena

6.2.3.1. Antecedentes

Bard (1969) describe en la zona de Aracena la existencia de dos fases mayores de plegamiento variscas con desarrollo de dos esquistosidades, estableciendo en relación con la primera un metamorfismo regional progresivo de baja P y alta T. En el flanco N del Antiforme de Fuenteheridos, por debajo del despegue basal de la Unidad Cubito-Moura, en el Complejo Vulcanosedimentario de Aracena, cita la presencia de crossita anterior a la primera foliación reconocible, blindada y reemplazada por actinolita, en una asociación frecuente en los esquistos verdes con glaucofana. Posteriormente Bard (1977) sugiere la existencia de una discordancia entre las anfibolitas de Acebuches y la Unidad de Alto Grado, no observando salto metamórfico entre las dos unidades.

Gutiérrez Elorza (1970) cita en la zona de Aracena una tectónica de escamas acompañada de grandes fallas en dirección. Navarro *et al.* (1977) realiza un estudio estructural en la zona de Aracena, caracterizando la geometría de los pliegues asociados a dos etapas de plegamiento.

Apalategui *et al.* (1984) establecen cuatro fases de deformación en la hoja de Aracena: una F1 que genera pliegues tumbados a isoclinales con vergencia al SSO y una esquistosidad sinmetamórfica asociada; una F2 que desarrolla pliegues de tendencia similar volcados e incluso tumbados, con vergencia al ONO. Se desarrollan en la Unidad de Bajo Grado del Dominio Évora-Aracena y en las Anfibolitas de Beja-Acebuches; una F3 que desarrolla pliegues de geometría cilíndrica, de plano axial subvertical o con vergencia al SO, cuya dirección axial varía de N-110°E a N-150°E; una F4 que desarrolla pliegues retrovergentes de geometría *kink* y dirección axial N120°E en ambos flancos de la Antiforma de Fuenteheridos; y un numeroso conjunto de fracturas, especialmente en el Dominio Évora-Aracena.

Munhá *et al.* (1986) y Castro *et al.* (1987) proponen un cabalgamiento del complejo metamórfico de alto grado sobre las Anfibolitas de Beja-Acebuches, a las que interpretan como un complejo ofiolítico.

Crespo Blanc (1987) pone de manifiesto la existencia de una zona de cizalla importante en las Anfibolitas de Acebuches, acompañado de un fuerte retrometamorfismo que se sobrepone a un metamorfismo regional de alto grado. Crespo Blanc y Orozco (1988) caracterizan la cinemática de esta zona de cizalla, a la que denominan Zona de Cizalla Suribérica.

Von Winterfeld (1988) describe un nivel de mezcla tectónica que separa las Anfibolitas de Beja-Acebuches de las rocas de alto grado del Macizo de Aracena. Está constituida por varias escamas de distintas litologías pertenecientes tanto a la Unidad de Alto Grado como a las anfibolitas de Beja-Acebuches. Su contacto S con las anfibolitas es una falla lítrica buzando al N con componente de cabalgamiento hacia el S y movimiento sinistro.

Crespo Blanc (1989) muestran que las Anfibolitas de Beja-Acebuches fueron afectadas por dos fases de deformación de cizalla, una afectando a su contacto septentrional y la otra a su sector meridional (Zona de Cizalla Suribérica), que actuó como un cabalgamiento ONO-ESE vergente al SO con componente sinistral, con intensa deformación milonítica y retrometamorfismo asociados. Por otra parte, reconoce tres etapas de deformación en los demás materiales del Dominio de Évora-Aracena. La primera (D1) produce una foliación en general de bajo grado, salvo en el Grupo de Aracena donde es de alto grado (S_1) observable solamente en microlitones de la foliación S_2 . Esta S_2 se asocia a pliegues isoclinales con una foliación, de crenulación de plano axial a milonítica, de bajo grado, salvo en la unidad de alto grado en que su desarrollo comienza durante el *climax* metamórfico. La tercera etapa (D3) se caracteriza por el desarrollo de pliegues de planos axiales subverticales, a tipo *chevron*. Pliegan a las superficies anteriores desarrollando una foliación de crenulación S_3 sin apenas recristalización metamórfica.

Apalategui *et al.* (1990) en la hoja de Santa Olalla de Cala, reconocen al N del Dominio Évora-Aracena una F1 que desarrolla pliegues tumbados de gran amplitud con flancos invertidos muy desarrollados cuyos ejes tenían en origen una dirección aproximada N 160° E, y vergencia al SO a los que se asocia una S penetrativa que en los materiales menos competentes es un *slaty cleavage*. Le sigue una F2 que desarrolla pliegues cilíndricos de amplio radio de dirección aproximada N-120-130° E, que producen sobre los anteriores interferencias del tipo 3 de Ramsay. Contienen lineaciones próximas a la horizontal y una esquistosidad de

crenulación asociada. Por otra parte reconocen en la Unidad de El Cubito, así como en las unidades de bajo y alto grado de Aracena tres fases de deformación; la primera desarrolla una foliación de *slaty cleavage* en El Cubito y pliegues isoclinales tumbados a los que se asocia una foliación de plano axial del tipo *schistosity* y con vergencia SO en las demás; la segunda desarrolla una S de crenulación y a veces texturas miloníticas, y se relaciona con una generación de pliegues de geometría isoclinal, y dirección axial N-40° E, con vergencia O o NO, que atribuyen a una etapa de cizalla; y la tercera fase da lugar al desarrollo de pliegues cilíndricos de amplio radio de plano axial vertical a vergente al SO.

Ábalos (1988) y Ábalos *et al.* (1991) estudian las relaciones entre deformación y metamorfismo en el núcleo metamórfico de Almadén de la Plata, observando dos fases de deformación equivalentes a la D1 y D2 de Crespo Blanc (1989) en la unidad de alto grado y otras tres fases más, de las cuales la tercera corresponde a una zona de cizalla dúctil con desarrollo de foliación milonítica retrogradante paralela a la S₂ con una lineación de estiramiento NO-SE y vergencia hacia el SSE, observable en la mitad S de las Anfibolitas de Acebuches. Los autores la interpretan como un cabalgamiento hacia el S con componente de desgarre dextro. Las dos últimas fases corresponden a accidentes en dirección sinistros, siendo la última, según el autor, fracturación relacionada con una banda de cizalla frágil sinistra tardivarisca situada entre la ZOM y la ZSP.

Fonseca y Ribeiro (1993), Quesada *et al.* (1994) y Castro (1996b) reconocen tres fases de deformación afectando a las Anfibolitas de Beja-Acebuches (por ellos denominadas complejo ofiolítico de Beja-Acebuches). La primera afecta solo a las rocas de mayor grado metamórfico y se produjo en condiciones de baja P y alta T, siendo atribuida por los dos primeros a la obducción hacia el N de un complejo ofiolítico sobre un bloque de muro continental (Zona de Ossa-Morena). La segunda muestra criterios cinemáticos de cabalgamiento sinistro vergente hacia el ONO. Quesada *et al.* (1994) la consideran producto de una transpresión ocurrida en una zona de sutura entre las Anfibolitas de Beja-Acebuches y la ZSP postcolisional. La tercera fase da lugar a cabalgamientos sinistros de dirección ONO-ESE vergentes al SO.

Silva *et al.* (1994) proponen una tectónica *thin skinned* en la ZOM, en el marco de una subducción del margen pasivo de un continente suroccidental bajo el Macizo Ibérico (Terreno Ibérico).

Díaz Azpiroz (2001) y Díaz Azpiroz *et al.* (2003, 2004) muestran la superposición de tres etapas de deformación en las Anfibolitas de Beja-Acebuches; la primera relacionada con un evento metamórfico de alto grado; la segunda desarrolla una deformación milonítica intensa asociada a la Zona de Cizalla Suribérica y la tercera también de carácter milonítico asociada a la zona de cizalla que afecta a su contacto septentrional denominada por el citado autor Zona de Cizalla de Calabazares. En la unidad de alto grado, a la que denominan Dominio Continental, Díaz *et al.* (1999) describen la existencia de tres etapas de deformación, mientras que posteriormente Díaz Azpiroz (2001) y Díaz Azpiroz *et al.* (2004), describen la existencia de cuatro fases de deformación. La primera (D1) se observa como una foliación relictas en microlitones (S₁) y la relacionan con pliegues recumbentes de escala kilométrica. La segunda (D2) desarrolla la foliación principal (S₂) a menudo de carácter milonítico con desarrollo de L-

tectonitas subordinadas, mostrando una componente normal de desplazamiento. Interpretan que su generación se produce en un régimen extensional coetáneo con condiciones metamórficas de alto grado. La tercera etapa de deformación (D3) se caracteriza por el desarrollo de pliegues simétricos verticales. A esta etapa le seguiría, según estos autores, una última etapa principal (D4) que desarrolla dos tipos de estructuras: grandes pliegues antiformales abiertos y moderadamente inclinados hacia el SSO (antiformes de Fuenteheridos y Cortegana) y zonas de cizalla dúctiles (zona de cizalla Cortegana-Aguafría).

Booth Rea *et al.* (2006) describe en la Unidad de El Cubito una foliación principal de crenulación (S_2) que deja ver una foliación previa (S_1) preservada en dominios lenticulares, principalmente en las litologías ricas en cuarzo. Estudios realizados en la foliación S_1 en dos muestras de esquistos con clorita, fengita, paragonita, cloritoide, cuarzo e ilmenita, mediante análisis de la asociación clorita, mica blanca potásica y cloritoide, aportan condiciones de alta P y baja T, estimadas desde 340–370 °C a 1.0–0.9 GPa a 400–450 °C a 0.8–0.7 GPa. Según estos autores la foliación principal (S_2) se desarrolló durante la descompresión desde 0.8–0.7 a 0.4–0.3 GPa a temperaturas crecientes desde 400–450° C a 440–465° C.

Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) han puesto de manifiesto la existencia de una zona de *mélange* entre la base de la Unidad de El Cubito y la sucesión vulcanosedimentaria del Dominio Évora-Aracena, que incorpora esquistos azules, correlacionable con la que en Portugal (en los Xistos de Moura) incorpora bloques de eclogita (Fonseca *et al.*, 1999; Moita *et al.*, 2005). Estos materiales representan unas condiciones P-T mínimas de 12 Kbar y 300°C. Por encima de esta *mélange* basal se observa una S_1 en microlitones de D2 en la que se han registrado presiones mínimas de 9 Kbar y 350-450°C. De modo similar, en la Fm La Umbría (equivalente de la Serie Negra) en la Unidad de Grado Bajo del Dominio Évora-Aracena, en una foliación S_1 relictiva en microlitones de S_2 de cizalla, encuentran evidencias de que esta foliación S_1 se desarrolló en condiciones de metamorfismo de alta P/baja-intermedia T (a 11 Kbar y 450°C).

Ponce *et al.* (2012) ponen de manifiesto la existencia en la Unidad de El Cubito de una lineación de estiramiento, asociada a la foliación posteriormente plegada, que una vez restaurada lleva una dirección aproximada N70°E. La microfábrica de cuarzo de las venas de cuarzo tempranas sugieren a estos autores una cinemática de techo hacia el E, lo que implicaría que la colisión entre la ZOM y la ZSP comenzó como una convergencia oblicua lateral sinistral.

6.2.3.2. Deformaciones Eo-varisca y variscas s.s. en el Dominio Évora-Aracena

La **Unidad de El Cubito** muestra un contacto N con la Fm Barrancos mediante falla subvertical o fuertemente buzante al NNE con estrías en buzamiento y horizontales (Crespo Blanc, 1989). Sin embargo, su contacto S con la sucesión vulcanosedimentaria es gradual para esta autora. Durante la realización de esta Hoja se ha puesto de manifiesto la existencia de una zona de *melange* entre la base de El Cubito y la sucesión vulcanosedimentaria que incorpora esquistos azules (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013), correlacionable con la que en Portugal (en los Xistos de Moura) incorpora bloques de eclogita (Fonseca *et al.*, 1999; Moita *et al.*, 2005).

Se observan tres etapas de deformación en estos materiales. La primera (D_1) produce una foliación de bajo grado (S_1) observable solamente en microlitones de D_2 , principalmente en las litologías ricas en cuarzo (Crepo Blanc, 1989; Booth Rea *et al.*, 2006). Esta foliación S_1 se desarrolló en condiciones de metamorfismo de alta P/baja T (Booth Rea *et al.*, 2006; Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013) y es interpretada como relacionada con el comienzo de la exhumación después de la subducción del margen de Ossa-Morena debajo del Sur-Portugués (Ponce *et al.*, 2012). Destaca una lineación de estiramiento posteriormente plegada, que una vez restaurada lleva una dirección aproximada N70°E. La microfábrica de cuarzo de las venas de cuarzo tempranas sugieren una cinemática de techo hacia el E, lo que implicaría que la colisión entre la ZOM y la ZSP comenzó como una convergencia oblicua lateral sinistra (Ponce *et al.*, 2012).

La segunda etapa (D_2) es la principal en campo y está asociada a pliegues isoclinales con una foliación de bajo grado, de crenulación, de plano axial, S_2 (Booth Rea *et al.*, 2006) a la cual son paralelas numerosas venas de cuarzo de exudación y en la que se observa una lineación de estiramiento constituida por *ribbons* de cuarzo en los esquistos o por ocelos de feldespatos alargados en las metabasitas (Crepo Blanc, 1989). La S_2 se desarrolló durante una descompresión isothermal seguida por un ligero calentamiento durante la descompresión posterior (Booth Rea *et al.*, 2006).

La tercera etapa de deformación (D_3) pliega a la foliación principal, desarrollando pliegues de tipo *chevron* vergentes hacia el SO con una foliación de crenulación de plano axial (S_3). Los pliegues de las etapas D_2 y D_3 producen interferencias de tipo 3 de Ramsay (1967).

Por otra parte, la **unidad de grado bajo-medio del Antiforme de Fuenteheridos** (zona de Navahermosa-Castaño de Robledo de Crepo Blanc, 1989) muestra una primera etapa representada por una foliación S_1 relictas en microlitones de S_2 de cizalla. A la S_1 se asocian en algunos casos pliegues mesoscópicos isoclinales. Se han encontrado evidencias en el Complejo Vulcanosedimentario de Aracena de que esta foliación S_1 se desarrolló en condiciones de metamorfismo de alta P/baja T (Bard, 1969). Así mismo, durante la realización de esta Hoja, se ha encontrado en los metasedimentos neoproterozoicos de la Fm La Umbría, una S_1 preservada en microlitones de S_2 con paragénesis indicativas de que se desarrolló en condiciones de alta P (Rubio Pascual *et al.*, 2011, 2013). La segunda etapa deformativa da lugar a una S_2 milonítica, con una lineación de estiramiento asociada, definida a veces por *ribbons* de cuarzo, acompañada por pliegues similares muy apretados con el eje paralelo a la lineación de estiramiento. Posteriormente la unidad de grado bajo-medio se ve afectada por una etapa deformativa (D_3) caracterizada por el desarrollo de pliegues de planos axiales subverticales, desde cerrados, con charnelas engrosadas y con los flancos cortados por bandas de disolución por presión, en la Serie de La Umbría, a tipo *chevron* en la Sucesión Vulcanosedimentaria. Pliegan a las superficies anteriores desarrollando una foliación de crenulación S_3 sin apenas recristalización metamórfica en la Sucesión Vulcanosedimentaria (Crepo Blanc, 1989). Esta autora atribuye a esta etapa el Antiforme de Fuenteheridos, y cita a escala microscópica interferencias de tipo 3 de Ramsay (1967) entre las tres etapas (D_1 , D_2 y D_3).

En la **unidad de alto grado o Grupo de Arcena** del Dominio Évora-Aracena (zona de Jabugo-Almonaster de Crespo Blanc, 1989; Dominio Continental de Díaz Azpíroz, 2001 y Díaz Azpíroz *et al.*, 2004) y núcleo metamórfico de Almadén de la Plata, se observa en sus diversas litologías, la existencia de una foliación principal de segunda fase (S_2) en facies granulitas a anfibolitas de alta temperatura y baja P, que deja ver una foliación relictas anterior en microlitones (S_1), preservada como arcos poligonales de blastos de mica (Díaz Azpíroz *et al.*, 2002), algunos pliegues desenraizados y cristales de fibrolita crenulados incluidos en porfiroblastos de cordierita (Díaz Azpíroz *et al.*, 2004) o como alineaciones de cuarzo y opacos incluidos en porfiroclastos de granate, plagioclasa o andalucita, en el núcleo de Almadén de la Plata (Ábalos, 1988; Ábalos *et al.*, 1991). Diversos autores relacionan esta fase con pliegues recumbentes de escala kilométrica (Bard, 1969; Apalategui *et al.*, 1983, 1984; Crespo-Blanc, 1989; Giese *et al.*, 1994b; Díaz Azpíroz, 2001 y Díaz Azpíroz *et al.*, 2004).

La foliación principal (S_2) es paralela a la estratificación en los mármoles (Díaz Azpíroz y Fernández, 2002), encontrándose budines de rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas interestratificados. Muestra a menudo carácter milonítico con desarrollo de L-tectonitas subordinadas, con una lineación de estiramiento muy bien marcada en las litologías favorables, y una componente normal de desplazamiento (Díaz Azpíroz *et al.*, 2004). Para Crespo Blanc, (1989), existe una estrecha relación entre las deformaciones de las etapas D_1 (S_1), D_2 (S_2) y el clímax del metamorfismo. Ábalos *et al.* (1991) en el núcleo de Almadén de la Plata, consideran la S_2 de sin a ligeramente posterior al *climax* metamórfico. Díaz Azpíroz (2001) mediante el análisis de fábricas de ejes-c de cuarzo obtiene un elipsoide de esfuerzos con el eje corto en la vertical, que apunta a un régimen extensional coetáneo con condiciones metamórficas de alto grado (Díaz Azpíroz *et al.*, 2004).

En la unidad de alto grado, Díaz Azpíroz (2001) y Díaz Azpíroz *et al.* (2004) describen una tercera etapa de deformación (D_3) caracterizada por el desarrollo de pliegues simétricos verticales que desarrollan una foliación grosera únicamente en las charnelas de pliegues menores en mármoles. Sus trazas axiales varían desde N-S verticales al norte a ONO-ESE buzando hacia el NNE al sur. A esta etapa le seguiría, según estos autores, una última etapa principal (D_4) que desarrolla dos tipos de estructuras: grandes pliegues antiformales abiertos y moderadamente inclinados hacia el SSO y zonas de cizalla dúctiles. A esta etapa atribuyen los antiformes de Fuenteheridos y Cortegana así como la zona de cizalla Cortegana-Aguafría, que separa ambos antiformes. Esta última desarrolla una foliación milonítica muy penetrativa (S_4) buzando 40°-45° al N, con una lineación de estiramiento con un gran *pitch* y criterios cinemáticos de cabalgamiento, de techo al SSO. También pertenecería a esta etapa deformativa la Zona de Cizalla de Calabazares, que con características similares separa la unidad de alto grado de la Anfibolita de Beja-Acebuches y la Zona de Cizalla Suribérica que pone en contacto las Anfibolitas de Beja-Acebuches con materiales del Dominio del Pulo de Lobo de la ZSP. Crespo Blanc (1989) atribuye los pliegues de la D_3 y D_4 a una misma etapa (D_3) de plegamiento heterogéneo.

La **Zona de Cizalla de Calabazares** (Díaz Azpíroz, 2001), es de carácter dúctil asociada a un retrometamorfismo en facies de anfibolitas de T intermedia que se sobrepone a un metamorfismo regional en facies de transición anfibolitas/granulitas desarrollado sobre las Anfibolitas de Beja-Acebuches. Su anchura máxima es de unos 20 m. Desarrolla una foliación

milonítica de dirección ONO-ESE, buzando hacia el N, a veces con estructuras S/C y una lineación de estiramiento asociada subparalela a la dirección de buzamiento, que es plano axial de pliegues que afectan en algunos lugares a una foliación mineral relicta asociada al metamorfismo de alto grado. Los criterios cinemáticos indican un movimiento de cabalgamiento hacia el SSO con componente sinistral (Crespo Blanc, 1989; Díaz Azpíroz, 2001). Díaz Azpíroz (2001) la considera posterior a la Zona de Cizalla Suribérica.

La **Anfibolita de Beja-Acebuches** muestra la superposición de tres etapas de deformación, la primera relacionada con un evento metamórfico de alto grado; la segunda desarrolla una deformación milonítica intensa asociada a la Zona de Cizalla Suribérica y la tercera también de carácter milonítico asociada a la Zona de Cizalla de Calabazares (Díaz Azpíroz, 2001). La primera etapa deformativa se manifiesta por un bandeo definido por variaciones en el tamaño de grano de espaciado centimétrico a decimétrico con contacto neto entre las bandas (Díaz Azpíroz y Fernández, 2005). Crespo Blanc (1989), Fonseca y Ribeiro (1993) y Quesada *et al.* (1994) interpretan este bandeo como una textura ígnea heredada. Sin embargo Castro *et al.* (1996b) atribuyen este bandeo a diferencias en el contenido de fluidos. Paralelamente al bandeo se observa una foliación definida por la orientación de prismas de anfíbol que ocasionalmente corta al bandeo, mostrando a veces una lineación mineral con un cabeceo $>40^\circ$. Esta foliación presenta una dirección media NO-SE buzando hacia el NE (Díaz Azpíroz, 2001), con una lineación menos penetrativa definida por los ejes largos de los prismas de anfíbol, moderadamente a altamente inclinada al ENE (Díaz Azpíroz y Fernández, 2005) y es más penetrativa en la parte superior de la serie. Según (Díaz Azpíroz, 2001) la deformación asociada al metamorfismo de alta T y baja P fue probablemente una deformación de cizalla, no coaxial, que aumenta de intensidad hacia el techo, genera estructuras S/C que a veces se conservan. Los criterios cinemáticos (S/C, S/C', etc) indican movimiento de techo hacia el SO, lo que implicaría cabalgamiento hacia el SO con componente variable de salto en dirección sinistral según Díaz Azpíroz (2001).

La **Zona de Cizalla Suribérica** (Crespo Blanc y Orozco, 1988; Crespo Blanc, 1989) se extiende desde Almadén de la Plata hasta el S de Beja (Portugal) y pone en contacto las Anfibolitas de Beja-Acebuches con materiales del Dominio del Pulo do Lobo de la ZSP, afectando también a las unidades estructuralmente superiores del Dominio del Pulo do Lobo (Crespo Blanc y Orozco, 1988; Crespo Blanc, 1989). Es posterior al metamorfismo regional de alto grado sobre las Anfibolitas de Beja-Acebuches, dando lugar a un retrometamorfismo. Su intensidad aumenta hacia el S, siendo la potencia de la zona de cizalla de hasta 2 km (Crespo Blanc y Orozco, 1988; Crespo Blanc, 1987; 2004). Se caracteriza por el desarrollo de una fábrica L-S acompañada en ocasiones del desarrollo de *sheath folds*. Crespo Blanc (1989) observa dos fases de cizalla con planos de foliación milonítica de igual orientación (NO-SE) buzando unos 70° NE. La primera está definida por una lineación de estiramiento mineral en buzamiento y se sitúa principalmente en el borde N de la zona de cizalla, mientras que la segunda mucho más visible, tiene una lineación de estiramiento mineral inclinada 20° a 30° hacia el SE o NO, y se desarrolla principalmente en el S de la zona de cizalla, deformando y llegando a obliterar a la primera. Esta lineación está marcada por la orientación de neoblastos y fragmentos de porfiroclastos de anfíbol y plagioclasa en las anfibolitas y por la de *ribbons* de cuarzo, así como biotitas, moscovitas y sombras de presión en los metasedimentos. Díaz Azpíroz y Fernández (2005) ponen de manifiesto una estructura imbricada donde varias zonas de cizalla divergen

del cabalgamiento principal, que muestra geometría lítrica (Simancas *et al.*, 2003). En las zonas en que la deformación es menor, se conserva la foliación asociada al metamorfismo de alta T y baja P afectada por pliegues, cuya apertura varía en función de su distancia a la base estructural, siendo más apretados hacia esta. Pueden desarrollar foliación de plano axial en zonas de charnela. La foliación milonítica de los esquistos que rodean a bloques de anfibolitas es plano axial de numerosos pliegues intrafoliares (Díaz Azpiroz, 2001). La fábrica está definida por planos S, C y C', tratándose de milonitas S/C de Tipo II (Lister y Snoke, 1984). En lámina delgada, los criterios cinemáticos (estructuras S/C, pliegues asimétricos, porfiroclastos rotados, etc.) indican un movimiento inverso y sinistro (Crespo Blanc y Orozco, 1988, Díaz Azpiroz, 2001). Así pues, el transporte tectónico de la Zona de Cizalla Suribérica es cabalgante hacia el SO, evolucionando a lateral sinistro a medida que la deformación se concentra en el borde meridional (Crespo Blanc y Orozco, 1988; Crespo Blanc, 1989, 2004; Díaz Azpiroz *et al.*, 2004, Díaz Azpiroz y Fernández, 2005).

6.2.3.3. Deformaciones variscas s.s. al N del Dominio Évora-Aracena

En la ZOM en general, y en esta Hoja en particular, salvo el Dominio Évora-Aracena, la estructura general se debe a la superposición de varias etapas de deformación variscas, todas acompañadas de un metamorfismo de bajo y/o muy bajo grado. Regionalmente, se observan tres etapas de deformación: una primera de pliegues acostados vergentes al SO seguida de cabalgamientos hacia el SO, una segunda con desarrollo de fallas normales de bajo ángulo, y una tercera con desarrollo de pliegues rectos (Azor *et al.*, 2004). En el área de la Hoja la etapa de fallas normales está escasamente representada.

6.2.3.3.1.- Primera etapa de deformación Varisca

Es la primera etapa de deformación registrada en los materiales paleozoicos de los flancos N y S del Anticlinal de Monesterio en la Hoja.

Da lugar a un plegamiento generalizado, desarrollado en condiciones de bajo grado, al que se asocia una esquistosidad de plano axial regional, generalmente de tipo *slaty cleavage* (Apalategui *et al.*, 1990; Eguíluz *et al.*, en prensa), sobre la que se desarrolla a veces una lineación mineral débil que forma alto ángulo con los ejes de los pliegues (Expósito *et al.*, 2002). Esta foliación forma un ángulo muy bajo con la estratificación, siendo las charnelas muy escasas y de tipo similar e isoclinal (Apalategui *et al.*, 2007).

Desarrolla pliegues asimétricos con vergencia hacia el SO, siendo el flanco meridional mucho más corto, con frecuencia invertido, a veces tumbados (Apalategui *et al.*, 1990), con adelgazamiento de flancos y engrosamiento de charnelas (Azor *et al.*, 2004) y generalmente con fallas inversas. Los ejes de los pliegues son subhorizontales (Apalategui *et al.*, 1984). Esta etapa culmina con cabalgamientos con la misma vergencia, como el de Cazalla, que se extiende por la vecina hoja 1:50.000 de Constantina (Matas *et al.*, en prensa). Estos cabalgamientos cortan a los pliegues y la foliación previa, generando brechas y estructuras S/C poco desarrolladas (Eguíluz *et al.*, en prensa).

En el flanco N del Antiforme de Monesterio, Eguíluz *et al.* (en prensa) citan la existencia de una banda de vergencia N que alcanza una anchura cartográfica de varios

kilómetros y que se extiende desde el extremo oriental del granitoide del Garrotal (fuera de la Hoja) hasta la esquina NE de la Hoja (borde norte de la Hoja 1:50.000 de Almadén de la Plata) en las inmediaciones de la presa del Pintado. Su intensidad aumenta de N a S, desarrollando en la granodiorita de EL Garrotal una foliación milonítica de dirección N100°E y buzamiento al sur, que lleva asociada una lineación de estiramiento mineral de dirección N20°E, que convierte la roca en un ortogneis. Los citados autores observan criterios cinemáticos congruentes con un movimiento de techo hacia el norte.

En el zócalo precámbrico da lugar a zonas de cizalla con deformación dúctil, en las que se enraízan las estructuras de la cobertera (Eguíluz *et al.*, en prensa).

La edad de la deformación no ha podido ser determinada, si bien al menos debe ser posterior al Devónico inferior, puesto que afecta a la Fm Terena inferior de Expósito (2000).

6.2.3.3.2.- Segunda etapa de deformación Varisca

Es la responsable de los rasgos cartográficos mayores, como el sinclinatorio de Barrancos-Hinojales. Da lugar a la formación de pliegues cilíndricos de amplio radio que producen sobre los anteriores interferencias del tipo 3 y a veces 2 de Ramsay (Apalategui *et al.*, 1990; Eguíluz *et al.*, en prensa). Es correlacionable con la tercera etapa del Dominio Évora-Aracena, ya que la segunda etapa de carácter extensional puesta de manifiesto en otros sectores de la ZOM afectando a los pliegues y cabalgamientos de la primera etapa (Azor *et al.*, 2004) al N del Dominio Évora-Aracena, no se ha observado en esta Hoja.

Los pliegues de segunda etapa, tienen dirección aproximada N-120-130° E con plano axial subvertical; sus lineaciones son próximas a la horizontal y se acompañan de una esquistosidad de crenulación espaciada, localmente penetrativa que micropliega y/o traspone a la foliación anterior (Apalategui *et al.*, 1990) en las rocas de la sucesión preorogénica. Está definida por planos de acumulación de óxidos. Son aproximadamente coaxiales con los de la etapa anterior. En las metapelitas sinorogénicas de la Fm Terena superior la foliación es de carácter pizarroso (Azor *et al.*, 2004).

En cuanto a la edad de esta etapa, si se considera que el Devónico Superior-Carbonífero inferior tiene carácter discordante (Fm Terena superior), corresponde a materiales sinorogénicos y sólo está afectado por la segunda fase de deformación, esta debe ser al menos Carbonífero inferior o medio (Eguíluz *et al.*, en prensa). No obstante este episodio de pliegues rectos se reconoce en toda la Zona de Ossa-Morena y la parte meridional de la Zona Centroibérica, afectando en esta última a las rocas del Culm por lo que se le atribuye una edad Westfaliense (Martínez Poyatos, 1997).

6.2.3.4. Deformaciones tardi-variscas

Según Simancas (1983, 1985b) el contacto entre la ZOM y la ZSP está afectado por una banda de cizalla frágil de carácter sinistro que desarrolla fallas de desgarre sinistras y fallas inversas, datadas por este autor como Estefaniense medio-superior.

