

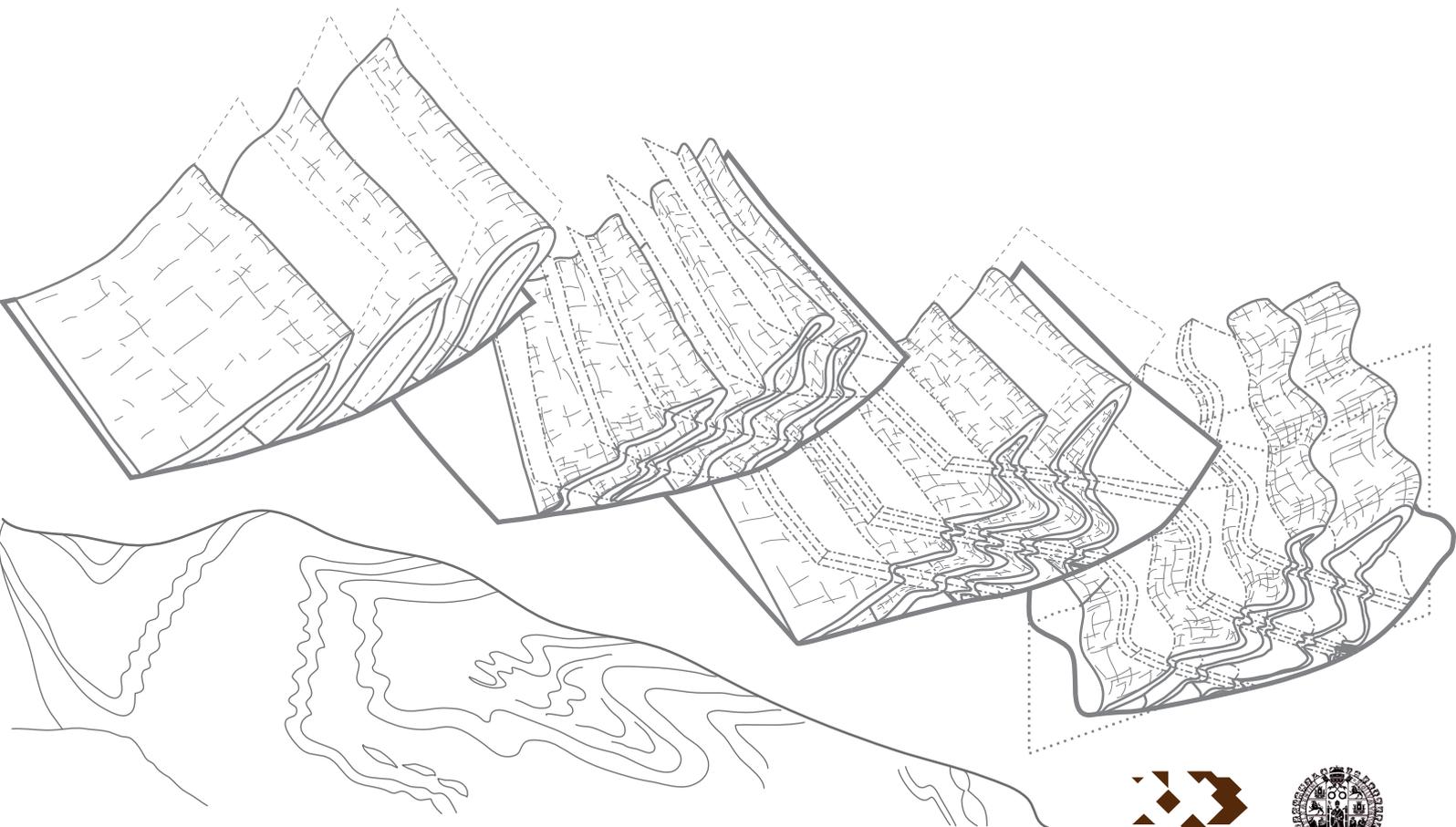
GEOLOGÍA DE LAS ZONAS CENTRO IBÉRICA Y GALICIA – TRÁS-OS-MONTES EN LA PARTE ORIENTAL DEL COMPLEJO DE MORAIS, PORTUGAL/ESPAÑA

GEOLOGY OF THE CENTRAL IBERIAN AND GALICIA – TRÁS-OS-MONTES ZONES IN THE EASTERN PART OF THE MORAIS COMPLEX, PORTUGAL/SPAIN



ÍCARO FRÓIS DIAS DA SILVA

Departamento de Geología - Universidad de Salamanca
TESIS DOCTORAL/PHD THESIS



Salamanca, 2013



**UNIVERSIDAD
D SALAMANCA**

**GEOLOGÍA DE LAS ZONAS CENTRO IBÉRICA Y
GALICIA – TRÁS-OS-MONTES EN LA PARTE ORIENTAL
DEL COMPLEJO DE MORAIS, PORTUGAL/ESPAÑA**

*GEOLOGY OF THE CENTRAL IBERIAN AND GALICIA – TRÁS-OS-
MONTES ZONES IN THE EASTERN PART OF THE MORAIS
COMPLEX, PORTUGAL/ SPAIN*

Ícaro Fróis Dias da Silva

TESIS DOCTORAL

-

PHD THESIS



Directores
Supervisors

EMILIO GONZÁLEZ CLAVIJO (IGME)
JOSÉ RAMÓN MARTÍNEZ CATALÁN (USAL)
ALEJANDRO DíEZ MONTES (IGME)

Salamanca, 2013

Abstract (Resumen)

The Morais Allochthonous Complex (MAC) belonging to the Galicia – Trás-os-Montes Zone, (GTMZ) is placed in the hinge zone of the Central Iberian Arc (CIA). Evidences of the pre- to syn-Variscan geological evolution of the NW Iberia are especially well exposed along the eastern rim of this first order structure, where this research work was achieved.

Two major tectono-stratigraphic domains juxtaposed by a significant Variscan tectonic accident were redefined: the Schistose Domain of Galicia – Trás-os-Montes (SDGTM) and Central Iberian Zone (CIZ). The first domain belongs to the lowermost tectonic slice of the different imbricated allochthonous units of the GTMZ. The SDGTM was settled over the CIZ during the Variscan C2 stage by the Main Trás-os-Montes Thrust (MTMT), and it is considered to be the least allochthonous unit (also called Parautochthonous or Peritransmontano Domain). Since the pre-variscan stratigraphic records of both domains are very similar, it is assumed that they must have been attached to the same continental margin but in different palaeogeographic locations, as their detrital zircon age populations point out. Both domains present a quite continuous and traceable Cambro-Silurian (?) stratigraphic sequence, although it underwent more Variscan deformation in the SDGTM than in its relative autochthonous (CIZ).

In the CIZ the identification of two ichnofossil genera in the Desejosa Formation (*Teichichnus rectus* and *Rosselia socialis*) confirms that its upper part is at least uppermost-early Cambrian (Cambrian Stage 3), as previously proposed near the studied region with badly preserved trilobite remains (≈ 522 Ma). A new stratigraphic unit (Montes Ermos formation, informal) was found concordantly overlaying the Desejosa Formation and lying below the Lower Ordovician unconformity (or Toledanic Unconformity) meaning that the uppermost record of the Slate and Greywacke Complex in Iberia could reach ages younger than Cambrian Stage 3. Over the Toledanic unconformity, a quite complete Lower-Middle Ordovician sequence was mapped, showing a laterally continuous and condensed Armorican Quartzite facies. At the base of the Upper Ordovician limestones of the Santo Adrião Formation another unconformity was identified, eroding the underlying units towards the Lower Ordovician formations, which locally eliminates the Middle Ordovician record (Moncorvo Formation). The youngest studied unit of the autochthonous domain recognized in this work is Silurian, but due to the strong C2 shearing that affects it no further assumptions on its age should be made.

Although the pre-Variscan record of the SDGTM is intensely deformed under low metamorphic Barrovian conditions, it was possible to redefine its stratigraphy and the variscan structure based on field criteria and high resolution dating methods. With that purpose, two volcanic complexes were dated using U-Pb CA-ID-TIMS of magmatic zircon grains, proving the existence of two separated events in the same sedimentary sequence. The oldest, named Mora volcanics, is firstly described as a stratigraphic unit in this work. It presents a Furogian age (late Cambrian) and is characterized by a bimodal volcanic suite with sulphide mineralization. The youngest volcanic rocks dated in this thesis are Lower Ordovician. These are known as Saldanha Gneiss but the name Saldanha volcanics is preferably used. This unit is composed by porphyritic tuffs and rhyolites with calc-alkaline affinity. Since no important accident between these two volcanic complexes was identified, these ages add importance to the first order tectonic accident mapped at the base of the Upper Parautochthon, the MTMT, as Cambro-Ordovician rocks of the now proposed Mora-Saldanha Volcano-Sedimentary complex (MSVSc) are put over the Devono-Carboniferous synorogenic deposits of the Lower Parautochthon. The MSVSc is roofed by the white quartzite beds of the Algozo formation (informally proposed in this work) which is thought to be an equivalent to the Armorican Quartzite units of Iberia. Finally, the uppermost unit of the Upper Parautochthon studied in this work is composed by slates and basic to acid volcanic rocks with sulphide mineralization, known here as Peso formation (formerly as Vulcano- Siliceous Complex) and a possible correlation with the Middle Ordovician slaty units of Iberia is proposed.

Along the boundary between the CIZ and the GTMZ, the two synorogenic deposits of the Lower Parautochthon – Travanca and Vila Chã formations – were detached over the autochthonous Silurian black slates and ampelites thus creating the Basal Lower Parautochthonous Detachment (BLPD) during the C2 Variscan phase. Because their zircon U-Pb age clusters are identical to the ones found in the pre-orogenic record of the SDGTM (and in the Basal Units) they were incorporated in the GTMZ. In this work it is proposed a new local tectono-stratigraphic sub-division of the SDGTM, where the synorogenic units define the Lower Parautochthon, whereas the pre-orogenic ones were included in the Upper Parautochthon.

In this work it is also presented an integrated approach to the tectono-thermal evolution of the Variscan Orogeny in the eastern border of the MAC based on the regional study of macro and microscopic tectono-metamorphic fabrics. The first compressive event (C1) generated folding of both SDGTM and CIZ and marks the beginning of the prograde Barrovian evolution. Continuously the C2 event caused the thrusting of the Upper Parautochthon on top of the Lower creating the MTMT, and triggered the detachment of the

synorogenic deposits over the CIZ along the BLPD. This event started the bending (CIA) of the previous C1 folds in both domains and it is thought to be related with the expansion of an extrusion wedge from the Variscan orogen axial zone. During this period the Barrovian metamorphism reached its peak. Following this initial compressional events, the instability of the thickened crust below the GTMZ, produced the synorogenic collapse and the formation of thermal domes (metamorphic core complexes) during the first extensional event (E1). This favoured the development of tectonic basins where the allochthonous complexes were preserved and the partial melt of the lower-middle crust while it was exhumed to upper crust conditions in the domes (following a Buchanian path). Immediately after the synorogenic extension a third compressive event (C3) generated disharmonic folding and lately fragile-ductile conjugate shear bands that led to the tightening of the CIA, and the formation of the Ibero-Armorican Arc. This event was accompanied by the intrusion of different granitic bodies. Finally, a late gravitational collapse (E2) followed by late-post Variscan compression (C4) produced gentle horizontal and vertical folding (respectively).

Agradecimientos

Agradezco el apoyo económico, logístico e institucional dado por el Instituto Geológico y Minero de España a través de la beca de Formación de Personal Investigador.

Quiero mostrar un profundo agradecimiento a mis directores de tesis, Emilio González Clavijo, José Ramón Martínez Catalán y Alejandro Díez Montes por facilitar el desarrollo de este trabajo con una orientación abierta a discusiones sin límites de los diferentes problemas que surgieron a lo largo de este arduo y prolongado proceso. Junto con la tesis ha crecido una amistad que jamás olvidaré. Agradezco y valoro mucho vuestro apoyo, franqueza y paciencia.

Agradezco también a los que me han acompañado desde mis primeros días en la oficina de Salamanca del IGME: Cristina, Mari José, Jorge y Nieves, por lo que hemos pasado; Fernando, Pedro, Victor, Helena, Susana, Cristina y Javier por hacerme “sentir en casa”; y al gran Ramón, por su profesionalidad ejemplar que me facilitó la vida incontables veces. Quiero dejar un especial agradecimiento a Santos – y a Bárbara – que, ya antes de nos conocernos, me ayudaron incondicionalmente; agradezco su compañía, sinceridad, haberme invitado a las “pachangas” domingueras... todo esto y mucho más ha alimentado nuestra gran amistad.

Quiero también agradecer el afecto que he sentido en el Departamento de Geología de la USAL, especialmente por parte de Mercedes, Juan Carlos, Gabi, Isa, Rosa, Piti. Agradezco a Isabel, a Ugidos y a Pedro por su disponibilidad, por compartir buenos momentos en el campo y por las discusiones estratigráficas y geoquímicas que mejoraron la calidad de este trabajo. Quiero además agradecer a Toña, Juan, Rubén y Daniel por su compañerismo, fuerza y discusiones “variscas”.

Agradezco al Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa por haberme recibido de estancia: quiero destacar de entre las personas de esta institución a mi tutor José Brandão Silva, con quien he mantenido importantes discusiones teóricas y con quien comparto una buena amistad, a Antonio Mateus y a Pedro Rodrigues por haberme “abierto” las puertas al laboratorio de Microsonda Electrónica, y a Marisa Santos, bibliotecaria de ese departamento, por su disponibilidad y buen humor.

Agradezco al director del Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden y mi tutor de estancia Ulf Linnemann por su disponibilidad, fraternidad, discusiones y por haberme enseñado la geología de la Selva Negra alemana. De igual modo agradezco a Mandy Hofmann y Andreas Gärtner por enseñarme el funcionamiento del LA-ICP-MS y el montaje de los granos de circón y, junto con Anja Sagawe y a Nadine Richardt, su amistad y compañía.

Obviamente quiero agradecer a Pablo Valverde-Vaquero, del IGME, por su colaboración en este trabajo, nuestras fértiles discusiones técnicas y científicas y, especialmente, por su amistad. Con él he pasado muchas horas en los laboratorios de Tres Cantos y fue mi maestro en los procesos de separación de circones e de dataciones radiocronológicas. Además quiero agradecer a Francisco Rubio Pascual por las productivas charlas sobre nuestras tesis doctorales.

Quiero agradecer también a Andrés Cuesta y a Álvaro Rubio-Ordoñez del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo por facilitarme el acceso a su laboratorio de preparación de muestras y por enseñarme el método de molienda empleado en los estudios de geocronología de circones.

A Gil Machado (GALP), con quien mantengo una buena amistad, a Graciela Sarmiento (Universidad Complutense) y a Sören Jensen (Universidad de Extremadura) por sus contribuciones en los diferentes estudios paleontológicos presentados en esta tesis.

Además estoy profundamente agradecido por haber conocido gente tan buena en Salamanca como Eva, Santi, Elisa, Emilio, Michel, Laura y muchos otros que ya son parte de mi “familia”.

No menos importantes fueron mi familia y amigos de Portugal, que me hacen querer regresar siempre. Recuerdo aquí con especial cariño a mi hermano Tiago, a Lourdes, a Noé y a mis padres Vasco y Virgínia, que siempre me han dado su apoyo y fuerza.

Y guardo para el final la guinda... la dedicación de este trabajo a las personas que me dan más fuerza que nadie y que han compartido conmigo los mejores y peores momentos de esta tesis:

A los amores de mi vida, ¡Dulce y Alice!

ÍNDICE

Índice

1. INTRODUCTION.....	3
1.1. Geographic localization and characterization	4
1.2. Geological setting	6
2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA.....	13
3. ESTRATIGRAFÍA.....	17
3.1. Introducción	17
3.2. Zona Centro Ibérica	23
3.2.1. GRUPO DEL DUERO.....	23
<i>Formación Genísio</i>	25
<i>Formación Desejosa</i>	28
<i>Formación Montes Ermos</i>	32
3.2.2. DISCORDANCIA DE LA BASE DEL ORDOVÍCICO (<i>DISCORDANCIA TOLEDÁNICA</i>).....	35
3.2.3. FORMACIÓN VALE DE BOJAS (<i>CONGLOMERADO DE BASE</i>).....	36
3.2.4. FORMACIÓN MARAÃO.....	41
<i>Miembro Vilar Seco</i>	42
<i>Miembro Palaçoulo</i>	45
<i>Miembro Mazouco</i>	47
<i>Miembro Ermida</i>	53
<i>Miembro Fragas de Ermida</i>	59
3.2.5. FORMACIÓN MONCORVO.....	62
3.2.6. LA DISCORDANCIA CARTOGRÁFICA DE LA BASE DEL ORDOVÍCICO SUPERIOR.....	65
3.2.7. FORMACIÓN SANTO ADRIÃO.....	66
3.2.8. FORMACIÓN RIBEIRO DOS FERREIROS.....	70
3.2.9. FORMACIÓN CAMPANHÓ.....	71
3.3. Análisis estratigráfico y evolución paleogeográfica de la Zona Centro Ibérica	75
3.4. Dominio Esquistoso de la Zona Galicia-Trás-os-Montes	79
3.4.1. PARAUTÓCTONO INFERIOR.....	79
<i>Formación Travanca</i>	79
<i>Formación Vila Chã</i>	85
3.4.2. PARAUTÓCTONO SUPERIOR.....	90
<i>Complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha</i>	90
<i>Formación Algosó</i>	107
<i>Formación Peso</i>	109
3.5. Análisis estratigráfico y evolución paleogeográfica del Dominio Esquistoso de la Zona Galicia-Trás-os-Montes	112

4.	PALAEONTOLOGY	119
4.1.	Previous works.....	121
4.2.	Desejosa Formation trace fossils	123
	<i>Ichnogenus Rosselia Dahmer, 1937</i>	124
	<i>Ichnogenus Teichichnus Seilacher, 1955</i>	126
4.3.	Micropalaeontological study attempts	131
4.3.1.	PALYNOLOGY ON TRAVANCA FORMATION	131
	<i>Palynological procedure</i>	131
	<i>Results</i>	132
	<i>Discussion</i>	132
4.3.2.	CONODONT STUDIES	133
	<i>Conodont separation procedure</i>	133
	<i>Discussion</i>	134
5.	GEOQUÍMICA	137
5.1.	Rocas Ígneas del Dominio Esquistoso de Galicia – Trás-os-Montes	141
5.1.1.	ALTERACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS.....	142
	<i>Alteración</i>	142
	<i>Elementos mayores</i>	144
	<i>Clasificación</i>	147
5.1.2.	CARACTERIZACIÓN DE LAS ROCAS FÉLSICAS.....	150
5.1.3.	CARACTERIZACIÓN DE LAS ROCAS BÁSICAS.....	155
5.1.4.	CONCLUSIONES	161
5.2.	Rocas sedimentarias pelíticas de la Zona Centro Ibérica	162
5.2.1.	RESULTADOS	163
5.2.2.	CONCLUSIONES	164
6.	TECTÓNICA	169
6.1.	Introducción	169
6.2.	La deformación Varisca	176
6.2.1.	PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN COMPRESIVA (C1).....	176
	<i>Zona Centro Ibérica</i>	179
	<i>Dominio Esquistoso de Galicia–Trás-os-Montes</i>	184
6.2.2.	SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN COMPRESIVA (C2).....	187
	<i>Despegue Basal del Parautóctono Inferior</i>	192
	<i>Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes</i>	197
6.2.3.	PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN EXTENSIONAL (E1)	200
	<i>Zona Centro Ibérica</i>	203
	<i>Dominio Esquistoso de Galicia–Trás-os-Montes</i>	217
6.2.4.	TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN COMPRESIVA (C3).....	223
	<i>Pliegues C3</i>	226
	<i>Cizallas frágil-dúctiles tardi-C3</i>	239
6.2.5.	LAS DEFORMACIONES TARDÍAS	246
	<i>Segunda fase de deformación extensional (E2)</i>	246
	<i>Cuarta fase de deformación compresiva (C4)</i>	251
6.2.6.	SÍNTESIS, CORRELACIÓN DE ESTRUCTURAS Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA VARISCA	253
6.3.	La deformación Alpina.....	262
7.	ROCAS PLUTÓNICAS VARISCAS	265
7.1.	Granitoides sin- a tardi-cinemáticos con la fase E1.....	268
	<i>Granitoides de Genísio y Bemposta</i>	268
	<i>Granitos de Lamoso, Vilarinho dos Galegos y Fonte Santa</i>	269
	<i>Pegmatitas precoces en los domos metamórficos</i>	269

7.2. Granitoides sin-cinemáticos con la fase C3	272
<i>Granitos de N de Caçarelhos, Brunhozinho, Picote, Urrós y Lumbrales</i>	272
<i>Granito de Bruçó</i>	275
<i>Granito de Fornos</i>	275
7.3. Granitoides tardi a post-cinemáticos	277
<i>Granitos de Caçarelhos, Duas Igrejas, Peredo de Bemposta y Vila de Ala</i>	277
<i>Granito de Saucelle</i>	277
<i>Granito de Montes Ermos</i>	278
<i>Campo pegmatítico de La Fregeneda</i>	279
8. METAMORFISMO	283
8.1. Primer metamorfismo regional progrado (M1)	288
8.2. Segundo evento de metamorfismo regional progrado (M2).....	293
8.2.1. UNIDAD INFERIOR	294
8.2.2. UNIDAD INTERMEDIA	296
8.2.3. UNIDAD SUPERIOR.....	300
8.3. Metamorfismo regional retrogrado (M3)	303
8.4. Metamorfismo térmico (MT)	304
8.5. Análisis temporal y correlación regional de los eventos metamórficos	307
9. ZIRCON GEOCHRONOLOGY	319
9.1. Samples and methods	319
9.2. Zircon separation methods.....	322
9.3. Detrital zircons	324
9.3.1. SAMPLE DESCRIPTION.....	326
9.3.2. SAMPLE PREPARATION FOR LA-ICP-MS	328
9.3.3. LA-ICP-MS ANALYSIS.....	329
9.3.4. BACKSCATTERING SEM IMAGES	330
9.3.5. RESULTS	335
9.4. Early Palaeozoic igneous zircons.....	340
9.4.1. SAMPLE DESCRIPTION.....	341
9.4.2. RESULTS	342
9.5. Conclusions	344
10. FINAL CONCLUSIONS AND GEOLOGICAL EVOLUTION	349
10.1. Conclusions	349
10.1.1. STRATIGRAPHY	349
<i>Autochthonous Unit</i>	350
<i>Schistose Domain of Galicia – Trás-os-Montes</i>	351
10.1.2. STRUCTURE.....	353
10.1.3. METAMORPHISM.....	355
10.2. Geological evolution	356
10.2.1. PRE-OROGENIC STAGE.....	356
10.2.2. VARISCAN OROGENIC STAGE	360
BIBLIOGRAFÍA	367
ANEXO	391

CHAPTER 1

Introduction

1. Introduction

Regional scale geological boundaries are relevant places to unveil the different processes contributing to the building of an orogenic belt. The area located to the east of the Morais Allochthonous Complex is especially favourable to study the Palaeozoic evolution of the north-western Iberian Massif. One of the most motivating features is the close proximity between first order compressional and extensional Variscan structures, which were responsible for the construction and dismantling of the Upper Palaeozoic orogen in the NW Iberian sector. The exceptionally good quality of the rocks exposures in the region, facilitated by the deep fluvial erosion, encouraged the interest for the Douro river canyon area.