En este sector de la ZOM se distinguen varias familias de fracturas (Crespo-Blanc, 1989; Apalategui *et al.*, 1990):

- Una familia principal de dirección NO-SE a E-O sinistras, entre las que destacan las fallas de Beja-Valdelarco (Apalategui *et al.*, 1983) que limita la Unidad del Cubito por el N, la falla que separa la unidad de bajo grado (Grupo de Fuenteheridos) de la de alto grado (Grupo de Aracena), y la falla frágil que separa las anfibolitas de Beja-Acebuches de la Zona Surportuguesa, sobreimpuesta a la Zona de Cizalla Suribérica, así como las fallas que limitan el flanco N y buena parte del flanco S del Sinclinal de Terena, que muestran también componente inverso hacia el S.

Dentro de esta familia se encuadra el accidente complejo que hay al N del embalse de Aracena, que hace aflorar los materiales del Dominio Évora-Aracena entre los materiales ordovícicos de la Fm Barrancos, causándoles un intenso metamorfismo de contacto. El accidente es tardío, pero implica una aloctonía del flanco meridional del Anticlinorio de Monesterio sobre el Dominio de Évora-Aracena, contemplada en la etapa tardicolisional del modelo propuesto por Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013), que se expondrá más adelante.

- Otra familia de fracturas se orientan ENE-OSO, con sentido sinistro y cortan a las anteriores, si bien se encuentran situadas fundamentalmente al S de la Falla de Beja-Valdelarco. Un representante destacado de este conjunto es la Falla de Zufre (Apalategui *et al.*, 1990).

- Una familia de fracturas de dirección N160°E a N-S escasamente representadas y con movimiento dextro (Apalategui *et al.*, 1990).

- Una familia de dirección N130°E, con movimiento dextro situada principalmente en el sector Oriental (Almadén de la Plata).

La Falla Beja-Valdelarco lleva una dirección N110°-130°E en su sector oriental, girando hacia E-O en su sector occidental. Donde se curva hacia E-O pasa de ser el límite N del Cubito a cortar las estructuras y desplazar el contacto N del mismo con movimiento sinistro, cortando a las rocas intrusivas de la unidad de alto grado (Macizo de Aroche). Su salto en este sector de la hoja ha sido estimado en más de 20 km por diferentes autores (Bard, 1969; Florido y Quesada, 1981; Crespo Blanc, 1989), si bien en esta hoja el salto estimado sería de unos 19 km.

La falla que limita las Anfibolitas de Beja-Acebuches con la ZSP es la evolución hacia el campo frágil de las rocas de deformación dúctil de la Zona de Cizalla Suribérica. Muestra movimientos cabalgantes y de desgarre sinistro (Crespo Blanc, 1989), siendo cortada por la Falla de Beja-Valdelarco.

Las fallas de orientación ENE-OSO presentan tramos de dirección E-O dibujando una geometría sigmoidea escalonada (Díaz Azpíroz, 2001). En ella los planos de falla desarrollan espejos de falla con estrías que indican un movimiento normal sinistro, relacionado con una tectónica transtensiva sinistral, que presenta un eje de acortamiento máximo NE-SO (García Navarro, 2000), representando la familia de fallas N160°E a N-S dextrales un sistema conjugado coherente con la dirección de acortamiento máximo (Apalategui *et al.*, 1983, 1984, 1990).

En conjunto, según Simancas (1983, 1985b), este abanico de familias de fallas formarían parte de una banda de cizalla frágil que afecta al contacto de la ZOM con la ZSP, desde el extremo E del núcleo de Almadén de la Plata, hasta la región de Beja (Portugal), de

edad Estefaniense medio-superior que ha producido fallas en dirección sinistras y fallas inversas (Figura 6.2.4). Sumando los desplazamientos relativos de las principales fallas de esta zona de cizalla, el citado autor calcula unos 50 km de desplazamiento relativo de la ZOM respecto a la ZSP en sentido sinistro.

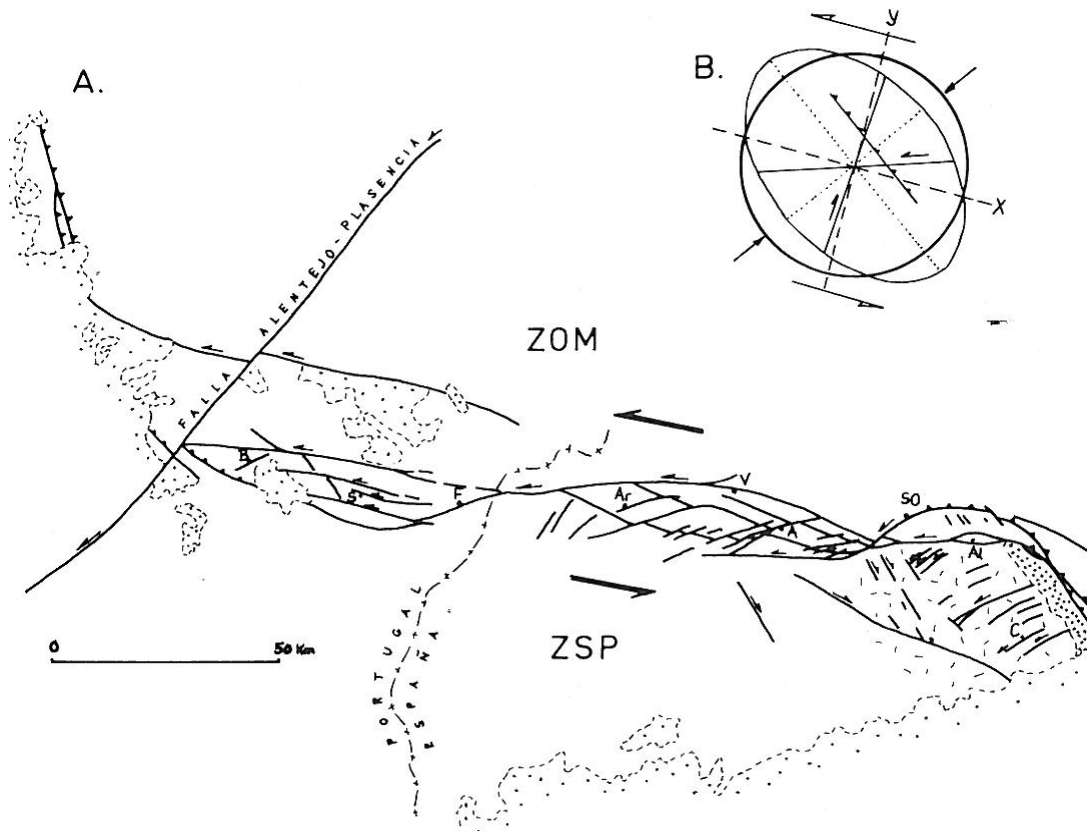


Fig. 6.2.4.- Banda de cizalla frágil que afecta al contacto de la ZOM con la ZSP (tomada de Simancas, 1983, ligeramente modificada por Crespo Blanc, 1989). A: Aracena, Al: Almadén de la Plata, Ar: Aroche, B: Beja, C: Castilblanco, F: Ficalho, S: Serpa, SO: Santa Olalla, V: Valdelarco.

6.2.4. Evolución geodinámica del contacto ZOM/ZSP

La ZSP se ha interpretado de distintas formas. Schermerhorn (1975) y Routhier *et al.* (1980) la interpretan como un orógeno intracontinental. Otros (Schermerhorn, 1975; Routhier *et al.*, 1980) la interpretan como un prisma de acreción relacionado con la subducción bajo la ZOM (Bard, 1971; Carvalho, 1972; Vegas y Muñoz, 1976; Vegas, 1981). Los primeros autores que discuten sobre la existencia de un borde de subducción entre la ZSP y la ZOM fueron Bard (1977) y Andrade (1977, 1979). Posteriormente la ZSP ha sido interpretada como una trasera de arco (Munhá, 1983; Ribeiro y Silva, 1983) y como un margen continental en régimen transpresivo en relación con una colisión continental oblicua (Silva *et al.*, 1990; Martínez Catalán, 1990 a y b; Quesada, 1996, 1998; Quesada *et al.*, 1991, 1994). Por otra parte el límite entre la ZSP y la ZOM ha sido interpretado también como relacionado con una interacción entre dorsal oceánica y surco, en un modelo de subducción de corteza oceánica hacia el N (Castro *et al.*, 1996a y b, 1999a; Díaz Azpiroz *et al.*, 2006).

La identificación de unidades tectónicas que han sufrido metamorfismo de alta P/baja-intermedia T es una herramienta fundamental en la reconstrucción geodinámica de cuñas acrecionarias, límites de placas y polaridades de paleosubducción, sobre todo cuando las suturas ofiolíticas no están claramente preservadas. Este es el caso en el SO del Macizo Ibérico, donde la polaridad del proceso de subducción y la naturaleza de las diferentes unidades a lo largo del límite ZOM/ZSP ha sido muy discutida.

En los últimos años se ha detectado la presencia de, al menos, una unidad alóctona compleja que incluye escamas de ofiolitas probablemente desmembradas, eclogitas y otras rocas de alta presión (Fonseca, 1995; Fonseca *et al.*, 1999, 2004; Araujo *et al.*, 2005; Moita *et al.*, 1995, 2005; Pedro *et al.*, 2005; Booth-Rea *et al.*, 2006; Azor *et al.*, 2008) formada durante un estado inicial de la Orogenia Varisca relacionado con subducción y emplazada sobre el margen meridional de la ZOM.

Básicamente se pueden distinguir dos conjuntos de modelos: los que hacen subducir corteza oceánica situada al S, hacia el N debajo de la ZOM hasta la colisión y subducción en la mayoría de ellos de la corteza continental de la ZSP bajo la ZOM en tiempos Devono-Carboníferos, y los que proponen una subducción inicial de corteza oceánica hacia el S y del margen continental de la ZOM debajo de la ZSP.

6.2.4.1. Modelos de subducción hacia el N

Entre los modelos de subducción hacia el N publicados, cabe destacar los siguientes:

Vegas y Muñoz (1976) proponen un modelo de subducción de corteza oceánica hacia el N, representando la ZSP el complejo de subducción sobre corteza oceánica y un arco de isla con el vulcanismo asociado (FPI y BSN) situados sobre el margen de la placa superior (Fig. 6.2.5).

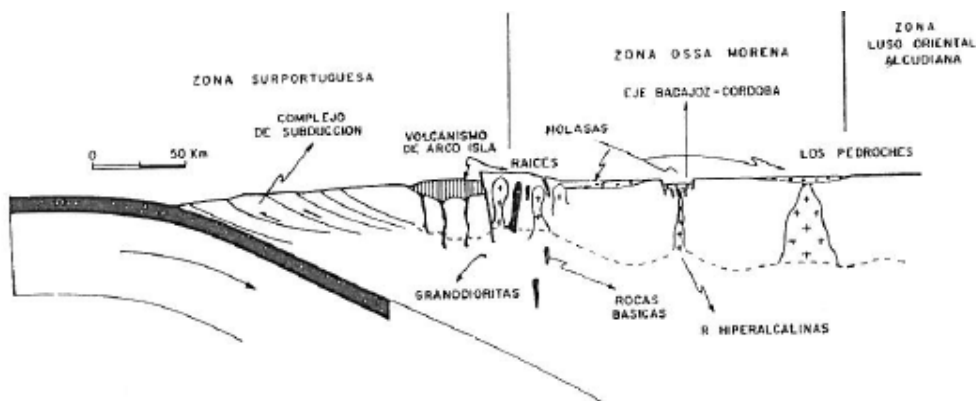


Fig. 6.2.5.- Modelo de subducción hacia el N de Vegas y Muñoz (1976)

Bard (1977) propone varios modelos alternativos, entre los que figura también uno de subducción de corteza oceánica hacia el N con desarrollo en el otro margen (ZOM) de un arco de isla y una cuenca marginal trasera de arco, si bien se inclina más por la generación de un *proto-rift* de rápido desarrollo; hipótesis con la que coincide Simancas (1983) que indica que el inicio de la oceanización sería en el Silúrico o Devónico inferior y daría lugar a las Anfibolitas de Beja-Acebuches. No obstante, este autor tampoco descarta que estas anfibolitas pudieran

estar relacionadas con un arco de islas asociado a una subducción hacia el N que terminaría en el Devónico medio originando la primera fase de plegamiento en la ZOM.

Crespo Blanc (1989) propone un modelo de colisión oblicua migrando hacia el NO, entre la ZOM y la ZSP. La historia evolutiva comenzaría con la formación durante el Silúrico superior-Devónico inferior de una cuenca trasera de arco, donde se generaría la Ofiolita de Beja-Acebuches, en relación con la subducción hacia el S de la ZCI debajo de la ZOM (Fig. 6.2.6). A partir del Devónico medio comienza la subducción hacia el N de la Ofiolita de Beja-Acebuches debajo de la corteza continental de la ZOM, empezando durante el Devónico superior a depositarse en la ZOM el flysch de Terena, e iniciándose un *rifting* con vulcanismo bimodal. Crespo Blanc y Orozco (1988) y Crespo Blanc (1989) proponen correlacionar este contacto ZOM/ZSP con la sutura de Lizard al SO de Inglaterra.

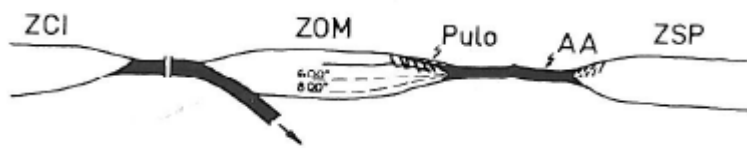


Fig. 6.2.6.- Formación de la cuenca trasera de arco donde se genera la Ofiolita de Beja-Acebuches (AA). Tomada de Crespo Blanc (1989).

Silva *et al.* (1990) también proponen un modelo en el que las anfibolitas de Beja-Acebuches, interpretadas como ofiolitas indican una sutura entre la ZOM y la ZSP. Se habrían generado, junto con los metabasaltos del Pulo do Lobo en una cuenca oceánica pre-Fameniense, que separaba a la ZSP de la ZOM. Durante el Devónico superior pre-Fameniense se produce la subducción hacia el N de la suite ofiolítica, con obducción parcial de un fragmento de la citada ofiolita también hacia el N (modelo de *flake tectonics*) sobre la ZOM y colisión oblicua; continuando la subducción y colisión durante el Fameniense superior-Carbonífero inferior y comenzando una distensión intracontinental en el *foreland* (FPI) que finalizará en el Carbonífero medio con una deformación transpresiva vergente al SO (Fig. 6.2.7).

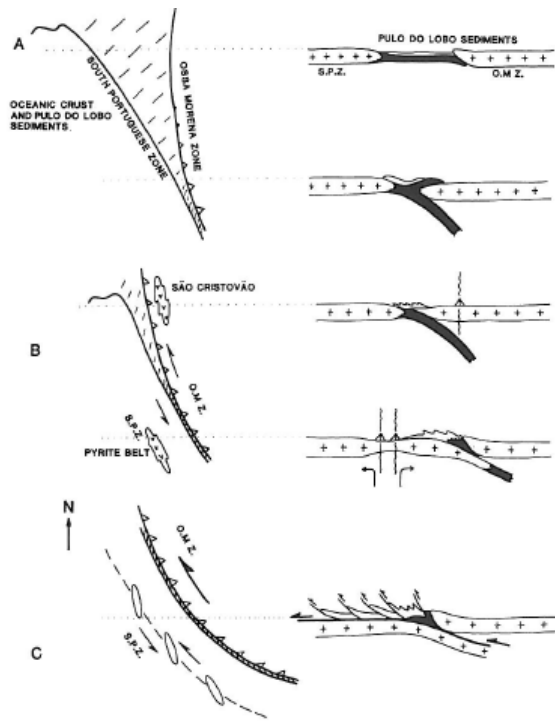


Fig. 6.2.7.- Evolución geodinámica del límite ZSP/ZOM según Silva *et al.* (1990). A) Devónico superior (pre-Fameniense). B) Fameniense superior a Carbonífero inferior. C) Carbonífero medio.

Quesada *et al.* (1994) proponen un modelo similar, si bien durante el Devónico la subducción de la placa oceánica hacia el N bajo la ZOM da lugar a la generación de un arco magmático, y a una cuenca trasera de arco donde se genera incipiente corteza oceánica (ofiolita Beja-Acebuches). La subducción continúa, cerrándose la trasera de arco y obduciendo hacia el N la lámina ofiolítica generada en la misma formando un *flake*, para finalmente llegar a la colisión y *underplating* de la corteza de la ZSP debajo de la de la ZOM. Fonseca (1995) invoca un modelo similar al anterior, si bien obduciría también parte de la placa oceánica situada al S del arco volcánico.

Otros Autores como Ribeiro *et al.* (2007) y Rocha *et al.* (2009), proponen modelos similares de subducción hacia el N con *flake tectonics*, interpretando en el primer caso una subducción de la corteza oceánica del Rheico debajo de la ZOM y atribuyendo el margen continental situado al S (ZSP) a Avalonia, a la vez que se produce la obducción, también hacia el N, de una lámina del Complejo Ofiolítico Beja-Acebuches y otra de de corteza del Océano Rheico. Por delante de estas láminas de metabasitas obducidas se genera la cuenca sinorogénica de Terena (Fig. 6.2.8).

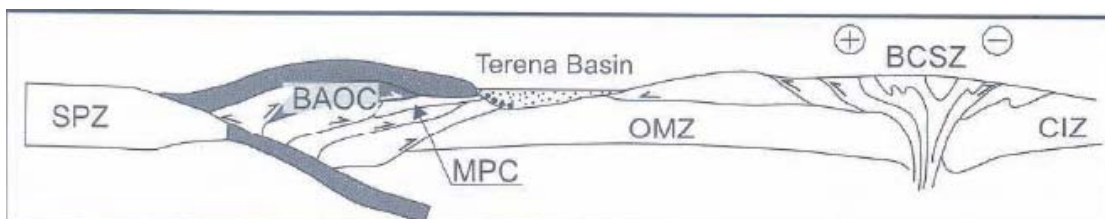


Fig. 6.2.8.- Modelo geodinámico del límite ZSP/ZOM entre los 410 y 390 Ma (adaptado de Ribeiro *et al.*, 2007). BAO-CComplejo Ofiolítico de Beja-Acebuches. MPC-Complejo Filonítico de Moura. BCSZ-Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba. Tomada de Rocha *et al.* (2009).

Castro *et al.* (1996a y b, 1999a) y Díaz Azpiroz (2001) proponen la subducción hacia el N de dos placas oceánicas con una dorsal entre ellas. Cuando subduce la dorsal se genera una ventana litosférica (*slab window*) a través de la cual se pone en contacto la astenosfera con la base de la corteza continental de la ZOM. La migración de este punto triple a lo largo del margen continental daría lugar a un cinturón metamórfico de alta T/baja P. A continuación subduce la segunda placa oceánica, que sería protolito de las metabasitas de Beja-Acebuches, hasta que se produce la colisión de la ZSP con la ZOM (Fig. 6.2.9).

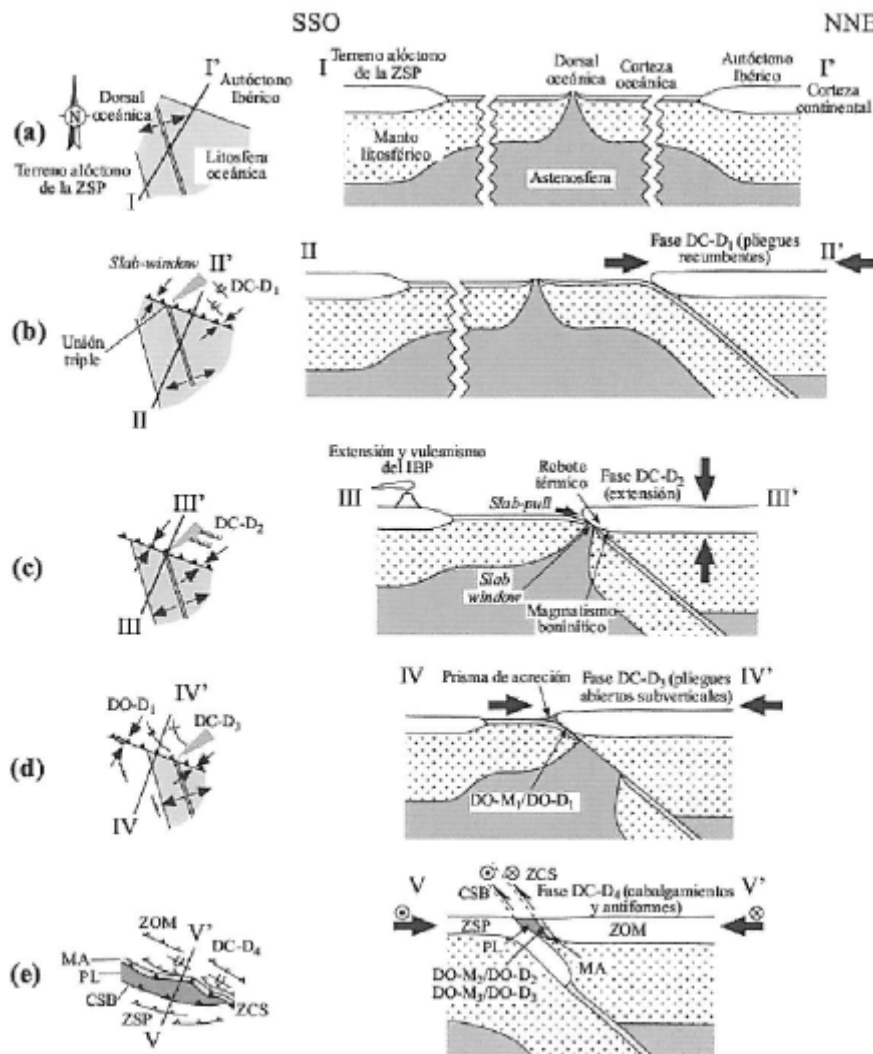


Fig. 6.2.9.- Modelo de evolución geodinámica del Límite ZSP/ZOM propuesto por Díaz Azpiroz (2001)

6.2.4.2. Modelos de subducción hacia el S

Recientemente se han realizado algunas publicaciones en que se dibuja una primera etapa de subducción hacia el Sur y en algunas después una de subducción hacia el N:

Sánchez García *et al.* (2003), muestran una evolución del límite ZSP/ZOM desde un primer evento Ordovícico-Silúrico inferior, en el que se produce la subducción del sector de corteza oceánica situada al SO de la dorsal del océano ubicado entre Gondwana y Avalonia, hacia el S bajo el margen continental de Avalonia, pasando a una subducción hacia el N entre el Devónico superior y el Viseense temprano, que genera un prisma de acreción (Pulo de Lobo), para finalmente producirse la colisión (Fig. 6.2.10).

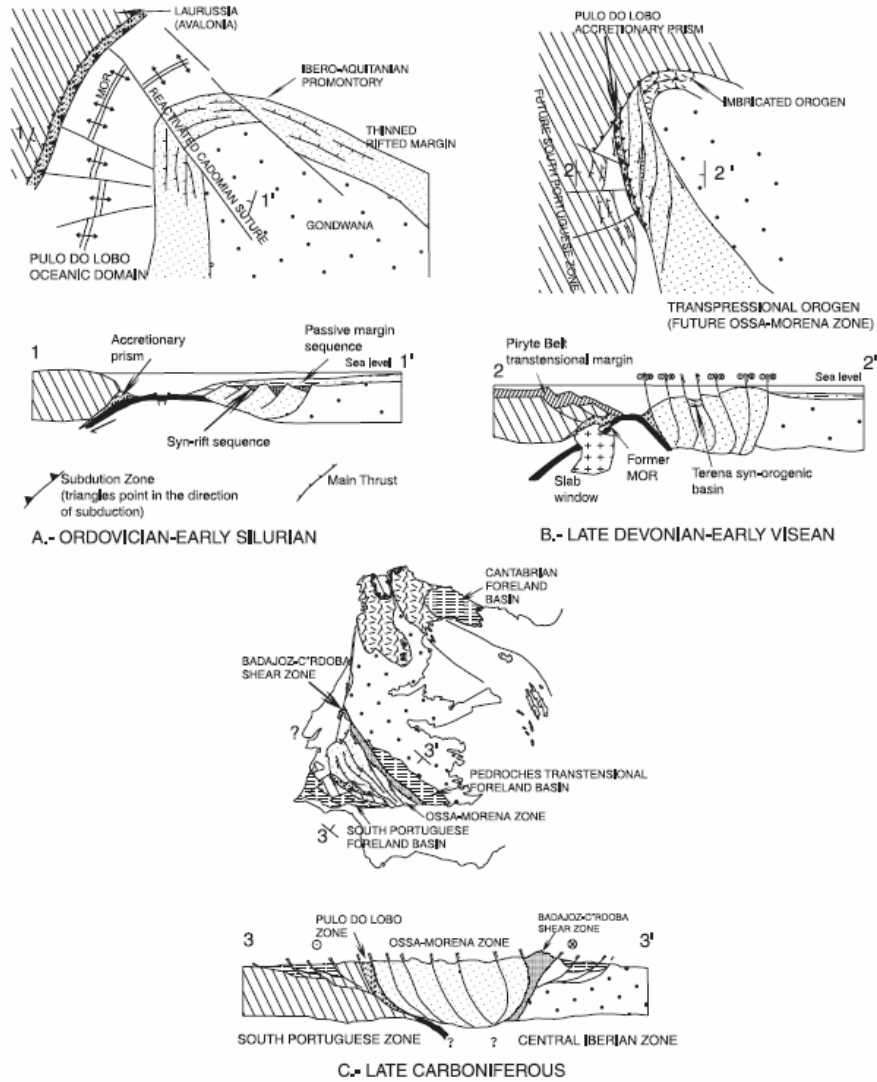


Fig. 6.2.10.- Modelo geodinámico evolutivo de Sánchez García *et al.* (2003)

Woodcock *et al.* (2007) mas al N de Europa (entre Inglaterra-Gales y N de Francia,) proponen un modelo con un primer episodio de subducción de corteza oceánica del Rheico por delante de la dorsal hacia el N debajo de corteza continental de Avalonia del margen de Laurrusia, durante el Devónico inferior. Durante el Devónico medio sigue la subducción hacia el N de la corteza oceánica situada al otro lado de la dorsal acercando el margen de Armórica o Iberia al margen continental de Avalonia (ya acrecionado a Laurrusia), produciéndose una horizontalización de la placa oceánica y dorsal subducidas bajo el margen de Avalonia (*flat slab subduction*). Finalmente durante el Devónico medio-superior se produce un cambio en la

cinemática de la subducción que ahora es hacia el S, produciéndose el cierre y colisión entre Armórica y la corteza continental de Avalonia.

Azor *et al.* (2008) proponen un modelo de evolución geodinámica para el S de Iberia (Fig. 6.2.11), en el cual se describe un primer evento colisional en el Devónico medio-Carbonífero inferior que da lugar a pliegues recumbentes vergentes al S en la corteza superior de la ZOM. En relación con este evento proponen la posibilidad de una subducción hacia el S de la corteza oceánica del Rheico hasta su total consunción y colisión de la ZOM con la corteza continental de la ZSP. A este evento le seguiría uno de carácter extensional/transtensional Carbonífero inferior caracterizado por abundante magmatismo máfico, que dio lugar a la formación de las anfibolitas de tipo MORB de Beja-Acebuches (BAA) en un estrecho y muy efímero dominio oceánico, así como a un gran volumen de rocas máficas atrapadas en la corteza media de la ZOM que generan un cuerpo altamente reflectivo (IRB). Finalmente un segundo evento colisional tardi-Carbonífero reanuda el acortamiento en régimen transpresivo con vergencia al S, cerrando el estrecho dominio oceánico representado por la BAA e introduciendo la corteza continental de la ZSP bajo la de la ZOM.

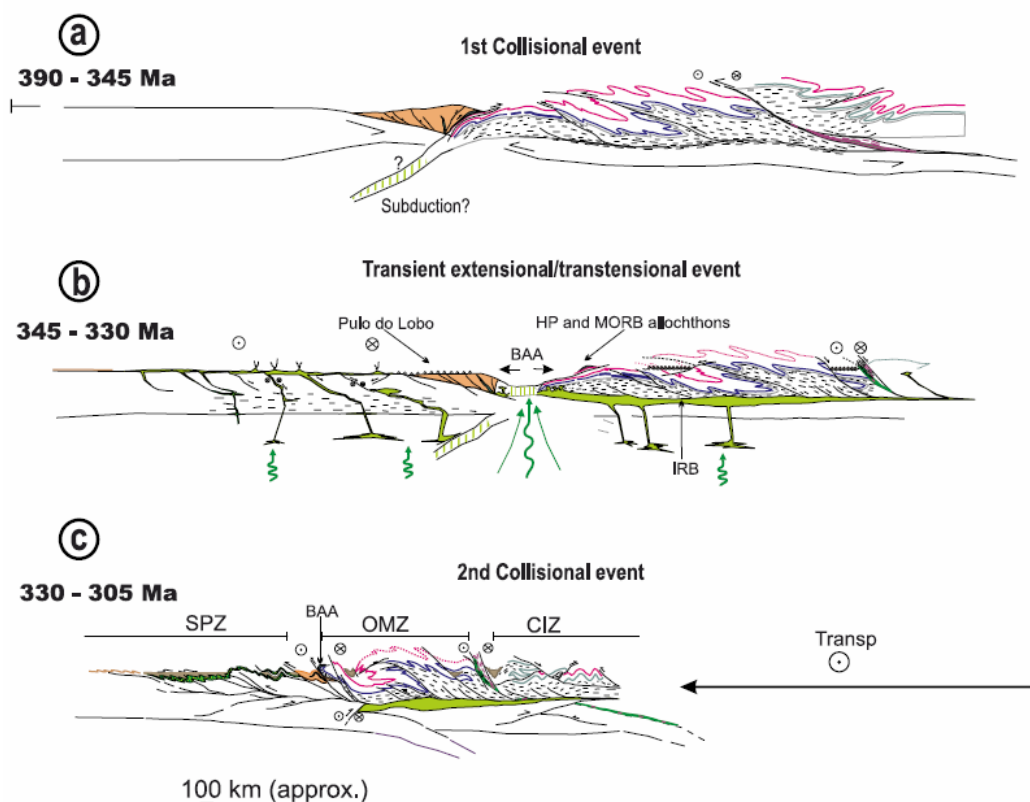


Fig. 6.2.11.- Modelo geodinámico del límite ZSP/ZOM de Azor *et al.* (2008).