An actualized and detailed geological map (Anexo) was the gateway to an accurate perception of the Palaeozoic stratigraphy, and the Variscan structure, metamorphism and magmatism therefore disentangling the geological complexities of the eastern rim of the Galicia - Trás-os-Montes Zone (GTMZ). This information was complemented with different analytical techniques which led to the enhancement of the field data; namely zircon geochronology of magmatic and detrital rocks, palaeontology, trace fossil studies, geochemistry, and microstructural and metamorphic studies.

In order to have a suitable approach to each geological dataset (e.g. stratigraphic, tectonic, metamorphic) every chapter includes an introductory “state of the art” section summarizing the main works published until now for each item. Some concluding remarks are also offered at the

end of each chapter highlighting the attained results which have geological implications for the general model proposed at the end of this work.

Finally, a comprehensive review of the most outstanding geological features is presented, relating them to the big scale geological events in the whole Iberian Massif and along the northern Gondwanan margin.

1.1. GEOGRAPHIC LOCALIZATION AND CHARACTERIZATION

The studied area is located in NE Portugal, in Trás-os-Montes region, along the Douro International Spanish-Portuguese border, crossing the river only at its southern end to study the Spanish territory around La Fregeneda (Figure 1.1).

The geomorphology displays relevant features, being the Douro Canyon the most outstanding. The imposing gorge of this first order river, as well as the deep valleys of their tributaries, creates a hilly countryside incised in the Castilian Plateau (*Penillanura Castellana*). In this reach, the Douro Valley is mainly controlled by 030° to 090° brittle faults and fractures, and secondarily by the Palaeozoic structural traits.

Part of the Castilian Plateau isolated to the West of the Douro Canyon constitutes the Mirandese Plateau (*Planalto Mirandês*). It occupies the northern sector of the area, between Caçarelhos, Miranda do Douro and Tó, where most of the Miocene-Quaternary deposits are still preserved in the smooth topographic highs. This landscape presents a poorly defined river draining network, locally controlled by minor brittle faults which also cut the Cenozoic sediments. An interesting characteristic of the Mirandese Plateau is the “inverted” topography, with the most resistant rocks having a secondary role on the morphological modelling of this area, being exposed frequently in the valleys, while the softer rocks outcrop in the hills together with the pebbly Quaternary deposits.

The area is scarcely populated but the settlements are scattered in all the territory. This conditioned a thick net of roads and level tracks which facilitates the geological exploration. The main economic activities are linked to agriculture and livestock breeding; nevertheless some minor industrial activities related to them, as wine cellars and rural guesthouses, are also ubiquitous.

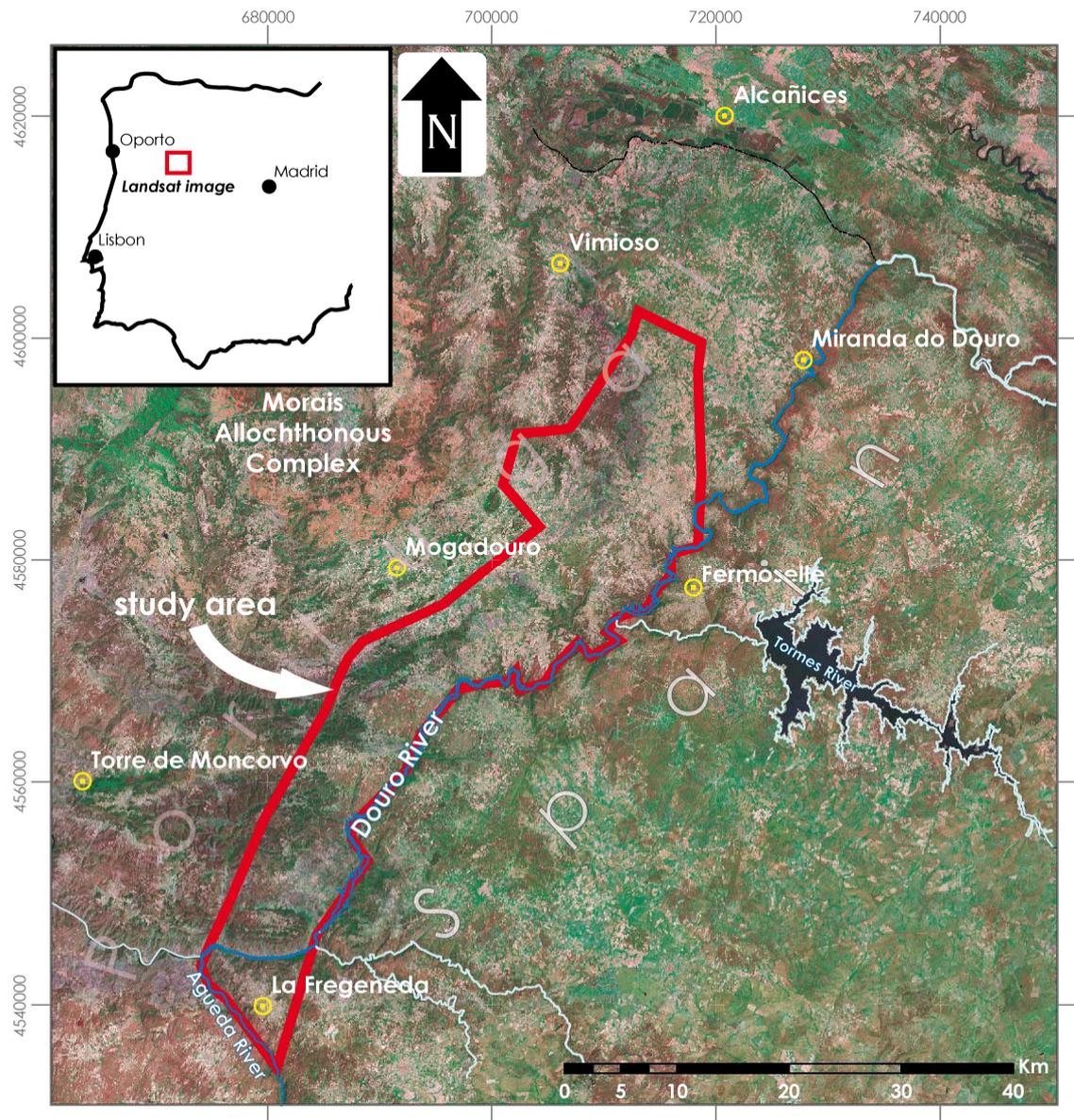


Figure 1.1 - Geographic location of the study area. Landsat TM combined image (bands 7, 4 and 3).

1.2. GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the NW Iberian Massif, along the eastern rim of the Morais Allochthonous Complex (Figure 1.2), in the hinge zone of the Central Iberian Arc (Aerden, 2004; Martínez Catalán, 2011a). The main feature is the presence of a first-order tectonic accident known in the literature as the Main Trás-os-Montes Thrust (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a; Rodrigues *et al.*, 2006b) or as the Lower Allochthon Thrust (Martínez Catalán *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009), which separates the allochthonous Galicia – Trás-os-Montes Zone (GTMZ, to the west) from the autochthonous Central Iberian Zone (CIZ, to the east).

The autochthonous terrane is composed by a Neoproterozoic to upper Carboniferous sedimentary pile and magmatic rocks, which can be separated in pre-orogenic and syn- to late-orogenic sequences, related to the Variscan orogeny. The pre-orogenic sequence records the stratigraphic evolution of the Northern Gondwana margin and the opening of the Rheic Ocean during the early Cambrian to the Middle Devonian (González Lodeiro *et al.*, 2004; Marcos *et al.*, 2004; Martínez Catalán *et al.*, 2004c). This sequence is marked by several regional unconformities which witness the first-order sedimentary cycles along this margin. The first cycle, which is dominantly transgressive (Díez Balda *et al.*, 2004), took place during the early Cambrian with the deposition of a thick, mainly detritic sequence (e.g.: sandstones, siltstones, pelites) that unconformably or conformably overlies a mildly deformed Neoproterozoic basement (Sousa, 1983b; San José *et al.*, 1990; González Lodeiro *et al.*, 2004; Marcos *et al.*, 2004; Martínez Catalán *et al.*, 2004d; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004; Jensen *et al.*, 2010).

One aspect of the CIZ Cambrian evolution, is the absence of the middle to late Cambrian stratigraphic record beneath the Basal Ordovician Unconformity (or Toledanic Unconformity; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), which can reflect an erosional or sedimentary gap related to tilting blocks coetaneous with the extensional tectonics along the Northern Gondwana margin.

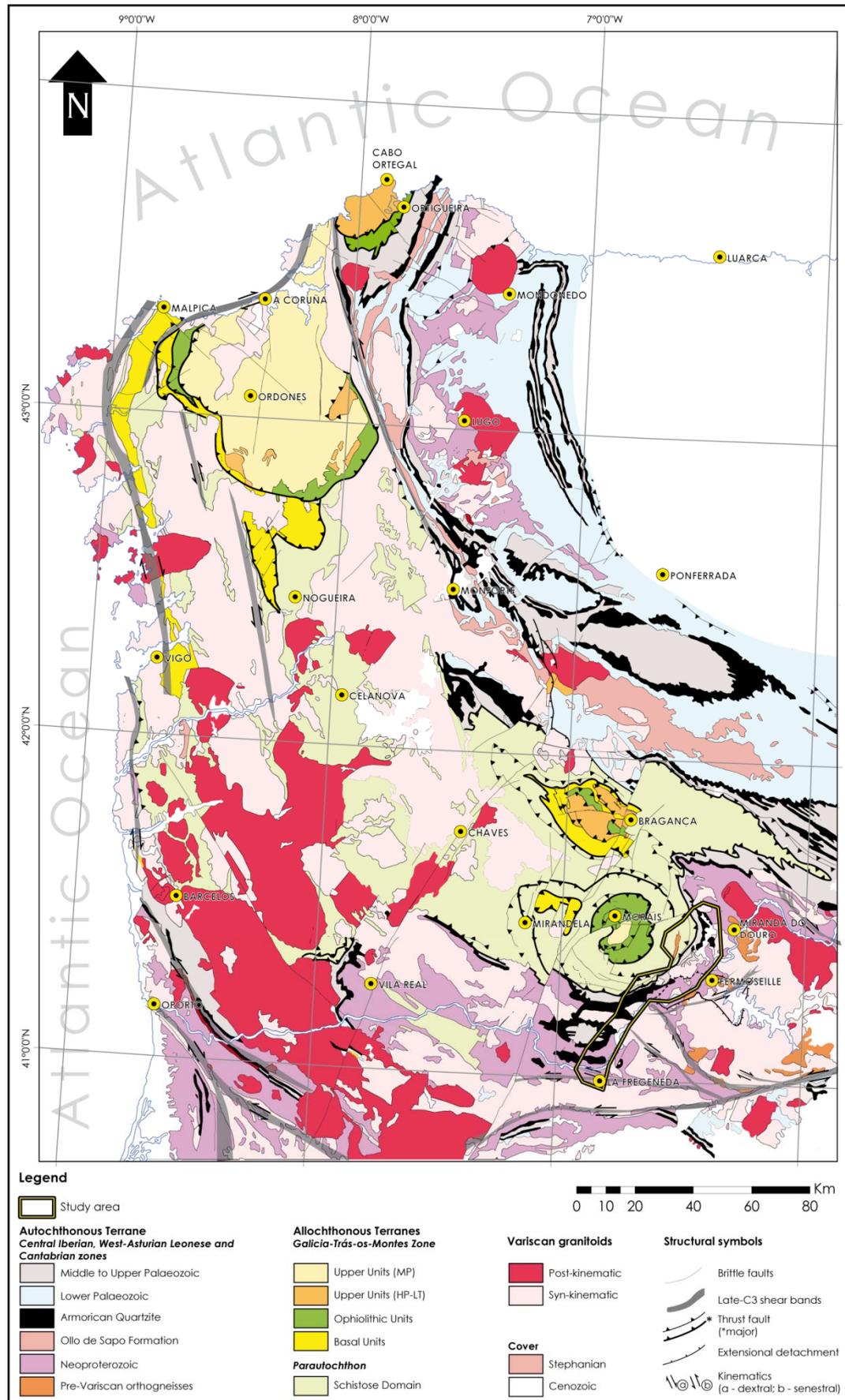


Figure 1.2 - Regional geological setting with the main domains of the NW Iberian Massif and the first order Variscan and Alpine structures, with location of the study area. Adapted from the 1:1.000.000 scale Geological Map of Spain, Martínez Catalán, et al. (2009), and González Clavijo and Díez Montes (2008).

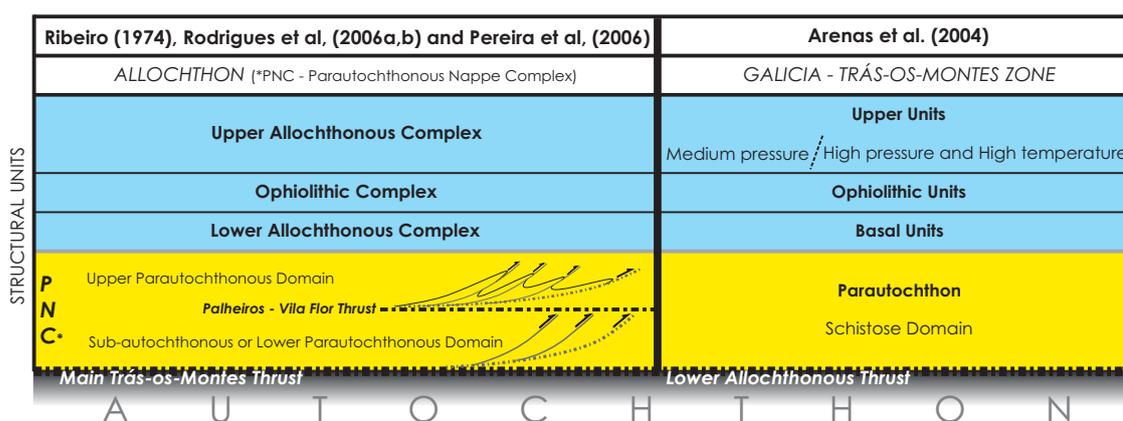
Overlying the Toledanic Unconformity, coarse grained sedimentation is common, locally developing thick conglomerate beds. In some regions, intercalated in the basal Ordovician sedimentary pile, a large volume of felsic igneous rocks was emplaced, as observed in the Ollo de Sapo Antiform, in the Sierra de Guadarrama area or in Miranda do Douro (Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Díez Montes *et al.*, 2004; Navidad & Bea, 2004; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Zeck *et al.*, 2007; Rubio Ordoñez *et al.*, 2012). This second cycle continues with the regional deposition of the shallow facies of the Armorican Quartzite that, in some areas, includes thick sandstone layers whereas, in others, it is characterized by rhythmic alternations of centimetric to metric quartzite and slate beds (Macaya, 1981). Towards the top, in both cases, a transitional unit of variable thickness is observed towards the mainly slaty formations of the Middle Ordovician, marking the passage to widespread pelitic sedimentation (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 2004c; Sá *et al.*, 2005). These late formations locally present small volumes of volcanic rocks.

A third pre-orogenic sedimentary cycle starts with the Late Ordovician sequences, including cold-water limestones and glaciomarine deposition (Barros Lorenzo, 1989; Gutiérrez Marco, 2001; del Moral, 2002; Sá *et al.*, 2005; Meireles *et al.*, 2006), usually above an erosional gap defined locally by the basal Late Ordovician unconformity. This sequence is concordantly overlain by the Silurian deep and still water condensed facies, and by the terrigenous shallow-water Early Devonian sequence and the deposition of the Middle Devonian limestones (Sarmiento *et al.*, 1998; Piçarra & Meireles, 2003; González Clavijo, 2006; Meireles, 2012).

The preorogenic record of the GTMZ is very similar to the one found in its relative autochthon, differing only in the more common intercalations of volcanic rocks in the sequence (Abati *et al.*, 1999; Gómez Barreiro *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2011). This geological domain is separated in four units, each one reflecting a different peri-gondwanan location and metamorphic history (Table 1.1; Ribeiro, 1974; Arenas *et al.*, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Rodrigues *et al.*, 2006b). Occupying the topmost structural position are the Upper Units (Upper Allochthonous Complex), consisting of an Early Ordovician ensialic arc, presently with middle to high pressure/temperature metamorphism (including epizonal and catazonal, Ribeiro *et al.*, 1990; Abati *et al.*, 1999; Ribeiro *et al.*, 2006; Gómez Barreiro *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2011). Below, the Ophiolitic Units (ophiolitic Complex) represent obducted remains of the closed Rheic Ocean trapped in the suture zone (Marques, 1994; Oliveira *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2006a; Arenas *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2009). The Basal Units (Lower Allochthonous Complex) represent exhumed slices of the partially subducted passive margin of the Northern Gondwana continent, with blue-schist facies of metamorphism (Schermerhorn & Kotsch, 1984; Ribeiro, 1986; Díez Fernández, 2011). Finally, the Lower Allochthon, Parautochthon or Schistose

Domain (Parautochthonous Nappe Complex) is composed by low-grade Cambro-Silurian preorogenic sequences with Gondwanan affinity and by Late Devonian-early Carboniferous synorogenic deposits (Pereira *et al.*, 1999; Valverde-Vaquero *et al.*, 2005; González Clavijo, 2006; Ribeiro *et al.*, 2006; Rodrigues *et al.*, 2006a; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007b; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Meireles, 2012).

Table 1.1- Proposals for the division of the allochthonous domains of the Galicia – Trás-os-Montes Zone according to Ribeiro (1974), Rodrigues *et al.* (2006a, b), Pereira, *et al.* (2006), and Arenas *et al.* (2004). Blue: Upper Allochthonous Complexes; Yellow: Lower Allochthonous Domain.



The Schistose Domain of Galicia Trás-os-Montes (SDGTM; Farias *et al.*, 1987) is divided in Portugal into Upper and Lower Parautochthonous domains (or Sub-Autochthonous; Pereira *et al.*, 2006a; Rodrigues *et al.*, 2006b), separated by a first order C2 structure. The Upper is composed by recumbently folded preorogenic deposits, while the Lower includes part of a Silurian-Early Devonian sequence identical to that of the autochthon, and synorogenic sediments imbricated in thrust slices.