Pin *et al.* (2008), proponen un modelo que contempla la subducción hacia el S de la corteza oceánica situada entre la ZOM y la ZSP, en el Devónico medio que continúa hasta la colisión e intento de subducción de la corteza de la ZOM en el Devónico superior, dando lugar al metamorfismo de alta P/baja T encontrado en Portugal al N del gabro de Beja. La ruptura y hundimiento de la placa de corteza oceánica subducida en el manto, daría lugar durante el Carbonífero inferior a la producción de grandes volúmenes de magmas basálticos contaminados por componentes continentales durante su emplazamiento en niveles someros,

a la vez que se produciría un metamorfismo de baja P/ alta T. Por otra parte, la ruptura de la placa oceánica que subduce, provoca un efecto rebote que levanta las unidades anteriormente subducidas, hacia el S, con exhumación de escamas corticales con alta P durante el Viseense superior-Wesfaliense.

Los datos recogidos durante la realización de esta Hoja, han servido para que Rubio Pascual *et al.* (2011, 2013) pongan de manifiesto la existencia de diferentes unidades, tanto de la ZOM como de la ZSP, que sufrieron un evento metamórfico de alta P/baja-intermedia T (M1), mientras formaban parte de un complejo de subducción dirigida hacia el SO que evolucionó en el tiempo a una cuña colisional Varisca temprana. Algunas de estas unidades forman parte del Cinturón Metamórfico de Aracena y corresponden a unidades alóctonas del margen continental más externo de Gondwana (Unidad de Cubito-Moura, Grupo de Fuenteheridos), mientras otras podrían probablemente corresponder a elementos exóticos de diferentes conjuntos geodinámicos, tales como fragmentos de arco volcánico (La Minilla y Pajanosas) y de trasera de arco (Pulo do Lobo) (Fig. 6.2.12a, b). Este proceso de subducción dirigida hacia el S o SO sería cinemáticamente equivalente al del NO del Macizo Ibérico (Arenas *et al.*, 1986; Martínez Catalán, 1990a, b).

Rubio Pascual *et al.* (2013) proponen un modelo de evolución geodinámica que comenzaría con la subducción durante el Devónico inferior de la litosfera del Océano Rheico (datado en Portugal en 480 Ma por Pedro *et al.*, 2010) y cierre del mismo, generándose un arco volcánico desarrollado sobre basamento de Meguma y una cuenca trasera de arco (Fig. 6.2.12a). Una vez que el margen más externo de Gondwana inicia la subducción bajo el margen de Laurusia ±Meguma, una parte de la cuña clástica de *forearc* (Fm Terena inferior) podría depositarse directamente sobre la ZOM (Ribeiro *et al.*, 2007; Rocha *et al.*, 2009) o ser de alguna manera emplazado tectónicamente sobre ella, posiblemente incorporada al frente de crecimiento del prisma colisional. Según Rocha *et al.* (2009), en relación con este episodio la Fm Terena inferior se habría depositado originalmente en una cuenca tipo surco con dirección N-S. La continuación de la convergencia durante el Devónico medio y superior (Fig. 6.2.12b) da lugar al cierre de la cuenca trasera de arco, a la subducción parcial del arco volcánico y a la subducción del margen continental más externo de Gondwana. Las unidades de este margen (ZOM), con una posición estructural inferior fueron recrystalizadas a P más altas que las de la ZSP. Después del cierre acrecional de la cuenca trasera de arco (Fm Ribeira de Limas) se depositaron el Grupo PQ y las Fm Horta da Torre y Santa Iria (Devónico superior-Tournaisiense inferior) sobre el *wedge-top* del prisma colisional.

Posteriormente, durante el Mississipiense inferior-medio, antes de la reactivación del acortamiento Varisco, se produce un episodio de extensión transtensiva, con adelgazamiento de la corteza y ascenso del manto astenosférico, posiblemente acompañado por intrusión de fundidos de origen mantélico (IRB, Simancas *et al.*, 2003) a través de una discontinuidad de la corteza inferior. Durante este episodio se deposita el CVS, siendo también la edad del protolito de la Anfibolita de Beja-Acebuches (Azor *et al.*, 2008) y de la intrusión del BSN. En relación con el mismo se produce un evento más joven (M2) de recrystalización de alta T/baja-intermedia P que afectó intensamente a algunas de las partes más internas (parautóctono) del margen continental de la ZOM, que apenas fueron involucradas en la subducción hacia el final del proceso de colisión temprano (Grupo de Aracena y Anfibolitas de Beja-Acebuches en el

Cinturón Metamórfico de Aracena) (Fig. 6.2.12c). La alta T/baja-intermedia P también afectó a niveles estructurales inferiores de la cuña alóctona y autóctono de la ZOM, aunque en mucho menor grado.

Hacia el final del Carbonífero inferior, la gruesa corteza media y superior del autóctono (ZOM) se emplaza hacia el S sobre la cuña colisional previa (Fig. 6.2.12c, d), dando lugar a un nuevo cinturón de pliegues y cabalgamientos vergente al SO y una nueva cuenca de *foreland* (Grupo Culm) en el frente de deformación Carbonífero, mientras que las estructuras anteriores, Devónicas, con buzamientos opuestos (que probablemente incluyen partes de la sutura Rheica) estarían quizá preservadas bajo la zona de despegue (Fig. 6.2.12d), como se puede ver en el perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003).

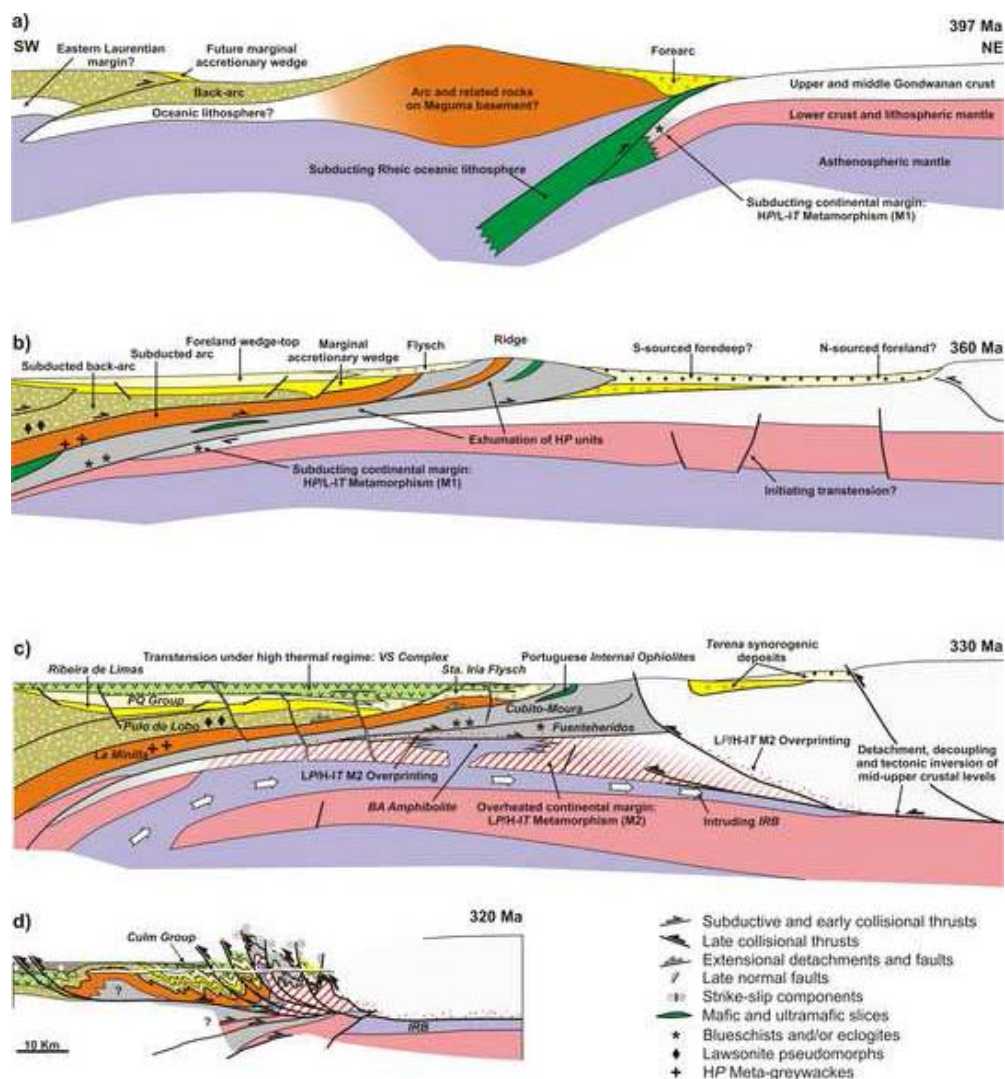


Fig. 6.2.12.- Etapas propuestas en la evolución del límite ZSP/ZOM. a) Final de la subducción de la litosfera oceánica del Rheico. b) Subducción continental en la etapa colisional temprana y metamorfismo de HP/L-IT asociado; propagación hacia el sur del frente de deformación ZOM/ZCI; comienzo de extensión transtensiva. c) Emplazamiento y exhumación extensional de

la cuña colisional temprana; exhumación de rocas de HP/L-IT y comienzo de la etapa tardicolisional. d) Etapa tardicolisional.

6.3. Deformación Eo-Alpina y Alpina

6.3.1. Rejuegos post-variscos de la fracturación tardi-varisca

Matas y Martín Parra (1999b) observan en diversos lugares de la ZSP en el área de la Hoja fracturas tanto de direcciones de los accidentes principales (E-O a ONO-ESE) como de alguno de los sistemas de desgarre tardíos (NNO-SSE y NNE-SSO) con desarrollo de rocas de falla no cohesivas (harinas y brechas) que han debido neoformarse o reactivarse en tiempos post-variscos, en parte probablemente alpinos, en condiciones muy superficiales.

Se han observado tanto asociados a fallas inversas, como normales. En el primer caso se han reactivado planos de direcciones comprendidas entre N80° y 110°E, sobre todo, y en un caso N55°E, buzando entre 55 y 85°N, con movimiento de falla inversa hacia el S, y desarrollo de rocas de falla no cohesivas de hasta 20 cm o más. Del segundo caso, describen rejuegos de planos N85°E, 70°S y N55°E, 60°NO, con movimiento de falla normal y desarrollo también de rocas de falla no cohesivas.

6.3.2. Inversión de la Cuenca del Viar

Tras el episodio distensivo que dio lugar a la formación de la Cuenca del Viar, se produce un episodio de compresión que afecta a sus depósitos (Simancas, 1983, 1985a).

Durante este episodio se produce el plegamiento del relleno vulcanosedimentario de la cuenca dando lugar a una estructura sinclinal de dirección N160°E, donde el flanco SO muestra buzamientos inferiores a 20°, mientras el flanco NE presenta la zona de máxima deformación con buzamientos verticales, o capas invertidas (Díez Montes *et al.*, en prensa a), con un eje ligeramente inclinado hacia el SE (García Navarro y Sierra, 1998). Se genera también la falla inversa que limita el borde oriental (Falla inversa del Viar), con un trazado bastante rectilíneo, que hacia su parte Norte conecta con la zona de cizalla cabalgante de Almadén de la Plata, sin que exista discontinuidad alguna (Simancas, 1983, 1985a; Díez Montes *et al.*, en prensa a).

García Navarro y Sierra (1998), ponen de manifiesto el carácter de rampa respecto al bloque de muro de La Falla inversa del Viar, que lleva una dirección N150°E, con una longitud de 25 km, hasta quedar oculta por los sedimentos del Neógeno del Guadalquivir (fuera de la hoja). Estos autores obtienen una dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO.

En el bloque de techo García Navarro y Sierra (1998), individualizan varias escamas con conjuntos litológicos de la ZOM, que forman parte de un abanico imbricado de dirección NO-SE. En el interior de las escamas se observa una foliación previa que puede llegar a ser milonítica, y en relación con los planos de falla importantes brechas de falla. Finalmente a continuación de las fallas inversas existen fallas dexas que las cortan y producen pequeños desplazamientos.

García Navarro (2000) y García Navarro y Fernández (2004) atribuyen esta falla inversa a un drástico cambio en el campo de esfuerzos al final del Pérmico inferior hasta quizá el comienzo del Triásico, que pasa a ser de carácter contractivo con el eje máximo de acortamiento horizontal NE-SO. Según estos autores el episodio extensional relacionado con la apertura del Atlántico no comenzaría hasta el Triásico medio-superior.

6.3.3. Evolución tectónica y paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir

Durante la evolución nealpina de las Cordilleras Béticas, se produjo un desplazamiento de mantos tectónicos hacia el norte y oeste. El apilamiento de estos mantos junto con la flexura del basamento, dio origen a la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir en el Neógeno. De forma simultánea a esta cuenca, se produjeron otras de la misma edad, sólo que en régimen extensional en las zonas más internas del Orógeno.

El análisis de la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir, se ha desglosado en seis etapas comprendidas entre el Mioceno medio-superior y el Plioceno.

Los sedimentos que se depositaron sobre el antepaís durante las dos primeras etapas, están cubiertos por otros más recientes, por lo que su situación y disposición sobre la Meseta, han tenido que ser deducidos a partir de datos de subsuelo. En cambio, los sedimentos situados en el borde sur de la cuenca (parte frontal de las Zonas Externas), si están bien representados en afloramientos.

Los sedimentos depositados durante las cuatro últimas etapas, se caracterizan porque sus secuencias deposicionales afloran entre el antepaís y la parte frontal de las Zonas Externas. Esta parte frontal constituyó el borde meridional activo, y en algunos casos, actuó como basamento móvil sobre el que se individualizaron algunas cuencas satélites (Roldán y Rodríguez-Fernández, 1991).

La reconstrucción paleogeográfica se ha efectuado a partir de los datos cartográficos, de sondeos y perfiles sísmicos, teniendo en cuenta edad, extensión y disposición de las secuencias deposicionales en el conjunto de la cuenca. Estas secuencias separadas en el espacio y en el tiempo, han permitido interpretar la evolución paleogeográfica de la cuenca durante el depósito de las mismas entre los periodos Messiniense y Plioceno en el ámbito de la Hoja.

6.3.3.1. Messiniense

El emplazamiento progresivo del Manto Bético hacia el norte y el oeste fue más acentuado a final del Tortonense, produciéndose un nuevo desplazamiento del eje de la cuenca en el mismo sentido. El límite septentrional de la sedimentación, sobre el borde de la Meseta, igualmente avanzó hacia el norte; así, en el sector de Sevilla y norte de Huelva, esta transgresión fue como mínimo de 20 Km en Sevilla, mientras que en Huelva fue algo superior a 50 Km. Este proceso condicionó el cambio en la geometría de la cuenca y una modificación sustancial de sus límites.

En este esquema paleogeográfico se identifica un conjunto de sistemas deposicionales independientes, distribuidos en el borde septentrional, meridional y zona axial de la cuenca.

Todos estos sistemas se caracterizan por registrar en sus series estratigráficas, los eventos tectónicos que acontecieron en el borde activo.

En el borde septentrional de la cuenca se han identificado las facies litorales, de plataforma somera y los dispositivos deltaicos resultado del avance del mar messiniense sobre la Meseta. El registro estratigráfico de la secuencia deposicional Messiniense en este borde norte, indica cambios relativos del nivel del mar en distintos intervalos sedimentarios. Así, en el área de Marmolejo (Jaén) las facies reconocidas hacia la parte baja de la secuencia, sugieren un ascenso, mientras que en el área de Villanueva del Río y Minas (más de 130 km, al oeste-suroeste), las facies de la parte alta de la secuencia, más someras, están en relación con un descenso relativo (Figura 6.3.1).

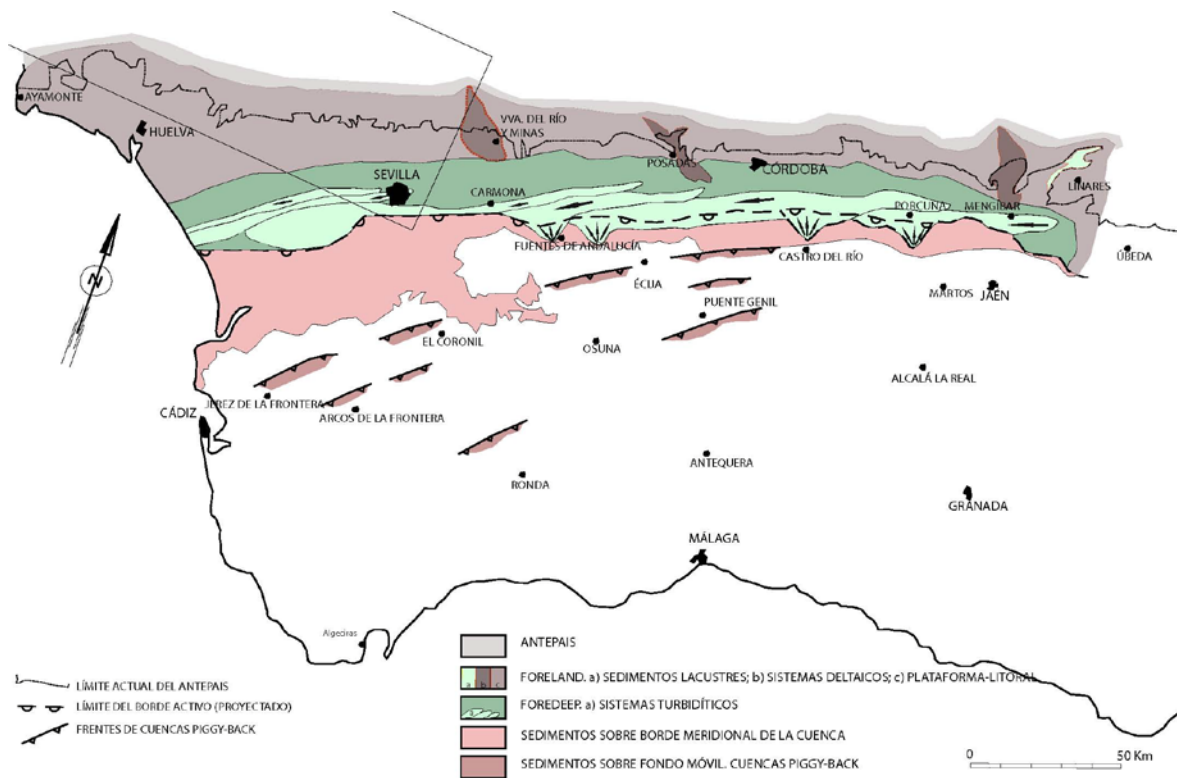


Fig. 6.3.1.- Esquema paleogeográfico de la Unidad Messiniense

El borde meridional fuera del ámbito de la Hoja, se reconocen secuencias granocreciente en las cuales, se pasa de facies de cuenca a plataforma. Esta plataforma situada sobre las unidades que se desplazaban hacia el norte y oeste, estuvo influenciada por la actividad tectónica, según se deduce de las estructuras de deformación que muestran los sedimentos. La transición de la plataforma a la cuenca se caracterizó por un sistema de plataforma-talud-abanico turbidítico, que se nutrió de elementos procedentes de secuencias inferiores e incluso de la propia secuencia Messiniense. Estos materiales fueron redistribuidos a lo largo de la parte axial de la cuenca. Tanto las paleocorrientes medidas en los sedimentos de plataforma, como en los sistemas turbidíticos, muestran dirección y sentido de los aportes hacia el oeste-noroeste; otros abanicos turbidíticos se han reconocido en la sismica al sureste de Carmona.

6.3.3.2. Messiniense superior-Plioceno

Durante este tiempo comienza a producirse una caída eustática, consecuencia de la cual comenzó a reducirse la superficie de cuenca, que llegó a alcanzar el meridiano de Almodóvar del Río (Córdoba).

La característica más importante de esta unidad fue que desde su inicio, la sedimentación aconteció en un medio de plataforma somera de tipo rampa homoclinal. Las facies de los sedimentos en estas plataformas, van desde arenas y areniscas margosas a calcarenitas bioclásticas. En el área de Carmona, las secciones observadas muestran evidencias de una remoción y puesta en suspensión del sedimento de forma repetida. Este proceso, pudo estar relacionado con flujos de tipo oscilatorio y multidireccional, asociados a tormentas inducidas por episodios de tipo ciclónico. La dirección y sentido de las paleocorrientes y las paleopendientes, todas ellas de componente norte en el área de Carmona, y la progradación de los cuerpos sedimentarios, observada en sísmica, también hacia el norte y oeste, evidencian que el eje de la cuenca se situó más al norte que en la secuencia anterior abriéndose hacia el Golfo de Cádiz.

Por otra parte, las estructuras de deformación sinsedimentaria, en algunos casos que afectan a niveles de escala métrica, en determinados intervalos de esta secuencia, sugiere que pudieron estar asociadas a movimientos del fondo de la cuenca, en relación con el borde activo situado más al sur.

La fuerte caída eustática registrada al final de esta secuencia, generó un gran surco erosivo en la parte oriental de la cuenca (entre Posadas y Carmona, el cual fue rellenado por sedimentos en el Plioceno. Este surco que en algunas transversales llega a erosionar por completo las secuencias Messiniense superior-Plioceno inferior y Messiniense, incluso, alcanzó al basamento. A partir del meridiano de Sevilla hacia el oeste, esta secuencia es prácticamente paraconforme con la infrayacente, y la progradación de los cuerpos sedimentarios es hacia el sur y suroeste (Figura 6.3.2).

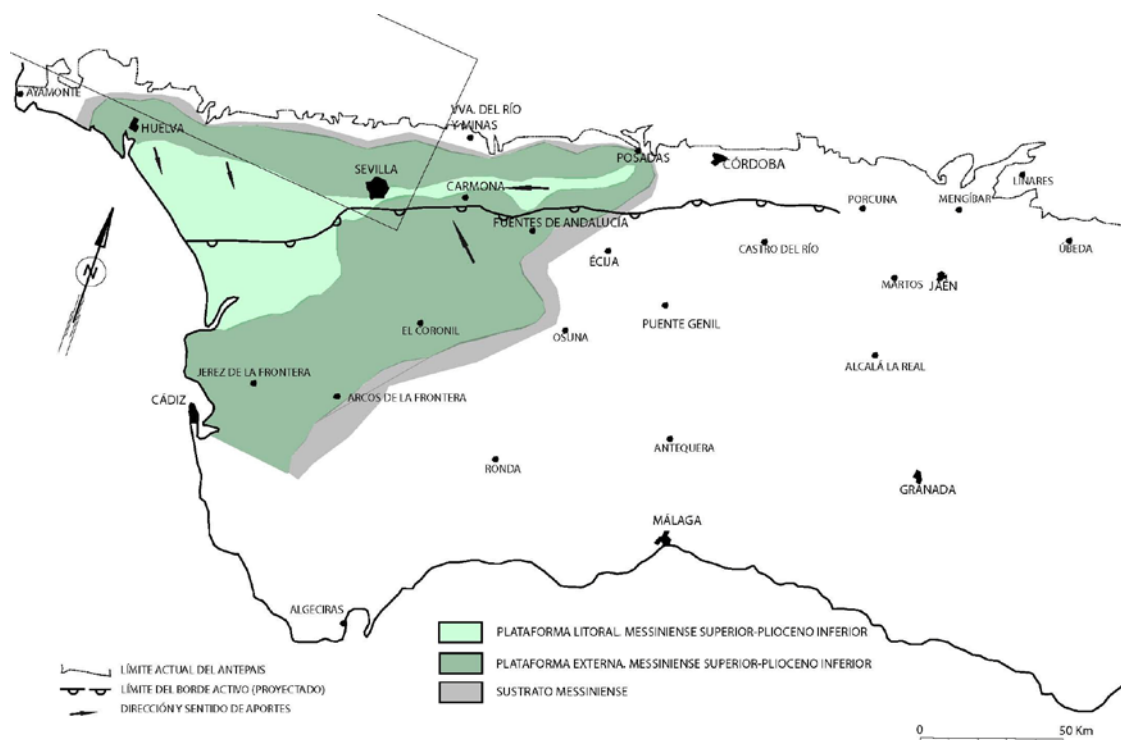


Fig. 6.3.2.- Esquema paleogeográfico de la Unidad Messiniense-Plioceno inferior

La ausencia de rasgos de emersión en secuencias infrayacentes, hace pensar que el desarrollo de este surco, estuvo condicionado por un descenso del nivel del mar, pero sin dejar aflorar los sedimentos ya depositados. Por lo tanto, la erosión del surco se debió de producir en régimen submarino, al bajar de forma brusca el nivel de base. Este descenso eustático coincidiría con el registrado por Berggren y Haq (1975), en el que en base a la fauna de foraminíferos estiman un descenso eustático de al menos 40 m. Dicho descenso coincidiría con la desecación de la Cuenca Mediterránea y que aconteció al final del Messiniense.

6.3.3.3. Plioceno

Tras la caída eustática acontecida durante la etapa anterior, en el Plioceno se produjo el relleno del surco creado en la parte más oriental de la cuenca. El análisis de facies sugiere que esta secuencia se depositó en un medio de plataforma, en la parte central de la cuenca. Sin embargo, los depósitos sobre la Meseta (que aparecen hacia Huelva) evidencian facies litorales, lo cual indica que el límite norte de la cuenca estuvo próximo al que se observa en la actualidad al noroeste de Huelva (Figura 6.3.3).

Los datos de sísmica disponibles indican: la inexistencia de un *foredeep*, la migración del eje de la cuenca hacia el norte y la evidencia de cuerpos progradantes hacia el sureste, con una alimentación procedente de la Meseta.

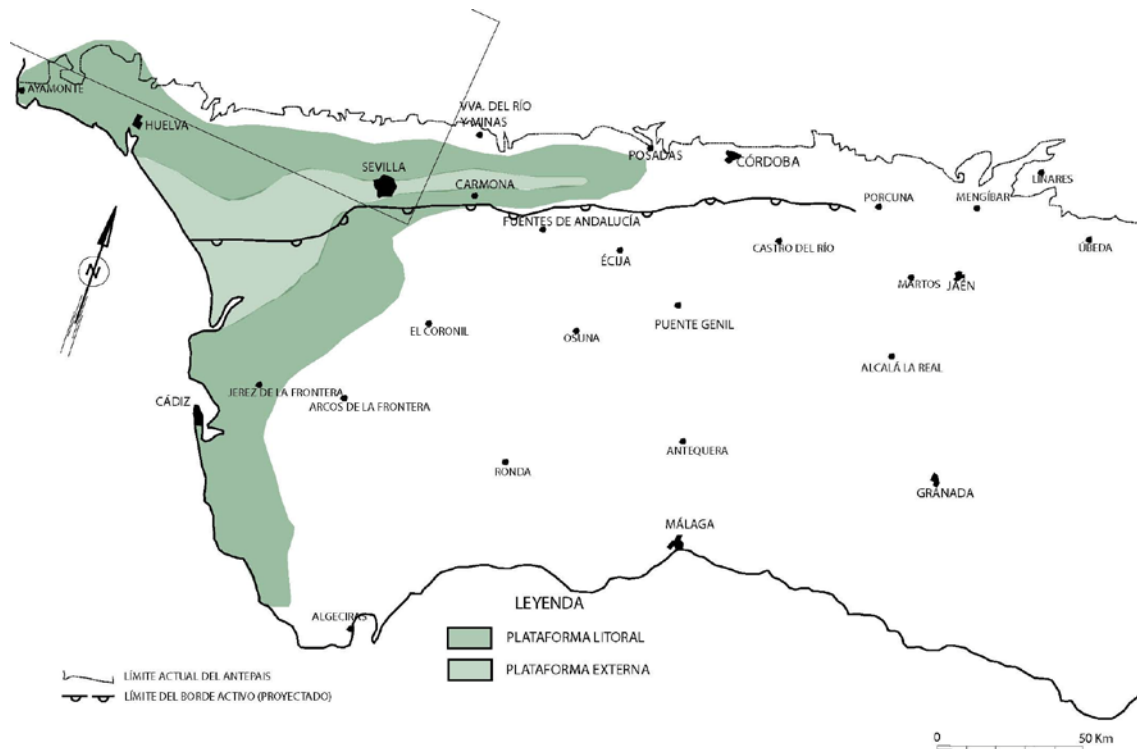


Fig. 6.3.3.- Esquema paleogeográfico de la Unidad Plioceno Medio-Superior

6.4. Estructuras Principales de la Hoja

Como resumen de la tectónica, en esta Hoja se observan cuatro grandes estructuras. Al Norte el flanco meridional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, con una sucesión litológica continua desde el Proterozoico al Devónico inferior y dos series sintectónicas en el Devónico inferior y en el carbonífero inferior. Este dominio estructural se caracteriza por un plegamiento con metamorfismo regional asociado, de pliegues vergentes al S, y cabalgamientos con la misma vergencia. Ambas estructuras están plegadas, con pliegues neutros en fases tardías. El límite meridional de este dominio es la falla de Valdelarco. Dentro de este sector, cabe destacar el Sinclinal de Terena, de gran continuidad regional, en cuyo núcleo aflora la Fm Terena inferior (Devónico inferior sintectónico). Este núcleo del sinclinal está fallado en sus dos flancos mediante fallas sinistral inversas, vergentes hacia el S, de modo que en el flanco N en la mayoría de su recorrido pone en contacto la Fm Terena inferior con la Fm Barrancos, mientras que en el flanco S, en su sector occidental, una falla pone en contacto los materiales atribuidos al Silúrico con los ordovícicos (Fms Sierra Colorada y sobre todo Barrancos), haciendo desaparecer hacia el E el Silúrico, y poniendo en contacto directo el Devónico inferior sintectónico con el Ordovícico. La geometría actual de este sinclinal está pues, condicionada por el trazado de las mencionadas fallas, que cortan estructuras previas de pliegues plegados.