The sedimentation of the synorogenic formations was not exclusive of the GTMZ – CIZ boundary, but it took place on the autochthonous and parautochthonous terranes. The oldest basins (Late Devonian to early Carboniferous) are located in the most internal orogenic areas while the youngest basins occur in the most external (Martínez Catalán *et al.*, 2008), reaching ages as young as Stephanian in the Cantabrian Zone (Pastor-Galán *et al.*, 2012).

Both CIZ and SDGTM were affected by LT Barrovian metamorphism (M1) during the initial phases of the Variscan orogeny (C1 and C2), as a result of the amalgamation of Pangea super continent. M1 was overprinted by HT-LP regional metamorphism during the development of gneiss domes, both related with the synorogenic extensional collapse (E1) which led to the M2 regional event (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Alcock *et al.*, 2009; Alcock *et al.*, 2012).

As a consequence of the latter, this region exhibits abundant variscan plutonism, related to the high rates of partial melt in the core of the metamorphic domes (López-Plaza & Gonzalo, 1993; López-Plaza & López-Moro, 2004). Most granitoids were affected by late-C3 shearing during the late Variscan NNE-SSW compression, related with the tightening of the Central Iberian and the Iberia-Armorican arcs during the late Carboniferous (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010a; Martínez Catalán, 2011a).

CAPÍTULO 2

Objetivos y metodología

2. Objetivos y metodología

El estudio comparativo de los mapas geológicos de ambas márgenes del Duero Internacional (Portugal y España) revela la existencia de importantes divergencias entre ellos. Una de las principales diferencias se encuentra en la división en unidades de la secuencia estratigráfica, que dificulta enormemente su correlación. Estas diferencias se extienden también a las estructuras tectónicas identificadas, al metamorfismo, y a las edades de algunos cuerpos rocosos. Por este motivo, la zona presentaba un gran potencial para la investigación, ya que había que confirmar las divergencias e identificar sus motivos. Si las diferencias eran fruto de distintas formas de abordar la geología local, se trataba de unificar criterios, y si no, de proponer un modelo que incluyera los datos de ambas márgenes.

Para abordar esta compleja tarea era necesario comenzar realizando nuevos trabajos de campo, incluyendo la actualización del mapa geológico en un área de cerca de 910 km². Los datos obtenidos en el campo (3907 observaciones en 1777 estaciones) se organizaron mediante un sistema de información geográfica (ArcGis 9.2) y en una base de datos (Microsoft Access), que permitió tratar los datos de forma más eficaz y rápida. La nueva cartografía y cortes geológicos fruto de este trabajo se ofrecen en un anexo.

Los trabajos tuvieron un enfoque a la vez estratigráfico y estructural, que permitió mejorar el conocimiento de la columna estratigráfica y sus variaciones dentro de la zona de estudio. Igualmente se pudieron cartografiar las discordancias estratigráficas de la región, permitiendo correlacionarlas con las identificadas en otros sectores del Macizo Ibérico.

Las unidades representadas en el nuevo mapa presentaban en algunos casos imprecisiones de edad. Para solventar en lo posible este problema se han empleado métodos de trabajo adecuados a cada caso. Para las unidades sedimentarias en bajo grado metamórfico se realizó un trabajo paleontológico, con identificación de fósiles y pistas fósiles en los materiales más antiguos de la región. En otras unidades estratigráficas en las que, por su intensa deformación, no se encontraron fósiles, se buscaron palinomorfos, aunque con resultados negativos. También se efectuaron dataciones radiométricas U-Pb (CA-ID-TIMS) en las rocas volcánicas intercaladas en la secuencia, como un modo directo de datar los eventos volcánicos, e indirecto de datar la secuencia sedimentaria que las alberga. Complementariamente se estudiaron las edades U-Pb (LA-ICP-MS) de circones detríticos contenidos en dos secuencias sedimentarias, intentando confirmar su carácter sinorogénico varisco y obtener una edad máxima de la sedimentación. Estos estudios permitieron caracterizar el área de proveniencia de los depósitos sedimentarios y proponer una paleo-posición de la cuenca durante el Paleozoico.

Los estudios geoquímicos de elementos mayores y de tierras raras se emplearon para caracterizar las rocas volcánicas, especialmente los cuerpos descritos por vez primera en este trabajo. Estudios geoquímicos detallados fueron empleados como herramienta secundaria de identificación de unidades litoestratigráficas azoicas y de difícil correlación litológica.

Los trabajos cartográficos se han apoyado en unas 500 láminas delgadas (orientadas en los casos precisos) para el estudio de la microestructura, la petrografía y el metamorfismo. Este estudio microscópico ha sido determinante para establecer las relaciones temporales entre las estructuras tectónicas y los procesos metamórficos. Con los datos obtenidos se han determinado las trayectorias de evolución metamórfica de las diferentes unidades estructurales y zonas de la corteza; y se ha confeccionado un mapa de zonas de metamorfismo.

Finalmente, dado que las rocas ígneas intrusivas de la región no eran objetivo del presente trabajo, pero que su edad e historia geológica están relacionadas con la evolución estructural y metamórfica de la orogenia Varisca, se ha realizado un estudio bibliográfico del estado del conocimiento de las rocas intrusivas. Este estudio, enfocado especialmente al conocimiento de las edades absolutas y relativas de las intrusiones, ha generado un breve capítulo que presenta un resumen actualizado.

Los nuevos datos obtenidos en este trabajo, junto con los provenientes de otros estudios de todo el NW de Iberia, han permitido proponer algunas modificaciones en la división del Macizo Varisco en grandes unidades estructurales y metamórficas. Estas novedades han sido agregadas a los modelos evolutivos de este sector del cinturón varisco europeo, permitiendo proponer un modelo actualizado propio.

CAPÍTULO 3

Estratigrafía

3. Estratigrafía

3.1. INTRODUCCIÓN

La definición de unidades estratigráficas propuesta en este capítulo está asociada a los trabajos de campo desarrollados para la producción del mapa geológico en Anexo. Según la *International Stratigraphic Guide* (ISG) de la *International Union of Geological Sciences* (IUGS) (traducción al Español por Reguant & Roser, 2001), las formaciones han de ser representables en el mapa para la escala elegida, lo que condiciona el tamaño de las unidades expresadas en el mapa. En los casos de unidades de poca potencia, en este trabajo se incorporan a las que tienen mayor expresión cartográfica y las engloban, y en el caso de hallarse en sus límites, a las de mayor afinidad estratigráfica.

Se ha realizado un esfuerzo para que las principales unidades litoestratigráficas – grupos, formaciones, miembros y capas – representen una parte lógica o la totalidad de un ciclo sedimentario. Las variaciones laterales del registro estratigráfico y la presencia de diferentes unidades tectono-estratigráficas en la zona, obligan a levantar diferentes columnas estratigráficas parciales para cada sector estudiado (Figura 3.1).

En el presente trabajo se emplean, cuando es adecuado según las normas del IUGS, los términos estratigráficos utilizados en Sá *et al.* (2003; 2005) para el Ordovícico de la Zona Centro Ibérica (ZCI) en el sector de Trás-os-Montes (Portugal) y los nombres propuestos en los mapas geológicos a escala 1:200.000 – hoja 2 – y 1:50.000 – hojas 11B, 11C y 15B – de la Carta

Geológica de Portugal (Ferreira da Silva & Ribeiro, 1994; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a; Pereira *et al.*, 2009; Tabla 3.1). También se propone la utilización de nuevas unidades estratigráficas que reflejen las variaciones laterales y verticales de facies de las formaciones cartografiadas y las unidades identificadas durante los trabajos de campo. Asimismo, se describe una nueva unidad de edad cámbrica y otra del Ordovícico Superior de la ZCI, así como una reinterpretación de las unidades tectono-estratigráficas que forman parte del Dominio Esquistoso de la ZGTM en el sector estudiado. Las premisas aquí asumidas se apoyan en recientes dataciones absolutas (U-Pb en circones magmáticos) y relativas (U-Pb en circones detríticos, registro fósil y geoquímica) aportadas por este trabajo y por la bibliografía consultada.

Además, se han elaborado correlaciones litoestratigráficas con los sectores cercanos de la ZCI y de la ZGTM que se ha usado para comprender mejor las secuencias estratigráficas a escala regional. Estas se encuentran resumidas en la Tabla 3.2.

La falta de hallazgos fósiles en la zona de estudio (únicamente se han encontrado pistas), que permitan establecer la edad de las diferentes unidades litoestratigráficas, ha obligado a asignarla mediante correlación litoestratigráfica con otras secuencias con datos fosilíferos publicados.

Se ha prestado especial atención a las rocas volcánicas y sub-volcánicas intercaladas en algunas de las series sedimentarias estudiadas, que son descritas en este capítulo. De este modo se resalta su contribución en la evolución de los ambientes geológicos presentes en la región durante la época antevarisca.

A efectos descriptivos, las unidades litoestratigráficas se han agrupado por unidades estructurales mayores. Estas unidades son: la Zona Centro Ibérica y el Dominio Esquistoso de la Zona Galicia-Trás-os-Montes.

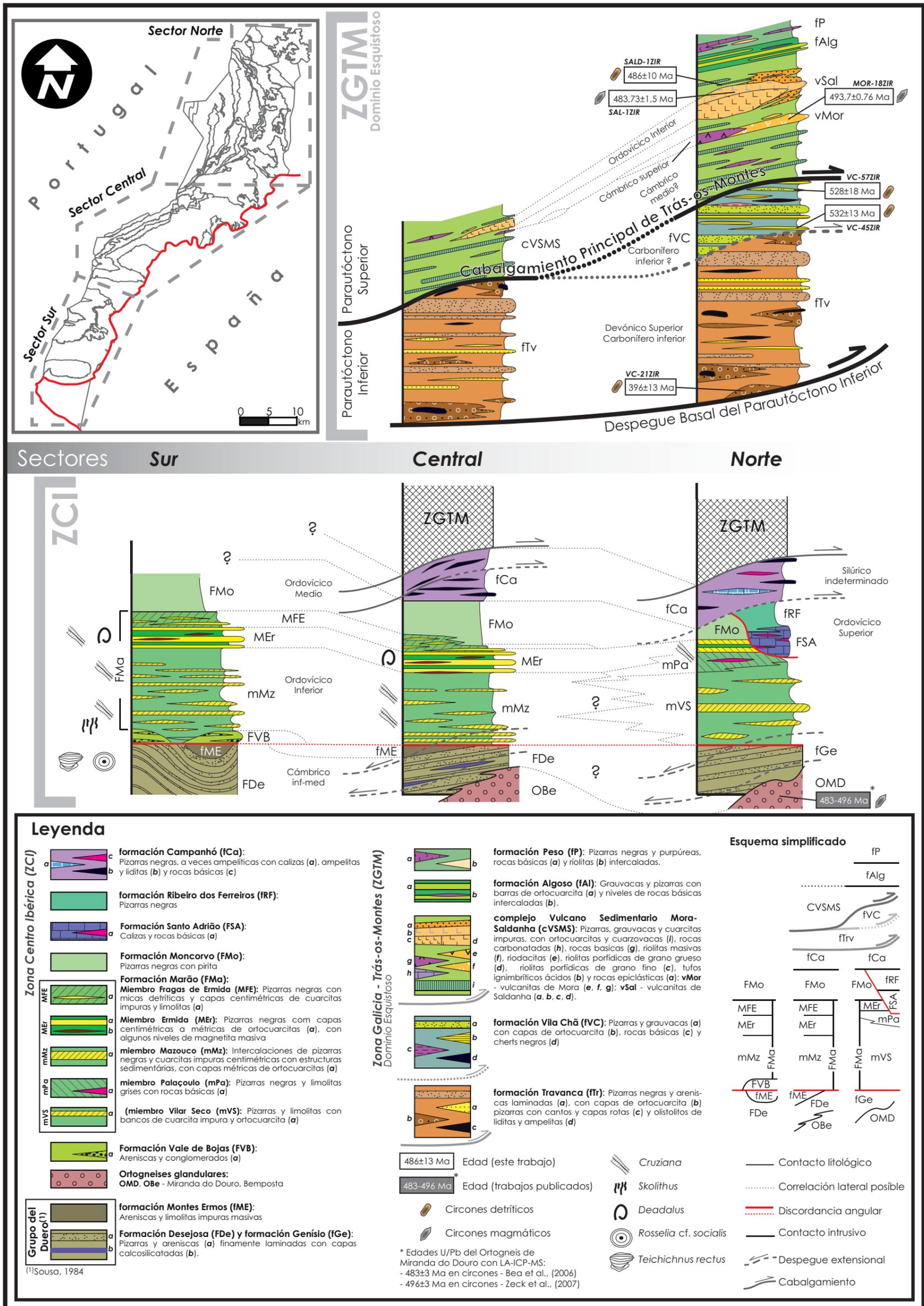


Figura 3.1 - Columnas estratigráficas definidas en cada Sector – Norte, Centro y Sur – respectivamente para las Zonas de Galicia Trás-os-Montes y Centro Ibérica (ver sectores en el mapa de síntesis). Se representan las principales discordancias estratigráficas, accidentes tectónicos, dataciones absolutas y relativas, y contenido icnofósil presentes en las unidades litoestratigráficas. Los colores empleados para cada unidad estratigráfica son los mismos usados en el mapa y cortes geológicos en Anexo.

Tabla 3.1 -Tabla de correlaciones de la región estudiada con los mapas geológicos de Portugal a escala 1:50.000 (11D y 11B), 1:200.000 (hoja 2) y de la región de Guadramil de la ZCI y ZGTM.

Chronostratigraphy					Age (Ma)	Carviçais-11D Pereira et al. 2009				Mogadouro-11B Pereira et al. 2008			1:200.000-Folha 2 Pereira et al. 2006				Guadramil Meireles, 2012				This work					
Eon	Era	Period	Epoch	Stage (ICS, 2008)		Stage (correlation)	Central Iberian Zone	Galicia - Trás-os-Montes Zone			Central Iberian Zone	Galicia - Trás-os-Montes Zone		Central Iberian Zone	Galicia - Trás-os-Montes Zone		Central Iberian Zone	Galicia - Trás-os-Montes Zone		Central Iberian Zone	Galicia - Trás-os-Montes Zone					
						Autochthonous	Lower Parautochthonous Complex	Upper Parautochthonous Complex	Lower Allochthonous Complex	Autochthonous	Parautochthonous Complex	Lower Allochthonous Complex	Autochthon	Sub-autochthon	Parautochthon	Lower Allochthonous Complex	Autochthon	Sub-autochthon	Lower Parautochthon	Upper Parautochthon	Autochthon	Lower Parautochthon	Upper Parautochthon			
Phanerozoic Paleozoic	Carboniferous	Pennsylvanian	Upper	Gzhelian	Stephanian																					
			Middle	Kasimovian	Westphalian																					
			Lower	Moscovian																						
		Mississippian	Upper	Bashkirian	Namurian																					
			Middle	Serpukhovian																						
			Lower	Visean	Visean																					
	Devonian	Upper	Tournaisian	Tournaisian																						
		Middle	Famennian	Famennian																						
		Lower	Frasnian	Frasnian																						
	Silurian	Llandovery	Upper	Givetian	Givetian																					
			Middle	Eifelian	Eifelian																					
		Wenlock	Upper	Emsian	Emsian																					
			Middle	Pragian	Pragian																					
			Lower	Lockovian	Lockovian																					
	Ordovician	Upper	Pridoli	Pridoli																						
Ludlow			Ludfordian	Ludlow																						
Cambrian	Middle	Series 3	Drumian	Drumian																						
			Stage 5	Guzhangian																						
			Stage 4																							
		Series 2	Stage 3																							
			Stage 2																							
	Early	Terreneuvian	Stage 1	Furtanian																						
			Stage 2																							
		Douro Group (*)																								

* Sousa, 1984

Tabla 3.2 - Tabla de correlaciones entre la región estudiada y las regiones cercanas de la ZCI y ZGTM.

Chronostratigraphy						Caurel, Truchas and Quiroga Martínez Catalán, et al., 1992 (*)	Sanabria and Tierra do Bolo Diez Montes, 2006	Verín Fariás Alquer, 1989	Alcañices González Clavijo, 2006 (**)	Tamames Diez Balda, 1982	This work							
Eon	Era	Period	Epoch	Stage (ICS, 2008)	Stage (correlation)	Olla de Sapo Domain		Autochthon	Parautochthon	Autochthon	Parautochthon	Slate and Greywacke Complex	Autochthon	Lower Parautochthon	Upper Parautochthon			
Phanerozoic	Paleozoic	Carboniferous	Pennsylvanian	Upper	Gzhelian	Stephanian												
				Middle	Kasimovian	Westphalian												
				Lower	Moscovian													
			Mississippian	Upper	Bashkirian	Namurian												
				Middle	Serpukhovian													
				Lower	Viséan	Viséan												
		Devonian	Upper	Tournaisian	Tournaisian													
				Famennian	Famennian													
				Frasnian	Frasnian													
			Middle	Givetian	Givetian													
				Eifelian	Eifelian													
				Emsian	Emsian													
		Lower	Pragian	Pragian														
			Lockovian	Lockovian														
			Undefined Lower Devonian															
		Silurian	Pridoli	Ludlow	Ludfordian	Ludlow												
				Wenlock	Gorstian	Wenlock												
					Homerian													
			Llandovery	Telychian	Sheinwoodian													
				Aeronian		Llandovery												
Rhuddanian																		
Ordovician	Upper	Hirnantian	Ashgill/Caradoc															
		Kantian																
		Sandbian																
	Middle	Darriwillian	Llandeilo															
		Dapingian	Llanvirn															
		Florian	Arenig															
Lower	Tremadocian	Tremadoc																
	Montes Slates																	
	Olla de Sapo	Olla de Sapo	Covelo orthogneiss															
Cambrian	Late	Furongian	Stage 10	Late/Upper														
			Stage 9															
			Paibian															
	Middle	Series 3	Guzhangian	Alcudian														
			Drumian															
			Stage 5															
Early	Series 2	Stage 4																
		Stage 3																
	Terreneuvian	Stage 2	Early/Lower															
Precambrian	Neoproterozoic	Ediacaran																

* modified after Martínez Catalán, et al., 2004

** modified after Martínez Catalán, et al., 2008

*** after Sousa, 1984

3.2. ZONA CENTRO IBÉRICA

La Zona Centro Ibérica (ZCI) es la unidad estructural que ocupa la posición inferior y ha sido ampliamente descrita en trabajos sobre las zonas limítrofes (Ribeiro, 1974; Alonso & Rodríguez Fernández, 1981; Farias, 1990; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; González Clavijo, 2006; Pereira *et al.*, 2006a; Rodrigues *et al.*, 2006b, a; Rodrigues *et al.*, 2006c; Pereira *et al.*, 2008a; Pereira *et al.*, 2009). Está abundantemente intruida por granitoides variscos (Ribeiro, 1974; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete, 1999a; Pereira *et al.*, 2006a; López-Plaza *et al.*, 2007; López-Plaza *et al.*, 2008) y en ocasiones presenta cuerpos magmáticos prevariscos, como el Gneis de Miranda do Douro (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Beetsma, 1995; Escuder Viruete, 1999a; Bea *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2006a; Zeck *et al.*, 2007; Ribeiro *et al.*, 2009) y el Gneis de Bemposta (Figura 3.1).

En la Tabla 3.3 se presenta una propuesta de correlación entre los nombres de las unidades litoestratigráficas cambro-ordovícicas de la ZCI publicados anteriormente y los empleados en este trabajo, y en el mapa geológico presentado en Anexo.

3.2.1. Grupo del Duero

Las unidades litoestratigráficas más antiguas de la ZCI en el área de estudio, han sido tradicionalmente incluidas en el Grupo del Duero del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG; Sousa, 1984a) con edades atribuidas al intervalo Neoproterozoico Superior-Cámbrico inferior en función de su posición estratigráfica y escasos hallazgos fósiles. Este grupo fue definido por Sousa (1982), en la zona Pinhão – S. João da Pesqueira (Sousa, 1984a; Pereira *et al.*, 2006a) para distinguir estas unidades de las englobadas en la Grupo de las Beiras de edad máxima Alcudiense (Sousa, 1984a).

En el área de estudio, el Grupo del Duero está dividido en 3 formaciones, una ya propuesta anteriormente (Sousa, 1984a; Pereira *et al.*, 2006a) y 2 individualizadas en este trabajo (Genísio y Montes Ermos). Están distribuidas en 2 zonas: una formación aflora en el Sector Norte y dos en los sectores Centro y Sur (Figura 3.1).

Formación Genísio

Aflora en el sector Norte, entre las localidades de Vilar Seco, Genísio y Caçarelhos, y en Sendim, al Norte del granito de Brunhozinho. Engloba las anteriormente denominadas formaciones de Filitas Laminadas (Pereira *et al.*, 2006a; Dias da Silva, 2010) y de Filitas y Grauvacas (Pereira *et al.*, 2006a). Se trata pues de una nueva unidad propuesta de modo informal en este trabajo, para mantener los criterios exigidos por la IUGS, sustituyendo el tipo de litología por un nombre relacionado con la toponimia de un lugar donde aflora bien. No se ha dividido en 2 formaciones porque las variaciones litológicas no reflejan ningún cambio estratigráfico, sino que están relacionadas con un aumento del grado metamórfico dentro de la misma formación, cuya transición se observa entre Vilar Seco y Genísio (Capítulo 8).