Al sur se sitúa el Dominio de Évora-Aracena, en dos afloramientos, Sierra de Aracena y Almadén de la Plata. Su límite meridional es la Zona de Cizalla Suribérica. Están representados materiales desde el Proterozoico hasta el Cámbrico Medio. Su estructura es muy compleja ya que está afectado por los procesos de subducción eo-variscos, con metamorfismo de alta P, y la posterior exhumación con metamorfismo de alta T. Se pueden diferenciar hasta cuatro fases de plegamiento y superposición de estructuras. La estructura definitiva la produce la

deformación por cizalla sinistra con el accidente mayor de la Cizalla Suribérica y el cortejo de fallas asociado.

Al Sur, ya en la Zona Surportuguesa se encuentra el Dominio del Pulo do Lobo, que aparece como una cuña que se cierra hacia el Este. Su límite meridional es el cabalgamiento con componente de desgarre sinistra, de Santa Bárbara-San Telmo-Santa Eulalia. Está formado por la sucesión predevónica de la Fm Pulo do Lobo, intensamente deformada por la subducción y varias formaciones devono-carboníferas con características *flychoides*.

El Macizo Ibérico se cierra bajo la discordancia de los materiales Cenozoicos del Valle del Guadalquivir. Esta parte meridional de la ZSP presenta un dominio septentrional estructurado por un sistema de cizallas con componente cabalgante hacia el S, con materiales devono carboníferos sintectónicos, ligados al dominio del Pulo do Lobo. Se configura como parte de un dominio estructural diferenciado, cuyo límite meridional sería una ancha banda de cizalla que transcurre por el sur de la Hoja del Cerro de Andévalo; en él intruye el Batolito de la Sierra Norte, y el nivel de denudación permite que afloren unidades del sustrato polideformado y metamorfizado (Fms La Minilla y Pajanosas). El sector meridional, es el dominio de pliegues y cabalgamientos, en un contexto *thin skinned*, en el que se encuadra la Faja Pirítica. Las estructuras son de pliegues de propagación de fallas, típicos de esta tectónica, relacionados con sistemas de cabalgamiento frontales de dirección ONO-ESE, que muestran una geometría de abanico imbricado, con sentido de movimiento hacia el SSO.

El conjunto meridional son los materiales de la Cuenca del Guadalquivir. Son sedimentos marinos depositados durante las etapas tardías del relleno de la Cuenca Messiniense, y se caracterizan porque sus secuencias deposicionales afloran entre el antepaís y la parte frontal de las Zonas Externas. En esta Hoja presentan una estructura tabular no deformada.

7. HISTORIA GEOLÓGICA

Dentro de esta Hoja, los materiales más antiguos aflorantes son de edad Neo-proterozoica y afloran únicamente en la ZOM, en dos sectores; el núcleo del Antiforme de Monesterio en la esquina NE de la Hoja y en los núcleos de los antiformes de Fuenteheridos y Cortegana en el Dominio de Beja-Aracena., en el N de la Hoja. En el núcleo del Antiforme de Monesterio aflora la Serie Negra (Carvalho, 1965), de edad Rifeense-Vendiense (Criogénico-Ediacárico) según diversos autores (Quesada y Dallmeyer, 1989; Quesada *et al.*, 1990b; Dallmeyer y Quesada, 1992; Schäfer *et al.*, 1993; Vidal *et al.*, 1994 a; Martínez Poyatos, 1997; Ordóñez Casado, 1998; Valverde Vaquero *et al.*, en prep.), que corresponden a sedimentos marinos depositados en una cuenca de escasa profundidad (Eguíluz, 1988). Dentro de este conjunto Eguíluz (1988) distinguió dos sucesiones: una inferior a la que denominó Sucesión Montemolín y una superior a la que denominó Sucesión Tentudía.

En los núcleos de los antiformes de Fuenteheridos y Cortegana, afloran la Fm Umbría y los Gneises de Fuente del Oro, correlacionables con la Serie Negra (Apalategui *et al.*, 1984; Crespo Blanc, 1989).

En el intervalo Criogénico-Ediacárico tuvieron lugar los principales movimientos Cadomienses que produjeron la estructuración y el metamorfismo de la Serie Negra que aún

puede reconocerse en las áreas en las que la deformación y el metamorfismo variscos fueron de pequeña intensidad, como ocurre en el Anticlinal de Peraleda (hoja vecina de Pozoblanco a escala 1:200.000) y en algunos sectores del Antiforme de Monesterio.

Como consecuencia del evento orogénico Cadomiense tuvo lugar el desarrollo de un conjunto sinorogénico de edad fundamentalmente Ediacárico (Liñán y Palacios, 1983; Liñán y Quesada, 1990) apoyado discordantemente sobre la Serie Negra. Está únicamente representado en un pequeño afloramiento de la esquina NE de la Hoja, y está formado por los materiales del Grupo Malcocinado (Fricke, 1941), que constituyen un complejo vulcanosedimentario al que regionalmente están asociados numerosos cuerpos plutónicos y que se sitúa en posición meridional, en la Zona de Ossa-Morena y en el borde sur de la Zona Centro-Ibérica (Dominio de Obejo-Valsequillo). La presencia de cantos de cuarcitas negras presumiblemente procedentes de la Serie Negra, en la base del Grupo Malcocinado indica que hubo un periodo erosivo anterior al depósito de esta última.

El Grupo Malcocinado, presenta un magmatismo predominantemente andesítico de naturaleza calcoalcalina y de tendencia trondhjémítica, que ha sido interpretado como un magmatismo orogénico ligado a un margen continental activo (Sánchez Carretero *et al.*, 1989, 1990; Pin *et al.*, 2002) y formado por fusión parcial de una corteza oceánica subducida (en una zona de subducción cadomiense) que interacciona con la cuña de manto suprayacente (magmatismo adakítico) o de corteza inferior engrosada (Martínez Poyatos, 1997).

Los últimos movimientos cadomienses afectaron también a este conjunto sinorogénico produciendo un débil plegamiento que no fue acompañado ni de esquistosidad ni de metamorfismo, pero que dio lugar a la discordancia que le separa de los materiales del Cámbrico Inferior más bajo.

Durante el tránsito Proterozoico-Paleozoico se produce el inicio de un proceso de *rifting*. Tras un periodo de arrasamiento de los relieves generados durante el evento Cadomiense, comienza un proceso distensivo que en la Zona Centroibérica da lugar a surcos en los que se depositan los materiales del Alcudiense Superior y Cámbrico Inferior en facies de plataforma somera, mientras que en la Zona de Ossa-Morena la extensión es más importante y hay una transgresión marina generalizada que produce la sedimentación de series siliciclásticas primero (Fm Torreárboles, al N del Antiforme de Monesterio, y sucesión Bodonal al S del mismo) y carbonatadas después (Fm Pedroche), finalizando con un nuevo depósito siliciclástico (Fm Alternancia de Cumbres y Capas de Benalija). En el Cámbrico Inferior-Medio tuvo lugar un proceso de *rifting*, con producción de un abundante vulcanismo bimodal y plutonismo. Este escenario de *rifting* y por tanto de extensión litosférica es el responsable de la compartimentación en cubetas de la Zona de Ossa-Morena (Liñán y Quesada, 1990).

Esta situación tectónica permitió el ascenso de un volumen considerable de rocas ígneas, emplazadas como plutones intrusivos en el zócalo Neoproterozoico y como rocas eruptivas intercaladas en la sucesión cámbrica, principalmente en el dominio más meridional de la ZOM (Beja-Aracena). En el conjunto de la ZOM se distinguen dos fases principales de emplazamiento ígneo en el Cámbrico inferior (Sánchez García *et al.*, 2003): una inicial, previa al desarrollo de la formación carbonatada (Evento Ígneo Temprano), y otra más tardía situada por encima de los carbonatos, que alcanzaría al Cámbrico medio (Evento Ígneo Principal). El

primer evento ígneo, está representado solamente en los sectores suroriental y central de la ZOM, y en concreto en el sector NE de la Hoja (porfiroide de Bodonal). Se caracteriza por rocas ácidas calcoalcalinas, típicamente peraluminosas, ligadas a procesos de migmatización en segmentos mesocorticales (Sánchez García *et al.*, 2003). El segundo evento ígneo, está representado principalmente en los sectores noroccidental y central de la ZOM y en concreto en el sector N de la Hoja (Vulcanosedimentario de Aracena y Basaltos del Playón). Las rocas volcánicas de este evento, comienzan a ser más abundantes hacia el techo de la Unidad Detrítica Superior del Cámbrico inferior, desarrollándose la mayor parte del vulcanismo relacionado con *Rift* en la ZOM durante el Cámbrico medio (Sánchez García *et al.*, 2010). Es marcadamente bimodal, característica de procesos de *rifting* continental, formado por una asociación cogenética de rocas básicas, intermedias y ácidas, toleíticas a moderadamente alcalinas, originadas en una fuente astenosférica; y otro conjunto, de menor volumen, de rocas ácidas calcoalcalinas, originadas en la corteza inferior (Sánchez García *et al.*, 2003).

Sobre estos basaltos se apoya una sucesión detrítica (Fm Ossa o Fatuquedo), también atribuida al Cámbrico medio, que se interpreta como un depósito de plataforma somera, cuyo proceso de transporte y depósito más probable fue el oleaje de tormenta.

Durante el Cámbrico Superior tiene lugar un evento de deformación, de significación incierta, que originó fracturas y abombamientos de gran radio.

A partir del Ordovícico Inferior se produce una nueva transgresión marina y se instala en toda la región una plataforma correspondiente a un margen pasivo. No obstante las sucesiones del Ordovícico al Devónico, son diferentes al N y al S del Antiforme de Monesterio.

Al norte del citado antiforme, en el Sinclinal del Valle, se deposita una sucesión continua, parcialmente representada en el NE de la Hoja, que incluye desde el Ordovícico al Devónico inferior. Está constituida por un Ordovícico siliciclástico, de plataforma continental dominada por tormentas (Eguíluz *et al.*, en prensa), con intercalaciones de calizas biodetríticas (calizas de Pelmatozoos) en el Ordovícico superior (Kralodvoriense) y pizarras con nódulos correlacionables con las diamictitas del Kosoviense (Gutiérrez Marco *et al.*, 2002). Sobre él, se deposita un Silúrico ampelítico con intercalaciones a techo de calizas de Scyphocrinites, y finalmente una sucesión pelítico-arenosa del Devónico inferior. Discordantemente sobre esta sucesión se deposita una sucesión detrítico-carbonatada del Devónico superior (Fameniense), reconociéndose la laguna mesodevónica. Esta sucesión Ordovícico-Devónica muestra similitudes con las del Dominio de Obejo-Valsequillo de la ZCI.

Al sur del Antiforme de Monesterio la sucesión del Ordovícico comienza con una sucesión pizarrosa a veces con laminaciones arenosas (Fm Barrancos) del Ordovícico inferior y medio en la que se intercalan rocas volcánicas, principalmente básicas y en menor proporción ácidas correlacionables con el Complejo Volcánico de São Marcos do Campo (Araujo, 1989), que se apoya discordantemente sobre el Cámbrico medio. Se interpretan como depósitos marinos profundos posiblemente de talud, que hacia techo evoluciona a un ambiente más somero posiblemente de plataforma abierta. Hacia techo pasa gradualmente a una sucesión siliciclástica (Fm Sierra Colorada) en un ambiente marino de plataforma somera de aguas agitadas del Ordovícico medio y probablemente superior. Sobre el Ordovícico se deposita un Silúrico constituido por pizarras ampelíticas con niveles de liditas. La sucesión continúa, en

este sector, con una sucesión de pizarras con cloritoide con algunos niveles arenosos milimétricos con laminación cruzada de ripples (Fm Verdugo, de Schneider, 1939) correlacionable con los Xistos Raiados de Perdigoão *et al.* (1982), de edad Silúrico superior (Ludlow)-Devónico inferior (Emsiense).

El primer evento deformativo varisco (Eo-varisco) comenzaría con el cierre de Océano Rheico, que culminaría con la subducción total hacia el SO, durante el Devónico inferior, de la litosfera del Océano Rheico y cierre del mismo. Durante esta etapa se generaría un arco volcánico desarrollado sobre basamento de Meguma y una cuenca trasera de arco, sobre la placa que subduce.

En relación con esta subducción se generaría una cuña clástica de *forearc*, que sería la Fm Terena inferior, la cual una vez que el margen más externo de Gondwana inicia la subducción bajo el margen de Laurrusia ±Meguma, podría depositarse directamente sobre la ZOM. Se trata de un conjunto siliciclástico sinorogénico de tipo flysch, constituido por una sucesión de pizarras con pasadas grauváquicas, con intercalaciones de niveles microconglomeráticos y esporádicas intercalaciones de pequeños lentejones calcáreos, que hacia la base, en el flanco S del Sinclinal de Terena, tienen un tramo más grosero (mayor abundancia de grauvacas y conglomerados). En el sector de Estremoz-Barrancos (Portugal), se cita la existencia de olistolitos con restos de unidades principalmente silúricas circundantes (Araujo *et al.*, 2006). Estos materiales ocupan la misma posición respecto a las ampelitas y liditas del Silúrico que los *Xistos Raiados*, y deben de representar un cambio lateral a ellos. Ha sido datada en Portugal como Devónico inferior.

El arco volcánico relacionado con este evento y quizá parte del basamento del mismo, estaría representado por la sucesión siliciclástica y volcanoclástica de las unidades de La Minilla y Las Pajanosas, cuya edad sería fundamentalmente Devónico inferior. Coetáneamente, en la cuenca trasera de arco, se produce el depósito de una sucesión fundamentalmente pelítica, a veces grafitosa, con alguna intercalación de alternancia rítmica de cuarcitas y hacia la base intercalaciones de esquistos anfibólicos y anfibolitas con características de basaltos toleíticos de tipo MORB enriquecidos, según Giese y Buhn (1993) (Fm Pulo do Lobo y Esquistos anfibólicos y anfibolitas del Antiforme de Los Ciries, ZSP).

El comienzo de la subducción interna de la litosfera oceánica de la cuenca de retroarco, relacionada con el avance hacia el SO de la zona de subducción principal, da lugar al depósito sobre la Fm Pulo de Lobo de una cuña de acreción marginal (Fm Ribeira de Limas, ZSP) de carácter pelítico-arenoso.

La continuación de la convergencia durante el Devónico medio y superior da lugar al cierre de la cuenca trasera de arco, a la subducción parcial del arco volcánico y a la subducción del margen continental más externo de Gondwana. Las unidades de este margen (ZOM), con una posición estructural inferior fueron recristalizadas a P más altas que las de la ZSP. Después del cierre de la cuenca trasera de arco se produce la exhumación de las unidades de alta P y su emplazamiento hacia el ENE (Ponce *et al.*, 2012), generándose un promontorio al SO del cual se depositaron el Grupo PQ, el Grupo de Santa Bárbara y las Fm Horta da Torre y Santa Iría (Devónico superior-Tournaisiense inferior) sobre el *foreland wedge-top* del prisma colisional. Se trata de formaciones sinorogénicas de tipo flysch, de carácter siliciclástico compuestas por

pizarras, limolitas y grauvacas a litarenitas epiclásticas y cuarzovacas, en las más próximas al promontorio (Fms Santa Iría y Gafo), de cuya erosión se alimentan. En dirección opuesta al promontorio disminuye el porcentaje de grauvacas y litarenitas, llegando a aparecer cuarcitas e incluso lentejones carbonatados, hacia el techo (Grupo PQ).

Mientras tanto, en el sector de la ZOM situado al N del Dominio Évora-Aracena, en el margen no subducido de Gondwana, se produce una primera etapa de plegamiento caracterizada por el desarrollo de pliegues acostados vergentes al SO seguidos de cabalgamientos hacia el SO. Esta etapa deformativa está probablemente relacionada con el bloqueo de la subducción de la corteza de La Unidad Portalegre-Azuaga (Unidad Central de Azor, 1994), bajo el borde meridional de la Zona Centroibérica (más al N), originando un evento metamórfico de alta presión y alta temperatura (facies eclogíticas). Con el proceso de subducción bloqueado, el movimiento convergente de las placas migraría hacia la zona externa produciendo el cabalgamiento de la Unidad Portalegre-Azuaga sobre la Zona de Ossa-Morena y también una deformación en ésta misma, caracterizada por pliegues y cabalgamientos vergentes al SO.

Durante el Devónico superior-Carbonífero inferior se deposita sobre el margen no subducido de la ZOM, un conjunto sinorogénico posiblemente relacionado con el avance hacia el N de la cuña de láminas tectónicas exhumadas, en una cuenca *foredeep* (Fm Terena superior). Está constituido por una sucesión de conglomerados, pizarras, areniscas y calizas, de edad Fameniense a Tournaisiense superior o Viseense inferior. Localmente comienza con una brecha intraformacional (Brecha del Álamo), con olistolitos formados por calizas y rocas vulcanosedimentarias del Cámbrico inferior y medio, a la que se le atribuye una edad Devónico superior (Giese *et al.*, 1994).

Durante el Fameniense superior (Estruniense) y el Mississipiense inferior-medio, antes de la reactivación del acortamiento Varisco, se produce un episodio de extensión transtensiva, con adelgazamiento de la corteza y ascenso del manto astenosférico, posiblemente acompañado por intrusión de fundidos de origen mantélico (IRB, Simancas *et al.*, 2003) a través de una discontinuidad de la corteza inferior. Durante este episodio se deposita el Complejo Vulcano-sedimentario (CVS) sobre los depósitos del *foreland wedge top* (ZSP). Se trata de una sucesión de rocas volcánicas ácidas, y en menor cantidad intermedias y básicas, submarinas, y/o sills someros, con niveles detríticos vulcanoderivados, pizarras, metareniscas y jaspes, intercalados, a la que se asocian las masas de sulfuros polimetálicos y las concentraciones de manganeso de la FPI. Esta sucesión ha sido datada mediante palinomorfos y dataciones absolutas entre el Fameniense superior (Estruniense) y la base del Viseense superior (Asbiense inferior-medio).

En relación con esta etapa se emplaza el protolito de la Anfibolita de Beja-Acebuches, de carácter basáltico-gabroico subcalino con afinidad N-MORB a T-MORB, datado por Azor *et al.* (2008) entre 340 ± 4 y 332 ± 3 Ma (Viseense). También en relación con esta etapa se emplazan en la ZSP los cuerpos plutónicos que constituyen el Batolito de la Sierra Norte (BSN) constituido principalmente por dos asociaciones magmáticas: Un conjunto de rocas básicas (gabros-dioritas), con algunos acumulados ultrabásicos, y una serie de intrusiones

subvolcánicas de tonalitas, trondhjemitas y granodioritas con afinidad TTG, datado entre 354,4 +5/-4 Ma y 346,23 ± 0,81 Ma (Dunning *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, 2002), como Tournaisiense.

Por otra parte, en la ZOM, y en relación también con este episodio, se produce la intrusión de una serie bimodal de cuerpos plutónicos, constituida por un conjunto de cuerpos intermedios (Santa Olalla de Cala, Hoya de Santa María, El Real de la Jara, El Pedroso-Ventas Quemadas, Granodiorita de Aroche) constituidos principalmente por tonalitas y granodioritas, y algunos monzogranitos alcalinos (Teuler, Garrote, Cala); y otro conjunto de cuerpos básicos (Aguablanca, Gabros del Real de la Jara, Cuarzodioritas-dioritas de Aroche, intrusiones máficas ultramáficas de Cortegana, Dioritas de Alajar-Almonaster-Las Veredas) constituido por gabronoritas y noritas a dioritas. Destaca el Stock de Aguablanca, en cuyo borde N se observa una brecha magmática tipo chimenea con mineralización de Ni, Cu y EPG, relacionada por Tornos *et al.* (2005, 2006) con una intrusión bandeada máfica-ultramáfica en la corteza media (IRB de Simancas *et al.*, 2003). Las edades de estos dos conjuntos oscilan entre 335±2 Ma y 352±4 Ma (Viseense medio a Tournaisiense medio).

Hacia el final del Carbonífero inferior, continuó la compresión en un contexto colisional más amplio, dando lugar a un acortamiento general de dirección NE-SO, con desarrollo de pliegues verticales que repliegan a los vergentes al S, previamente desarrollados en el sector del margen de Gondwana no implicado en la subducción hacia el SO bajo la ZSP. Sin embargo, en el sector más meridional, la gruesa corteza media y superior del autóctono (ZOM) se emplaza hacia el S sobre la cuña colisional previa, dando lugar a un nuevo cinturón de pliegues y cabalgamientos vergente al SO y una nueva cuenca de *foreland* (Grupo Culm) en el frente de deformación Carbonífero. Las estructuras anteriores, Devónicas, con buzamientos opuestos (que probablemente incluyen partes de la sutura Rheica) estarían quizá preservadas bajo la zona de despegue, como se puede ver en el perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003).

En el sector N del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la FPI y en el Dominio del Pulo do Lobo, la deformación relacionada con esta etapa, comenzaría con el desarrollo de pliegues vergentes al S, de dirección media E-O, que darían lugar al desarrollo posterior de un cizallamiento dúctil a dúctil frágil en los flancos inversos de algunos pliegues, que muestran en su mayor parte criterios cinemáticas sinistro-inversos, vergentes al S. Esta etapa deformativa afecta en el Dominio del Pulo do Lobo, a las deformaciones previas asociadas a la exhumación de las unidades de alta P y su emplazamiento hacia el ENE, así como a las formaciones sinorogénicas de tipo flysch, de carácter siliciclástico que se depositaron sobre el *foreland wedge-top* del prisma colisional relacionado con esta exhumación (Grupo PQ, Grupo de Santa Bárbara y las Fm Horta da Torre y Santa Iría) durante el Devónico superior-Tournaisiense inferior, así como el Complejo Vulcanosedimentario (CVS) de edad Fameniense superior a Mississipiense inferior-medio.

En el sector S del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la FPI, se desarrolla en los materiales anteriores al Culm (Grupo PQ y CVS) una tectónica de *thin-skinned*, con dos fases de deformación. Durante la primera fase se desarrollan pliegues asimétricos, y apretados vergentes al S o SO, a veces volcados, de bloque de techo de un cabalgamiento más profundo, que aflorarían solamente en el Dominio del Pulo do Lobo (Mantero *et al.*, 2011). Durante la segunda fase se desarrollan cabalgamientos de escala kilométrica, de dirección ONO-ESE, con

criterios cinemáticos de movimiento hacia el S o SSO, que desarrollan rellanos y rampas frontales, laterales y oblicuas, así como pliegues de propagación asociados. Forman a veces abanicos imbricados.

Esta etapa de deformación da lugar, durante al desarrollo de una cuenca de *foreland* caracterizada por una sucesión detrítica de afinidad turbidítica que progresa hacia el SO (Grupo Culm), mostrando una edad Viseense superior en la FPI, mientras que en el Dominio del SO de Portugal comienza en el Westfaliense (Oliveira, 1983). En la FPI comienza por un tramo basal de pizarras con nódulos al que le sigue una alternancia de pizarras grises y grauvacas con intercalaciones de conglomerados heterolíticos.

Entre el Estefaniense medio y superior el límite ZOM/ZSP, desde el extremo E del núcleo de Almadén de la Plata, hasta la región de Beja (Portugal), se ve afectado por una banda de cizalla frágil de carácter sinistro que desarrolla fallas de desgarre sinistras y fallas inversas. Sumando los desplazamientos relativos de las principales fallas de esta zona de cizalla, Simancas (1983) calcula unos 50 km de desplazamiento relativo de la ZOM respecto a la ZSP en sentido sinistro.

En tiempos tardivariscos, en el sector oriental de la FPI (BSN) intruyen, tanto sobre los granitoides trondhjémíticos, como las rocas básicas del BSN, así como sobre los metasedimentos de la Unidad de Las Pajanosas y del Grupo PQ, posteriormente a los pliegues que le afectan, tres pequeños macizos circunscritos de granitos a monzogranitos biotíticos con cantidades accesorias de granate y/o cordierita. Se trata de granitos aluminicos pertenecientes a series calcoalcalinas ricas en K, que se proyectan en el campo de los granitos sin-colisionales. Uno de estos macizos (El Berrocal) ha sido datado mediante el método de Rb/Sr por Quesada *et al.* (1989) en 300 ± 6 Ma (Pensilvaniense superior-Pérmico basal).

Durante el Pérmico inferior (Cisuraliense) se forma la Cuenca del Viar, relacionada con una serie de cuencas continentales que surgieron en Europa occidental y el N de África como respuesta a la tectónica transtensiva tardivarisca (Sierra y Moreno, 2004). Originalmente debió tener forma de semigraben, cuyo borde activo coincidiría con la actual Falla del Viar y su borde pasivo con el contacto con la ZSP (Simancas, 1983), siendo su dirección principal de extensión NE-SO subhorizontal (García Navarro y Sierra, 1998).

El registro sedimentario de esta cuenca está constituido por materiales fundamentalmente detríticos de color rojo y rocas volcánicas básicas, con una representación menor de depósitos volcanoclásticos y lavas acidas que aparecen en discordancia angular y erosiva sobre las rocas de la ZSP y son cabalgados por las series de ZOM en su límite nororiental. Se organizan en dos megasecuencias (Díez Montes *et al.*, en prensa a) con conglomerados en la base e intercalados en cada secuencia, así como intercalaciones de coladas de basaltos, vacuolares a techo, con características de toleitas continentales. Se intercalan también depósitos piroclásticos, de caída, de oleada y de colada, de afinidad riodacítica (Sierra *et al.*, 2000, 2003). Hacia techo de la secuencia se encuentran depósitos de lignitos, silixitas y carbonatos. Comienzan siendo depósitos fluviales y evolucionan a depósitos lacustres (Wagner y Mayoral, 2007).

Después de la formación de la Cuenca del Viar, desde el final del Pérmico inferior hasta quizá el comienzo del Triásico, se produce un episodio compresivo con el eje máximo de

acortamiento horizontal NE-SO (García Navarro, 2000; García Navarro y Fernández, 2004), que pliega al relleno vulcanosedimentario de la cuenca, dando lugar a una estructura sinclinal, asimétrica de dirección NNO-SSE, vergente al O, llegando a estar invertido el flanco E, y con un eje ligeramente inclinado hacia el SE. Se genera también la falla inversa que limita el borde oriental, de 25 km de longitud, con carácter de rampa respecto al bloque de muro y dirección de movimiento del bloque de techo hacia el SO (García Navarro y Sierra, 1998).

Desde el Triásico hasta el Cretácico terminal o inicio del Paleógeno se produce la reactivación en régimen distensivo de fallas tardivariscas.

A partir del Cretácico terminal o inicio del Paleógeno (Vera, 1988), el margen sudibérico pasó a ser un margen convergente al iniciarse la subducción de los fondos oceánicos hacia el Sur, bajo el bloque de Alborán. A partir de entonces se inicia un proceso progresivo de deformación que culmina en el Mioceno, cuando se inicia la colisión continental.

La Cuenca del Guadalquivir se formó como una cuenca de antepaís al norte del Orógeno Bético durante el Neógeno, situada entre el frente de la Cadena Bética (borde activo) y la Meseta Ibérica (borde pasivo). Presenta un marcado carácter asimétrico, con un margen pasivo septentrional asentado sobre el zócalo varisco y limitado por una flexura. La superficie del basamento se sumerge paulatinamente hacia el sur, de manera que la parte más profunda se encuentra en la zona más próxima al borde bético, caracterizado por una tectónica de cabalgamientos vergentes hacia la cuenca.

La evolución de esta cuenca se desarrolló de forma simultánea a la evolución de la cadena y aconteció entre el Mioceno medio y el Plioceno. El borde sur de la cuenca constituido por una gran cuña tectónica (Manto Bético), se fue desplazando hacia el norte y hacia el oeste, del mismo modo que lo hizo la línea de costas sobre los dos bordes. Este proceso condicionó el relleno sedimentario de la cuenca, que ha sido ordenado en seis secuencias deposicionales.

De las seis secuencias, las tres más antiguas forman parte del borde meridional, activo, y no están representadas en esta Hoja.

El emplazamiento progresivo del Manto Bético hacia el norte y el oeste fue más acentuado a final del Tortonense, produciéndose un nuevo desplazamiento del eje de la cuenca en el mismo sentido, y avanzando hacia el N, sobre el borde de la Meseta el límite septentrional de la sedimentación. En el borde septentrional de la cuenca se desarrollan facies litorales, de plataforma somera y los dispositivos deltaicos resultado del avance del mar messiniense sobre la Meseta.

El borde meridional, fuera del ámbito de la Hoja, se desarrollan secuencias en las cuales, se pasa de facies de cuenca a plataforma influenciada por la actividad tectónica. La transición de la plataforma a la cuenca se caracterizó por un sistema de plataforma-talud-abanico turbidítico, que se nutrió de elementos procedentes de secuencias inferiores e incluso de la propia secuencia Messiniense. Estos materiales fueron redistribuidos a lo largo de la parte axial de la cuenca. Tanto las paleocorrientes medidas en los sedimentos de plataforma, como en los sistemas turbidíticos, muestran dirección y sentido de los aportes hacia el ONO.

Durante el Messiniense superior-Plioceno inferior comienza a producirse una caída eustática, a consecuencia de la cual comenzó a reducirse la superficie de cuenca, que llegó a alcanzar el meridiano de Almodóvar del Río (Córdoba). La sedimentación aconteció en un medio de plataforma somera de tipo rampa homoclinal, con facies de arenas y areniscas margosas a calcarenitas bioclásticas. El eje de la cuenca se situó más al norte que en la secuencia anterior abriéndose hacia el Golfo de Cádiz.

La fuerte caída eustática registrada al final de esta secuencia, generó un gran surco erosivo en la parte oriental de la cuenca, que fue rellenado por sedimentos en el Plioceno. En algunas transversales llega a erosionar por completo las secuencias Messiniense superior-Plioceno inferior y Messiniense, llegando a alcanzar al basamento. A partir del meridiano de Sevilla hacia el oeste, esta secuencia es prácticamente paraconforme con la infrayacente.

Durante el Plioceno se produjo el relleno del surco creado en la parte más oriental de la cuenca, depositándose esta secuencia en un medio de plataforma, en la parte central de la cuenca, mientras que los depósitos sobre la Meseta (que aparecen hacia Huelva) muestran facies litorales, lo que indica que el límite norte de la cuenca estuvo próximo al que se observa en la actualidad al noroeste de Huelva.