Su base no aflora en el sector estudiado, pero más al Este, en la zona de Miranda do Douro, está constituida por la banda blastomilonítica de Cércio (Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2009) que separa esta unidad del Complejo Gnéisico-Migmatítico de Miranda do Douro (CGMMD, Ribeiro *et al.*, 2009), situado en la unidad estructural inferior. A pesar de las complejidades estructurales, se puede estimar una potencia máxima de 500 m.

Las litologías de esta unidad están caracterizadas por una laminación fina (1-5 mm), compuesta por bandas ricas en cuarzo y bandas ricas en material filítico (Figuras 3.2 y 3.3), razón que justificó su denominación anterior (Pereira *et al.*, 2006a). Las laminaciones tienen un origen tectono-metamórfico, evidente al microscopio (Capítulo 6), por lo que no ha sido posible identificar sus características primarias. No obstante, el aspecto laminado sugiere una herencia de una fábrica sedimentaria, semejante a la que puede observarse en la Formación Desejosa. En las láminas delgadas se observan bandas con textura lepidoblástica, constituidas por moscovita, biotita, circón, óxidos de Fe, andalucita y sillimanita, y otras bandas con textura granoblástica, formadas esencialmente por cuarzo (Figura 3.4).

La ausencia de hallazgos fósiles dificulta datar esta unidad. En base a su posición estratigráfica y su litología, se ha considerado de edad Neoproterozoico-Cámbrico inferior (Ribeiro, 1974; Sousa, 1984a; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2009). Esta edad concordaba con la obtenida por Lancelot *et al.* (1985), 618 ± 9 Ma, para el complejo gnéisico-migmatítico infrayacente, porque se asumía que el CGMMD sería el zócalo deformado del Grupo del Duero (Ribeiro, 1974; Sousa, 1984a; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete, 1999a; Ribeiro *et al.*, 2009). Determinaciones más recientes y fiables han suministrado edades de 483 ± 3 (Bea *et al.*, 2006) y 493 ± 3 Ma (Zeck *et al.*, 2007) para ese complejo. Según ellas, el núcleo del Antiforme de Miranda do Douro (Ribeiro, 1974; Pereira *et al.*, 2006a;

Ribeiro *et al.*, 2009) sería más joven que los metasedimentos suprayacentes, lo que ha llevado a interpretar la banda blastomilonítica de Cércio como un cabalgamiento responsable de la inversión del orden de edades (Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2009).

Pero los gneises de Miranda do Douro provienen de un cuerpo ígneo (Bea *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2006a; Montero *et al.*, 2007; Zeck *et al.*, 2007) que intruyó en rocas del límite Cámbrico-Ordovícico, y fue intensamente deformado durante el evento varisco. Intrusiones de edades similares en metasedimentos de edad Neoproterozoico-Cámbrico inferior, son abundantes en otros sectores de la ZCI (Cordani *et al.*, 2006; Bea *et al.*, 2007; Antunes *et al.*, 2009; Bea *et al.*, 2009; Neiva *et al.*, 2009; Solá *et al.*, 2009; Antunes *et al.*, 2010; Solá *et al.*, 2010). La banda de Cércio sería entonces una zona de cizalla extensional, concordante en dirección y sentido de movimiento con las observadas en las zonas profundas de toda la región (Capítulos 6 y 8).



Figura 3.2 - Algunos aspectos de la formación Genísio a escala de afloramiento. **A** – Pizarras biotíticas intercaladas con capas más cuarcíticas en el Este de Vilar Seco (Estación VS-36). Se observa una lineación tectónica marcada por el alineamiento de los blastos de biotita; **B** – Aspecto “laminado” oscurecido por el metamorfismo rico en andalucita al Este de Sendim (estación SE-1). Se observa la crenulación (S3) de la foliación extensional de primera fase (SE1).

Por su posición estratigráfica y facies, la formación Genísio se correlaciona con la Formación Desejosa tanto en la región estudiada como en el sector Beiras-Douro (Sousa, 1984a; San José *et al.*, 1990). En otras regiones de la ZCI, lo hace con la Formación Aldeatejada en Salamanca (Díez Balda, 1986; San José *et al.*, 1990), con los Esquistos de Villalcampo en Alcañices (Villar Alonso, 1990), y con la Formación Pusa en los Montes de Toledo (Jensen *et al.*, 2010). En la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL), esta formación tiene su equivalente en la Serie de Villalba (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Marcos *et al.*, 2004).

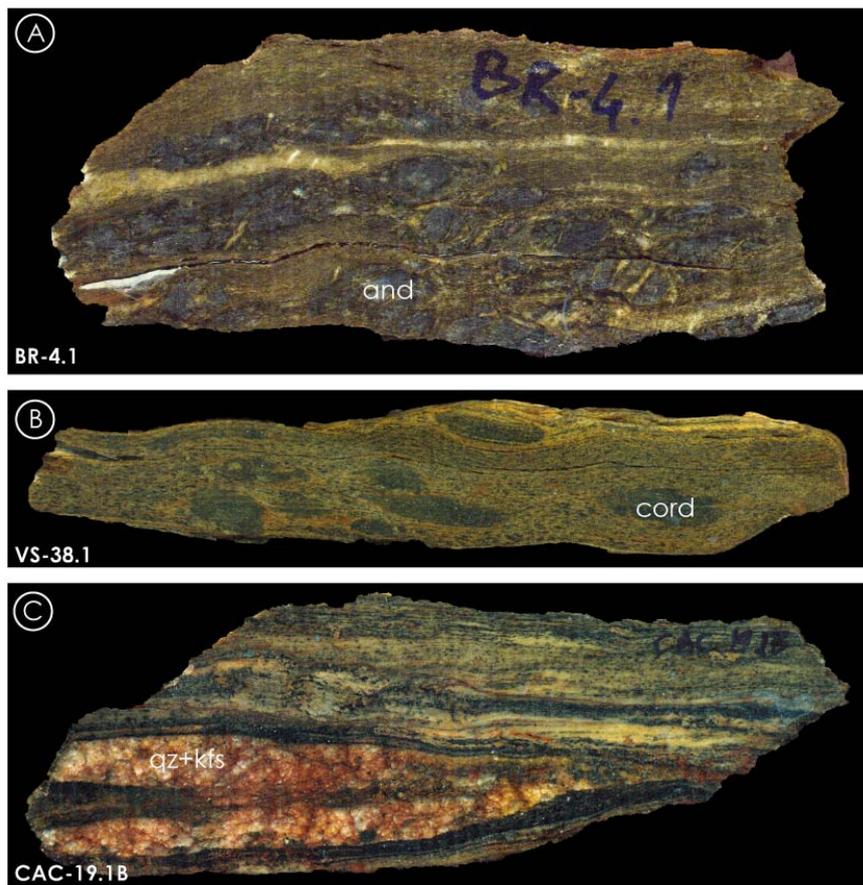


Figura 3.3 - Muestras de mano de algunas litologías de la formación Genísio. **A** – Esquisto biotítico con andalucita con fuerte foliación relacionada con E1. La longitud de la muestra es de 7 cm; **B** – Micaesquisto grauváquico con moscovita, biotita y cordierita sin-E1 (longitud de la muestra: 14 cm); **C** – Esquisto silimanítico con producción de fundidos “in situ” (cuarzo: qz; feldespato potásico: kfs) paralelos al bandeado litológico.

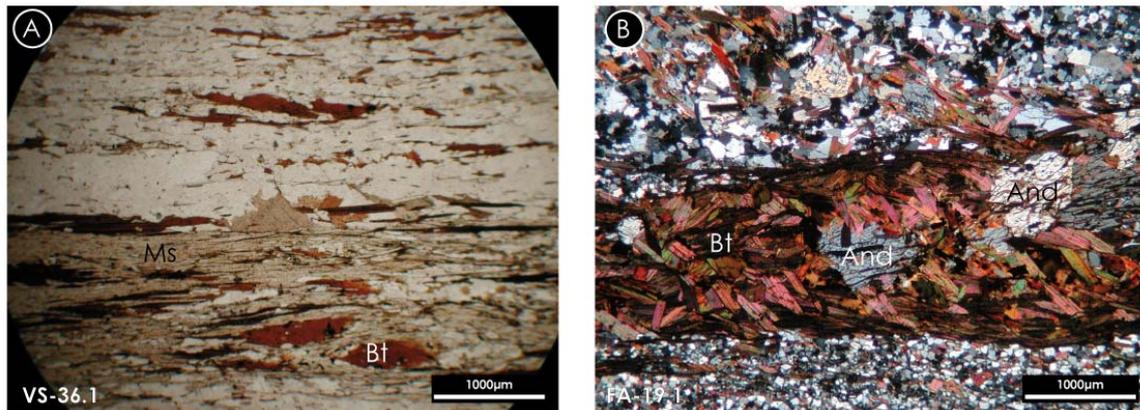


Figura 3.4 - Aspectos petrográficos a microescala de la formación Genísio. **A** – Aspecto típico de la unidad, presentando bandas ricas en filosilicatos (moscovita: Ms y biotita: Bt) y otras ricas en cuarzo relacionadas con la fase de deformación E1 (Capítulo 6) (nícoles paralelos); **B** – Aspecto de las litologías de esta formación cuando están afectadas por el metamorfismo de baja presión rico en andalucita. El bandeo observado en A muestra aquí una blastesis de andalucita (And) en las bandas más aluminosas, en este caso, dentro de una banda de biotita (Bt). En de las bandas ricas en cuarzo se pueden observar filosilicatos y a veces granate (nícoles cruzados).

Formación Desejosa

Fue originalmente definida al Oeste de este estudio, cerca del pueblo que le da el nombre, en el área de Pinhão – S. João da Pesqueira (Sousa, 1984a; Pereira *et al.*, 2006a), donde se le estima una potencia máxima de 300 m, que aumenta en dirección a Moncorvo (Pereira *et al.*, 2006a). En dicha localidad, está definida como la unidad estratigráfica superior de la secuencia terrígena flyschoides de edad Neoproterozoico-Cámbrico inferior (Sousa, 1984a; Pereira *et al.*, 2006a), perteneciente al Grupo del Duero del CEG, sin que se precise más su edad.

En el área estudiada aflora en los Sectores Centro y Sur, entre Bemposta (Portugal) y La Fregeneda (España). Se desconoce su base pero la potencia máxima observable es de unos 400 m. Sus características primarias están mejor expuestas entre Lagoaça y Barca d'Alva y en la zona Norte de la región Hinojosa del Duero-La Fregeneda, donde el grado metamórfico es más bajo. En los restantes sectores está afectada por la intensa tectónica y metamorfismo asumiendo un aspecto idéntico al de la formación Genísio antes descrita. También en este caso se puede observar el aumento gradual del metamorfismo, lo que permite extrapolar este tipo de transición a otros sectores de la región cartografiada, con peor afloramiento de la roca.

La Formación Desejosa está compuesta por una serie terrígena que varía desde facies finas, con intercalaciones decimétricas de pizarras negras con pasadas milimétricas de areniscas de grano muy fino, hasta facies gradualmente más groseras y bioturbadas, con intercalaciones centimétricas a decimétricas de areniscas con capas de hasta 1 cm de pelitas negras (Figura 3.5A y B y Figura 3.6A y B). Cuando aparecen bancos de arenisca, en especial en la parte medio-superior

de la secuencia, estos presentan abundantes estructuras sedimentarias de diversos tipos: laminaciones oblicuas, *hummockys*, estructuras de carga, figuras de escape de fluido y superficies erosivas (Figura 3.5A y C). En los metros superiores (cerca de 20-40 m), y justo por debajo de la formación suprayacente, son comunes los niveles de *slumps* (Figura 3.5 B) y (micro)conglomeráticos donde abundan las capas rotas y los cantos de cuarzo blanco, intraclastos y litoclastos. Localmente se han observado algunos niveles de rocas calcosilicatadas (Figura 3.6D) de escasa continuidad lateral y una potencia máxima de 40 cm.



Figura 3.5 - Aspectos de campo de las litologías del tramo superior de la Formación Desejosa con características turbidíticas. **A** – Superficie erosiva en la base de un conjunto de capas finamente laminadas que afecta un conjunto de capas de arenisca y pizarra de potencia centimétrica; **B** – “Slump” perteneciente al tramo más alto en la secuencia de esta unidad, a unos 10 metros por debajo de la formación Montes Ermos; **C** y **D** – Bioturbación típica observada en las ritmitas al norte de Freixo de Espada à Cinta. Fotos A, C y D: Estación MAZ-26; Foto B: Estación MAZ 49.

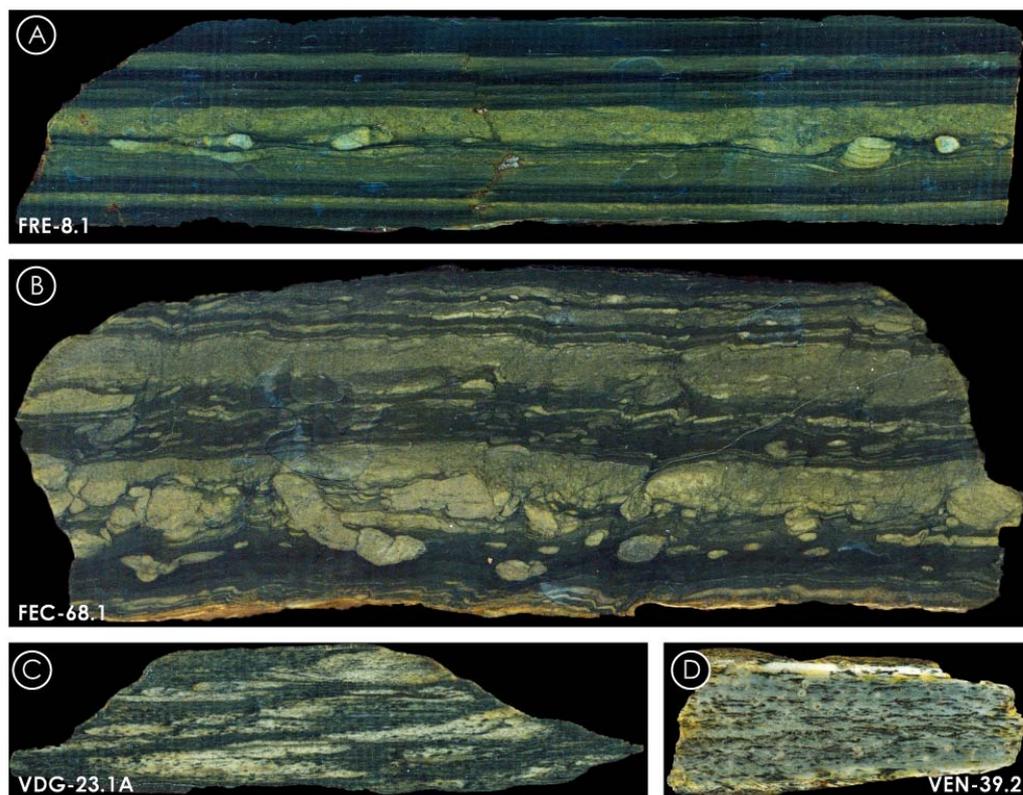


Figura 3.6 - Muestra de mano de algunas litologías identificadas en la Formación Desejosa. **A** y **B** – Ritmitas del techo de la unidad con abundancia de bioturbación en los niveles arenosos (ver descripción en el Capítulo 4). 17 y 9,5 cm de longitud máxima respectivamente; **C** – Ritmitas deformadas y metamorizadas en grado medio (esquistos biotíticos del Domo Gnéisico del Tormes) donde todavía se observan restos de la estratificación. El eje mayor de la muestra tiene 11 cm; **D** – Nivel calcosilicatado con granate perteneciente también a la misma unidad tectono-metamórfica (longitud=8cm).

La mineralogía de las pizarras negras presenta un predominio de filosilicatos, cuya fase dominante depende del grado metamórfico local. Se observan variedades con clorita, moscovita o biotita y están generalmente acompañadas de sericita, óxidos y a veces pirita (Figura 3.7A). En las rocas más metamorizadas se pueden observar andalucita, sillimanita y micas blancas. Las bandas de material más grosero presentan una mineralogía sencilla compuesta esencialmente por cuarzo y menores cantidades de filosilicatos, plagioclasa, opacos, pirita y circón (Figura 3.7A y C). El contacto entre bandas de material arenoso y arcilloso suele ser gradual, desde grueso hacia fino, bien neto, observándose a veces una granoselección inversa, afectada frecuentemente por bioturbación (Figura 3.7C). Las rocas calcosilicatadas de bajo grado metamórfico presentan una mineralogía compuesta por cuarzo, clorita, epidota, calcita, esfena y pirita (Figura 3.7B). En las más metamórficas, es frecuente la aparición de granate, biotita, sillimanita, plagioclasa y moscovita, además del cuarzo, circón y opacos, presentándose extremadamente recrystalizadas dinámicamente.

Al Norte de Freixo de Espada à Cinta, cerca de 2 km al NNE de la Ermita de Montes Ermos, se ha identificado a techo de esta unidad estratigráfica, una asociación de icnofósiles bien preservados con *Teichichnus rectus* y *Rosselia* cf. *socialis* (Figura 3.5C y D; Figura 3.6B), que indican una edad no inferior al *Cambrian Age 3* (ver Capítulo 4).

El patrón geoquímico de sus pizarras (Capítulo 5) muestra un pequeño desvío en relación a rocas tradicionalmente consideradas equivalentes en otros sectores de la ZCI (Dias da Silva *et al.*, 2011). Este desvío sugiere un área fuente ligeramente diferente, lo que podría estar condicionado por ser de una edad más joven.

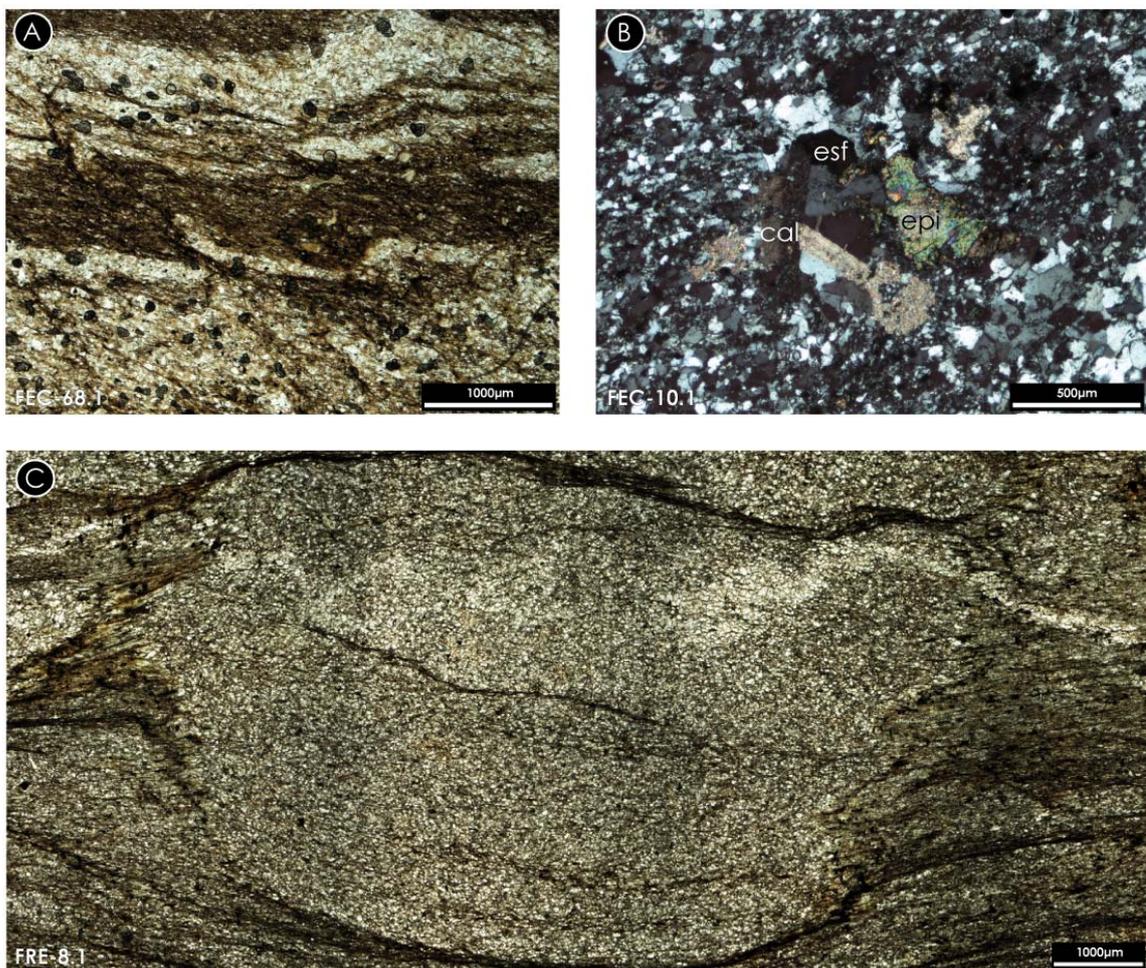


Figura 3.7 - Aspectos petrográficos de las litologías de la Formación Desejosa. **A** – Intercalaciones de arenas finas y pizarras cloríticas. En las arenas se observa cuarzo, plagioclasa, sericita/clorita y circón, mientras que en las bandas más pelíticas, la clorita es el mineral principal, teniendo como secundarios opacos, pirita y mica blanca (nícoles paralelos); **B** – Roca calcosilicatada, con matriz granoblástica con cuarzo predominante y cantidades menores de plagioclasa, epidota y clorita. Se observan porfiroblastos de epidota (epi), calcita (cal) y esfena (esf) (centro del campo, nícoles cruzados); **C** – Bioturbación en una intercalación arenosa (nícoles paralelos).

Apoyándose en los datos geoquímicos y en los paleontológicos se puede asumir una edad Cámbrico inferior alto a ¿Cámbrico medio? para la Formación Desejosa en este sector. No resulta fácil establecer ningún tipo de correlación con formaciones idénticas en otros sectores de la ZCI, a pesar de las semejanzas observadas, visto que no se pueden establecer relaciones de esta unidad con las Formaciones Tamames, Aldeatejada y Pusa (Díez Balda, 1986; San José *et al.*, 1990; Jensen *et al.*, 2010). Edades estratigráficas semejantes en sectores cercanos del Macizo Ibérico solamente se han identificado en la ZAOL, en la parte inferior de la Serie de los Cabos (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Marcos *et al.*, 2004)

Formación Montes Ermos

Propuesta de manera informal y descrita en este trabajo por primera vez, forma parte del Grupo del Duero del CEG de la ZCI, debido a encontrarse bajo la discordancia basal del Ordovícico.

Aflora solamente en dos pequeñas regiones: entre Freixo de Espada à Cinta y Mazouco, alrededor de la Ermita de Montes Ermos, donde se le estima una potencia máxima de 150 m, y al NE de Bruçó (Figura 3.8A), pero en este caso con intenso metamorfismo térmico superpuesto, con blastesis de cordierita centimétrica, que dificulta su reconocimiento en el campo.

El límite inferior con la Formación Desejosa es concordante, resolviéndose de forma neta con un cambio desde las facies turbidíticas de la unidad inferior hacia las facies limolíticas masivas de la formación Montes Ermos. Entre Freixo de Espada à Cinta y Mazouco esta unidad presenta un grado metamórfico muy bajo (Figura 3.8B), salvo en las cercanías de la Ermita de Montes Ermos, donde presenta pequeños blastos de cordierita tardía (Figura 3.9) relacionados con los apuntamientos graníticos que intruyen en el sector (Figura 3.8C). En esta localidad se ha identificado una secuencia monótona de bancos con 60-120 cm de potencia, compuestos por areniscas de grano fino y limolitas micáceas masivas, con poca o nula bioturbación. El límite entre bancos suele estar marcado por finas laminaciones oscuras, inferiores a 1 mm, teñidas por óxidos de hierro cuando están oxidadas.



Figura 3.8 - Algunos afloramientos de las litologías de la formación Montes Ermos. **A** – Intensa foliación SE1 en las arenas limolíticas de esta unidad que, junto con el metamorfismo térmico M2, dificulta la identificación de los aspectos primarios, como la estratificación (Estación VGA-1); **B** – Aspecto de las débiles laminaciones sedimentarias, marcadas por el enriquecimiento en materia orgánica en los niveles más arcillosos. La variación del tamaño del grano es muy baja entre el bandeado, confiriendo un aspecto masivo a los bancos limolíticos (Estación MAZ-48). **C** – Dique de cuarzo con salbanda micácea, relacionado con el granito subaflorante tardi-Varisco que intruye en esta unidad litoestratigráfica, produciendo el metamorfismo de contacto, con desarrollo de pequeños blastos de cordierita (Figura 3.9) (Estación FEC-8).

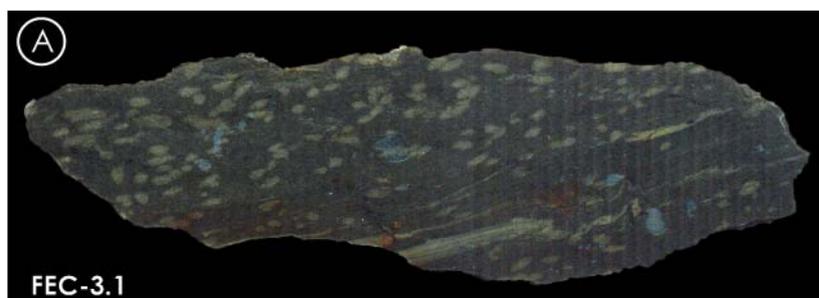


Figura 3.9 - Muestra de mano de las limolitas de la formación Montes Ermos afectadas por metamorfismo de contacto desarrollando blastos de cordierita (longitud máxima: 9 cm).

Al microscopio, se evidencia el carácter limolítico de estas rocas. El cuarzo, de tamaño muy fino, es abundante, junto con la sericita y la clorita (Figura 3.10A). Se observan algunos óxidos. Localmente se observa la presencia de cloritoide y, cuando la muestra está afectada por metamorfismo de alta temperatura, cordierita. Los granitoides tardi-variscos, provocaron metamorfismo de contacto y una turmalinización intensa que afecta principalmente los minerales más aluminosos, como los filosilicatos (Figura 3.10B).

Debido a la ausencia de fósiles, solamente se puede inferir una edad entre el Cámbrico inferior-medio y el Ordovícico Inferior, por encontrarse limitada a muro por la Formación Desejosa y a techo por la discordancia de la base del Ordovícico. No obstante, la ausencia de unidades del Cámbrico medio y superior recientemente datadas en la ZCI inclina a considerar que la edad de la formación Montes Ermos ha de ser próxima al límite entre el Cámbrico inferior y el medio. Su semejanza con algunas facies detríticas de la Formación Tamames, en Salamanca (Díez Balda, 1986) y de la Formación Azorejo, en los Montes de Toledo (Jensen *et al.*, 2010), sugiere una correlación a primera vista, pero que aún tiene que ser confirmada con hallazgos fosilíferos u otro tipo de datación.

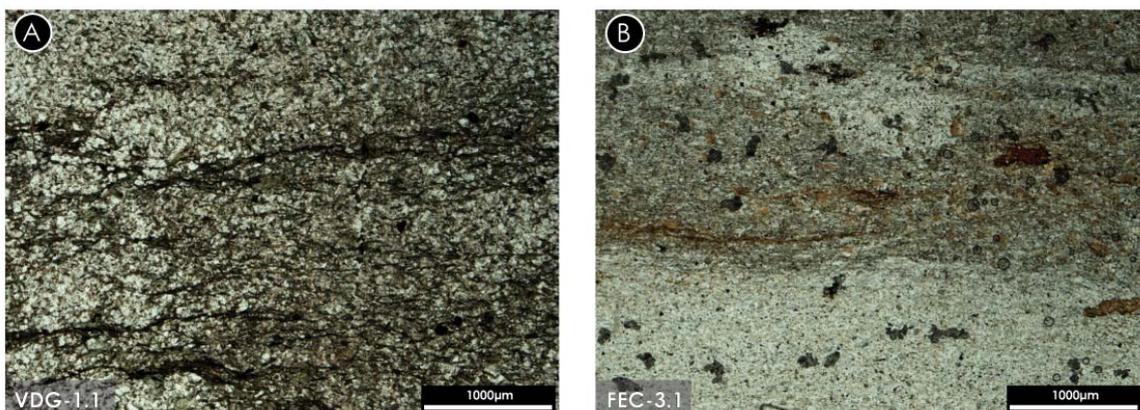


Figura 3.10 - Aspectos petrográficos de las arenas finas limolíticas de la formación Montes Ermos. **A** – Arenas finas homogéneas con cuarzo, mica blanca (sericita) y clorita. Se observan algunos opacos y pirita; **B** – Limolitas con metamorfismo de contacto y turmalinización intensa. Se observan, además de turmalina, cuarzo, mica blanca, biotita, cordierita sericitizada, opacos, circón y pirita.

3.2.2. Discordancia de la base del Ordovícico (Discordancia Toledánica)

A techo de las unidades pertenecientes al Grupo del Duero se ha identificado una discordancia angular (Figura 3.1), que señala un importante hiato temporal en el registro estratigráfico (Tablas 3.1 y 3.2), también descrita en otros trabajos para el sector estudiado (Sousa, 1984a; Sá, 2005; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2009). Se observa con claridad en los bordes Oeste y Sur del Sinforme de Moncorvo y a lo largo de todo el borde del Sinforme de Poiares, afectando a las distintas unidades pre-Ordovícicas de modo diferente en ambos sinformes (Figura 3.11):

En el sur del Sinforme de Moncorvo, el ángulo entre las primeras capas Ordovícicas y la Formación Desejosa oscila entre 15° y 30°, con variaciones en el buzamiento de ambas. En el borde E, entre Freixo de Espada à Cinta y Mazouco, este fenómeno también afecta a la formación Montes Ermos, con ángulos semejantes. En la región de Mazouco no se ha podido observar la discordancia, pero los datos estructurales tomados en el campo permiten deducir una situación equivalente.

En el sur del Sinforme de Poiares, esta discordancia se acerca a ángulos de 90°, observándose de forma espectacular en la carretera de Poiares a Barca d'Alva. Esta relación angular también se observa en el flanco N.

Esto sugiere la existencia de una deformación previa a la sedimentación de las unidades del Ordovícico Inferior, que produjo en este sector un plegamiento abierto que explica las relaciones angulares observadas en el campo.

Esta discordancia ha sido identificada en distintos sectores del Macizo Ibérico (Sousa, 1984a; Díez Balda, 1986; Coke *et al.*, 1995; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Ponte & Gama Pereira, 2004; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2006a; Valladares *et al.*, 2009). Se correlaciona con la Discordancia Toledánica en la ZCI (Macaya, 1981; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Gutiérrez Marco *et al.*, 2008; Valladares *et al.*, 2009), por semejanza en edad y características.

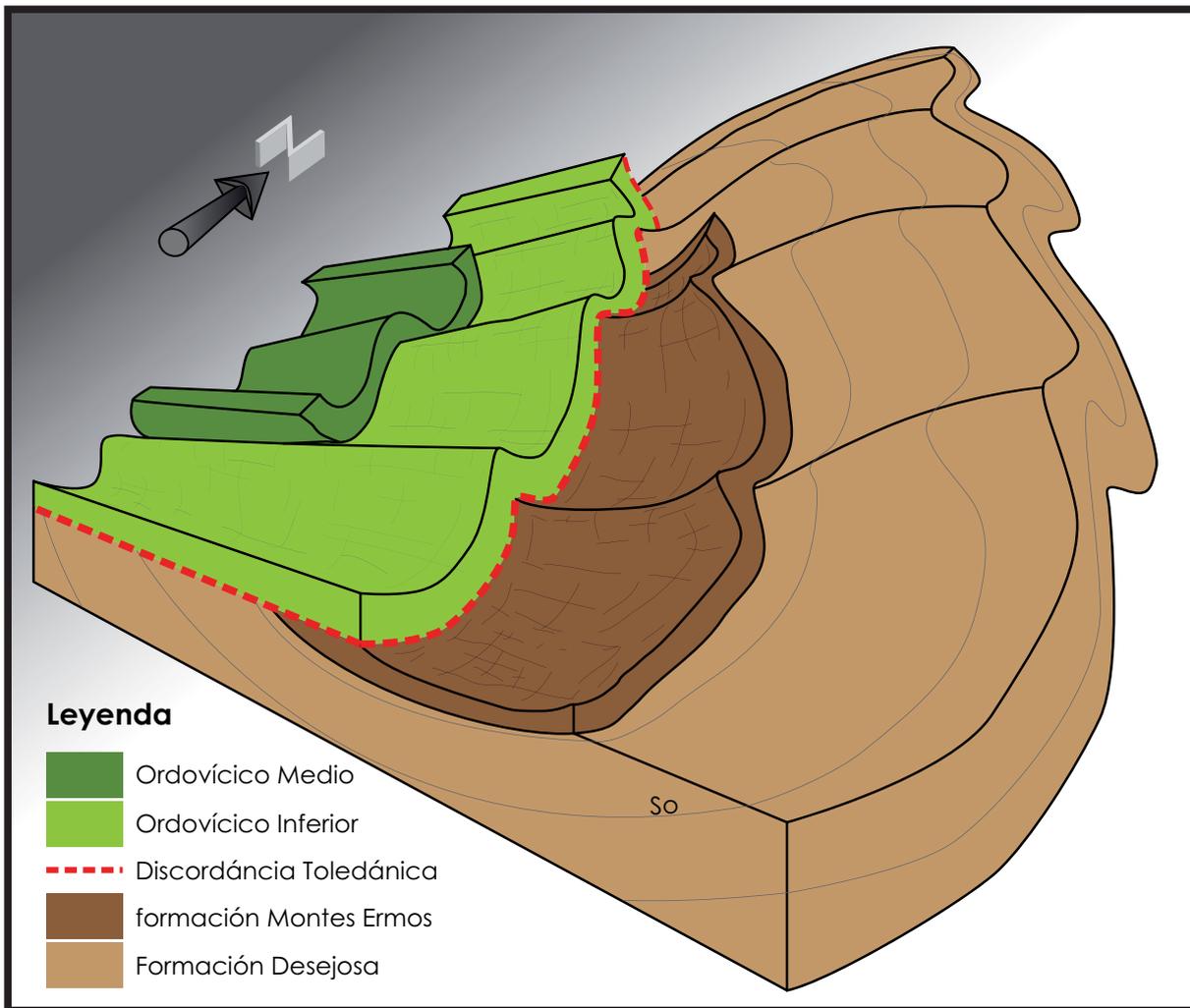


Figura 3.11 - Bloque diagrama donde se representan la Discordancia Toledánica y la relación angular entre las unidades pre-ordovícicas y las unidades del Ordovícico Inferior-Medio en el Sinforme de Moncorvo. La línea roja a trazos representa la intersección de la formación Montes Ermos con el Ordovícico Inferior, revelando la existencia de un pliegue pre-Ordovícico en el Sector Sur, en el extremo oriental del Sinforme de Moncorvo.

3.2.3. Formación Vale de Bojas (Conglomerado de Base)

La Formación Vale de Bojas, formalizada en la Sierra de Marão (Portugal) por Sá (2005), está constituida por 2 miembros (Coke *et al.*, 1995; Coke *et al.*, 2001; Sá, 2005): el Miembro Bojas, cuya base marca la discordancia Toledánica, y que presenta facies conglomeráticas con cantos de origen volcánico (granos de cuarzo con golfos de corrosión) y capas de tobas volcánicas ácidas intercaladas; y el Miembro Freitas, que se encuentra en continuidad estratigráfica con la unidad subyacente, también compuesto esencialmente por conglomerados poligénicos, pero sin que ningún componente de origen volcánico haya sido identificado dentro de él. En la Carta Geológica de Portugal 1:200.000 (Hoja 2, Pereira *et al.*, 2006a) esta unidad se denomina Formación Quinta da Ventosa, pero aquí se adoptará la nomenclatura formalizada por Sá, *et al.* (2005) para este sector (Tablas 3.3 y 3.4).

Tabla 3.4 -Tabla de correlación de las unidades litoestratigráficas del Ordovícico Inferior en la región estudiada – publicadas en Ribeiro (1974) y en las cartas geológicas de Portugal del INETI/LNEG (antiguo Instituto Geológico e Mineiro/Serviços Geológicos de Portugal) – con la propuesta en este trabajo.

Sá, et al. 2005	Ribeiro, 1974	1:200000	11-D	11-B	This work		
					South	Central	North
Marão Fm.	Fragas de Ermida Mb.	O2b	O2b	Mr4	Fragas de Ermida Mb.		
	Malhada Mb.		O2a	Mr3	Ermida Mb.		
	Ermida Mb.	O2a	O1b	Mr2	Mazouco mb.		
				Upper Qzits	Palacoulo mb.		
				Inferm Slates	Vilar Seco mb.		
				Lower Qzits			
Vale de Bojas Fm.	O1b	Quinta da Ventosa Fm.	Vale de Bojas Fm.	Quinta da Ventosa Fm.	Vale de Bojas Fm.		
	O1a						

En este estudio sólo fue posible identificar una unidad cuarcítico-conglomerática, correlacionable con la Formación Vale de Bojas, sin haberse encontrado hasta la fecha las facies vulcano-conglomeráticas típicas del Miembro Bojas de la Sierra de Marão. Por este motivo no se han diferenciado los miembros formalizados por Sá *et al.* (2005) y se aplica el nombre de la formación a toda la unidad cartografiada.

La unidad aflora de forma discontinua en los sinformes de Moncorvo y Poiars: desde Mazouco hasta 2 km al oeste de Freixo de Espada à Cinta, extendiéndose por todo el borde E del Sinforme de Moncorvo y a lo largo del borde S del Sinforme de Poiars. Presenta una potencia máxima de 40 m en el primer caso y de 15-20 m en el segundo. En los afloramientos cercanos a la localidad de Bruçó no se han identificado niveles arenoso-conglomeráticos en la base del Ordovícico, pero pueden haberse confundido con las arenas de la formación Montes Ermos, llenas de blastos centimétricos de cordierita en esta zona.

La base de la Formación Vale de Bojas está marcada por la Discordancia Toledánica (Figura 3.12A), que se pone en contacto con la formación Montes Ermos al Noroeste de Freixo de Espada à Cinta y sobre la Formación Desejosa en los restantes sectores donde ha sido identificada.

En el tramo inferior de la Formación Vale de Bojas se observan una o varias capas conglomeráticas discontinuas y de hasta 1 m de espesor (Figura 3.12B, C y D). Estos conglomerados poligénicos clasto-soportados, muestran cantos de diversas litologías como cantos blandos, de cuarzo blanco, y litoclastos de cuarcita y de pizarra (Figura 3.13), algunos provenientes de la Formación Desejosa. Este tipo de conglomerado no es exclusivo de la base de la formación y pueden observarse algunos lentejones conglomeráticos de poca potencia (hasta 30 cm) y continuidad lateral menor de 10 m intercalados en los bancos cuarcíticos de los tramos superiores (Figura 3.12E). En el tramo inferior a medio de la formación, las cuarcitas son de grano más grueso y con bancos más potentes (2-3 m), observándose alguna capa centimétrica de microconglomerado. La estratificación está marcada por cambios granulométricos y, a veces, por alineaciones de cantos sub-angulosos con dimensiones variables entre 0,5 y 2,5 cm, generalmente

compuestos por cuarzo blanco, que parecen “flotar” en una matriz arenosa (Figura 3.12D). A medida que se sube en la secuencia, las capas siliciclásticas pierden potencia (10-60 cm) y comienzan a presentar intercalaciones de pizarras sericíticas y negras (5-20 cm), volviéndose cada vez más bioturbadas y de grano más fino (Figura 3.12F). La frecuencia y el grosor de las capas de pizarra aumentan hacia el techo, pasando gradualmente a la formación siguiente, siendo difícil definir su límite superior.

Las cuarcitas y los conglomerados presentan una matriz escasa compuesta por clorita, sericita y opacos, y clastos de diferente naturaleza identificados también a escala de afloramiento (Figura 3.14). Las pizarras sericíticas están compuestas por sericita-moscovita y cantidades menores de cuarzo. Localmente han crecido pequeños blastos de andalucita y cloritoide. Las pizarras negras presentan una mineralogía de grano fino (pelítico-siltítico) compuesta por sericita, clorita, cuarzo, y opacos (grafito, pirita y óxidos).

En las capas más bioturbadas, son frecuentes los icnofósiles de tipo *Skolithos* y otros como las pistas paralelas a las capas (Figura 3.12F), ya descritos en trabajos anteriores (Sá *et al.*, 2003; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2006a). No se ha identificado otro tipo de indicio fósil en el área del presente estudio.

Sá *et al.* (2005) proponen una edad Arenigiense inferior-medio para la Formación Vale de Bojas por la presencia de *Skolithos* en su parte alta. Pero debido a ausencia de icnofósiles en las capas inferiores, por correlación litológica y por su posición estratigráfica, se puede sugerir una edad Tremadociense-Arenigiense inferior como en otros sectores del Macizo Ibérico (Coke *et al.*, 2001; Díez Montes, 2007).