La paulatina continentalización de la Cuenca del Guadalquivir durante el Plioceno da lugar a la instauración de la red fluvial actual, cuya evolución, debido a la proximidad de la costa, ha estado muy relacionada con las fluctuaciones del nivel del mar (Goy *et al.*, 1994). El encajamiento posterior ha dado lugar a un sistema de hasta 17 terrazas escalonadas en dirección noroeste (Díaz del Olmo *et al.*, 1989) visibles aguas arriba (Hoja Geológica a escala 1:200.000 de Córdoba) donde los escalones más antiguos y elevados que alcanzan valores próximos a +200 m se han atribuido al Pleistoceno inferior (Díaz del Olmo *et al.*, 1989). Se reconocen tan solo el grupo de terrazas medias y bajas, el nivel más bajo de los atribuidos al Pleistoceno medio, la T-XII +30-40 m, y tres de los niveles correspondientes al Pleistoceno superior. Como el nivel del mar actual está muy elevado, gran parte de las terrazas bajas están cubiertas por los sedimentos actuales (Clemente *et al.*, 1985).

Es de destacar también, el desarrollo durante el Pleistoceno superior-Holoceno, de un manto eólico, que aflora sólo al sur de La Palma del Condado sobre materiales diversos pertenecientes al Pliocuaternario. Se interpreta como formado por episodios de dunas transversales con diversas direcciones de migración, posteriormente fijadas por la vegetación.

Por otra parte, se producen depósitos lutíticos de marisma en la terminación septentrional de la marisma del Odiel, en el límite meridional de la Hoja, que tanto por su funcionalidad actual, como por sus relaciones geomorfológicas con las demás unidades y con los episodios holocenos, de ascenso del nivel del mar y por su fauna, se consideran de edad Holoceno.

8. BIBLIOGRAFÍA

ABAD, I.; NIETO, F. y VELILLA, N. (2001). The Phyllosilicates in Diagenetic-Metamorphic Rocks of the South Portuguese Zone, southwestern Portugal. *Can. Miner.*, 39: 1571-1589.

- ABAD, I.; NIETO, F. y VELILLA, N. (2002). Chemical and Textural characterization of diagenetic to low-grade metamorphic phyllosilicates in turbidite sandstones of the South Portuguese Zone: A comparison between metapelites and sandstones. *Schw. Min. Petrog. Mitt.*, 82: 303-324.
- ABAD, I.; NIETO, F.; VELILLA, N. y SIMANCAS, F. (2004). Zona Sudportuguesa. Metamorfismo. Rasgos generales. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 209.
- ABALOS, D. (1987). *Tectónica y metamorfismo en el Núcleo de Almadén de la Plata*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Inédita.
- ABALOS, B. (1988). El límite entre la zona de Ossa-Morena y la zona Sur-Portuguesa y propuestas sobre su posición y significado (macizo Hercínico Ibérico). *Estud. Geol.*, 44(5-6): 405-414.
- ABALOS VILLARO, B; GIL IBARGUCHI, I. y EGUÍLUZ, L. (1991). Structural and metamorphic evolution of the Almaden de la Plata Core (Seville, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South Portuguese zones of the Iberian Variscan fold belt. En: PEREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- Deformation and Plate Tectonics. *Tectonophysics*, 191(3-4): 365-387.
- ALONSO CHAVES, F.M. y GARCIA NAVARRO, E. (1997). Kinematic of Folding and Shearing in the Eastern South Portuguese Zone Deduced from Minor Structures. *SEG Neves Corvo Field Conference*, Lisbon Portugal, May 11-14, 1997: 98.
- ALONSO CHAVES, F.M.; GARCIA NAVARRO, E. y CAMACHO, M.A. (1999). Deformación progresiva de la Zona Sudportuguesa: Plegamiento y cizallamiento de secuencias multicapa. *Geogaceta*, 25: 11-14.
- ANDRADE, A.A.S. (1977). The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary description. *Memórias e Notícias*, Univ. Coimbra, 84: 49-57.
- ANDRADE, A.A.S. (1979). Aspectos geoquímicos do Ofiolitoide de Beja. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 64: 39-48.
- APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; DELGADO QUESADA, M. y ROLDÁN, F.J. (1984). Hoja y Memoria de *Aracena (917)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F. y ROLDÁN, F.J. (1983). Hoja y Memoria de *Aroche (916)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI, O.; BORRERO DOMÍNGUEZ, J.; DELGADO QUESADA, M.; ROLDÁN, F.J. y EGUÍLUZ, L. (1985). Hoja y Memoria de *Guadalcanal (899)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI, O. y CONTRERAS, F. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Paymogo (936)*. Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html).

- APALATEGUI, O.; CONTRERAS, F. y EGUÍLUZ, L. (1990). Hoja y Memoria de *Santa Olalla de Cala (918)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI ISASA, O.; CONTRERAS VÁZQUEZ, F.; LEYVA CABELLO, F.; MATAS GONZÁLEZ, J. y CARVAJAL MENÉNDEZ, A. (2007). Hoja y Memoria de *Puebla del Maestre (898)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L. y QUESADA, C. (1990b). Part V: Ossa-Morena Zone. Structure. In: DALLMEYER, R.D. y MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 280-291.
- APALATEGUI, O. y QUESADA, C. (1987). Transversal geológica Zona Ossa Morena. *Guía de excursión*. Inst. Geol. Min. Esp.:0-00 (Inédito).
- APARICIO, A.; BRELL, J.M.; GARCÍA, R. y LAPUENTE, M.P. (1996). El metamorfismo Hercínico de la Faja Pirítica (Provincias de Sevilla y Huelva). *Rev. Academia de Ciencias, Zaragoza*, 51: 177-193.
- APRAIZ, A.; EGUÍLUZ, L.; LEYVA, F.; MUÑOZ DEL REAL, J.L.; DÍEZ MONTES, A. y MATAS, J. (en prensa). Hoja y Memoria de *Ventas Quemadas (941)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- APRAIZ, A.; EGUÍLUZ, L.; MUÑOZ DEL REAL, J.L.; LEYVA, F.; DÍEZ MONTES, A. y MATAS, J. (en prensa). Hoja y Memoria de *Lora del Río (963)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- ARAUJO, A. (1989). *Estrutura de uma geotransversal no rio Guadiana, entre Moura e Mourão*. Prova de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Dep. Geologia da Fac. Ciências de Lisboa.
- ARAUJO, A. (1995). *Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena: implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico*. Tesis Doctoral, Univ. Évora: 200 pp.
- ARAUJO, A.; FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; MOITA, P.; PEDRO, J. y RIBEIRO, A. (2005). The Moura Phyllonitic Complex: An Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta*, 18(5): 375-388.
- ARAUJO, A.; PIÇARRA ALMEIDA, J.; BORREGO, J.; PEDRO, J. y OLIVEIRA, T. (2006). As regiões central e sul da Zona de Ossa-Morena. Em: *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, Editores). Univ. Évora, Évora: 151-172.
- ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA, E.; PABLO MACIÁ, J. G. DE; PEINADO, M. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. *2º Congr. Geol. Esp., Simposios*: 75-84
- ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA GIRONÉS, E.; PABLO MACIÁ, J.G. DE y PEINADO, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica* 2, 87-110.

- ARENAS, R.; RUBIO PASCUAL, F.J.; DÍAZ GARCÍA, F. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1995). High-pressure microinclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): Evidence of subduction and syn-collisional decompression: *J. Metam. Geol.* 13, 141–164.
- ARTH, J.G. (1979). Some trace elements in trondhjemites. Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. En: F. Barker (Ed.). *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Developments in Petrology (16). Elsevier, 123-132.
- AZOR, A. (1994). *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doctoral Univ. Granada: 295pp
- AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, J.F. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004). Zona de Ossa-Morena. Estructura y metamorfismo. Deformación y metamorfismo prevariscos: Los núcleos metamórficos de baja presión de Valungo y Monesterio. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 173-177.
- AZOR, A.; RUBATTO, D.; SIMANCAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; MARTÍN PARRA, L.M. y MATAS, J. (2008). Rhenic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics*, 27, TC5006, doi: 10.1029/2008TC002306, 2008.
- AZOR, A.; RUBATTO, D.; MARCHESI, C.; SIMANCAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; MARTÍN PARRA, L.M. y MATAS, J. (2009). A reply to the comment by C. Pin and J. Rodríguez on “Rhenic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites”. *Tectonics*, 28; TC5014, doi: 10.1029/2009TC002527
- BACETA, J.I. y PENDÓN, J.G. (1999). Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Rev. Soc. Geol. España*. 12(3-4): 419-438.
- BAENA ESCUDERO y DÍAZ DEL OLMO (1994). Cuaternario aluvial de la depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta*, 15: 102-104.
- BARD, J.P. (1965). Introduction a la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dynamique*(2), 3(4): 323-337.
- BARD, J.P. (1969). *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thésis University of Montpellier, France, 398 pp.
- BARD, J.P. (1970). Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena Metamorphic belt (SW Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28: 117-134.
- BARD, J.P. (1971). Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques

- de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques". *Bol. Geol. Min. España*, 82 (3-4): 324-345.
- BARD, J.P. (1977). Signification tectonique des métatholélites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Arcena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7-19(2): 385-393.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. ; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1973). Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. *Nature Phys. Sci.*, 241: 50-52.
- BARD, J.P. y MOINE, B. (1979). Acebuches amphibolites in the Arcena hercynian metamorphic belt (southwest Spain): Geochemical variations and basaltic affinities. *Lithos*, 12: 271-282.
- BARRANCO, E.; CONTRERAS, F. y ROLDÁN, F.J. (1983). Hoja y Memoria de *Rosal de la Frontera (915)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), IGME.
- BARRIE, C.T.; AMELIN, Y. y PASCUAL, E. (2002). U–Pb Geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 37: 684–703.
- BATEMAN, R.; MARTIN, M.P. y CASTRO, A. (1992). Mixing of cordierite granitoid and pyroxene gabbro, and fractionation, in the Santa Olalla tonalite (Andalucía). *Lithos*, 28: 111-131.
- BATEMAN, R.; DE LA ROSA, J. D. y CASTRO, A. (1995). AFM mineral chemistry of the Santa Olalla pluton (pyroxene gabbro-quartz cordierite monzonite), Andalucía (Spain). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 18: 83-97.
- BATTEN, D.J. (1996). Palynofacies and Petroleum Potential, En: *Palynology: principes y aplicaciones* (Volumen 3). Ed.: J. JANSONIUS and DC. MCGREGOR. American Association of Stratigraphic Palynologist Foundation.
- BELLIDO, F.; DÍEZ MONTES, A.; TORNOS, F. y ORTIZ, G. (2006). Estudio petrológico y geoquímico de las vulcanitas de los afloramientos de El Pimpollar, extremo nororiental de la Zona Surportuguesa. *Geogaceta*, 40: 127-130.
- BELLIDO, F.; DÍEZ MONTES, A. y SÁNCHEZ GARCÍA, T. (2010). Caracterización geoquímica y estudio comparativo de plagiogranitos de las Zonas Surportuguesa y Ossa-Morena (SO del Macizo Ibérico, España). *Estudios Geológicos*, 66(1): 13-23.
- BELTRAN, F. (1976). Estudio geológico-minero en la zona de las contiendas. (Trabajo para la empresa Hidronitro, S.A.).
- BERGGREN, W.A. y HAQ, B.U. (1975). The Andalusian stage (Late Miocene); Biostratigraphy, Biomonology and Paleoecology. *Paleog., Paleocl., Paleoec.*, 20: 67-129.
- BERNARD, A.J. y SOLER, E. (1980). Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva (Espagne). *Mem. XXVI Congr. Geol. Inter. París*, 54 pp.
- BERNÁLDEZ, E. (1987). Informe sobre la carta paleontológica de la provincia de Sevilla. *Anuario Arqueológico de Andalucía*, 1985. III: Actividades de Urgencia, 261-269.

- BOGOLEPOVA, O.K.; GUTIERREZ MARCO, J.C. y ROBARDET, M. (1998). A brief account on the Upper Silurian cephalopods from the Valle syncline, province of Seville (Ossa Morena Zone, southern Spain). Proceedings 6th Int. Graptolite Conference (GWG-IPA) y 1998 Field Meeting (J.C. Gutierrez Marco y I. Rábano, Eds.).- *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 63-68.
- BOOTH-REA, G.; SIMANCAS, F.; AZOR, A.; AZAÑÓN, J.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y FONSECA, P. (2006b). HP-LT Variscan metamorphism of the Cubito schists (Ossa-Morena Zone, southern Iberia). *C. R. Geoscience*, 338: 1260–1267.
- BORJA BARRERA, F. (1989). Llanuras aluviales y terrazas holocenas del SW de Andalucía. En: (Díaz del Olmo, F. y Rodríguez Vidal, J. Eds.) *El Cuaternario en Andalucía occidental. Monografías de la AEQUA. AEQUA, Sevilla*. I: 155-170.
- BORREGO, J. (1992). *Sedimentología del estuario del río Odiel (Huelva, SO. España)*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Sevilla. 308 pp
- BORREGO, J., MORALES, J.A. y GIL, N. (2000). Evolución sedimentaria reciente de la desembocadura de la Ría de Huelva (Suroeste de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4), 405-416.
- BORREGO, J., MORALES, J.A. y PENDÓN, J.G. (1995). Holocene estuarine facies along the mesotidal coast of Huelva, southwestern Spain. En: (Flemming, B.W. y Bartholomä, A. Eds.) *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments. Int. Ass. Sedimentol. Spec. Publ.* 24: 151-170
- BORREGO, J. y PENDÓN, G. (1.988). Progradación Deltaica Tortoniense en el sector de Villanueva del Río y Minas (Provincia de Sevilla). *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 1: 47-50.
- BOULTER, C.A. (1993). Rapid sill-sediment complex formation: the cause of super-giant mineralization at Rio Tinto? *In: Fenrck Hach-Ali P. Torres-Ruiz J. Gervilla F. (eds). Current research geology applied to ore deposits. Proe 2nd Biennial SGA Meeting Granada, 9-11, Sept. 1993.* pp 291-294.
- BOULTER, C.A. (1994). Comparison of Rio Tinto, Spain, and Guaymas Basin, Gulf of California: An explanation of a supergiant massive sulphide deposit in an ancient sill-sediment complex. *Geology*, 21: 801-804.
- BOULTER, C.A.; HOPKINSON, L.J.; INESON, M.G. y BROCKWELL, J.S. (2004). Provenance and geochemistry of sedimentary components in the Volcano-Sedimentary Complex, Iberian Pyrite Belt: discrimination between the sill–sediment-complex and volcanic-pile models. *J.Geol. Soc., London*, 161: 103–115.
- BOULTER, C.A.; SORIANO, C. y ZIMMAN, P. (2001). The Iberian Pyrite Belt: a mineralized system dismembered by voluminous high-level sills. *Terra Nova*, 13: 99-103.
- BOYNTON, W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.

- BRAID, J.A.; MURPHY, J.B. y QUESADA, C. (2010). Structural analysis of an accretionary prism in a continental collisional setting, the Late Paleozoic Pulo do Lobo Zone, Southern Iberia. *Gondwana Research*, 17: 422-439.
- BRAID, J.A.; MURPHY, J.B.; QUESADA, C. y MORTENSEN, J. (2011). Tectonic escape of a crustal fragment during the closure of the Rheic Ocean: U-Pb detrital zircon data from the Late Palaeozoic Pulo do Lobo and South Portuguese zones, southern Iberia. *J. Geol. Soc.; London*, 168: 383-392.
- BROUTIN, J. (1981). *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du sudest de la Zone de Ossa Morena (Guadalcanal, Espagne du sud)*. Thèse 3m Cycle, Université Paris, 234 p.
- BROUTIN, J.; CABANIS, B.; CHÂTEAUNEUF, J.J. y DEROIN, J.P. (1994). Évolution biostratigraphique magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe) : implications paléogéographiques au Permien inférieur. *Bull. Soc. géol. France*, 165(2): 163-179
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Badajoz Shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CABANÁS, R. (1964). Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 74: 69-74.
- CABANÁS, R. y MELÉNDEZ, B. (1966). Notas estratigráficas de la provincia de Córdoba. Nota sobre un nuevo fósil del Cámbrico. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 90: 77-84.
- CARBONELL, R.; SIMANCAS, F.; JUHLIN, C.; POUS, J.; PÉREZ ESTAÚN, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MUÑOZ, G.; HEISE, W. y AYARZA, P. (2004). Geophysical evidence of a mantle derived intrusion in SW Iberia. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11601, doi: 10.1029/2004GL019684, 2004.
- CARVALHO, D. (1972). The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal. *Est. Notas e Trab. S.F.M.*, 20 (3-4): 297-320.
- CARVALHO, J. (1987). Estudo petrográfico e geoquímico de metavulcanitos da região de Santo Aleixo-Amareleja (Alentejo-Portugal). Relatório de Estágio Científico. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- CARVALHO, D. de; CONDE, L.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.; OLIVEIRA, V. y SCHERMERHORN L.J.G. (1976a). Livro-guia das excursões geológicas Faixa Piritosa Ibérica. III Reunião de Geologia do Sudoeste do Maciço Hespérico da Península Ibérica. Huelva-Beja. 1975. *Comun. Serv. Geol. Port.* LX: 271-315.
- CARVALHO, D.; CORREIA, M. e INVERNO, C. (1976b). Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo Ferreira-Ficalho. Sus relações com a Faixa Piritosa e o Grupo do Pulo do Lobo. *Memórias do Museu Laboratório Mineralógico Geológico da Faculdade de Ciências. Coimbra*, 82:145-169.
- CARVALHO, P.; BARRIGA, F.; OLIVEIRA, J.T.; SILVA, J.B. de; BELIZ, A. y FERREIRA, A. (1998). Avanços recentes na geologia do Neves-Corvo. Sua aplicação à prospecção e pesquisa

na Faixa Piritosa. *IV Simposio Internacional dos Sulfuretos Polimetálicos da Faixa Piritosa Iberica*. A.G.: 1-14.

- CARVALHOSA, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). *Memória dos Serviços Geológicos de Portugal*, 11: 1–130.
- CARVALHOSA, A. (1999). Carta Geológica de Portugal, Noticia Explicativa da Folha 36-C (Arraiolos), Instituto Geológico e Mineiro, scale 1:50 000.
- CARVALHOSA, A.; GONÇALVES, F. e OLIVEIRA, V. (1987). Noticia explicativa da folha 36-D (Redondo) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000, Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- CARVALHOSA, A. e ZBYSZWESKI, G. (1994). Carta Geológica de Portugal, Noticia Explicativa da Folha 35-D (Montemor-o-Novo), Instituto Geológico e Mineiro, scale 1:50 000.
- CASQUET, C. (1980). *Fenómenos de Endomorfismo, Metamorfismo y Metasomatismo en los mármoles de la Ribera de Cala*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid.
- CASQUET, C.; EGUÍLUZ, L.; GALINDO, C.; TORNOS, F. y VELASCO, F. (1998). The Aguablanca Cu-Ni (PGE) intraplutonic ore deposit (Extremadura, Spain). Isotope (Sr, Nd, S) constraints on the source and evolution of magmas and sulfides. *Geogaceta*, 24: 71-74.
- CASQUET, C. y GALINDO, C. (2004). Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 194-198.
- CASQUET, C.; GALINDO, C.; TORNOS, F.; VELASCO, F. y CANALES, A. (2001). The Aguablanca Cu-Ni ore deposit (Extremadura, Spain), a case of synorogenic orthomagmatic mineralization: age and isotope composition of magmas (Sr, Nd) and ore (S). *Ore Geology Reviews*, 18: 237-250.
- CASQUET, C. y VELASCO, F. (1978). Contribución a la geología de los "skarns" cálcicos en torno a Santa Olalla de Cala (Huelva-Badajoz). *Estud. Geol.*, 34(3-6): 399-405.
- CASTRO, A.; CORRETGE, G.; DE LA ROSA, J.; ENRIQUE, P.; MARTÍNEZ, F.J.; PASCUAL, E.; LAGO, M.; ARRANZ, E.; GALÉ, C.; FERNÁNDEZ, C.; DONAIRE, T. y LÓPEZ, S. (2002). Paleozoic Magmatism. Cambrian volcanism in the Ossa-Morena Zone. En: W. Gibbons y T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain* : 120.
- CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; EL-HMIDI, H.; EL-BIAD, M.; DÍAZ, M.; DE LA ROSA, J. D. y STUART, F. (1999a): Age constraints to the relationships between magmatism, metamorphism and tectonism in the Aracena metamorphic belt, southern Spain. *Intern. Journ. Earth Sci.*, 88: 26-37.
- CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; ROSA, J.D. de la; MORENO-VENTAS, I.; EL-HMIDI, H.; EL-BIAD, M.; BERGAMÍN, J.F. y SÁNCHEZ, N. (1996a). Triple-junction migration during Paleozoic plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geol. Rundschau*, 85(1): 180-185.
- CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; ROSA, J.D. de la; MORENO-VENTAS, I. y ROGERS, G. (1996b). Significance of MORB-derived amphibolites from Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. *Jour. Petrol.*, 37: 235-260.

- CASTRO, A.; ROSA, J.D. de la; FERNÁNDEZ, C. y MORENO-VENTAS, I. (1995). Unstable flow, magma mixing and magma-rock deformation in a deep-seated conduit: the Gil-Márquez Complex, south-west Spain. *Geol. Rundschau*, 84(2): 359-374.
- CASTRO, A.; MORENO VENTAS, I. y ROSA, J.D. de la (1994). Rocas plutónicas híbridas y mecanismos de hibridación en el Macizo Ibérico Hercínico. *Bol. Geol. Min.*, 105(3): 285-305.
- CASTRO, A.; QUESADA, C. y MUNHÁ, J. (1987). Metamorphic regime in the Beja-Acebuches variscan ophiolites (SW Iberia). *Resúmen de congreso: Tectonothermal evolution of the West African orogens and Circum-Atlantic Terranes linkages*. Nouakchott, Mauritania, 8 a 11 de Diciembre de 1987.
- CAWOOD, P.A.; NEMCHIN, A.A. y STRACHAN, R. (2007). Provenance record of Laurentian passive-margin strata in the northern Caledonides: Implications for paleodrainage and paleogeography. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 993-1003.
- CHICHORRO, M. (2006). *Estrutura do Sudoeste da Zona de Ossa-Morena: Área de Santiago de Escoural — Cabrela (Zona de Cisalhamento de Montemor-o- Novo, Maciço de Évora)*. Tesis Doctoral inédita, Universidade de Évora, Portugal, 502pp.
- CHICHORRO, M.; PEREIRA, M.F.; DIAZ AZPIROZ, M.; WILLIAMS, I.S.; FERNANDEZ, C.; PIN, C. y SILVA, J.B. (2008). Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Tectonophysics*, 461: 91-113.
- CIVIS, J.; SIERRA, F.J.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; FLORES, J.A.; ANDRÉS, I.; PORTA, J. y VALLE, M. (1987). El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de unidades litoestratigráficas. En: (Civis, J. Ed.) *Paleontología del Neógeno de Huelva*. Ediciones de la Universidad de Salamanca, Salamanca. 9-21.
- CLEMENTE, L.; LÓPEZ-REGUERO, C. y PASCUAL, J. (1984). Edafogénesis como metodología en el estudio del Cuaternario. En: *IV Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Bañolas, 51-70.
- CONTRERAS, F. y APALATEGUI, O. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Puebla de Guzmán (958)*. Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- CONTRERAS, F.; APALATEGUI, O. y ROLDÁN, F.J. (1999a). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Calañas (959)*. Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- CONTRERAS, F.; MARTÍN PARRA, L.M.; APALATEGUI, O.; MATAS, J.; DÍEZ MONTES, A. y LEYVA, F. (1999b).- Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *El Cerro de Andévalo (937)*. Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)

- CONTRERAS, F. y ROLDÁN, F.J. (1999).- Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *San Silvestre de Guzmán (980)*. Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- COULLAUT, J.L.; SOLER, M. y PORTERO, J.M. (1978). Mapa y memoria explicativa de la Hoja de *Aznalcóllar (961)* del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª Serie). IGME, Madrid.
- CRESPO BLANC, A. (1987). El macizo de Aracena (macizo Ibérico meridional): Propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos. *Bol. Geol. Min.*, 98(4): 507-515.
- CRESPO BLANC, A. (1989). *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea*. Ph. D. thesis, Universidad de Sevilla: 327 p. Ed. Facultad de Ciencias Univ. Granada, 1991.
- CRESPO BLANC, A. (1991a). Significado geodinámico del límite entre las zonas de Ossa- Morena y Surportuguesa. II Parte. Descripción de la excursión (Macizo de Aracena y ofiolita de Beja-Acebuches). *11 Reunión sobre la geología del Oeste Peninsular. Libro guía de la excursión*: 34-39.
- CRESPO BLANC, A. (1992). Structure and kinematics of a sinistral transpressive suture between the Ossa-Morena and the South Portuguese Zones, South Iberian Massif. *J. Geol. Soc. London*, 149: 401-411.
- CRESPO BLANC, A. (2004). La banda metamórfica de Aracena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 179-182
- CRESPO BLANC, A. y OROZCO, M. (1988). The Southern Iberian shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148: 221-227.
- CUETO, L. A.; EGUÍLUZ, L.; LLAMAS, F. L. y QUESADA, C. (1983). La granodiorita de Pallares, un intrusivo Precámbrico en la alineación Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa Morena). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69: 219-226.
- CUNHA, T. y OLIVEIRA, J.T. (1989). Upper Devonian Palynomorphs from the Represa and Phyllite-Quartzite Formation, Mina de São Domingos region, Southwest Portugal. Tectonostratigraphic implications. *Bull. Société Belge Géol.*, 98 (3-4): 295-309.
- DALLMEYER, R.D.; FONSECA, P.E.; QUESADA, C. y RIBEIRO, A. (1993). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a Variscan Suture in SW Iberia. *Tectonophysics*, 222: 177-194.
- DALLMEYER, R.D.; GARCÍA CASQUERO, J.L. y QUESADA, C. (1995). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constrains on the emplacement of the Burguillos del Cerro Igneous Complex (Ossa Morena Zone, SW Iberia). *Bol. Geol. Min*, 106: 203-214.
- DALLMEYER, RD. y MARTÍNEZ GARCIA, E. (1990). An introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia. In: Dallmeyer, R.D.; Martínez García, E. (eds.) *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. New York, 3-4.

- DALLMEYER, R. D. y QUESADA, C. (1992). Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216 : 339-364.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DELGADO, J. F. N. (1908). *Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique*. Mémoire de la Commission du Service Géologique du Portugal, Lisboa, 245 p.
- DÍAZ AZPIROZ, M. (2001). *Evolución tectono-metamórfica del dominio de alto grado de la banda metamórfica de Aracena*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva: 556 p. Publicada en 2006 en: Lab. Xeol. Laxe, *Serie Nova Terra*, 30.
- DÍAZ AZPIROZ, M.; CASTRO, A. y FERNÁNDEZ, C. (2001). Presencia de una anfibolita derivada de un MORB en el dominio continental de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional). *Geogaceta*, 30: 39-42.
- DÍAZ AZPIROZ, M.; CASTRO, A. y FERNÁNDEZ, C. (2001). Caracterización petrológica y geoquímica de los granitos metaluminosos tardíos del dominio continental de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional). *Geogaceta*, 30: 43-46.
- DÍAZ AZPIROZ, M.; CASTRO, A.; FERNÁNDEZ, C.; LÓPEZ, S.; FERNÁNDEZ CALIANI, J.C. y MORENO VENTAS, I. (2004). The contact between the Ossa Morena and the South Portuguese zones. Characteristics and significance of the Aracena metamorphic belt, in its central sector between Aroche and Aracena (Huelva). *Journal of Iberian Geology*, 30: 23-51.
- DÍAZ AZPIROZ, M. y FERNÁNDEZ, C. (2002). Análisis estructural de los mármoles de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional). Implicaciones tectónicas regionales. *Geogaceta*, 31: 119-122.
- DÍAZ AZPIROZ, M. y FERNÁNDEZ, C. (2003). Characterization of tectono-metamorphic events using crystal size distribution (CSD) diagrams. A case study from the Acebuches metabasites (SW Spain). *Journal of Structural Geology*, 25: 935-947.
- DÍAZ AZPIROZ, M. y FERNÁNDEZ, C. (2005). Kinematic analysis of the southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics*, 24, TC3010, doi: 10.1029/2004TC001682.
- DÍAZ, M.; FERNÁNDEZ, C. y CASTRO, A. (1999). Structure and deformation history of the Aracena metamorphic belt (SW Iberian Massif). En: J.A. Gámez Vintaned; L. Eguíluz y T. Palacios (Eds.). *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 89-96.
- DÍAZ AZPIROZ, M.; FERNÁNDEZ, C. y CASTRO, A. (2002). El evento de fusión parcial en el dominio continental de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional): condicionantes estructurales, geoquímicos e isotópicos. *Rev. Soc. Geol. España*, 15(1-2): 27-39.