De este modo, se puede correlacionar esta formación con otras unidades arenoconglomeráticas del Macizo Ibérico, como por ejemplo, con la Formación Quinta da Ventosa en Torre de Moncorvo (Sousa, 1984a; Sá *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2006a), con la unidad *O1a* de la formación de la Cuarcita Armoricana (Ribeiro, 1974; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a), ó con el Conglomerado de Base al Norte del Batolito de Pedroches (Martínez Poyatos *et al.*, 2004b).

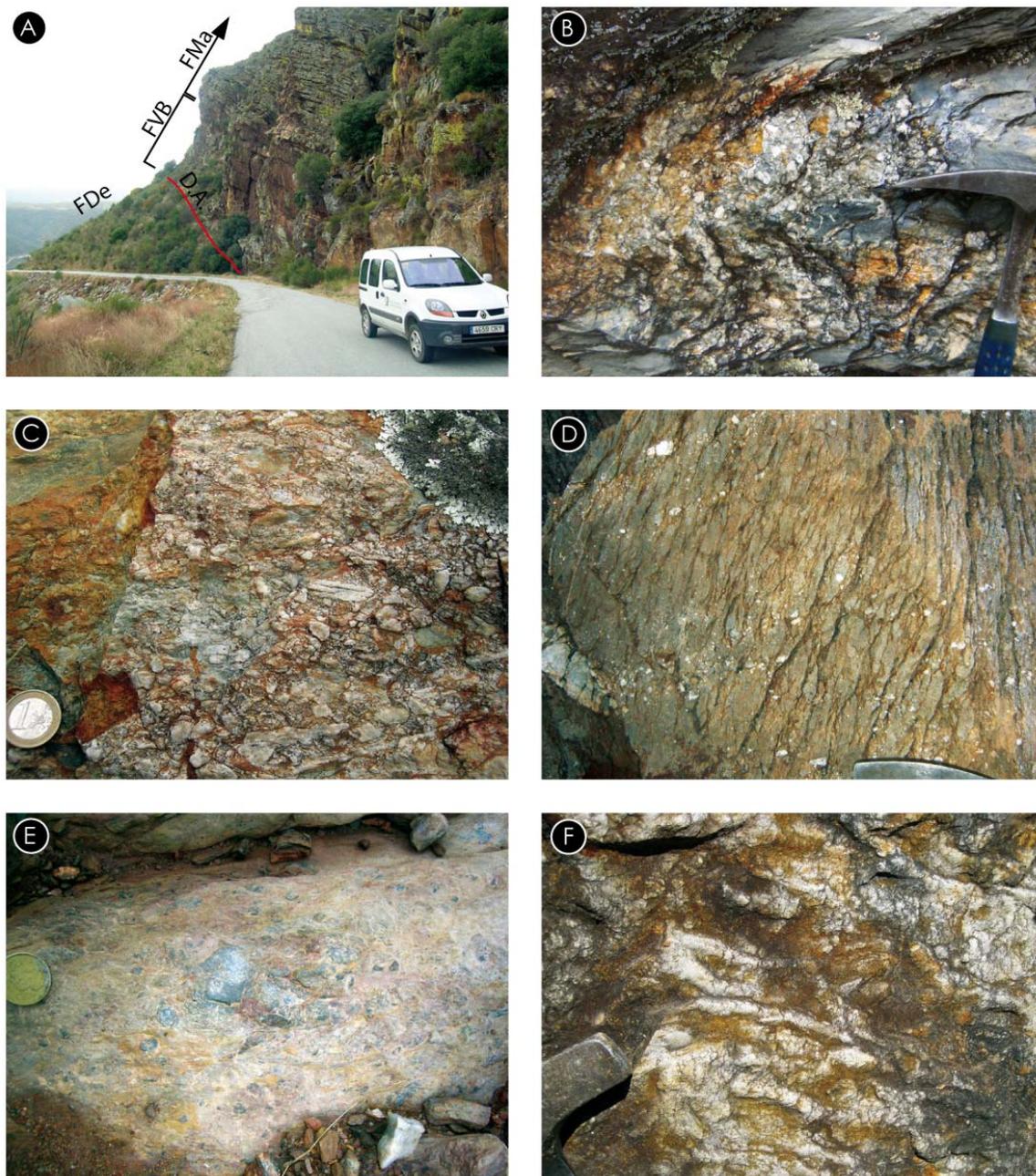


Figura 3.12 - Algunos aspectos de campo de la Formación Vale de Bojas. **A** – Discordancia angular (Toledánica) entre la Formación Desejosa (FDe) y la Formación Vale de Bojas (FVB) en la carretera Barca de Alva – Poiães (Estación POI-19); **B** – Capa de conglomerado poligénico grano-soportado formado por cantos intercalados en capas de pizarras arenosas (Estación MAZ-42); **C** – Conglomerado poligénico grano-soportado de la base de esta unidad, con cantos que presentan laminaciones sedimentarias, cuya procedencia es probablemente la Formación Desejosa (Estación POI-24); **D** – Arenas groseras a microconglomeráticas con cantos de cuarzo blanco “flotantes” en la matriz y que definen la estratificación (Estación MAZ-45); **E** – Conglomerado soportado por matriz con presencia de cantos blandos (Estación MAZ-69); **F** – Estilo de la bioturbación frecuente a techo de esta unidad, hacia la transición con la Formación Marão (Estación MAZ-15).

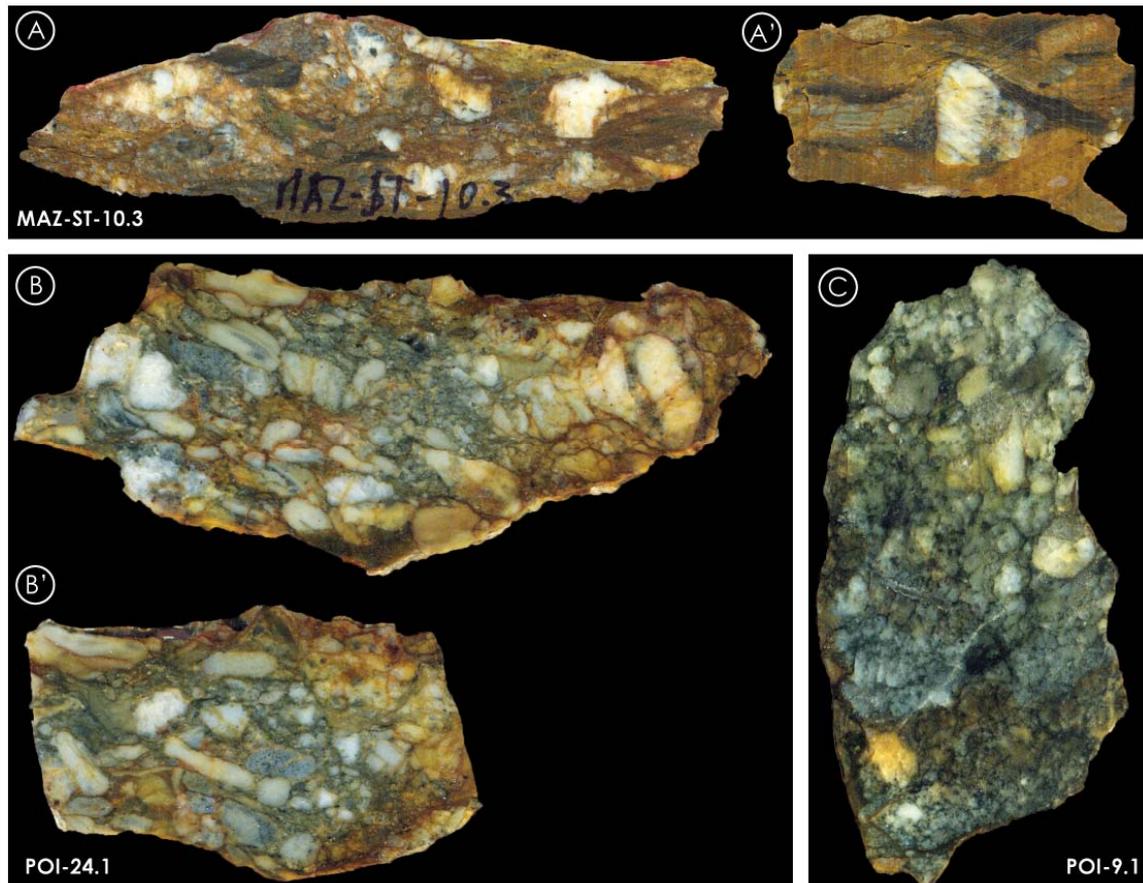


Figura 3.13 - Muestras de mano de las litologías más groseras de la Formación Vale de Bojas. **A** y **A'** – Conglomerado soportado por matriz (longitud de 10 y 6 cm respectivamente); **B** y **B'** –Conglomerado poligénico soportado por cantos con algunos elementos que presentan laminaciones sedimentarias, probablemente procedentes de la Formación Desejosa (longitud de 8,5 y 5 cm respectivamente); **C** – Microconglomerado a arenisca grosera con matriz cuarzo-clorítica (verdosa) con cantos esencialmente compuestos por cuarzo (eje mayor de la muestra, 8 cm).

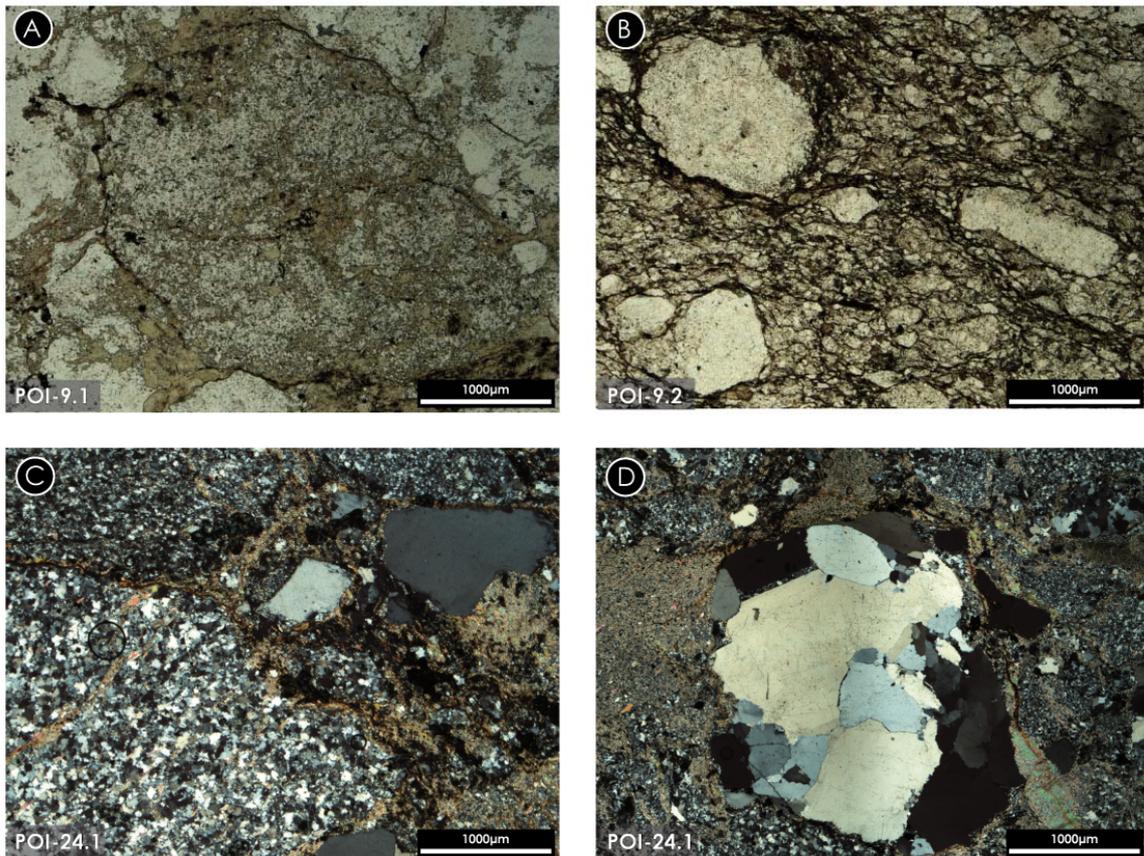


Figura 3.14 - Microfotografías de las litologías de la Formación Vale de Bojas. **A** – Litoclasto de limolita, posiblemente derivado de la Formación Desejosa. La matriz es una cuarcita de grano grueso, microconglomerática, con abundante clorita (nícoles paralelos); **B** – Cuarcita impura de grano grueso, con abundantes fragmentos angulosos de cuarzo (nícoles paralelos); **C** – Conglomerado con litoclasto (en el cuadrante izquierdo) y fragmentos de cuarzo angulosos, en una matriz de grano fino con clorita, cuarzo y opacos. En la parte superior de la fotografía, se observa una capa rota (o litoclasto) compuesta por cuarzo de grano fino (nícoles cruzados); **D** – Conglomerado con canto de cuarzo redondeado y fragmentos de cuarzo angulosos, en una matriz de grano fino (nícoles cruzados).

3.2.4. Formación Marão

La Formación Marão, definida formalmente por Sá *et al.* (2005) en Portugal, también es conocida informalmente como Cuarcita Armoricana en otras regiones (Macizos Iberico y Armoricano), y presenta diferentes características litológicas para cada sector del área cartografiada (Figura 3.1 y Tablas 3.3 y 3.4). Por este motivo, este trabajo adopta una división particular para cada sector, con distintos miembros según las zonas, empleándose las nomenclaturas formales siempre que las características generales y posición estratigráfica de cada miembro se mantenga, en su mayor parte, idéntico al definido en dicha formalización estratigráfica. La propuesta de división se refleja en el mapa geológico y en los cortes (en Anexo), e implica importantes variaciones laterales de facies dentro de la secuencia del Ordovícico Inferior. Se propone una división en 3 miembros para los Sectores Norte y Sur y en 2 miembros para el Sector Central de la región cartografiada (Figura 3.1).

Miembro Vilar Seco

En el Sector Norte se propone un nuevo miembro denominado Vilar Seco, debido a que las unidades anteriormente definidas, *O1a* y parte de la *O1b* de la Formación Cuarcita Armoricana (Ribeiro, 1974; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a), y las unidades formalizadas por Sá, (2005) y Sá *et al.* (2005), no se corresponden en sus límites y características con la cartografiada en este trabajo.

El miembro Vilar Seco aflora entre las localidades de Vilar Seco y Fonte de Aldeia, presentando una potencia máxima estimada de 740 m. Se desconoce con exactitud la naturaleza de su límite inferior con las rocas de la formación Genísio, debido a la intensidad de deformación y metamorfismo observado en ese sector (Vilar Seco y Genísio). En su base no se han identificado capas conglomeráticas discontinuas de la Formación Vale de Bojas, presentes en los sinformes de Moncorvo y Poiares. Por tanto, en el Sector Norte, esta unidad estratigráfica reposa sobre la formación Genísio, y la intensa deformación impide reconocer la Discordancia Toledánica en esta zona.

La secuencia sedimentaria muestra una sucesión de capas centimétricas de pizarras negras y limolitas impuras grises, predominando las pizarras. Localmente aparecen bancos discontinuos de cuarcitas impuras y limolitas marrones (Figura 3.15B), finamente laminadas y con geometrías lenticulares. En el tramo medio se ha cartografiado un conjunto de barras de ortocuarcitas blancas a marrón claras (Figura 3.15A y C), de gran continuidad lateral y un máximo de 20-40 m de espesor. Localmente se han identificado rocas ígneas básicas aparentemente intercaladas en la secuencia (Figura 3.15D). Se presentan como cuerpos lenticulares con una potencia máxima de 5-8 m y 30 m de longitud. Presentan una foliación tectónica penetrativa y una coloración verde oscura, y se observan frecuentemente fenocristales (¿hornblenda?) sustituidos por anfíboles fibrosos (tremolita-actinolita) y clorita.

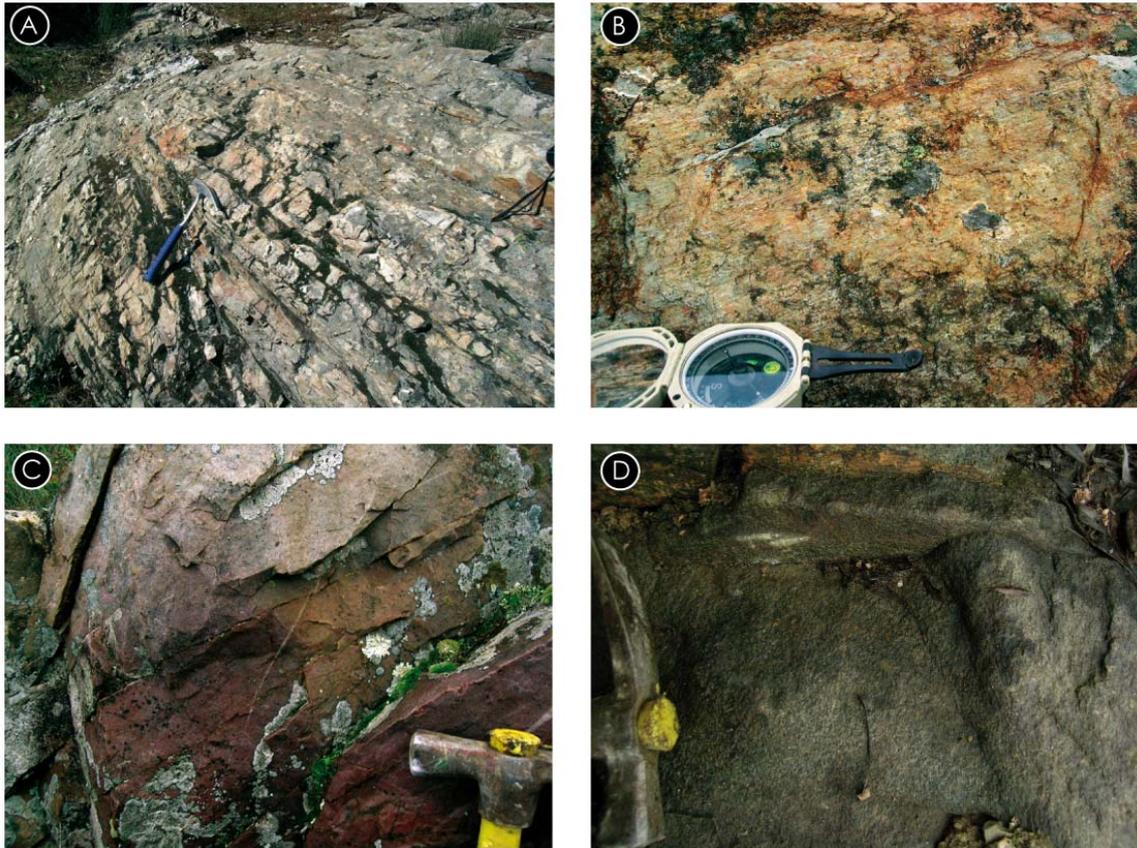


Figura 3.15 - Cuarcitas del miembro Vilar Seco. **A** – Capas de ortocuarcita con 10-20 cm de potencia en la estación FA-17; **B** – Cuarcitas impuras en la Estación VS-16, con lineación de estiramiento tectónica bien marcada en la estratificación; **C** – Ortocuarcitas masivas con óxidos de hierro de la estación VS-18; **D** – Rocas metabásicas con fenocristales de anfíbol retrogradados (Estación VS-17).

Dentro de los aspectos microscópicos de estas litologías destaca la presencia de cuarzo con dimensiones de arena y limo. De forma general se pueden caracterizar las rocas más limolíticas con texturas granolepidoblásticas, compuestas por cuarzo, sericita, moscovita, biotita, clorita y cantidades variables de materia grafitosa, circón, cloritoide, óxidos y otros opacos como los sulfuros (Figura 3.16C). A veces se pueden observar bandeados composicionales sedimentarios graduales y netos, donde varía la cantidad de cuarzo en la matriz. Las litologías pizarrosas presentan una mineralogía bastante similar, pero el cuarzo solamente aparece en una proporción subordinada. Las cuarcitas laminadas presentan una textura granoblástica y lepidoblástica, con mayor presencia de minerales pesados como los óxidos y los circones (Figura 3.16B). Las ortocuarcitas están constituidas esencialmente por cuarzo y cantidades bastante menores de filosilicatos, circón y minerales opacos, dispersos puntualmente en la matriz granoblástica (Figura 3.16A). Los cuerpos ígneos básicos presentan en general una textura fanerítica afectada por foliación tectónica, cuyos minerales primarios –plagioclasas y hornblendas– han sido parcial o totalmente sustituidos por epidota, calcita, tremolita-actinolita y clorita. Son frecuentes los

crisales de pirita con texturas esqueléticas y dendríticas que evidencian el crecimiento rápido de este mineral (Figura 3.16C).

Como en este trabajo no se han encontrado fósiles, se asumen las premisas de los últimos trabajos de paleontología realizados en las regiones más cercanas (Sá *et al.*, 2003; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005). Estos autores, por correlación litológica y posición estratigráfica con los sectores vecinos, proponen una edad Floiense medio a superior (Arenigiense medio-superior) para el Miembro Ermida, equivalente estratigráfico al miembro Vilar Seco en el sector estudiado.

Otras correlaciones posibles dentro del Dominio del Olo de Sapo de la ZCI son la formación Capas de los Montes (Reimer, 1966; Farias, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992; Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007) y con las Pizarras de los Montes (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). En el Dominio Esquisto-Grauváquico de la ZCI, este miembro encuentra equivalentes en la formación Santa Eufemia en Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987), en la formación Sarnelha en Buçaco (Sá *et al.*, 2003; Sá, 2005), en la Unidad de Montalto en Valongo (Sá *et al.*, 2003; Sá, 2005) y en las unidades *O1a* y parte de *O1b* de la Formación de la Cuarcita Armoricana de otros sectores cercanos de la ZCI portuguesa (Ribeiro, 1974; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a). En la ZAOL se puede correlacionar esta unidad con la parte media y superior de la Serie de los Cabos (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Marcos *et al.*, 2004). En el área cartografiada, este miembro tiene correlación con el miembro Mazouco (informal, propuesto y descrito más adelante).

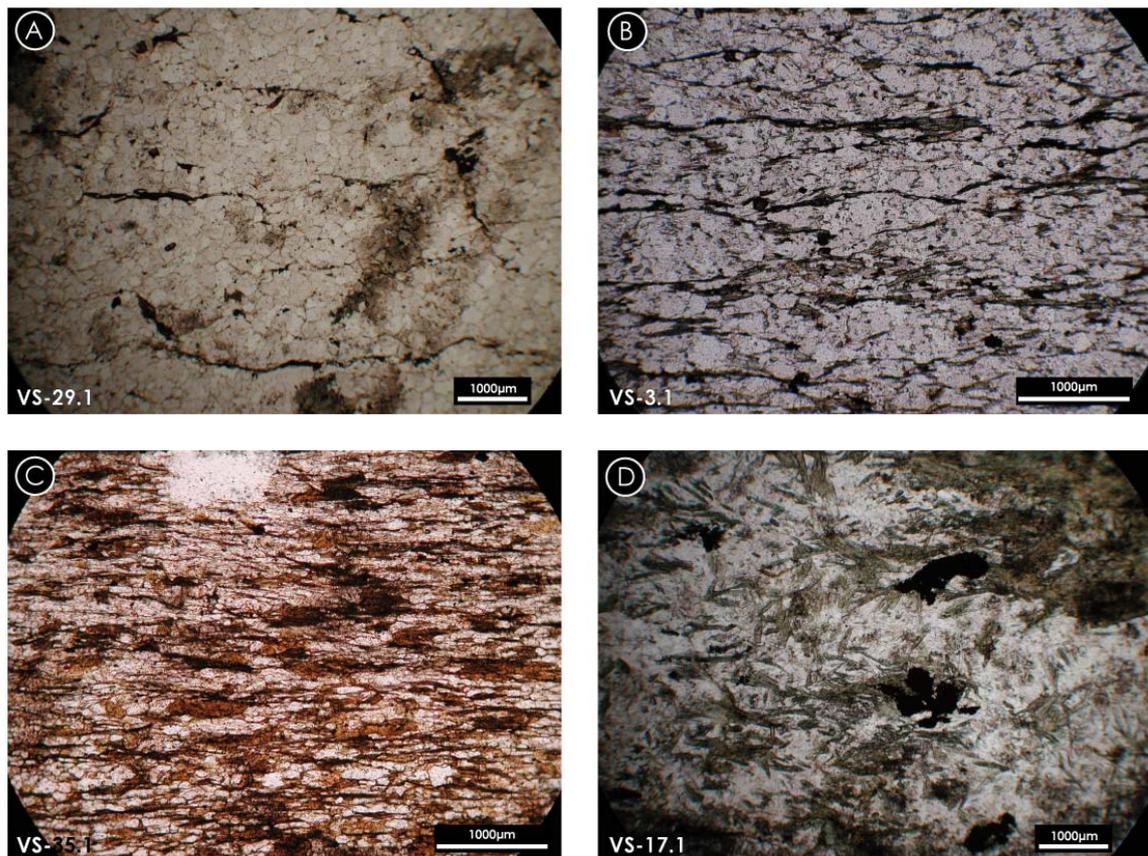


Figura 3.16 - Aspectos microscópicos de algunas litologías del miembro Vilar Seco. **A** – Ortocuarzitas con óxidos concentrados en planos (¿So?) que dan tono rojizo cuando se oxidan; **B** – Cuarzitas con filosilicatos (biotita, clorita y mica blanca) a lo largo de los planos de esquistosidad E1; **C** – Pizarras limolíticas con blastesis de biotita y andalucita marcando SE1; **D** – Aspecto textural de una roca básica, con fibras de actinolita y clorita (verdosas) y plagioclasa (incolora). Se observa pirita esquelética-dendrítica hacia el centro del campo.

Miembro Palaçoulo

Localizado estratigráficamente por encima del miembro Vilar Seco y por debajo del Miembro Ermida (Sá *et al.*, 2005), se propone informalmente la definición del miembro Palaçoulo. En anteriores trabajos esta unidad fue confundida con la formación Pizarrosa del Ordovícico Medio (Ribeiro, 1974; Meireles *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2006a), o Formación Moncorvo (Sá *et al.*, 2005), suponiéndola preservada en un núcleo sinclinal de 1ª fase varisca ligeramente tumbado al ENE (Ribeiro, 1974; Meireles *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2006a). Nuestros datos estructurales y estratigráficos indican que la serie estratigráfica es continua y el pliegue no existe. Por eso, se define una nueva unidad más pizarrosa entre los tramos más cuarcíticos de la Formación Marão (miembros Vilar Seco y Ermida) en este sector.

Esta unidad aflora entre la zona de las Minas de Santo Adrião y el Este de Travanca, con una potencia máxima estimada de 260 m. La transición de esta unidad con las limítrofes es gradual. Su límite inferior se define por la presencia cada vez más abundante de capas pizarroso-limolíticas, que se tornan más potentes hacia la tramo central de la unidad, y una disminución de las capas cuarcíticas. La secuencia principal está compuesta por pizarras negras con algunas intercalaciones de limolitas gris oscuras y escasas capas de cuarcita impura, ambas bastante discontinuas lateralmente, con una potencia máxima de 10 cm. Localmente (entre Fonte Ladrão y Águas Vivas) se observan algunas rocas básicas de poca extensión. Estas rocas están intruidas o interestratificadas en limolitas grises. Las capas cuarcíticas son nuevamente más abundantes hacia la transición al Miembro Ermida. En dichas capas se pueden observar estructuras sedimentarias como “ball and pillow”, laminaciones cruzadas y estructuras de carga.

Al microscopio, las pizarras y las limolitas grises presentan texturas (grano-) lepidoblásticas, compuestas por sericita, moscovita, biotita, clorita, cuarzo y cantidades variables de materia grafitosa, cloritoide y minerales opacos como óxidos y pirita (Figura 3.17). Las rocas básicas están retrogradadas con una mineralogía sencilla, compuesta por tremolita-actinolita (¿derivada de hornblenda?), plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, óxidos y pirita esquelética.

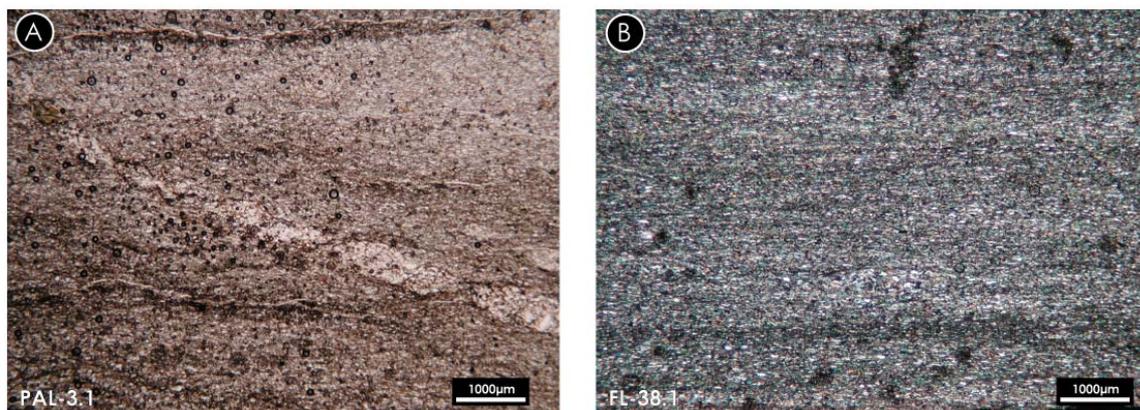


Figura 3.17 - Pizarras grises y limolitas del miembro Palaçoulo. **A** – Estratificación en limolitas (capa blanca). Las pizarras (matriz más oscura) presentan grafito y otros opacos, confiriendo la coloración gris oscura observada en el campo (nícoles paralelos); **B** – Pizarras limolíticas con filosilicatos, cuarzo y abundantes opacos (nícoles cruzados).

En el miembro Palaçoulo tampoco se han identificado hasta la fecha restos fósiles. Por correlación litoestratigráfica con unidades equivalentes (Sá *et al.*, 2005), y por la continuidad estratigráfica con las unidades limítrofes, proponemos una edad Floiense medio-superior (Arenigiense medio-superior).

Ya que su edad y posición estratigráfica son equivalentes a las del miembro Vilar Seco de la Formación Marão, se proponen para él las mismas correlaciones.

Miembro Mazouco

En los sectores Centro y Sur se ha definido una nueva unidad cartográfica informal dentro de la Formación Marão a que llamamos miembro Mazouco.

Presenta una potencia de cerca 400-600 m y sus características se observan bien en los sinformes de Moncorvo y Poiares, estando parcialmente oscurecidas por los fenómenos tectono-metamórficos entre Tó y Bruçó. Sus principales características son las alternancias, su coloración, abundantes estructuras sedimentarias y bioturbación.

El contacto inferior se resuelve de distintos modos. Es concordante sobre la Formación Vale de Bojas a través de una transición gradual, entre Mazouco y Freixo de Espada à Cinta y en el borde Sur del Sinforme de Poiares (Figura 3.18B y C). En estos casos, la formación inferior se torna más fina y bioturbada hacia techo, con intercalaciones de cuarcitas impuras y pizarras, estas últimas cada vez más abundantes (Figura 3.18C). En otras situaciones se sitúa directamente sobre la Formación Desejosa mediante la Discordancia Toledánica, como se ha observado en la zona de Mazouco, al Oeste de Freixo de Espada à Cinta y en los bordes Este y Norte del Sinforme de Poiares.

El tramo inferior (primeros 20 a 30 m) está caracterizado por una secuencia muy heterogénea compuesta por capas centimétricas a decimétricas de pizarras grises, pizarras verdosas, pizarras negras y pizarras color vino, intercaladas en bancos de cuarcitas de diferentes coloraciones, con grano fino a grueso, a veces arcósicas y con abundantes óxidos (Fe, ¿Mn?) y sericita (Figura 3.20). También se observan bancos de cuarcita impura y pizarra con capas rotas e intraclastos que evidencian un ambiente deposicional de alta energía con abundante bioturbación. Este tramo se encuentra bien expuesto en la carretera nacional entre Mazouco y Freixo de Espada à Cinta (Suroeste del vértice de Pirocão). En un afloramiento al Sur de Sinforme de Poiares, se han observado, en contacto con el Miembro Vale de Bojas, capas de 10-30 cm de pizarras sericíticas intercaladas en las primeras cuarcitas de este miembro, con blastesis de cloritoide y andalucita, no observados en otras pizarras localizadas a techo y a muro de estos niveles.

Por encima se observa una secuencia de 300-500 m de las facies típicas de este miembro, con intercalaciones rítmicas de 10-30 cm de cuarcitas blancas y grises con pizarras negras (Figura 3.18A), con abundante bioturbación, e icnofósiles del tipo *Cruziana*. Las cuarcitas muestran diversos tipos de estructuras sedimentarias indicadoras de proximidad al litoral como son las laminaciones oblicuas, los *hummocky*, las estructuras *ball and pillow*, las figuras de carga y de corriente (Figuras 3.18F y 3.19A, B, C, D y E). Localmente destacan barras discontinuas de cuarcitas blancas con una potencia de hasta 120 cm, que sobresalen en la topografía y que marcan la estructura (Figura 3.18B y D). Hacia el techo la abundancia de cuarcitas disminuye drásticamente hasta los últimos 20-30 m dominados por pizarras grises a negras semejantes a las encontradas en la Formación Moncorvo y en el miembro Palaçoulo de la Formación Marão (Figura 3.18A).



Figura 3.18 - Algunas características de las litologías del miembro Mazouco en el campo. **A** – Transición hacia el Miembro Ermida de la Formación Marão en el núcleo del Sinforme de Poiares (Este de la aldea de Poiares – vista desde la estación POI-27 hacia el Sur). Se observa una secuencia de hasta 4 m de potencia, de ortocuarcitas discontinuas lateralmente, por debajo de un tramo pizarroso que marca el paso gradual al Miembro Ermida; **B** – Ortocuarcitas con hasta 100 cm de potencia, en el Sur del Sinforme de Poiares (Estación POI-22); **C** – Transición de la Formación Vale de Bojas al miembro Mazouco de la Formación Marão. Se observa en la base un tramo compuesto por pizarras grises y areniscas impuras al que se sobrepone un conjunto de capas de cuarcita impura (30-40 cm) con intercalaciones de pizarras gris oscuro con pirita y pizarras sericíticas (Estación POI-20); **D** – Conjunto de barras de ortocuarcita (total 4 m) en el corte de la Ribeira dos Mosteiros, en el núcleo de Sinforme de Poiares (Estación POI-17); **E** – Estratificación y laminaciones sedimentarias típicas del tramo medio de este miembro, presentando fuerte bioturbación (Estación MAZ-6); **F** – Fuerte bioturbación y estratificación convoluta en las capas del tramo medio (Estación POI-47).



Figura 3.19 - Aspecto de las litologías del tramo medio del miembro Mazouco de la Formación Marão. **A** – Intercalaciones de cuarcitas impuras masivas y pizarras negras; **B** – Pliegues sin-sedimentarios de tipo *slump*, donde todavía se distinguen las laminaciones cruzadas (Estación MAZ-33); **C** y **D** – Estructuras *ball and pillow* en niveles arenosos debidas al escape de fluidos (Estación MAZ-6 y Estación POI-47); **E** – Bioturbación y estratificación convoluta, confiriendo un aspecto de conglomerado (Estación POI-47); **F** – Pizarras negras con foliación $\zeta C1$ afectada por pliegues C3 (Capítulo 6) (Estación POI-8).

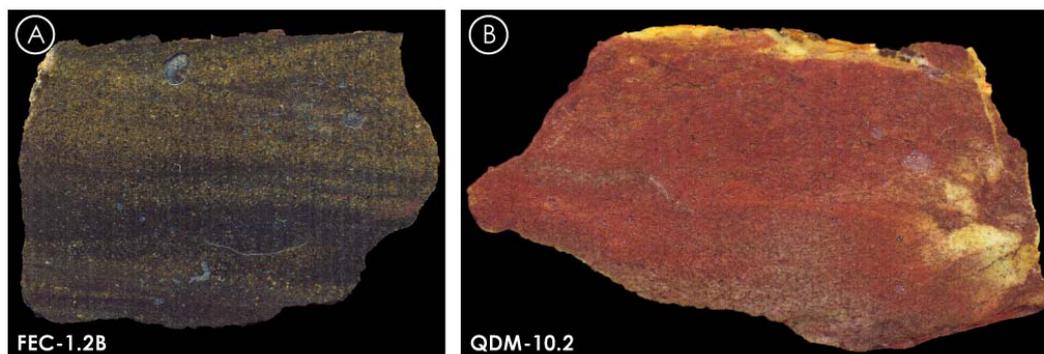


Figura 3.20 - Muestras de mano de las litologías arcóscicas del tramo inferior del Miembro Mazouco. **A** – Arcosas con estratificación entrecruzada, con coloración marrón negruzca típica cuando se presentan frescas (6,7 cm de longitud); **B** – Aspecto alterado de las mismas, con fuerte sericitización/caolinitización y coloración roja por los abundantes óxidos de hierro (la muestra tiene 7,5 cm de longitud).

Las cuarcitas impuras (arcóscicas) del tramo inferior del miembro Mazouco presentan cuarzo como mineral principal, y cantidades menores de plagioclasa, envueltos en una matriz cuarzo-clorítica con abundantes óxidos de hierro. En las pizarras moradas más enriquecidas en óxidos, se observan algunos cristales de mica blanca y elevadas cantidades de opacos, dando una coloración negra a la matriz (Figura 3.21A). En su interior, se han identificado cristales fragmentados de cuarzo, con algunas caras idiomorfas, que definen finos niveles de material más grosero. Las pizarras sericíticas son semejantes a las descritas para la Formación Vale de Bojas. Están constituidas por sericita-moscovita y cuarzo, donde se observan pequeños blastos de andalucita retrogradados y cristales de cloritoide prismáticos, formando a veces agregados radiales (Figura 3.21B). El aspecto petrográfico de estas litologías confiere a las rocas de este tramo un carácter volcanodetrítico o epiclástico.

Las pizarras grises y negras presentan una mineralogía compuesta por filosilicatos (clorita, biotita, sericita y mica blanca) con granos de cuarzo fino, y cantidades variables de opacos (materia carbonosa, pirita y óxidos). Es frecuente observar la blastesis de andalucita cerca de zonas de metamorfismo térmico, o de cloritoide, lo que atestigua el carácter aluminoso de estas litologías. La alternancia con niveles cuarcíticos es común a diferentes escalas y están compuestas básicamente por cuarzo y clorita, siendo frecuentes el circón y los óxidos. La morfología del cuarzo varía mucho, así como la cantidad de matriz en los niveles cuarcíticos. Esto también se observa en las cuarcitas más potentes, lo que evidencia variaciones de la cantidad de transporte y del ambiente sedimentario a diferentes escalas.

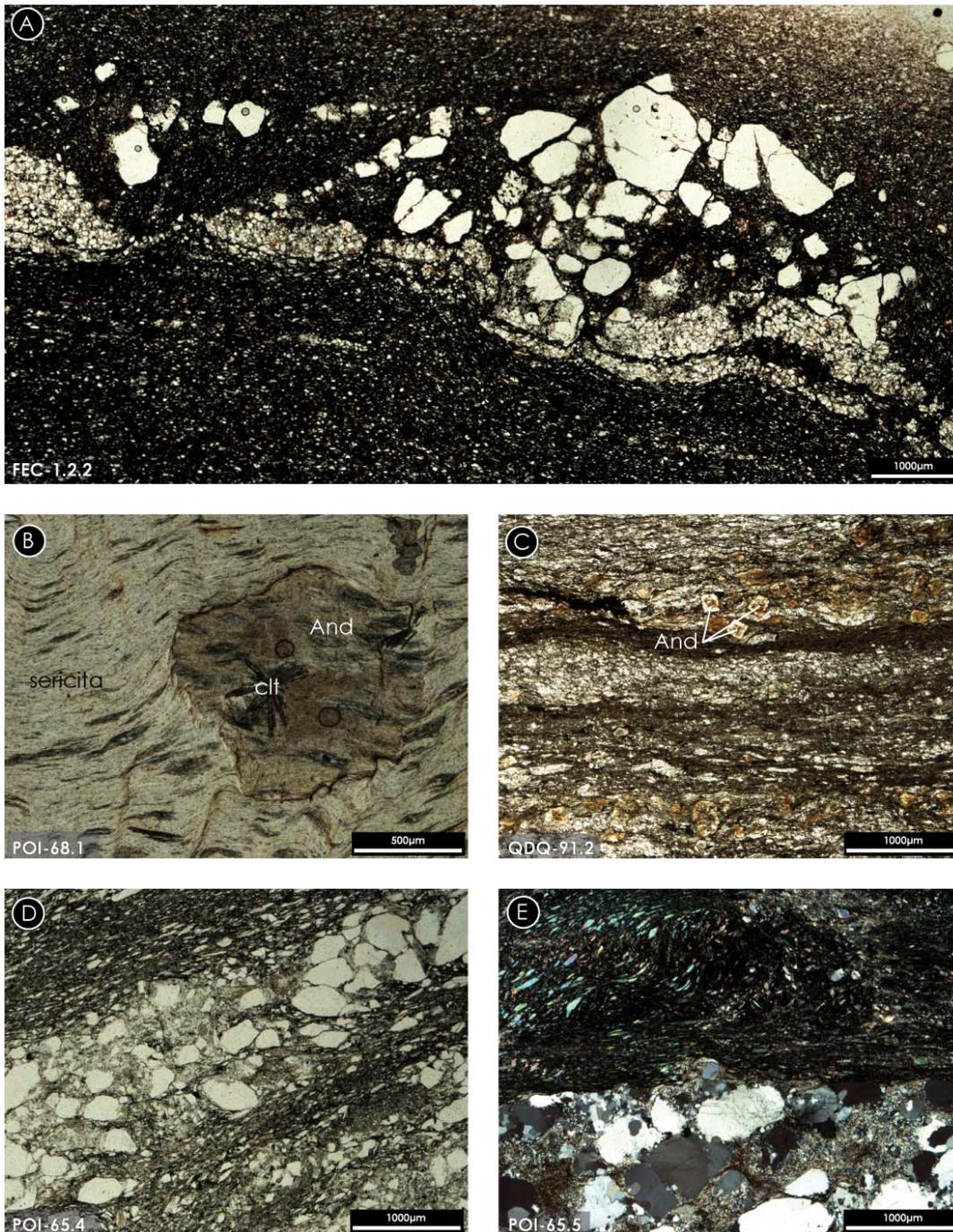


Figura 3.21 - Algunos aspectos petrográficos de las litologías del miembro Mazouco de la Formación Marão. **A** – Pizarras moradas con abundantes óxidos en la matriz, donde se observan algunos cristales tabulares de mica blanca. Un nivel más arenoso marca la estratificación, paralela a la cual se han depositado algunos fragmentos de cristales de cuarzo angulosos muy limpios de origen volcánico probable (nícoles paralelos); **B** – Blasto de andalucita (And) retrogradado a sericita en una pizarra sericitica englobando prismas de cloritoide (clt), en un agregado radial (nícoles paralelos); **C** – Pizarras cloríticas y cuarcitas impuras finamente laminadas y con abundantes opacos y blastesis de andalucita (nícoles paralelos); **D** – Pizarra negra con mica blanca, opacos y cuarzo fino, y cuarcita impura definiendo la estatificación (So). Los granos de cuarzo en la cuarcita son angulosos evidenciando una tasa de transporte baja (nícoles paralelos); **E** – Pizarra negra con cuarzo, clorita, mica blanca y abundantes opacos, con foliación tectónica plegada, con un nivel de cuarcita impura que define la So (nícoles cruzados).