- DÍAZ AZPIROZ, M.; FERNÁNDEZ, C. y CASTRO, A. (2003). Estructura y evolución tectónica del dominio continental de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional). *Rev. Soc. Geol. España*, 16(3-4): 167-184.
- DÍAZ AZPIROZ, M.; FERNÁNDEZ, C.; CASTRO, A. y EL BIAD, M. (2006). Tectono-metamorphic evolution of the Aracena metamorphic belt (SW Spain) resulting from ridge-trench interaction during Variscan plate convergence. *Tectonics*, 25,TC1001,doi: 10.1029/2004TC001742.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; VALLESPÍ, E.; BAENA, R. y RECIO, J.M. (1989). Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: Geomorfología, suelos paleosuelos y secuencia cultural. En: (Díaz del Olmo, F., Rodríguez Vidal, J. Eds.) *El Cuaternario en Andalucía occidental. Monografías de la AEQUA*. AEQUA, Sevilla. I: 33-42.
- DICKINSON, W.R. (1974). Plate tectonics and sedimentation. In: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. by W.R. Dickinson). *Spec. Publ. Soc. Econo. Paleont. Miner.*, 22: 1-27. Tulsa.
- DÍEZ MONTES, A. (1999). Informe geoquímico del Proyecto "Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas". Junta de Andalucía.
- DÍEZ MONTES, A. (1999b). Informe petrológico del Proyecto "Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas". Junta de Andalucía.
- DÍEZ MONTES, A. y BELLIDO MULAS, F. (2008). Magmatismos TTG y Al-K en la Zona Surportuguesa. Relaciones entre plutonismo y vulcanismo. *Geo-Temas*, 10: 1449-1452.(ISSN: 1567-5172).
- DÍEZ MONTES, A.; BELLIDO, F.; CÓZAR, P. y MONTESERÍN, V. (2006). Caracterización geológica de los afloramientos de El Pimpollar, extremo nororiental de la Zona Surportuguesa. *Geogaceta*, 40: 123-126.
- DÍEZ MONTES, A.; LEYVA, F.; MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *El Castillo de las Guardas (939)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible on line
(www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- DÍEZ MONTES, A.; LEYVA, F.; MATAS, J. y MUÑOZ DEL REAL, J.L. (en prensa a). Hoja y Memoria de *Castilblanco de los Arroyos (940)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- DÍEZ MONTES, A.; LEYVA, F.; MUÑOZ DEL REAL, J.L. y MATAS, J. (en prensa b). Hoja y Memoria de *Alcalá del Río (962)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME.
- DOETSCH, J. y ROMERO, J. J. (1973). Contribución al estudio de menas magnéticas del suroeste de España; Minas de Cala (Huelva). Magnetic minerals of southwestern Spain; Cala Mines, Huelva. *Bol. Geol. y Min*, 84: 24-41.
- DONAIRE, T.; PASCUAL, E. y VALENZUELA, A. (2001). Review and proposal for igneous rock nomenclature in the volcano-sedimentary complex of the Spanish Iberian Pyrite Belt. F. Tornos, E. Pascual, R. Sáez, R. Hidalgo (Eds.), *GEODE Workshop Massive Sulphide*

Deposits in the Iberian Pyrite Belt: New Advances and Comparison with Equivalent Systems (2001): 16–17.

- DONAIRE, T.; PASCUAL, E.; VALENZUELA, A.; GONZÁLEZ ROLDÁN, M.J. y TOSCANO, M. (2006). Sucesión de secuencias volcánicas félsicas en el Complejo Vulcanosedimentario de la Faja Pirítica Ibérica: discriminación entre modelos volcánicos y subvolcánicos. *Geogaceta*, 40: 119-122.
- DUNNING, G.R.; DÍEZ MONTES, A.; MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; ALMARZA, J. y DONAIRE, M. (2002). Geocronología U/Pb del volcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa). *Geogaceta*, 32: 127-130.
- DUNNING, G. y KETCHUM, J. (1999). Report on results of U/Pb zircon analyses from Iberian Pyrite Belt. *Informe inédito para INIMA*, Memorial University of Newfoundland: 9 pp.
- DUPONT, R. (1979). *Cadre géologique et métallogénèse des gisements de fer du Sud de la province de Badajoz (Sierra Morena Occidentale, Spagne)*. Tesis Doctoral, I.N.P. Lorraine, 371 p.
- DUPONT, R. y VEGAS, R. (1978). Le Cambrien inferieur du Sud de la province de Badajoz. Distribución des series sedimentaires et volcaniques associées. *C.R. Acad. Se. Paris*, t. 286, Serie D: 447-450.
- DUPUY, C.; DOSTAL, J. y BARD, J.P. (1979). Trace element geochemistry of Paleozoic amphibolites from S.W. Spain. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 26: 87-93.
- EDEN, C. (1991). *Tectonostratigraphic analysis of the Northern Extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain*. Ph. D. Thesis. University of Southampton: 281 pp.
- EDEN, C.P. y ANDREWS, J.R. (1990). Middle to Upper Devonian melanges in SW Spain and their relationship to the Meneage Formation in south Cornwall. *Proceedings of the Ussher Society*, 7: 217-222.
- EGUÍLUZ, L. (1988). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 694pp.
- EGUÍLUZ, L. (1989). Lineación del estiramiento, estructuras C-S y sentido de movimiento en el granito del Castillo (Zona de Ossa Morena, España). *Stvdia Geol. Salmantica*, Vol. Espec. 4: 205-215.
- EGUÍLUZ, L. y ABALOS, B. (1992). Tectonic setting of Cadomian low-pressure metamorphism in the central Ossa-Morena Zone Iberian Massif, SW Spain). *Precambrian Research*, 56: 113-137.
- EGUÍLUZ, L.; CARRACEDO, M. y APALATEGUI, O. (1989). Stock de Santa Olalla de Cala (Zona de Ossa Morena, España). *Stvdia Geol. Salmantica*, Vol. Espec. 4: 145-157.
- EGUÍLUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; COULLAUT, J.L. y GARROTE, A. (1983). Hoja y Memoria de *Monesterio (897)* del Mapa geológico de España a E. 1:50.000 2ª Serie (MAGNA), ITGE.

- EGUÍLUZ, L. y GARROTE, A. (1983). Procesos cataclásticos en el stock granítico de la Sierra del castillo (Monesterio). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69: 235-248.
- EGUÍLUZ, L.; MATAS, J.; LEYVA, F.; APRAIZ, A. y DÍEZ MONTES, A. (en prensa). Hoja y Memoria de *Almadén de la Plata (919)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME. Realizada en 1997.
- EL BIAD, M. (2000). *Generación de granitoides en ambientes geológicamente contrastados del Macizo Ibérico. Limitaciones experimentales entre 2 y 15 kbar*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva: 310 p.
- EL-HMIDI, H. (2000). *Petrología y geoquímica de los sistemas andesíticos ricos en Mg: estudio petrológico y experimental de las noritas de la Banda Metamórfica de Arcena, SO de España*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva: 239 p
- EXPÓSITO RAMOS, I. (2000). *Evolución estructural de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena y su relación con el límite Zona de Ossa-Morena/Zona Centroibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 296 p.
- EXPOSITO, I.; SIMANCAS, J.F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; AZOR, A. y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2002). La estructura de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena: deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Rev. Soc. Geol. España*, 15(1-2): 3-14.
- EXPÓSITO, I.; SIMANCAS, J.F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; BEA, F.; MONTERO, P. y SALMAN, K. (2003). Metamorphic and deformational imprint of Cambrian-Lower Ordovician *rifting* in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Spain). *Jour. Struct. Geol*, 25: 2077-2087.
- FANTINET, D; DREESEN, R.; DUSAR, M. y TERMIER, G. (1976). Faunes famenniennes de certains horizons calcaires dans la formation quartzophyllodique aux environs de Mertola (Portugal meridional). *Comun. Serv. Geol. Part.*, 60: 121-137.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACIÁ, J.G. de y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memorias, Faculdade de Ciências Univ. Porto*, 1: 411-431
- FERNÁNDEZ, C.; CASTRO, A.; DE LA ROSA, J.D. y MORENO VENTAS, I. (1997). Rheological aspects of magma transport inferred from rock structures. In: Bouchez, J.L., *et al.* (Eds.), *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 75– 91.
- FERNÁNDEZ CALIANI, J.C.; MESA, J.M. y GALAN, E. (1994). Características del metamorfismo de grado bajo a muy bajo en la parte meridional de la Faja Pirítica (Zona Sur Portuguesa). *Bol. Geol. Min.*, 105(2): 213-220.
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; COULLAUT, J. L. y AGUILAR, M. J. (1981). Mapa Geológico de España 1:50000, Hoja nº 895 (Jerez de los Caballeros), IGME, Madrid.
- FERNÁNDEZ SUÁREZ, J.; GUTIÉRREZ ALONSO, G. y JEFFRIES, T.E. (2002). The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon

- parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planetary Science Letters*, 204: 75-88.
- FLORIDO, P. y QUESADA, C. (1981). Libro guía de las excursiones de la III Reunión del Grupo de Ossa-Morena.
- FLORIDO, P. y QUESADA, C. (1984). Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 257-277.
- FLOYD, P.A. y WINCHESTER, J.A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21: 291-306.
- FONSECA, P. (1995). *Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa- Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Tesis Doctoral. Univ. Lisboa: 1-325.
- FONSECA, P.E. (2005). O terreno acrecionário do Pulo do Lobo: implicações geodinâmicas da sutura com a Zona de Ossa-Morena (SW da Cadeia Varisca Ibérica). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 30: 213-222.
- FONSECA, P. E.; FONSECA, M. M. y MUNHÁ, J. M. (2004a). Ocorrência de aragonite em mármore da região de Alvito-Viana do Alentejo (Zona de Ossa-Morena): significado geodinâmico. *Caderno Lab. Xeológico de Laxe*, 29:79-96.
- FONSECA, P. E.; MUNHÁ, J. M.; ARAÚJO, A. y PEDRO, J. C. (2004b). Os ofiolitos variscos e o metamorfismo de alta pressão associado, no ramo sul da Cadeia Varisca Ibérica. *Caderno Lab. Xeológico de Laxe*, 29: 31-52.
- FONSECA, P.; MUNHÁ, J.; PEDRO, J.; ROSAS, F.; MOITA, P.; ARAUJO, A. y LEAL, N. (1999). Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in southern Iberia. *Ophioliti*, 24 (2): 59–268.
- FONSECA, P. y RIBEIRO, A. (1993). Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Foldbelt. *Geol. Rundschau*, 82: 440-447.
- FRICKE, W. (1941). *Die geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura*. Diss. Univ. Berlín: 91 pp.
- GALÁN, E. y GONZÁLEZ, I. (1993). Contribución de la mineralogía de arcillas a la interpretación de la evolución paleogeográfica del sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Estudios Geol.*, 49 (5-6): 253-366.
- GALINDO, C. y CASQUET, C. (2004). El magmatismo prevarisco de la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 190-194.
- GARCÍA ALCALDE, J.L.; CARLS, P.; PARDO ALONSO, M.V.; SANZ LÓPEZ, J.; SOTO, F.; TRUYOLS MASSONI, M. y VALENZUELA RÍOS, J.I. (2002). Devonian. In: GIBBONS, W. y MORENO, M.T. (Eds). *The Geology of Spain*. *Geol. Soc. , London*: 67-91.
- GARCÍA NAVARRO, E. (2000). *Análisis de poblaciones de fallas en el extremo suroccidental de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral Univ. Huelva: 225 pp.

- GARCÍA NAVARRO, E. y FERNÁNDEZ, C. (2004). Final stages of the Variscan orogeny at the southern Iberian massif: Lateral extrusion and rotation of continental blocks. *Tectonics*, 23: 20pp.
- GARCÍA NAVARRO, E.; ROSA, J.D. de la; FERNÁNDEZ, C. y CASTRO, A. (2003). Caracterización geoquímica y tectonomagmática de los haces de diques básicos del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa. *Geogaceta*, 33: 91-94.
- GARCÍA NAVARRO, E. y SIERRA, S. (1998). Evolución tectónica del borde oriental de la Cuenca del Viar (Zona Sudportuguesa). *Rev. Soc. Geol. España*, 11(3-4): 223-232.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. y ROBARET, M. (1992). Hierros oolíticos ordovícicos de la Zona de Ossa Morena. Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América, Mérida, 6-12 mayo 1992, Excursión 6. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3: 123-132.
- GARCÍA SIÑÉRIZ, J. (1944). Investigación sísmica en la cuenca del Viar. En: *La interpretación geológica de las mediciones geofísicas aplicadas a la prospección. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, III*.
- GAVALA, J. (1927). Mapa Geologico de Espana a escala 1:50.000. Memoria correspondiente a la hoja de Cantillana. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España*, XLIX: 79 p., Mapa Geologico y cortes.
- GERMANN, K.; LÜDERS, V.; BANKS, D.A.; SIMON, K. y HOEFS, J. (2003). Late Hercynian polymetallic vein-type base-metal mineralization in the Iberian Pyrite Belt: fluid-inclusion and stable-isotope geochemistry (S–O–H–Cl). *Mineralium Deposita*, 38: 953–967.
- GIESE, W.; GLODNY, J. y ULRICH, F. (1993). The Gil Márquez intrusion, SW Spain; syntectonic intrusion, magma-mixing and deformation in a transpressive regime. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts with Programs*, 25, 6: 342.
- GIESE, U. (1996). Die Grenze von Ossa-Morena Zone und Südportugiesischer Zone in SW Spanien – Geodynamik einer variszischen Suture. *Aachener Geowiss*, 20: 1-162.
- GIESE, U. y BÜHN, B. (1993). Early Paleozoic *rifting* and bimodal volcanism in the Ossa-Morena Zone of south-west Spain. *Geol. Rundsch.*, 83: 143-160.
- GIESE, U.; HOEGEN, R. von; HOLLMANN, G. y WALTER, R. (1994). Geology of the southwestern Iberian Meseta. I. The Palaeozoic of the Ossa Morena Zone north and south of the Olivenza-Monesterio Anticline (Huelva province, SW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 192(3): 293-331.
- GIESE, U.; HOEGEN, R. von; HOYMAN, K.H.; KRAMM, U. y WALTER, R. (1994d). The Palaeozoic evolution of the Ossa-Morena Zone and its boundary of the South Portuguese Zone in SW-Spain: Geological constraints and geodynamics interpretation of a suture in the Iberian Variscan Orogen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 192: 383-412.
- GIESE, U.; KRAMM, UL. y WALTER, R. (1991). The Gil Márquez Intrusion: Petrogenesis and tectonic setting. *11 Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular*. Arcena- Beja (Huelva): 24.

- GIESE, V.; REITZ, E. y WALTER, R. (1988). Contributions to the stratigraphy of the Pulo do Lobo sucesión in Southwest Spain. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 74: 79-84.
- GIESE, U.; WALTER, R. y VON WINTERFELD, C. (1994b). Geology of the southern Iberian Meseta II. The Aracena Metamorphic Belt between Almonaster La Real and Valdelarco, Huelva province (SW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 192: 333-360.
- GIL CID, M.D. y MÉLOU, M. (1988). Brachiopodes du Cambrien moyen de Zafra (Province de Badajoz, Espagne). *Géol. Méditerran.*, 12-13 : 197-205.
- GONÇALVES, F. (1972). Observações sobre o anticlinório de Estremoz. Alguns aspectos geológico-económicos dos mármoles. *Estudos Not. Trab. Serv. Fom. Min. Porto*, 22(1-2): 121-132.
- GONZÁLEZ, F.; MORENO, C.; LÓPEZ, M.J.; DINO, R. y ANTONIOLI, L. (2004). Palinoestratigrafía del Grupo Pizarroso-Cuarcítico del sector más oriental de la Faja Pirítica Ibérica, SO de España. *Rev. Española de Micropaleontología*, 36(2): 279-304.
- GONZÁLEZ, F.; MORENO, C. y PLAYFORD, G. (2005). Upper Devonian biostratigraphy of the Iberian Pyrite Belt, southwest Spain. Part Two: Organic-walled microphytoplankton. *Palaeontographica Abt. B*, 273(1-3): 53-86.
- GONZÁLEZ, F.; MORENO, C.; SÁEZ, R. y CLAYTON, G. (2002). Ore genesis age of the Tharsis Mining District (Iberian Pyrite Belt): a palynological approach. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 229–232.
- GONZÁLEZ, F.; PLAYFORD, G. y MORENO, C. (2005). Upper Devonian biostratigraphy of the Iberian Pyrite Belt, southwest Spain. Part One: Miospores. *Palaeontographica Abt. B*, 273(1-3): 1-51.
- GONZÁLEZ CLAVIJO, E.; ASWIN, W.M.; FERRER, A. y FERNÁNDEZ GIANOTTI, J. (1994). Esquema estructural de un sector de la Zona Surportuguesa al este de las minas de Rio Tinto. *Bol. Geol. Min.*, 105(3): 225-235.
- GONZÁLEZ DÍEZ, I. (1986). *Estudio geológico del área urbana de Sevilla y sus alrededores*. Tesis doctoral, Universidad de Sevilla. 289 pp.
- GONZALO y TARIN, (1888). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. *Mem. Com. Mapa Geológico de España*.
- GOTO, Y. y McPHIE, J. (1998). Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *J. Vol. and Geother. Res.*, 84:273-286.
- GOY, J.L.; ZAZO, C. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1994). Cordilleras Béticas - Islas Baleares. En: (Gutiérrez Elorza, M. Ed.) *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Madrid. 123-157.
- GOZALO, R.; LIÑÁN, E. y ÁLVARO, J. (1994). Trilobites de la subfamilia *Solenopleuropsinae* Thoral, 1947 del Cámbrico Medio de la Unidad de Alconera (Zona de Ossa-Morena, SO de España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 89: 43-54.

- GRAHN, Y. y MELO, J.H.G. (2005). Middle and Late Devonian Chitinozoa and biostratigraphy of the Parnaíba and Jatobá Basins, northeastern Brazil. *Palaeontographica Abt. B*, 272: 1-50.
- GUTIERREZ ELORZA, M. (1970). Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (prov. de Huelva y Badajoz). *Publ. de la J.E.N.*, 224 IEN/I1: 170 pp.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1982). Descubrimiento de nuevos niveles con Graptolitos ordovícicos en la unidad "Pizarras con Didymograptus" -SCHNEIDER 1939-(Prov. Huelva, SW. de España). *Comun. Serv. Geol. Port.*, 68(2): 241-246.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; LENZ, A. C.; ROBARDET, M. y PIÇARRA, J. M. (1996). Wenlock-Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from the southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33: 656-663.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I. y ROBARDET, M. (1984). Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el Sinclinal del Valle (provincia de Sevilla, SO de España). *Memórias e Notícias*, Univ. Coimbra, 97: 12-37.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. y ROBARDET, M. (2004). Estratigrafía de la Zona de Ossa-Morena. La evolución paleozoica. Sucesión preorogénica: Ordovícico-Silúrico-Devónico inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 170-172.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; ROBARDET, M. y PIÇARRA, J.M. (1998). Silurian Stratigraphy and Paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) y 1998 Field Meeting , IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy (J.C. Gutiérrez Marco y I. Rábano. Eds.) *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 13-44.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; ROBARDET, M.; RÁBANO, I.; SARMIENTO, G.N.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; HERRANZ ARAUJO, P. y PIEREN PIDAL, A.P. (2002). Ordovician. In: GIBBONS, W. y MORENO, M.T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 31-49.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle untersuchungen des "Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena). *N. Ib Geol. Paliiont. Abh.*, 1, 138-148.
- HAMET, J. y DELCEY, R. (1971). Age, synchronisme et affiliation des roches rhyolitiques de la province pyrito-cuprifère de Baixo Alentejo (Portugal): mesures isotopiques par la méthode Rb87/Sr87. *CR Acad. Sci. France*. 272-D: 2143-2146
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A. y TINDLE, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: *Collision tectonics* (M.P. Coward y A.B. Reis, Eds.), *Geol. Soc. (London), Sp. Publ.*, 19: 67-81.

- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82(3-4): 359-370.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1932). Nota sobre los fósiles paleozoicos del Arroyo del Valle. *Rev. Minera, Metalúrgica y de Ingeniería*, 83: 325.
- HOYMAN, K. H. y KRAMM, U. (1999). Genetic relationship of basic, intermediate and acid magmatic rocks of the South Iberian Shear Zone, southern Spain: A Nd-Sr isotope study. *EUG 10. Strasbourg. Jour. Conf. Abstracts*, 4:294.
- HOYMANN, K.H.; KRAMM, U., GIESE, U. y WALTER, R. (1994). Synkinematic magmatism of Lower Carboniferous age in a transpressional setting (Aracena metamorphic belt, SW Spain); geochronological constraints. En: 10. *Rundgespräch Geodynamic des Europaischen Variszikums*; 1, Symp. Permokarbone Magmatite (V. von Seckendorff, Ed.), Bayer Geoinst, Bayreuth, Germany, 33-34.
- IRVINE, T.M. y BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Com. Journal Earth Sci.* 8: 523-548.
- JAEGER, H. y ROBARDET, M. (1979). Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *Géobios*, 12: 687-714.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1974). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, a escala 1:1.000.000. IGME
- JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F.J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Coord.), IGME, Madrid, 612-630.
- KRAMM, U.; GIESE, D.; ZHURAVLEV, D. y WALTER, R. (1991). Isotope equilibration of magmatic and metamorphic rocks of the Aracena Metamorphic Belt. In: *XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular*, Univ. de Sevilla, Huelva, España.
- LAKE, P.A. (1991). *The Biostratigraphy and structure of the Pulo do Lobo Domain and Iberian Pyrite Belt Domain within Huelva province, Southwest Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Southampton, 324 p.
- LAKE, P.A. ; OSWIN, W.M. y MARSHALL, J.E.A. (1988). A palynological approach to terrane analysis in the South Portuguese Zone. *Trabajos de Geología*, Univ. De Oviedo, 17 : 125-131.
- LÉCOLLE, M. (1977). *La ceinture sud-ibérique: un exemple de province à amas sulfurés volcano-sédimentaires (tectonique, métamorphisme, stratigraphie, volcanisme, paléogéographie et métallogenie)*. Un-published Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 609 pp.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W. y YOUZHI, G. (1997). Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of

the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*, 68: 219-246.

- LEISTEL, J.M.; MARCOUX, E. y DESCHAMPS, Y. (1998a). Chert in the Iberian Pyrite Belt. Iberian Pyrite Belt Thematic Issue. E. Marcoux y J.M. Leistel (eds). *Mineralium Deposita*, 33(1-2): 58-81.
- LEISTEL, J.M.; MARCOUX, E.; DESCHAMPS, Y. y JOUBERT, M. (1998b). Antithetic behaviour of gold in the volcanogenic massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33: 82-97.
- LEISTEL, J.M.; MARCOUX, E.; THIÉBLEMONT, D.; QUESADA, C.; SÁNCHEZ, A.; ALMODÓVAR, G.R.; PASCUAL, E. y SÁEZ, R. (1998c). The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33: 2-30.
- LEYVA, F. (1999). Informe estratigráfico del Proyecto "Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas". Junta de Andalucía.
- LEYVA, F.; MATAS, J.; DÍEZ MONTES, A. y MARTÍN PARRA, L.M. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Gibraleón (981)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- LILLO RAMOS, J. y LÓPEZ SOPEÑA, F. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Aznalcóllar (961)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- LILLO RAMOS, J.; LÓPEZ SOPEÑA, F. y OLMO ZAMORA, P. del (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *San Lúcar la Mayor (983)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- LINNEMANN, U.; PEREIRA, F.; JEFFRIES, T.E.; DROST, K y GERDES, A. (2008). The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, 461: 21–43.
- LIÑÁN, E. (1974). Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba. *Acta Geol. Hisp.*, 9: 15-20.
- LIÑÁN, E. (1978). *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral, Univ. Granada: 212 pp.
- LIÑÁN, E. y GÁMEZ VINTANED, J.A. (1993). Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bull., Soc., Géol., France*, 164: 831-842.
- LIÑÁN, E. y MERGL, M. (1984). Lower Cambrian Brachiopods of Sierra Morena, SW Spain. *Bol. R. Soc., Esp., Hist. Nat. (Geol)*, 80: 207-220.
- LIÑÁN, E.; MORENO-EIRIS, E.; PEREJÓN, A. y SCHMITT, M. (1982). Fossils from the basal levels of the Pedroche Formation, Lower Cambrian (Sierra Morena, Córdoba, Spain). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 79: 277-286.

- LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1983). Aportaciones micropaleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69(2): 227-234.
- LIÑÁN, E. y QUESADA, C. (1990). Stratigraphy: Rift Phase (Cambrian). En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dalmeyer y E. Martínez García Eds.), Springer-Verlag, ,259-271.
- LIÑÁN, E. y SDZUY, K. (1978). A trilobite from the Lower Cambrian of Córdoba (Spain) and its stratigraphical significance. *Senckenbergiana Lethaea*, 59: 387-399.
- LISTER, G.S. y SNOKE, A.W. (1984). S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 617-638.
- LOPES, L. (2003). *Contribuição para o conhecimento tectono-estratigráfico do Nordeste Alentejano. Transversal Terena-Elvas*. Tese de doutoramento, Universidade de Évora. 568 pp.
- LOPES, G.; PEREIRA, Z.; FERNANDES, P.; PIÇARRA, J.M. y OLIVEIRA, J.T. (2009). Silurian to Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal preliminary results. En : *CIMP Faro'09. II Joint Meeting of Spores/Pollen and Acritarch Subcommissions. Abstracts* (P. Fernandes, Z. Pereira, J.T. Oliveira, G. Clayton and R. Wicander, Eds.): 63-68.
- LOTZE, F. (1945). Ernigie problem der Iberischen Meseta. *Geot. Fors. Cuad.* 6: 1-12 Berlin.
- LOVE, L.G. (1960). Assemblages of small spores from the Lower Oil- Shale Group of Scotland. *Proceedings of Royal Society of Edinburgh*, 67: 99-126.
- LOWE, D.R. (1982). Sediment gravity flows: II Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal Sediment. Petrol.*, 52: 279-297.
- MANTERO, E.M.; ALONSO CHAVES, F.M.; GARCÍA NAVARRO, E. y AZOR, A. (2011). Tectonic style and structural analysis of the Puebla de Guzmán Antiform (Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone, SW Spain). From: Poblet, J. y Lisle, R. J. (eds) *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. Geol. Soc., London, Special Publications*, 349: 203-222.
- MANTERO, E.M^a.; ALONSO CHAVES, F.M. y AZOR, A. (2003). El abanico imbricado de Valverde del Camino (parte meridional de la Zona Sudportuguesa, Huelva). *Geogaceta*, 34: 175-178.
- MANTERO, E.M^a.; ALONSO CHAVES, F.M. y AZOR, A. (2006). Geometría y Cinemática de un Sistema Imbricado de Cabalgamientos en la Faja Pirítica Ibérica (Zona Sudportuguesa). *Geogaceta* , 39: 47-50.
- MANTERO, E.M^a.; GARCÍA NAVARRO, E. y ALONSO-CHAVES, F.M. (2004). Pliegues de propagación de falla transportados en la zona frontal de un cabalgamiento de la Faja Pirítica Ibérica (San Bartolomé de la Torre, Huelva). *Geo-Temas*, 6(3): 85-88.
- MANTERO, E.M^a.; GARCÍA NAVARRO, E.; ALONSO-CHAVES, F.M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. y AZOR, A. (2007). La Zona Sudportuguesa: propuesta para la división de un bloque continental en dominios. *Geogaceta*, 43: 27-30.

- MARTI, J.; MITJAVILA, J.; SORIANO, C. y VILADEVALL, M. (1994). Proyecto de Investigación Fundació Bosch i Gimpera-ITGE, sobre la reconstrucción paleogeográfica y volcanológica de la Faja Pirítica del SW de España. 51pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. y RIVAS PONCE, A. (1973). Mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 940 (Castilblanco de los Arroyos). IGME
- MARTÍNEZ, A.; YUSTA, I. y VELASCO, F. (2002). Condiciones del metamorfismo en el sector de Calañas-Valverde del Camino, Faja Pirítica Ibérica. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 25A: 55-56.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1990a). Un modelo no cilíndrico de emplazamiento de los terrenos alóctonos del cinturón hercínico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 47-60.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1990b). A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian Belt of Western Europe. *Tectonophysics*, 179: 253-272
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; RUBIO PASCUAL, F.J.; ABATI, J. y MARQUÍNEZ, J. (1996). Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15, 106–121
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; GARCÍA MALLO, J.; LERET, G.; SERRANO, A. y SUÁREZ, J. (1.984). Modelo tectosedimentario del bajo Guadalquivir. *I Congreso Geológico de España*. Segovia. 1. pp. 199-212.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997). *Estructura del Borde Meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, publicada en 2002 en Lab. Xeol. Laxe, *Nova Terra*, 18: 1-295.
- MARTINEZ POZA, A.I.; MARTINEZ POYATOS, D.J.; SIMANCAS CABRERA, J.F. y AZOR PEREZ, A. (2012). La estructura varisca de la Unidad del Pulo do Lobo (SO del Macizo Ibérico) en las transversales de Aroche y Rosal de la Frontera (Huelva). *Geogaceta*, 52: 115-118.
- MATA, J. y MUNHÁ, J. (1986). Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba-Elvas Domain (Ossa-Morena Zone). *Maleo*, 2: 13:27.
- MATA, J. y MUNHÁ, J. (1990). Magmatogénese de Metavulcanitos Câmbricos do Nordeste Alentejano: os stádios iniciais de *rifting* continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76: 61-89.
- MATA, J; RIBEIRO, L. y PIÇARRA, J. (1993). S. Marcos do Campo volcanic complex: Geochemical evidence for a volcanic arc in the Ossa-Morena Zone (Odovician?). *Terra Abstracts Supp. nº 6, Terra Nova*, 5, pp. 2.
- MATAS, J.; DÍEZ MONTES, A.; LEYVA, F. y MARTÍN PARRA, L.M. (1999).- Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Nerva (938)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible *on line* (www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)

- MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (inédito). Anexo Revisión de sondeos. Asesoramiento hidrogeológico a la dirección técnica del Preoyecto de abastecimiento al sistema de la Sierra de Huelva (Huelva).
- MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (1999b). Informe Estructural del Proyecto Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Piritica y áreas aledañas. Junta de Andalucía (inédito).
- MATAS, J.; LEYVA, F.; EGUÍLUZ, L.; DÍEZ, A. y APRAIZ, A. (en prensa). Hoja y Memoria de *Constantina (920)* del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA), 2ª edición. IGME. Realizada en 1997.
- MATEUS, A.; JESUS, A.P.; OLIVEIRA, V.; GONÇALVES, M.A. y ROSA, C. (2001). Vanadiferous iron–titanium ores in Gabbroic Series of the Beja Igneous Complex (Odivelas, Portugal): remarks on their possible economic interest. *Estud. Notas Trab. Inst. Geol. Min.*, 43:3–16.
- MAYORAL ALFARO, E.J. (1986). *Tafonomía y paleoecología del Plioceno de Huelva – Bonares*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Sevilla. 599 pp.
- MAYORAL, E. y PENDÓN, J.G. (1986).- Icnofacies y sedimentación en zonas costeras. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.*, 21-22: 507-513.
- MELO, J. H. G. (2002). *Revisão da biocronoestratigrafia de miósporos do Devoniano Carbonífero Inferior da Bacia do Amazonas e correlação com outras bacias paleozóicas brasileiras*. Unpublished Ph.D Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 124 pp. + appendices; Rio de Janeiro.
- METTE, W. (1989). Acritarchs from the Lower Paleozoic Rocks of western Sierra Morena, SW-Spain and biostratigraphic results. *Geologica et Palaeontologica*, 23: 1-19.
- MIAL, A.D. (1.982). *Principles of Sedimentary Bosin Analysis*. Springer-Verlag.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1985). *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London.
- MIDDLETON, G.V. y HAMPTON, M.A. (1976). Subaqueous sediment and deposition by sediment gravity flows. In: *Marine sediment transport and environmental management*. Stanley y Swinft (Eds.), 197-218. Wiley.
- MISCH, P. (1965). Radial epidote glomeroblasts formed under conditions of synkinematic metamorphism – A new mechanism of collective crystalloblastesis. *Geol. Rundsch.* 54, 944-956.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. y THOMPSON, S. (1.977). The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: *Seimic Stratigraphy Applications to Hidrocarbon Exploration*. CH. E. Payton Ed. *AAPG Memoire.*, 26: 53-62.
- MITJAVILA, J.; MARTÍ, J. y SORIANO, C. (1997). Magmatic Evolution and Tectonic Setting of the Iberian Pyrite Belt Volcanism. *J. Petrol.*, 38(6): 727-755.

- MIYASHIRO, A. (1973). *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Ed. George Allen y Unwin, Ltd., London: 1-492.
- MIYASHIRO, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274: 321–355.
- MOITA, P.; MUNHÁ, J.; FONSECA, P.E.; PEDRO, J.; TASSINARI, C.C.G.; ARAÚJO, A. y PALÁCIOS, T. (2005). Phase equilibria and geochronology of Ossa–Morena eclogites. XIV Semana de Geoquímica — VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, Portugal, pp. 463–466 (*Extended Abstract*).
- MOITA, P.; LEAL, N.; ROSAS, F.; FONSECA, P. y MUNHÁ, J. (1995). Eventos metamórficos de alta pressão na região de Alvito-Viana do Alentejo (SW da Zona de Ossa-Morena). XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoico-Cámbrica en la Península Ibérica. *Comunicaciones*: 121.
- MONTERO, P.; SALMAN, K.; ZINGER, T. y BEA, F. (1999). Rb-Sr and single-zircon grain $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ chronology of the Monesterio granodiorite and related migmatites. Evidence of Late Cambrian melting event in the Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. *Estudios Geológicos*, 55: 3-8.
- MONTERO, P.; SALMAN, K.; BEA, F.; AZOR, A.; EXPOSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ-POYATOS, D. y SIMANCAS, F. (2000). New data on the geochronology of the Ossa-Morena Zone, Iberian Massif. In: *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, *Program and Abstracts*: 136-138.
- MORALES, J.A.; BORREGO, J.; JIMÉNEZ, I.; MONTERDE, J. y GIL, N. (2001). Morphostratigraphy of an ebb-tidal delta system associated with a large spit in the Piedras Estuary mouth (Huelva Coast, Southwestern Spain). *Marine Geology*. 172: 225-241.
- MORALES, J.A.; PENDÓN, J.G.; JIMÉNEZ, I.; LÓPEZ, M. y BORREGO, J. (1997). Dominios y facies deposicionales estuarinos de la desembocadura del Río Tinto (Huelva, España). *Geogaceta*. 21: 167-170.
- MORENO, C. y CANTANO, M. (1993). The fluvial plain sedimentary features of the Guadalquivir river at the Cartuja of Seville Monastery area. *Cuaternario y Geomorfología*, 7: 57-65.
- MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (2004). Zona Sudportuguesa. Estratigrafía. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 201-205.
- MORENO, C.; GONZÁLEZ, F.; SAEZ, R. y SIERRA, S. (2003). Inicio del vulcanismo en el sector de Calañas (Faja Pirítica Ibérica). Caracterización y datación. *Geogaceta*, 33: 59-62.
- MORENO, C. y SAEZ, R. (1989). Petrología y procedencia de las areniscas del Culm de la parte occidental de la Faja Pirítica Española (Zona Surportuguesa). *Bol. Geol. Min.*, 100(1): 134-147.
- MORENO, C. y SAEZ, R. (1990). Sedimentación marina somera en el devónico del anticlinorio de Puebla de Guzmán, Faja Pirítica Ibérica. *Geogaceta*, 8: 62-64

- MORENO, C. y SEQUEIROS, L. (1989). The basal slate formation Iberian Pyrite Belt (South Portuguese zone): early carboniferous bituminous deposits. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeo.*, 3-4,: 233-241.
- MORENO, C.; SIERRA, S. y GONZÁLEZ, F. (2010). Formación Los Canchales (Cuenca Pérmica del Viar, SO de España). Propuesta de definición formal. *Rev. Soc. Geol. España*, 23 (1-2): 3-8.
- MORENO, C.; SIERRA, S. y SAEZ, R. (1995). Mega-debris flows en el tránsito Devónico-Carbonífero de la Faja Pirítica Ibérica. *Geogaceta*, 17:9-11.
- MORENO, C.; SIERRA, S. y SAEZ, R. (1996). Evidence for catastrophism at the Famennian-Dinantian boundary in the Iberian Pyrite Belt. From: Strogon, P., Somerville, I.D. y Jones, G.LI. (eds). Recent Advances in Lower Carboniferous Geology. *Geol. Soc. Special Publication*, 107: 153-162.
- MORENO-EIRIS, E. (1987). Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. *Bol. Geol. Min., Pub. Esp.* 1-27.
- MUNHÁ, J. (1983). Hercynian Magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *Mem. Serv. Geol. Portugal* 29: 39-81.
- MUNHÁ, J. (1990). Part VI: South Portuguese Zone. Metamorphic Evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone. In: DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 363-368.
- MUNHÁ, J. (1983). Hercynian magmatism in the Iberian pyrite. In: Lemos de Sousa, L.; Oliveira, J.T. (eds.). The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Port.*, 29: 39-81.
- MUNHÁ, J. (1983a). Low-grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69:3-35.
- MUNHÁ, J. y KERRICH, R. (1981). High temperature (>400°C) equilibrium of marine water with ocean floor: evidence from 18O enriched fluids of the Iberian Pyrite Belt. *EOS*, 63: 142.
- MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J.V.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J.T.; QUESADA, C. y KERRICH, R. (1986). Beja-Acebuches ophiolite: characterisation and geodynamic significance. *II Congr.Nacion. Geol.* 29 Sept-2 Oct., 1986. Univ. Lisboa, abstr., *Maleo Bol. Inform. Soc. Geol. Portugal*, 2-13:31.
- MUÑIZ, F. y MAYORAL, E. (1996). Características paleoambientales de las "facies de tránsito" (Plioceno inferior) en el sector NO de la Cuenca del Guadalquivir (Albaida del Aljarafe, Sevilla, España). *Geogaceta*, 20(1): 207-208.
- MUTTI, E. (1992). *Turbidite sandstones*. AGIP-Istituto di Geologia Università di Parma, San Donato Milanese: 275 pp.
- NAVARRO SEGURA, L. y RAMIREZ COPEIRO, J. (1977). Estudio estructural de la mina María Luisa, La Nava (Huelva, España). *Industria Minera*, nº 177.
- NAVARRO, D. y RAMÍREZ, J. (1982). Mapa y memoria explicativa de la Hoja de *Nerva (938)* del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª Serie), IGME, Madrid.

- NESBITT, R.W.; PASCUAL, E.; FANNING, C.M.; TOSCANO, M.; SÁEZ, R. y ALMODÓVAR, G.R. (1999). U-Pb dating of stockwork zircons from the eastern Iberian Pyrite Belt. *J. Geol. Soc., London*, 156: 7-10.
- NEVES, R. y BELT, E.S. (1971). Some observations on Namurian and Visean spores from Nova Scotia, Britain and northern Spain. *C. R. 6th. Cong. Avanc. Etud. Stratigr. Geol. Carb.*, (Sheffield, 1967), III: 1233-1247.
- OCHSNER, A. (1993). *U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic – Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny*. Ph. D. Thesis, ETH Zurich: 249 p.
- OCZLON, M. (1989). *Fazies und Fauna im Silur und Devon des "Valle" (Provinz Sevilla, SW-Spanien)*. Diplomarbeit Geologische-Paläontologischen Institut Universität Heidelberg, 86 p. (no publicada).
- ODRIOZOLA FERNÁNDEZ, J.M.; PEÓN PELÁEZ, A.; VARGAS ALONSO, I.; QUESADA OCHOA, C. y CUETO, L.A. (1983). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA); *Hoja nº 854 (Zafra)*. I.G.M.E.
- OLIVEIRA, J.T. (1983). The marine carboniferous of South Portugal. A stratigraphic and sedimentological approach. In: Lemos de Sousa, L.; Oliveira, J.T. (eds.) *The Carboniferous of Portugal*. *Serv. Geol. Port.* 29: 3-37.
- OLIVEIRA, J.T. (1990). South Portuguese Zone: (1) Introduction of Stratigraphy and synsedimentary tectonism. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (eds.) *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. New York, pp. 334-347.
- OLIVEIRA, J.T.; CUNHA, T.H.; STREEL, M. y VANGUESTRAINE, M. (1986a). Dating the Horta da Torre formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71 (1/2): 129-135.
- OLIVEIRA, J.T.; GARCÍA ALCALDE, J.C.; LIÑÁN, E. y TRUYOLS, J. (1986). The Famennian of the Iberian Peninsula. *Ann. Soc. Geol. Bélgica*, 109: 159-174.
- OLIVEIRA, J.T.; HORN, M. y PAPROTH, E. (1979). Preliminary note on stratigraphy of the Baixo Alentejo flysch group. Carboniferous of southern Portugal and on the paleogeographic development compared to corresponding units in NW Germany. *Com. Serv. Geol. Port.*, 65: 151-168.
- OLIVEIRA, J.T.; OLIVEIRA, V. y PIÇARRA, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 77: 3-26.
- OLIVEIRA, J.T.; OLIVEIRA, V. y PIÇARRA, J.M. (1991b). Traços gerais da evolução tectonoestratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 221-250.

- OLIVEIRA, J.T.; PEREIRA, Z.; CARVALHO, P.; PACHECO, N. y KORN, D. (2004). Stratigraphy of the tectonically imbricated lithological succession of the Neves Corvo mine area, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *Mineralium Deposita*, 39: 422–436.
- OLIVEIRA, J.T.; PEREIRA, Z.; MATOS, J. y FERNANDES, P. (2007a). Palynostratigraphic research in the South Portuguese Zone: the Santa Iria, Mina de São Domingos mine and Azenhas (Guadiana River) Sections. *In: Palynostratigraphic contributions to the understanding Ossa Morena and South Portuguese Zone Geology, Portugal*. CMIP Lisbon'07. Joint Meeting of Spores/Pollen and acritarch Subcommissions. Post meeting Field-trip, 27-28 September 2007: 23-39.
- OLIVEIRA, J.T.; PEREIRA, Z. y PIÇARRA, J.M. (2007b). Palynostratigraphy of the Lower Devonian Succession, Barrancos Region, Ossa Morena Zone. *In: Palynostratigraphic contributions to the understanding Ossa Morena and South Portuguese Zone Geology, Portugal*. CMIP Lisbon'07. Joint Meeting of Spores/Pollen and acritarch Subcommissions. Post meeting Field-trip, 27-28 September 2007: 13-22.
- OLIVEIRA, J.T.; PEREIRA, Z.; ROSA, C.; ROSA, D. y MATOS, J. (2005). Recent advances in the study of the stratigraphy and the magmatism of the Iberian Pyrite Belt, Portugal. *In: Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., Rosenbaum, G. (Eds.). The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition 19/9: 1441-8142.*
- OLIVEIRA, J.T. y QUESADA, C. (1998). A comparison of stratigraphy, structure and paleogeography of the South Portuguese Zone and Southwest England, European Variscides. *Annual Conference of the Ussher Society, Geoscience in south-west England*, 9: 141-150.
- OLIVEIRA, J.T.; RELVAS, J.M.R.S.; PEREIRA, Z.; MATOS, J.X.; ROSA, C.J.; ROSA, D.; MUNHÁ, J.M.; JORGE, R.C.G.S. y PINTO, A.M.M. (2006). O Complejo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: estratigrafia, vulcanismo, mineralizações associadas e evolução tectono-estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. Em: *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, Editores). Univ.Évora, Évora: 207-243.
- OLIVEIRA, J.T. y WAGNER-GENTIS, C.H.T. (1983). The Mértola and Mira Formation boundary between Dugueno and Almada de Ouro, marine Carboniferous of south Portugal. *En: Contributions to the Carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula* (M.J. Lemos de Sousa, Ed.), Univ. Porto, 1-39.
- OLIVEIRA, V. y PIÇARRA, J.M. (1986). Litoestratigrafía do Anticlinório Moura-Ficalho (Zona de Ossa-Morena). *Maleo*, 2: 13-33.
- OLMO ZAMORA, P. del; COELLO MONROY, J. y LÓPEZ SOPEÑA, F. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *La Palma del Condado (982)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible on line
(www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)
- ONÉZIME, J.; CHARVET, J.; FAURE, M.; CHAUVET, A. y PANIS, D. (2002). Structural evolution of the southernmost segment of the West European Variscides: the South Portuguese Zone (SW Iberia). *J. Struct. Geol.*, 24: 451-468.

- ORDÓÑEZ CASADO, B. (1998). *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa-Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone*. Ph. D. Thesis, ETH Zurich: 235 p.
- ORDÓÑEZ CASADO, B.; MARTÍN IZARD, A. y GARCÍA NIETO, J. (2008). SHRIMP-zircon U–Pb dating of the Ni–Cu–PGE mineralized Aguablanca gabbro and Santa Olalla granodiorite: Confirmation of an Early Carboniferous metallogenic epoch in the Variscan Massif of the Iberian Peninsula. *Ore Geology Reviews*, 34: 343–353.
- PALME, H. y O’NEILL, H.S.C. (2004). Cosmochemical estimates of mantle composition. In: *Treatise on Geochemistry, Volume 2: The mantle and core* (Carlson, R.W., ed. and Holland, H.D. y Turekian, K.K., exec. eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-38.
- PARGA PONDAL, I.; PARGA PEINADOR, J.R.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1982). Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico escala 1:500.000. *Publ. Área Xeol. Min. Seminario de Estudos Galegos*, Edicios do Castro, A Coruña.
- PASTOR GONZÁLEZ, F. y LEYVA CABELLO (1.976a). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 10-41 (1000). *Moguer*. MAGNA-IGME.
- PASTOR GONZÁLEZ, F. y LEYVA CABELLO, F. (1.976b). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 10-42 (1017). *El Abalario*. MAGNA-IGME.
- PEACOCK, S.M. (1993). The importance of blueschist–eclogite dehydration reactions in subducting crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105, 684–694.
- PEARCE, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525-548.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. y TINDLE, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- PEARCE, J.A. y NORRY, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- PEDRO, J.; ARAUJO, A.; FONSECA, P. y MUNHÁ, J. (2005). Sequências ofiolíticas internas da zona de Ossa-Morena: implicações geodinâmicas na evolução da Cadeia Varisca Ibérica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 30: 235-258.
- PEDRO, J.; ARAUJO, A.; FONSECA, P.; TASSINARI, C. y RIBEIRO, A. (2010). Geochemistry and U–Pb zircon age of the internal Ossa-Morena Zone ophiolite sequences: a remnant of Rheic ocean in SW Iberia. *Ofioliti*, 35 (2): 117-130.
- PENDÓN, J.G. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1987). Caracteres sedimentológicos y geomorfológicos del alto nivel aluvial cuaternario en el litoral de Huelva. *Acta Geol. Hisp.* 21-22: 107-11.

- PERDIGÃO, J.C.; OLIVEIRA, J.T. y RIBEIRO, A. (1982). Noticia Explicativa da folha 44-B (Barrancos) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- PEREIRA, M.F.; CHICHORRO, M.; WILLIAMS, I.S. y SILVA, J.B. (2008). Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a palaeogeographical link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African Craton. In: Emmih, N., Liégeois, J.P. (Eds.) *The boundaries of the West African Craton*, London, *Geological Society Special Publication*, 297, 385-408.
- PEREIRA, M.F.; CHICHORRO, M.; WILLIAMS, I.S.; SILVA, J.B.; FERNANDEZ, C.; DIAZ AZPIROZ, M.; APRAIZ, A. y CASTRO, A. (2009). Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 327: 215-237.
- PEREIRA, M.F.; SILVA, J.B.; CHICHORRO, M.; MOITA, P.; SANTOS, J.F.; APRAIZ, A. y RIBEIRO, C. (2007). Crustal growth and deformational processes in the Northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberia, Portugal). In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.). *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian–Cadmian Active Margin to Alleghenian–Variscan Collision*. Special Paper, vol. 423. Geological Society of America.
- PEREIRA, M.F.; SOLÁ, R.; CHICHORRO, M.; LOPES, L.; GERDES, A. y SILVA, J.B. (2012a). North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U-Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22: 866-881.
- PEREIRA, Z.; FERNANDES, P. y OLIVEIRA, J.T. (2006a). Palinoestratigrafía do Dominio Pulo do Lobo, Zona Sul Portuguesa. *VII Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz, Universidade de Évora, Portugal.
- PEREIRA, Z.; MATOS, J.; FERNANDES, P. y OLIVEIRA, J.T. (2008). Palynostratigraphy and systematic palynology of the Devonian and Carboniferous successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Memorias Geológicas do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação*, 34: 181 pp.
- PEREIRA, Z.; MATOS, J.; FERNANDES, P.; JORGE, R. y OLIVEIRA, J.T. (2009). New lower Givetian age miospores of the Phyllite Quartzite Group (São Francisco da Serra anticline, Iberian Pyrite Belt - Portugal). In: Fernandes, P.; Pereira, Z.; Oliveira, J.T.; Clayton, G. y Wicander, R. (eds.). *CIMP Faro'09 Abstracts*: 75-78.
- PEREIRA, Z.; OLIVEIRA, V. y OLIVEIRA, J.T. (2006c). Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139: 227–240
- PEREIRA, Z.; PACHECO, N. y OLIVEIRA, J. (2004). A case of applied palynology: dating the litological succession of the Neves-Corvo mine, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *XVth International Congress Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht. Abstract Book*: 397-401.

- PEREIRA, Z.; PACHECO, N. y OLIVEIRA, J. (2006b). A case of applied palynology: dating the litological succession of the Neves-Corvo mine, Iberian Pyrite Belt, Portugal. Wong, Th. E. (Ed.): *Proceedings of the XVth ICCP Stratigraphy. R.D. Academy Art and Sciences*.
- PEREIRA, Z.; PIÇARRA, J. M. y OLIVEIRA, J. T. (1998). Palinomorfos do Devónico inferior da região de Barrancos (Zona de Ossa Morena). Actas do V Congresso Nacional de Geologia, *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84: A 18-21.
- PEREIRA, Z.; PIÇARRA, J.M. y OLIVEIRA, J.T. (1999). Lower Devonian palynomorphs from the Barrancos region, Ossa Morena Zone, Portugal. *Boll. Soc. Paleontologica Italiana*, 38(2-3): 239-245.
- PEREIRA, Z.; SAEZ, R.; PONS, J.M.; OLIVEIRA, J.T. y MORENO, C. (1996). Edad devónica (Struniense) de las mineralizaciones de Aznalcóllar (Faja Pirítica Ibérica) en base a palinología. *Geogaceta*, 20(7): 1609-1612.
- PEREJÓN, A. (1977). Arqueociatos con túmulos en el Cámbrico Inferior de Córdoba (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.*, 33: 545-555.
- PEREJÓN, A. (1989). Arqueociatos del Ovetiense en la sección del Arroyo Pedroche. Sierra de Córdoba, España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 84: 143-247.
- PEREJÓN, A. y MORENO EIRIS, E. (1992). Paleozoico inferior de Ossa-Morena. En: *Paleozoico inferior de Ibero-América* (J.C.Gutierrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano, Eds.). Universidad de Extremadura: 557-565.
- PEREJÓN, A.; LIÑÁN, E. y QUESADA, C. (2004). Zona de Ossa-Morena. La evolución paleozoica. Sucesión preorogénica. Cámbrico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 166-169.
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, J.F. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004). La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 21-25.
- PFEFFERKORN, H.W. (1968). Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo), Portugal. Ph. D. Thesis. Munster. *Fosch. Geol. Palaont.*, 9: 2-143.
- PIÇARRA, J.M. (1991). Descoberta de Graptólitos silúricos em lidos da Formação dos "Xistos de Moura", Maciço de Évora-Beja: Implicações tectono-estratigráficas. *11 Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular*. Aracena-Beja (Huelva): 34-35.
- PIÇARRA, J. M. (1997). Nota sobre a descoberta de graptólitos do Devónico inferior na Formação de Terena, em Barrancos (Zona de Ossa Morena). In: A. V. Araújo, M. F. Pereira (eds.) *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de homenagem ao Professor Francisco Gonçalves, Universidade de Évora: 27-36.
- PIÇARRA, J.M. (1998). First Devonian graptolites from Portugal. Proceedings 6th Int. Graptolite Conference (GWG-IPA) y 1998 Field Meeting (J.C. Gutiérrez-Marco y I. Rábano, eds.).- *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 242-243.

- PIÇARRA, J.M. (2000). *Estudo estratigráfico do sector de Estremoz–Barrancos, Zona de Ossa–Morena, Portugal*. Ph. D. Thesis, Univ. Évora, Portugal, vol.1, 95 p.; vol. 2, 173 p. (iné dita).
- PIÇARRA, J.M.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; LENZ, A.C. y ROBARDET, M. (1998). Pridoli graptolites from the Iberian Peninsula: a review of previous data and new records. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 65-75.
- PIÇARRA, J.M.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; OLIVEIRA, J.T.; ROBARDET, M. y JAEGER, H. (1992). Bioestratigrafía do Silurico da Zona de Ossa Morena (Portugal-Espanha): revisão crítica dos dados existentes. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 1: 118-119.
- PIÇARRA, J. M.; PEREIRA, Z. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (2011). Ordovician graptolites and acritarchs from the Barrancos Region (Ossa-Morena Zone, South Portugal). In: J.C. Gutierrez Marco, I. Rábano y D. García Bellido (eds), *Ordovician of the World. Cuad. Museo Geomin.*, 14: 429-439.
- PIÇARRA, J. M.; PEREIRA, Z. y OLIVEIRA, J. T. (1998b). Novos dados sobre a idade da sucessão Silúrico-Devónica do Sinclinal de Terena, na região de Barrancos: Implicações geodinâmicas. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 84: 15-18.
- PILLOLA, G.L. (1993). The Lower Cambrian trilobite *Bigotina* and allied genera. *Palaeontology*, 36: 855-881.
- PIN, C.; FONSECA, P.E.; PAQUETTE, J.L.; CASTRO, P. y MATTE, Ph. (2008). The ca. 350 Ma Beja Igneous Complex: A record of transcurrent slab break-off in the Southern Iberia Variscan Belt? *Tectonophysics*, 461: 356-377.
- PIN, C.; PAQUETTE, J.L. y FONSECA, P. (1999). 350 Ma (U-Pb zircon) igneous emplacement age and Sr-Nd isotopic study of the Beja gabbroic complex (S Portugal). *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular* (International Meeting on Cadomian Orogens). *Extended Abstracts*: 219-222.
- PIÑA, R. (2006). *El yacimiento de Ni-Cu-EGP de Aguablanca (Badajoz): Caracterización y modelización metalogenética*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 254 p.
- PIÑA, R.; ROMEO, I.; ORTEGA, L.; LUNAR, R.; CAPOTE, R.; GERVILLA, F.; TEJERO, R. y QUESADA, C. (2010). Origin and emplacement of the Aguablanca magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, SW Iberia: A multidisciplinary approach. *G.S.A. Bulletin*, 22: 915-925.
- PONCE, C.; SIMANCAS, F.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BOOTH-REA, G. y EXPÓSITO, I. (2011). Deciphering the Early Variscan Collisional History of SW Iberia Through Quartz Microfabric in the Moura-Cubito Schists. In: Aredén D.G.A.M. y Johnson, S.E. (eds) *The Interrelationship Between Deformation and Metamorphism. Abstracts Volume*. Univ. Granada: 112-113.
- PONCE, C.; SIMANCAS CABRERA, J.F.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BOOTH REA, G. y EXPÓSITO, I. (en prensa). Kinematics of the Early Variscan deformation in SW Iberia. Enviado a *Tectonics*.

- PONCE, C.; SIMANCAS, J.F.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; BOOTH REA, G. y EXPÓSITO, I. (2012). Metamorphism and kinematics of the early deformation in the Variscan suture of SW Iberia. *J. metamorphic Geol.*, doi:10.1111/j.1525-1314.2012.00988.x
- PORTERO GARCÍA, G. (1997). Mapa geológico de la Hoja de *Sevilla* (984). Memoria inédita. Compañía General de Sondeos (CGS) - Consejería de Trabajo e Industria de la Junta de Andalucía. 62 pp.
- POSTMA, G. (1990). Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: (Albina, C. y Prior, D.B. Eds.) *Coarse-Grained Deltas. Special publication. Blackwell Scientific Publications*, 10: 13-27.
- PRUVOST, P. (1912). Sur la presence de fossiles d'age Dévonien supérieur dans les schistes á Nereites de Sao Domingos. *Comunic. Mem. Serv. Geol.Portugal* (Lisboa), 9, pp.58-68.
- QUESADA, C. (1990). Part V. Ossa Morena Zone. Introduction. In: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín-Heidelberg: 249-251.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA, C. (1992). Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). En: J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura: 173-190.
- QUESADA, C. (1996). Estructura del sector español de la Faja Pirítica: implicaciones para la exploración de yacimientos. *Bol. Geol. Min.*, 107(3-4): 265-278.
- QUESADA, C. (1998). A reappraisal on the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite belt. *Mineralium Deposita*, 33: 31-44.
- QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L.; LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1990b). Ossa-Morena Zone. 2.- Stratigraphy.2.1.- Precambrian. In: DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (Eds.) – *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 252-258.
- QUESADA, C.; BELLIDO, F.; DALLMEYER, R.D.; GIL IBARGUCHI, J.L.; OLIVEIRA, J.T.; PÉREZ ESTAÚN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M. y SILVA, J.B. (1991). Terranes within the Iberian Massif: Correlations with West African sequences. *In*: Dallmeyer, R.D., Lecorché, J.P. (eds.) *The West African Orogens and Circum Atlantic Correlations*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. New York, pp. 267-293.
- QUESADA, C.; CUETO, L. A. y DALLMEYER, R. D. (1989). Nuevas dataciones absolutas en la Zona de Ossa Morena: limitaciones que se imponen a la evolución tectónica de la misma. *XI Reunión Xeoloxía e Minería do NO Peninsular*: 35-36.
- QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1989). Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba belt. South-western Iberia. Massif. *Geol. Soc. Am Annu. Meeting, Abst. Prog.*, 21: A: 227.

- QUESADA, C.; FONSECA, P.E.; MUNHÁ, J.; OLIVEIRA, J.T. y RIBEIRO, A. (1994). The Beja-Acebucho Ophiolite (Southern Iberia Variscan foldbelt): Geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min.*, 105(1): 3-49.
- QUESADA, C. y RIBEIRO, A. (1988). Tectonostratigraphic terrane map of the Iberian Massif. In: R.D.Dallmayer, Eds., Halifax: IGCP Project 233. *Terranes in Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*.
- RACHEBOEUF, P.R. y ROBARDET, M. (1986). Le Pridoli et le Dévonien inférieur de la Zone d'Ossa Morena (Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique). Etude des brachiopodes. *Geologica et Paleontologica*, 20 : 11-37.
- RAMBAUD PÉREZ, F. (1969). El Sinclinal Carbonífero de Rio Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. *Mem. I.G.M.E.*, 71: 229 pp.
- RAMSAY, J.G. (1967). Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, New York, 568 pp.
- REQUENA, A. y FERNÁNDEZ-CALIANI, J.C. (1993). El metamorfismo epizonal del antiformal "Pulo do Lobo" y su relación con el metamorfismo regional de la Faja Pirítica (Macizo Ibérico Meridional). *Com. XII Reun. Geol. Oeste Penins.*, 1: 195-207.
- RIAZA, C. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1996). Depositional model of the Guadalquivir Gulf of Cadiz Tertiary Basin. In: *Tertiary basins of Spain*. Friend, P. and Dabrio, C.J. Eds. Cambridge University Press (In press).
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l'étude tectonique de Tras-Os-Montes oriental. *Serv. Geol. de Portugal, mem. 24 (Nova serie)*, pp. 1-168.
- RIBEIRO, M.L.; MATA, J. y MUNHÁ, J. (1992a). Magmatismo do Paleozoico inferior de Portugal. In: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra, I. Rábano (eds.), *Paleozoico inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura: 377-395.
- RIBEIRO, A.; MUNHÁ, J.; DIAS, R.; MATEUS, A.; PEREIRA, E.; RIBEIRO, L.; FONSECA, P.; ARAUJO, A.; OLIVEIRA, T.; ROMÃO, J.; CHAMINÉ, H.; COKE, C. y PEDRO, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26, TC6009, doi: 10.1029/2006TC002058
- RIBEIRO, M.; MUNHÁ, J.; MATA, J. y PALÁCIOS, T. (1997). Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. In: Araújo, A. And Pereira, M. (Eds.) – *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena*. Uni. Évora, pp. 37-56.
- RIBEIRO, A. y SILVA, J.B. (1983). Structure of the South Portuguese Zone. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29: 83-89.
- ROBARDET, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sudibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 283, série D: 999-1002.
- ROBARDET, M.; GROSS-UFFENORDE, H.; GANDL, J. y RACHEBOEUF, P. R. (1991). Trilobites et Ostracodes du Dévonien inférieur de la Zone d'Ossa Morena (Espagne). *Géobios*, 24: 333-348.

- ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1990). Ossa-Morena Zone. 2.- Stratigraphy. 2.3.- Passive Margin Phase (Ordovician-Silurian-Devonian). In: DALLMEYER, R.D. y MARTÍNEZ GARCIA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 267-272.
- ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (2002). Silurian. In: GIBBONS, W. y MORENO, M.T. (eds). *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 51-66.
- ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (2004). The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30: 73-92.
- ROBARDET, M.; PIÇARRA, J.M. ; STORCH, P.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C. y SARMIENTO, G.N. (1998). Ordovician and Silurian Stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain). Proceedings 6th Int. Graptolite Conference (GWG-IPA) y 1998 Field Meeting (J.C. Gutiérrez-Marco y I. Rábano, eds.).- *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 289-318.
- ROBARDET, M. ; WEYANT, M. ; BRICE, D. y RACHEBOEUF, P. R. (1988). Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur dans le nord de la province de Séville (Espagne). Age et importance de la première phase hercynienne dans la zone d'Ossa Morena. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t. 307, série II: 1091-1095.
- ROCHA, R.; ARAÚJO, A.; BORREGO, J. y FONSECA, P. (2009). Transected folds with opposite patterns in Terena Formation (Ossa Morena Zone, Portugal): anomalous structures resulting from sedimentary basin anisotropies. *Geodinamica Acta*, 22 (4): 157-163.
- ROCHA, R.; PEREIRA, Z. y ARAUJO, A. (2010). Novos dados bioestratigráficos (miosporos) na Formação de Terena - Implicações para a interpretação estrutural (Rio Ardila, Barrancos). VIII Congresso Nacional de Geologia, *e-Terra*, 17 (16): 1(4)-4(4).
- RODAS, M.; LUQUE, F.J.; BARRENECHEA, J.F.; FERNÁNDEZ CALIANI, J.C.; MIRAS, A. y FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, C. (2000). Graphite occurrences in the low pressure/high temperature metamorphic belt of the Sierra de Aracena (southern Iberian Massif). *Mineral Mag.*, 64:801-814.
- RODRÍGUEZ, J.; COSCA, M.A.; GIL IBARGUCHI, J.I. y DALLMEYER, R.D. (2003). Strain partitioning and preservation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica-Tui complex, NW Spain). *Lithos*, 70: 111-139.
- RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R.M. (1999). Informe palinológico del Proyecto Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas. Tomo II: Hojas a escala 1:25.000 de Valdelamusa (937-II), El Cerro de Andévalo (937-IV), Patrás (938-I), Campofrío (938-II), Silos de Calañas (938-III), Nerva (938-IV), Minas del Castillo de las Guardas (939-III), y Hojas a escala 1:50.000 de Castillo de las Guardas (939) y Gibrleón (981). Junta de Andalucía, inédito.
- RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R.M. (2006). Informe palinológico de la muestra n. 12-38-IG-MP-9020 (Faja Pirítica). Para el IGME. Inédito.
- RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, R.M. (2011). Análisis palinológicos de varias muestras de la zona Surportuguesa y Centroibérica. Informe inédito para el IGME.

- RODRÍGUEZ, R.M.; DÍEZ, A.; LEYVA, F.; MATAS, J.; ALMARZA, J. y DONAIRE, M. (2002). Datación palinoestratigráfica del volcanismo en la sección de la Ribera del Jarama (Faja Pirítica Ibérica, Zona Surportuguesa). *Geogaceta*, 32: 247-250.
- ROLDÁN, F.J. (1995). *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada: 259.
- ROLDÁN, F.J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1991). Un ejemplo de cuenca piggyback asociada a la evolución neogena del frente de las Zonas Externas Béticas. *Comunicaciones. I Congreso del Grupo Español del Terciario*. Vic. pp. 297-300.
- ROMARIZ, C. (1963). Graptolitos da calesao de Nery Delgado provimentos de jaxigas espanholas. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc.* 9 (2): 131-141 Lisboa.
- ROMEO BRIONES, I. (2006). *Estudio estructural, gravimétrico y geocronológico del complejo ígneo de Santa Olalla (SO de la Península Ibérica): marco tectónico del yacimiento de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca*. Tesis Univ. Complutense de Madrid: 228 pp.
- ROMEO, I.; CAPOTE, R.; TEJERO, R.; LUNAR, R. y QUESADA, C. (2006a). Magma emplacement in transpression: The Santa Olalla Igneous Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Journal of Structural Geology*, 28: 1821-1834.
- ROMEO, I.; LUNAR, R.; CAPOTE, R.; QUESADA, C.; DUNNING, G.R.; PIÑA, R. y ORTEGA, L. (2006b). U-Pb age constraints on Variscan magmatism and Ni-Cu-PGE metallogeny in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *J. Geol. Soc., London*, 163: 1-9.
- ROSA, C.J.P.; McPHIE, J.; RELVAS, J.M.R.S.; PEREIRA, Z. y PACHECO, N. (2005). Felsic pyroclastic and effusive volcanic facies hosting the Neves-Corvo massive sílfide deposit, Iberian Pyrite Belt, Portugal. In: Mao, J. y Bierlein, F.P. (eds). *Mineral deposits research: meeting the global challenge*, v.I, Proceedings of the 8th Biennial SGA Meeting. Beijing, China: 691-694.
- ROSA, D.; FINCH, A.; ANDERSEN, T. e INVERNO, C. (2009). U-Pb geochronology and Hf isotope ratios of magmatic zircons from the Iberian Pyrite Belt. *Miner. Petrol.*, 95:47-69.
- ROSA, J.D. de la (1992). *Petrología de las rocas básicas y granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Zona Surportuguesa. Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 312 pp. y anexos.
- ROSA, J.D. de la y CASTRO, A. (1990a). Estudio petrológico de una zona de interacción magmática al sur del Macizo de Gerena (Zona Surportuguesa, Sevilla): Modelo de mezcla. *Bol. Geol. Min.*, 101(2): 315-332.
- ROSA, J.D. de la y CASTRO, A. (1990b). The ultrabasic rocks of the Castillo de las Guardas massif (Seville). *Geogaceta*, 7: 47-49.
- ROSA, J.D. de la y CASTRO, A. (1991). Las tonalitas oclares del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Implicaciones en mezclas de magmas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 153-168.
- ROSA, J.D. de la y CASTRO, A. (1994). Origen y significado de los gabros anortosíticos bandeados de Castillo de las Guardas, Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. *Rev. Soc. Geol. España*, 7(3-4): 239-249.

- ROSA, J.D.de la; CASTRO, A. y JENNER, G.A. (1999). Age and relationships between the deep continental crust of South Portuguese and Ossa-Morena Zones in the Aracena metamorphic belt revealed by zircon inherited cores. *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular* (International Meeting on Cadomian Orogens). *Extended Abstracts*: 81-88.
- ROSA, J.D.de la; JENNER, G.A. y CASTRO, A. (2002). A study of inherited zircons in granitoid rocks from the South Portuguese and Ossa-Morena Zones, Iberian Massif: support for the exotic origin of the South Portuguese Zone. *Tectonophysics*, 352: 245– 256.
- ROSA, J.D. de la; ROGERS, G. y CASTRO, A. (1993). Relaciones $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla. *Rev. Soc. Geol. España*, 6(1-2): 141-149.
- ROUTHIER, P.; AYE, F.; BOYER, C.; LÉCOLLE, M.; MOLIÈRE, P.; PICOT, P. y ROGER, G. (1980). La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane. Tableau géologique et métallogénique. Synthèse sur le type amas sulfurés volcanosédimentaires. 26th Int. Geol. Congr. Paris: *Mém. BRGM*, 94: 265 pp.
- RUBIO PASCUAL, F.J.; MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (2011). Blueschists and early Variscan HP/L-IT Units in the Spanish Ossa Morena – South Portuguese Boundary. In: Areden D.G.A.M. y Johnson, S.E. (eds) *The Interrelationship Between Deformation and Metamorphism. Abstracts Volume*. Univ. Granada: 122-123.
- RUBIO PASCUAL, F.J.; MATAS, J. y MARTÍN PARRA, L.M. (2013). High-pressure metamorphism in the Early Variscan subduction complex of the SW Iberian Massif. *Tectonophysics*, 592: 187-199.
- RUDNICK, R.L. y GAO, S. (2004). Composition of the Continental Crust. In: *Treatise on Geochemistry, Vol. 3: The crust* (Rudnick, R.L., ed. and Holland, H.D. y Turekian, K.K., exec. eds.), Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64.
- RUIZ LÓPEZ, J.L.; COULLAUT, J.L.; SOLER SAMPERE, M.; BABIANO GONZÁLEZ, F.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J. y APALATEGUI, O. (1979). Hoja y Memoria de Higuera La Real (896), del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. MAGNA, IGME.
- SÁEZ, R. y MORENO, C. (1997). Geology of the Puebla de Guzmán Anticlinorium. En: *Geology and VMS Deposits of the Iberian Pyrite Belt* (F. Barriga y D. Carvalho, Eds.). *Soc. Econ. Geol., Guidebook Series*, Littleton (Colorado), 27: 131-136.
- SAEZ, R.; MORENO, C.; GONZÁLEZ, F. y ALMODOVAR, G.R. (2011). Black shales and massive sulfide deposits: causal or casual relationships? Insights from Rammelsberg, Tharsis, and Draa Sfar. *Miner Deposita*, 46: 585–614.
- SAEZ, R.; RUÍZ DE ALMODOVAR, G. y PASCUAL, E. (1996). Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 11: 429-451.
- SAGREDO, J. y PEINADO, M. (1992). Vulcanismo Cámbrico de la Zona de Ossa Morena. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-America* (J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano, Eds.), Univ. Extremadura, 567-576.

- SALAZAR RINCÓN, A. y MARTÍN BANDA, R. (en prensa). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición digital. Hoja núm. 999-1016 (*Huelva*). IGME.
- SALAZAR RINCÓN, A. (en prensa). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición digital. Hoja núm. 984 (*Sevilla*). IGME
- SALMAN, K. (2002). *Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico de los granitoides del área Monesterio-Cala, Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico)*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 232 pp.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CARRACEDO, M.; EGUÍLUZ, L. y APALATEGUI, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 7-21.
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; BELLIDO, F.; PEREIRA, M.F.; LÓPEZ GUIJARRO, R.; QUESADA, C.; CHICHORRO, M.; SILVA, J.B. y PIN, CH. (2008). Expresión magmática temprana de un rift intracontinental en el margen de Gondwana durante el Cámbrico Inferior: Zona de Ossa Morena (SW Macizo Ibérico, Portugal, España). *Geo-Temas*, 10: 1417-1420. (ISSN: 1567-5172).
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; BELLIDO, F.; PEREIRA, M.F.; CHICHORRO, M.; QUESADA, C.; PIN, CH. y SILVA, J.B. (2010). Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17: 392-407.
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; BELLIDO, F. y QUESADA, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365: 233– 255.
- SÁNCHEZ GARCÍA, T.; QUESADA, C.; BELLIDO, F.; DUNNING, F. y GONZALEZ DE TANAGO, J. (2008b). Two-step magma flooding of the upper crust during *rifting*: the early Palaeozoic of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461: 72-90.
- SANTOS BOÑANO, A., FERNÁNDEZ ALONSO, F. y LEYVA CABELLO, F. (1983). Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000, hoja nº 981 *Gibraleón*. IGME, Madrid. 44 pp.
- SARMIENTO, G. N. (1993): *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid: 597 p. (no publicada).
- SARMIENTO, G.N.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C. y MORAL, B. del (2008). Conodontos de la “Caliza de Pelmatozoos” (Ordovícico Superior), Norte de Sevilla, Zona de Ossa-Morena (España). *Coloquios de Paleontología*, 58: 73-99.
- SARMIENTO, G.N.; PIÇARRA, J.M. y OLIVEIRA, J.T. (2000). Conodontes do Silúrico (Superior?)-Devónico nos "Mármoreos de Estremoz", sector de Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal). Implicações estratigráficas e estruturais a nível regional. *I Congresso Ibérico de Paleontologia/XVI Jornadas de la Sociedad española de Paleontología. VIII International Meeting of IGCP*, 421: 284-285.
- SARMIENTO, G.N.; SANZ LÓPEZ, J. y GARCÍA LÓPEZ, S. (1998). Silurian conodonts from the Iberian Peninsula - an update. Proceedings 6th Int. Graptolite Conference (GWG-IPA) y

- 1998 Field Meeting (J.C. Gutiérrez Marco y I. Rábano, eds.)- *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23: 119-124.
- SARRIONANDIA, F.y CARRACEDO, M. (2007). Geocronología Rb-Sr y Sm-Nd del complejo plutónico de Valencia del Ventoso (Badajoz). *Geogaceta*, 41: 207-210.
- SCHÄFER, H. J. (1990). *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Ph. D. ETH, Zurich: 153 p.
- SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, TH. F. y EGUÍLUZ, L. (1993). Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and Precambrian-Cambrian boundary. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 289-299.
- SCHÄFER, H.J.; GEBAUER, D.; NÄGLER, TH.F. y VON QUADT, A. (1988). U-Pb Zircon and Sm-Nd studies of various rock-types of the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain). *2 Congr. Geol. Esp., Simp.*: 51-57.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971). An outline stratigraphy of the Iberian-Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min. España*, 82: 238-268.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975). Spilites, regional metamorphisme and subduction in the Iberian Pyrite Belt: some somments. *Geol. Mijn.*, 54(1): 23-35.
- SCHMITT, M. (1983). Columnar stromatolites from the Lower Cambrian Pedroche Formation, Sierra Morena, S-Spain. *Bol., R., Soc., Esp., Hist., Nat., (Geol.)*, 80: 5-23.
- SCHNEIDER, H. (1941). Das kambriurn der Herrerias-Mulde bei Cala. *Abh. Seck. Natur. Ges*: 455 pp.
- SIERRA, S. (2003). *Análisis estratigráfico de la cuenca pérmica del Viar (SO de España)*. Universidad de Huelva, Facultad de Ciencias Experimentales, Departamento de Geología. Tesis doctoral (no publicada).
- SIERRA, S. y MORENO, C. (1998). Arquitectura fluvial de la cuenca pérmica del Viar (Sevilla, SO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 11(3-4): 197-212.
- SIERRA, S. y MORENO, C. (2004). Cuenca Permica del Viar. In: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*: 214-215. Instituto Geológico y Minero de España.
- SIERRA, S.; MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (1999). Los abanicos aluviales de la cuenca permica del Viar (SO de España): Caracterización sedimentológica y petrográfica. *Geogaceta*, 25: 195-197.
- SIERRA, S.; MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (2000). El vulcanismo pérmico de la cuenca del Viar (SO de España). Caracterización de la Secuencia Volcanoclástica Gris. *Geogaceta*, 27: 159-162.
- SIERRA, S.; MORENO, C. y GONZÁLEZ, F. (2003). Coladas piroclásticas antiguas: un caso de estudio en la cuenca pérmica del Viar (SO de España). *Geogaceta*, 33: 83-86.

- SIERRO, F.J.; GONZÁLEZ, J.A.; DABRIO, C.J.; FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1990). The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleontología i Evolució*, 2: 210-250.
- SIERRO, F.J.; GONZÁLEZ, J.A.; DABRIO, C.J.; FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1992). The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Guía de las excursiones geológicas. III Congreso geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca. pp. 180-236.
- SIERRO, F.J.; GONZÁLEZ DELGADO, J.A.; DABRIO, C.; FLORES, J.A. y CIVIS, J. (1996). Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: (Friend, P.F. y Dabrio, C.J Eds.) *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge. 339-345.
- SILVA, J.B. (1989). *Estructura de una geotransversal de Faixa Piritosa: Zona do Vale do Gadiana*. Ph. D. Thesis, Univ. Lisboa, 450 pp.
- SILVA, J.B. (1998). Enquadramento geodinâmico da Faixa Piritosa na Zona Sul Portuguesa. In: Oliveira, J.T., Dias, R.P. (Eds.). *Livro Guia, V Congresso Nacional de Geologia*. Excursão 2: 79-89.
- SILVA, J.B.; OLIVEIRA, J.T. y RIBEIRO, A. (1990). South Portuguese Zone. 3.- Structural Outline. In: DALLMEYER, R.D. y MARTINEZ GARCIA, E. (Eds.).- *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 348-362.
- SILVA, J. B.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J.T.; PIÇARRA, J.M. y ARAUJO, A. (1994). Thin skinned model for the Ossa Morena Zone. *Bol. Geol. Min.*, 105(6): 531-536.
- SIMANCAS, J.F. (1981). Plutonismo ácido y básico en el extremo oriental de la zona sudportuguesa. *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 309-326.
- SIMANCAS, J.F. (1983). *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. Granada: 439 pp.
- SIMANCAS, J.F. (1985a). Estudio estratigráfico de la Cuenca del Viar. *Temas Geol. Min.*, 5 Reunión Ossa-Morena., Inst. Geol. Min. Esp., 7: 7-17.
- SIMANCAS, J.F. (1985b). Aspectos estructurales en el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa y su límite con Ossa Morena. *Temas Geol. Min.*, 5 Reunión Ossa-Morena., Inst. Geol. Min. Esp., 7: 91-99.
- SIMANCAS, J.F. (1986). La deformación en el sector oriental de la Zona Sudportuguesa. *Bol. Geol. Min.*, 97(2): 148-159.
- SIMANCAS, J.F. (2004a). Zona Sudportuguesa. Estructura. En: *Geología de España* (J.A. Vera , Ed.), SGE-IGME, Madrid: 211-214.
- SIMANCAS, J.F. (2004). Evolución de la Zona Sudportuguesa y de su contacto con la Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J.A. Vera , Ed.), SGE-IGME, Madrid: 215.
- SIMANCAS, J.F.; ABAD, I.; ALMODOVAR, G.R.; CASTRO, A.; DE LA ROSA, J.D.; DONAIRE, T.; GONZÁLEZ, F.; MORENO, C.; NIETO, F.; PASCUAL, E.; SAEZ, R.; SIERRA, S.; VALENZUELA,

- A. y VELILLA, N. (2004). Zona Sudportuguesa. En: *Geología de España* (J.A. Vera , Ed.), SGE-IGME, Madrid: 199-222.
- SIMANCAS, J.F.; AZOR, A.; MARTÍNEZ-POYATOS, D.; TAHIRI, A.; EL HADI, H.; GONZÁLEZ-LODEIRO F.; PÉREZ- ESTAÚN, A. y CARBONELL, R. (2009). Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *C. R. Geosci.* 341, 103–113.
- SIMANCAS, J.F.; BROUTIN, J. y GABALDÓN, V. (1983). The Autunian of the Viar Area. En: *Field trip D, Carboniferous Geology of the Sierra Morena. X Int. Carboniferous Congr.*: 86-104.
- SIMANCAS, J.F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ALMODOVAR, G.R.; PASCUAL, E.; SAEZ, R.; KASHUBIN, A.; ALONSO, F.; ÁLVAREZ MARRÓN, J.; BOHOYO, F.; CASTILLO, S.; DONAIRE, T.; EXPÓSITO, I.; FLECHA, I.; GALADÍ, E.; GALINDO ZALDIVAR, J.; GONZÁLEZ, F.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; MACIAS, I.; MARTÍ, D.; MARTÍN, A.; MARTÍN PARRA, L.M.; NIETO, J.M.; PALM, H.; RUANO, P.; RUIZ, M. y TOSCANO, M. (2004). The Seismic Crustal Structure of the Ossa-Morena Zone and its geological interpretation. *J. Iberian Geology*, 30: 133-142.
- SIMANCAS, J.F.; CARBONELL, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; PÉREZ ESTAÚN, A.; JUHLIN, C.; AYARZA, P.; KASHUBIN, A.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ALMODOVAR, G.R.; PASCUAL, E.; SÁEZ, R. y EXPÓSITO, I. (2003). Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS). *Tectonics*, 22(6), 1062, doi: 10.1029/2002TC001479, 2003.
- SIMANCAS, F.; EXPÓSITO, I.; AZOR, A.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004). From the Cadomian orogenesis to the Early Palaeozoic Variscan rifting in Southwest Iberia. *Journal of Iberian Geology*, 30: 53-71.
- SIMANCAS, J.F. y RODRÍGUEZ GORDILLO, J. (1982). Evolución geotectónica de la Zona Sudportuguesa: Datos químicos de las rocas volcánicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3: 207-229.
- SIMANCAS, J.F. y RODRÍGUEZ GORDILLO, J. (1984). Magmatismo basáltico hercínico tardío en el NW de Sevilla. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 111.
- SIMON, W. (1943). Zur Geschichte der spanischen Sierra Morena. 4. Variscische Sedimente der Sierra Morena. Die Viar Schichten. *Senckenbergiana*, 26 (5): 401-426.
- SIMON, W. (1951). Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 485: 31-52.
- SOLER, E. (1980). Spilites et metallogenie. La province pyrito-cuprifèree de Huelva (SW Espagne). *Sciences de la Terre*, Mem. Nº 39.
- SOLER, M.; MONTESERÍN, V.; LÓPEZ SOPEÑA, F. y LILLO RAMOS, J. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de *Valverde del Camino (960)*. JUNTA DE ANDALUCÍA. Disponible on line
(www.juntadeandalucia.es/innovacioncienciayempresa/sigma/index.html)

- SOLOMON, M.; TORNOS, F. y GASPAR, O.C. (2002). Explanation for many of the unusual features of the massive sulfide deposits of the Iberian pyrite belt. *Geology*, 30(1): 87–90.
- SORIANO CLEMENTE, C. (1996). Tectónica de cabalgamientos en la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa): El Antiforme de la Puebla de Guzmán, y la lámina de cabalgamiento de Sanlúcar de Guadiana. *Geogaceta*, 20(4): 786-788.
- SORIANO, C. (1997). *Evolució geodinàmica de la Faja Pirítica Ibèrica, Zona Sud Portuguesa*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona
- SORIANO, C. y CASAS, J.M. (2002a). Variscan tectonics in the Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 91: 882–896.
- SORIANO, C. y CASAS, J.M. (2002b). Cross section through the central part of the Iberian Pyrite Belt, South Portuguese zone (Spain). *Geol. Soc. of America Spec. Paper*, 364: 183-197.
- SORIANO, C. y MARTÍ, J. (1999). Facies analysis of volcano-sedimentary successions hosting massive sulfide deposits in the Iberian pyrite belt, Spain. *Economic Geology*, 94: 867-882.
- STEIN, G.; THIÉBLEMONT, D. y LEISTEL, J.M. (1996). Relations volcanisme/plutonisme dans la Ceinture pyriteuse ibérique, secteur de Campofrío, Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t322, série II a: 1021-1028.
- STREEL, M.; HIGGS, K.; LOBOZIAK, S.; RIEGEL, W. y STEEMANS, P. (1987). Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardene-Rhenish regions. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50: 211-229.
- SUN, S.S. y MCDONOUGH, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editors). *Geological Society, Special Publication*, 42: 313-345.
- TAYLOR, S.R. y McLENNAN, S. M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. xvi + 312 pp. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo Alto, Melbourne: Blackwell Scientific.
- TEIXEIRA, C. (1951). Notas sobre a geologia da região de Barrancos, e em especial sobre a sua flora de Psilofitíneas. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 32: 75-84., 189-199.
- TEIXEIRA, C. (1984). Nouvelles données paleontologiques et stratigraphiques sur le paleozoique de la region entre Barrancos et Serpa. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 329-336.
- THIEBLEMONT, D. ; PASCUAL, E. y STEIN, G. (1998). Magmatism in the Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenic model. Iberian Pyrite Belt Thematic Issue. E. Marcoux y J.M. Leistel (eds). *Mineralium Deposita*, 33(1-2):98-110.
- TORCAL, L.; ZAZO, C. y MARFIL, R. (1990). Caracterización mineralógica y cronológica de los depósitos arenosos neógenos y cuaternarios del litoral de Huelva, España (Área: Tinto-Río Guadalquivir). *Estudios Geol.* 46: 153-164.

- TORNOS, F. y CASQUET, C. (2005). A new scenario for related IOGC and Ni-(Cu) mineralization: the relationship with giant mid-crustal mafic sills, Variscan Iberian Massif. *Terra Nova*, 17: 236-241.
- TORNOS, F.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; VELASCO, F. y CANALES, A. (2001). A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia pipes in a transpressional magmatic arc, Aguablanca, Spain. *Mineralium Deposita*, 36: 700-706.
- TORNOS, F.; CASQUET, C. y RELVAS, J.M.R.S. (2005). 4: Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusión of deep mafic sills: A model for the unusual metallogenesis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews*, 27: 133–163.
- TORNOS, F.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; RODRÍGUEZ PEVIDA, L.; MARTÍNEZ, C.; MARTÍNEZ, E.; VELASCO, F. e IRIONDO, A. (2006). The Aguablanca Ni-(Cu) sulfide deposit, SW Spain: geologic and geochemical controls and the relationship with a midcrustal layered mafic complex. *Mineralium Deposita*, 41:737–769.
- TORNOS, F. y CONDE, C. (2002). La influencia biogénica en la formación de los yacimientos de sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica. *Geogaceta*, 32: 235-238.
- TORNOS, F.; IRIONDO, A.; CASQUET, C. y GALINDO, C. (2004b). Geocronología Ar–Ar de flogopitas del stock de Aguablanca (Badajoz). Implicaciones sobre la edad del plutón y de la mineralización de Ni – (Cu) asociada. *Geo-Temas*, 6: 189– 192.
- TORNOS, F.; SOLOMON, M.; CONDE, C. y SPIRO, B.F. (2008). Formation of the tharsis massive sulfide deposit, Iberian Pyrite belt: geological, lithogeochemical, and stable isotope evidence for deposition in a brine pool. *Econ. Geol.*, 103: 185–214.
- TORRES PEREZHIDALGO, T. (1975). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 12-40 (984). *Sevilla*. MAGNA-IGME.
- TSIGE, M. y GONZÁLEZ VALLEJO, I. (1996). Microfábrica de las arcillas azules del Guadalquivir y su relación con los procesos de meteorización. *Geogaceta*, 20 (6): 1324-1327.
- VALENZUELA, A.; DONAIRE, T. y PASCUAL, E. (2002). Secuencia de facies volcánicas en el área del río Odiel (Faja Pirítica Ibérica, España). *Geogaceta*, 32: 131-134.
- VALENZUELA, A.; DONAIRE, T.; PIN, C.; TOSCANO, M.; HAMILTON, M.A. y PASCUAL, E. (2011). Geochemistry and U-Pb dating of felsic volcanic Rocks in the Riotinto-Nerva unit, Iberian Pyrite Belt, Spain: cristal thinning, progressive cristal meeting and massive sulphide genesis. *J. Geol. Soc., London*, 168(3): 717-731.
- VALVERDE VAQUERO, P.; MATAS, J.; MARTÍN PARRA, L.M. y DÖRR, W. (en prensa). U-Pb dating of the Neoproterozoic Valsequillo granite: a clue for an “old” Serie Negra in the Obejo-Valsequillo Domain. Enviado a *Geologica Acta*.
- VAN DEN BOOGARD, M. (1963). Conodonts of Upper Devonian Lower Carboniferous age from southern Portugal. *Geol. Mijnbouw*, 42: 248-259.
- VAN DEN BOOGARD, M. (1967). *Geology of the Pomarão region (Southern Portugal)*. Doctoral Thesis. Univ. Amsterdam: 113 pp.

- VAN DEN BOOGARD, M. y SCHERMERHORN, L.J.G. (1980). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 4: a Famennian conodont fauna near Nerva (Rio Tinto). *Scripta Geol.* 56, pp. 1-14.
- VAN DEN BOOGAARD, M. y SCHERMERHORN, L.J.G. (1981). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 6: a Famennian conodont fauna at Monte Forno da Cal (SouthPortugal). *Scripta Geol.* 63:1-16.
- VAN DEN BOOGARD, M. y VÁZQUEZ GUZMAN, F. (1981). Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 5. Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla del Cala (Spain). *Scripta Geol.*, 61: 1-8.
- VÁZQUEZ GUZMAN, F. (1967). Nuevas áreas devonianas en la zona occidental de Sierra Morena. *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 97-98: 107-112.
- VÁZQUEZ GUZMÁN, F. (1970). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 918 (Santa Olalla de Cala). IGME.
- VÁZQUEZ, F. y ARMENGOT, J. (1970). Memoria explicativa de la Hoja Geológica de Valverde del Camino (núm. 960). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, 1a serie. IGME
- VÁZQUEZ GUZMÁN, F. y FERNÁNDEZ POMPA (1976). Contribución al conocimiento geológico del Suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas. *Mem. IGME*, 89, 130 p.
- VEGAS, R. (1980). Carboniferous subduction complex in the south portuguese zone coeval with basement reactivation and uplift in the Iberian Massif. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 187-202.
- VEGAS, R. (1981). Carboniferous subduction complex in the south portuguese zone coeval with basement reactivation and uplift in the Iberian Massif. *Leidse Geol. Meded.*, 52: 109-116.
- VEGAS, R. y MUÑOZ, M. (1976). El contacto entre las zonas Surportuguesa y Ossa-Morena en el SW de España. Una nueva interpretación. *Comun. Ser. Geol. Port.*, 60: 31-51.
- VELASCO, F. (1976). *Mineralogía de los skarns de Santa Olalla (Huelva)*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 290pp.
- VELASCO, F. y AMIGÓ, J. M. (1981). Mineralogy and origin of the skarn from Cala (Huelva, Spain). *Economic Geology*, 76: 719-727.
- VERA, J.A. (1988).- Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*; 1: 373-391.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994a). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcludian strata in central Spain. *Geol. Mag.*, 131: 169-179
- VIGUIER, C. (1974). *Le Néogène de L'Andalousie Nord-occidentale (Espagne)*. *Histoire géologique du bassin du bas Guadalquivir*. Thèse. Bourdeaux. pp. 1-450.

- VIGUIER, C. y THIBAUT, C. (1973). Nouveaux éléments de datation des formations de Piémont de la Sierra Morena a l'ouest de Séville. *Estudios Geol. Int. Lucas Mallada*, XXIX: 351-354.
- VON WINTERFELD, C. (1988). *Petrographie, Metamorphose und Structuranalyse im Kristallin der Metamorphen Zone von Aracena (Provinz Huelva, Spanien)*. Diplomarbeit, RWTH, Aachen.
- WAGNER, R.H. y MAYORAL, E.J. (2007). The Early Permian of Valdeviar in Sevilla province, SW Spain: basin history and climatic/palaeogeographic implications. *Journal of Iberian Geology*, 33 (1): 93-124.
- WATTS, A.B.; KARNER, G.D. y STECKLER, M.S. (1982). Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. London*. 305: 249-281.
- WELLMAN, Ch. H. (1993). A Lower Devonian sporomorph assemblage from the Midland Valley of Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 84: 117-136.
- WEYANT, M.; BRICE, D.; RACHEBOEUF, P. R.; BABIN, C. y ROBARDET, M. (1988). Le Dévonien supérieur du Synclinal du Valle (province de Séville, Espagne). *Revue de Paléobiologie*, 7: 233-260.
- WHITNEY, D.L. y EVANS, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 : 185-187.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.