La edad propuesta para el miembro Mazouco se sitúa en el intervalo Floiense inferior a medio (Arenigiense inferior a medio), por situarse por encima de la Formación Vale de Bojas y por los icnofósiles identificados durante los trabajos de campo (*Cruziana goldfussi*, *Cruziana rugosa* y *Cruziana sp.*).

Los datos de los análisis geoquímicos de los elementos mayores y traza de las pizarras de esta formación, muestran un patrón similar al observado en unidades correlacionables del Ordovícico Inferior (Dias da Silva *et al.*, 2011, ver Capítulo 5).

El miembro Mazouco es equivalente lateral de los dos miembros superpuestos antes descritos, Vilar Seco y Palaçoulo, pero no se observa la naturaleza del cambio debido a la intrusión del granito de Brunhozinho, que separa los sectores Norte y Centro. Asimismo se asumen las mismas correlaciones anteriormente descritas para dicha unidad, con la excepción del miembro *O1a* de la formación Cuarcita Armoricana (Ribeiro, 1974; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a).

Miembro Ermida

Fue definido formalmente para la Sierra de Marão (Sá *et al.*, 2005) y ha sido identificado por Sá (2005) en el sector estudiado. Al Este del Macizo de Morais, presenta características particulares en relación a otras áreas donde hay un gran desarrollo de las cuarcitas. Aflora en toda la región estudiada, estando sus afloramientos interrumpidos localmente por la intrusión de cuerpos graníticos. Esto ocurre en el área de Génisio-Caçarelhos, entre Brunhozinho y Tó, en Vila de Ala y entre Fornos y Mazouco. Presenta una potencia calculada entre de 100 y 200 m.

Es difícil diferenciarlo de las unidades inferiores, sean estas del miembro Mazouco o del miembro Vilar Seco-Palaçoulo, por presentar algunas semejanzas y una transición gradual. El principal criterio es la presencia de la primera capa cuarcítica potente (mayor de 60 cm) a techo del tramo más pizarroso de las unidades inferiores (Figura 3.22E). En los Sectores Centro y Sur del mapa geológico, la separación es más difícil, pero se ha asumido que el límite entre los miembros Mazouco y Ermida está marcado por la disminución de las abundantes estructuras sedimentarias presentes en el primero, y por la presencia cada vez más común de cuarcitas con potencias mayores de 40 cm en el segundo.

El Miembro Ermida está compuesto por una intercalación de barras de 10-100 cm de ortocuarcitas, cuarcitas impuras marrones y grises (claras a oscuras) y pizarras negras (Figuras 3.22A y B y 3.23A y B). En los sectores Centro y Sur, en especial entre Quinta das Quebradas y Poiares, se observan algunas capas cuarcíticas altamente bioturbadas con 30-80 cm de potencia, lo que les confiere un aspecto nodular que podría confundirse con un conglomerado (Figuras

3.22D y 3.23A). Entre la base y la parte media de esta unidad se identifica un conjunto de 2 a 4 capas de cuarcitas blancas cada una con una potencia de 60-150 cm (Figuras 3.22A y 3.23A), que presentan una continuidad lateral notable, marcando la estructura y creando un resalte topográfico.

Hacia el techo y cerca del paso gradual al suprayacente Miembro Fragas de Ermida, se observan algunas capas poco potentes (5-20 cm, en un total de hasta 1 m) de cuarcitas con magnetita diseminada, que llega a ser localmente masiva y concentrada en bandas de escasos centímetros entre capas cuarcíticas (Figura 3.23E y F). Debido a la forma discontinua de cómo afloran y a que no se ha podido establecer que estos niveles estén siempre situados en el mismo horizonte estratigráfico, no parece seguro emplear las capas de magnetita como nivel-guía y, por lo tanto, no se han individualizado como una unidad estratigráfica independiente (capa, en el sentido de la IUGS).

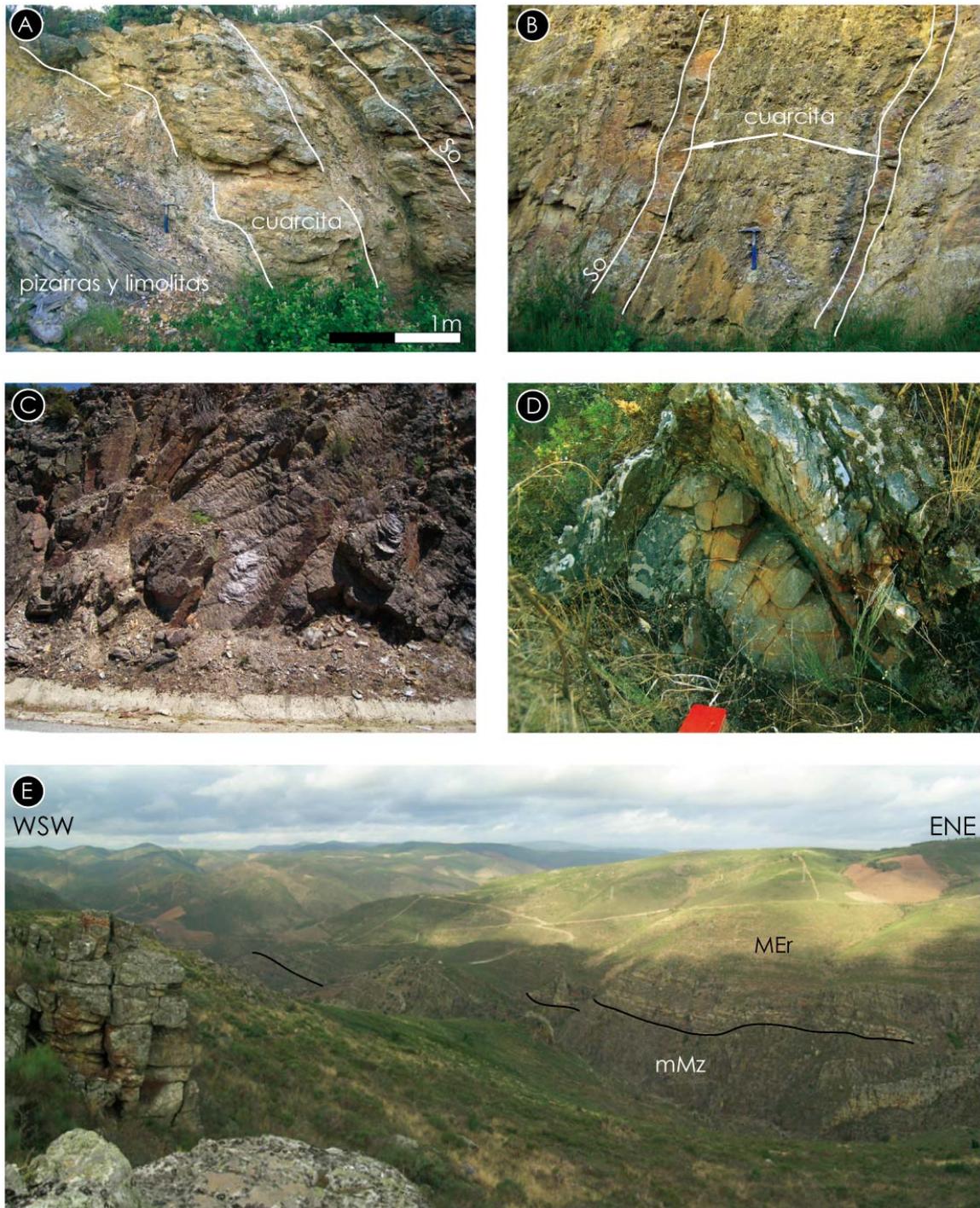


Figura 3.22 - Aspectos de campo del Miembro Ermida (MEr). **A** – Pizarras, limolitas y cuarcitas en el tramo medio de este miembro, con una capa de 1 m de potencia de ortocuarcita, muy deformada (Estación BRC-27); **B** – Intercalaciones de 10 cm de cuarcitas en un tramo más pizarroso de esta unidad (Estación BRC-27); **C** – Capa de ortocuarcita presentando *mullions* plegados, que recuerdan a *ripple marks* (Estación LAG-5); **D** – Pliegue C3 afectando a una capa de cuarcita de aproximadamente 60 cm de potencia (Estación LAG-37); **E** – Transición entre el miembro Mazouco (mMz) y el Miembro Ermida (MEr) de la Formación Marão (vista desde la Estación POI-26).



Figura 3.23 - Detalles de las litologías del Miembro Ermida. **A** y **B** – Bancos de cuarcita intercalados con pizarras negras, meteorizadas, al Este de Fonte Ladrão (Estaciones FL-41 y STOP-10a); **C** – Afloramiento de cuarcitas y limolitas con laminación cruzada (*hummocky*) indicando criterio de estratificación normal (Estación PAL-45); **D** – Cuarcitas de aspecto nodular con abundantes niveles de capas rotas y bioturbación intensa (Estación QDQ-92); **E** y **F** – Niveles de cuarcitas con magnetita abundante, confiriéndoles un color negro rojizo que destaca entre las barras de ortocuarcita (Estaciones QDM-21 y QDQ-21).

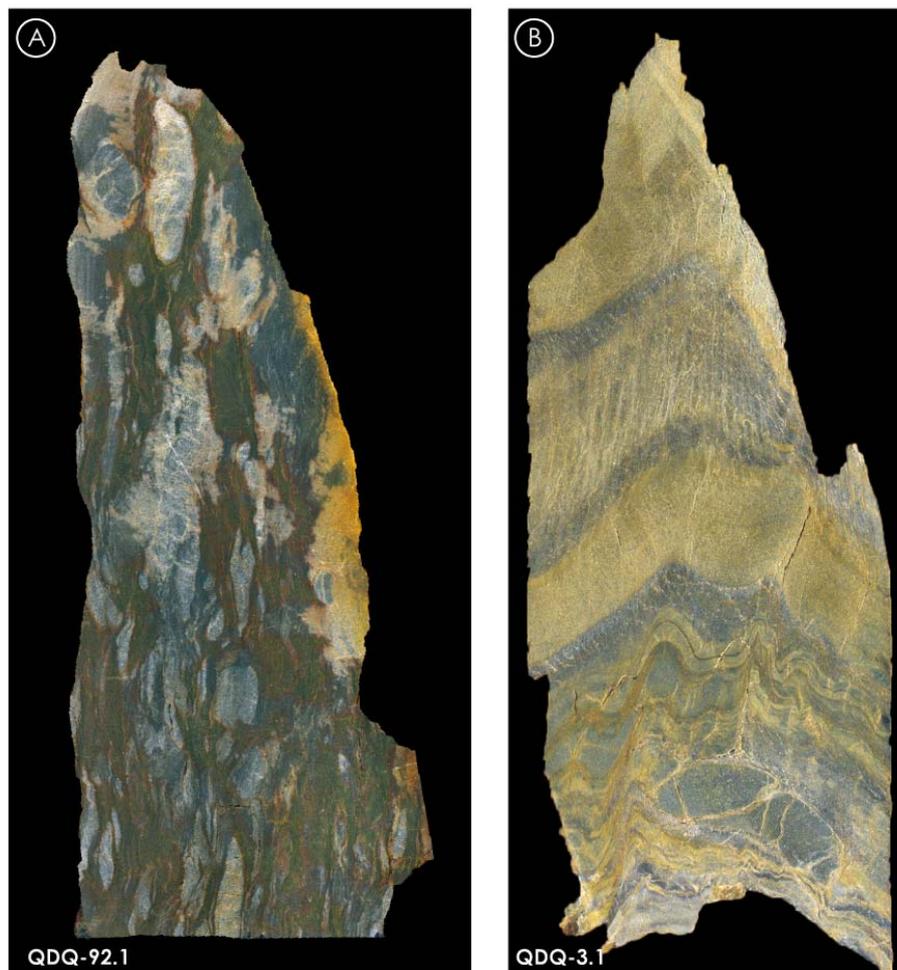


Figura 3.24 - Muestras de mano de los miembros Ermida y Fragas de Ermida de la Formación Marão. **A** – Cuarzitas impuras de aspecto nodular con niveles de capas rotas en una matriz filítica con abundantes óxidos de hierro, pertenecientes al Miembro Ermida (la muestra tiene 16,5 cm de longitud); **B** – Intercalaciones de cuarcitas impuras y pizarras grises. Esta litología es característica en la transición de la Formación Marão a la Formación Moncorvo (miembro Fragas de Ermida) (15,5 cm de longitud).

Las láminas delgadas de este miembro muestran una mineralogía similar a la encontrada en los miembros Vilar Seco y Palaçoulo. Las capas más cuarcíticas presentan una mineralogía sencilla, donde el mineral principal es el cuarzo, formando una textura granoblástica, con cantidades variables de minerales acesórios tales como filosilicatos (biotita, sericita, clorita y moscovita), circón y opacos (óxidos y pirita.), donde se vislumbran trazas de la estratificación (Figura 3.25). Las capas pizarrosas muestran un bandeo tectónico compuesto por bandas de filosilicatos (moscovita, biotita y cantidades menores de clorita), circón y opacos y por bandas ricas en cuarzo, que borra localmente las estructuras primarias de estas litologías (Figura 3.25).

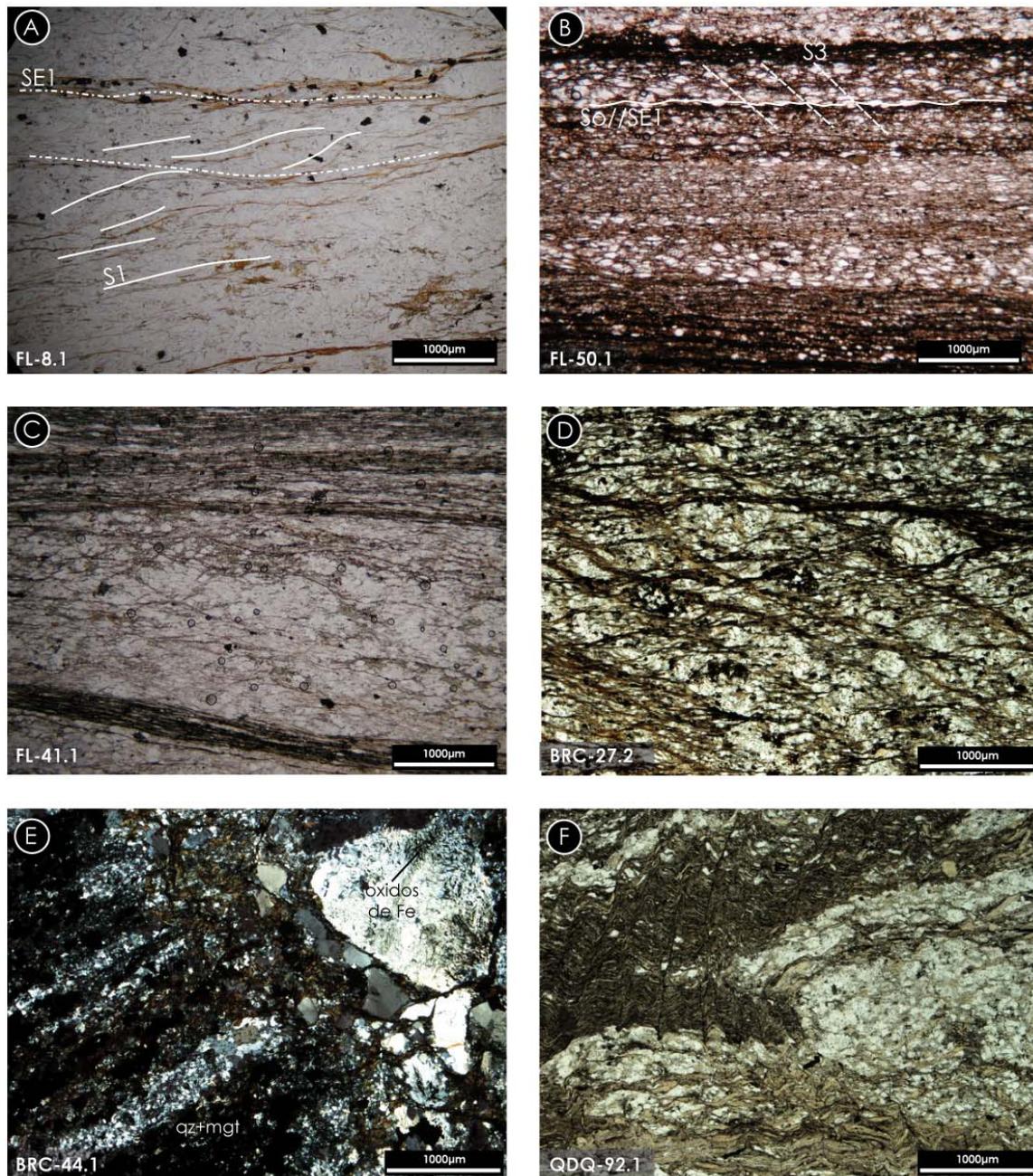


Figura 3.25 - Aspectos petrográficos de las algunas litologías típicas del Miembro Ermida. **A** – Ortoquarcitas presentando foliación tectónica (SE1) con algunos opacos y clorita (nícoles paralelos); **B** – Cuarcitas impuras con la estratificación transpuesta por SE1, con bandas de material más filítico, con opacos y bandas enriquecidas en cuarzo (nícoles paralelos); **C** – Cuarcitas impuras con bandas de clorita que definen la foliación tectónica (nícoles paralelos); **D** – Cuarcitas y pizarra gris con clorita y mica blanca, afectados por crenulación S1 (nícoles paralelos); **E** – Cuarcitas impuras con hierro, presentando granos de cuarzo con agujas de magnetita y un litoclasto de cuarcita bandeada con cristales euhedrales de magnetita (nícoles cruzados); **F** – Cuarcitas nodulares con los niveles de capas rotas que en el campo le dan un aspecto conglomerático, en una matriz pizarrosa con clorita, mica blanca y opacos. S3 es muy penetrativa y afecta a una foliación tectónica anterior (nícoles paralelos).

La edad Floiense medio (Arenigiense medio) atribuida a este miembro en este sector de la ZCI, se basa en el análisis de icnofósiles recogidos por Sá (2005) entre Palaçoulo y Atenor – *Daedalus* cf. *balli* (Rouault), *Daedalus* isp., *Daedalus balli* (Rouault) y *Cruziana* isp. – y durante los trabajos de campo desarrollados en esta tesis, en especial entre Tó y Poiaras (*Cruziana goldfusi*, *Cruziana rugosa* y algunos restos de *Daedalus* y *Cruziana* cuya icnoespecie no ha sido identificado en este trabajo).

Según Sá (2005) y Sá *et al.* (2005), el Miembro Ermida es equivalente a las unidades O2a y O2b de la Formación Cuarcita Armoricana (Ribeiro, 1974; Pereira *et al.*, 2006a), perteneciendo de este modo al tramo superior del Floiense (Arenigiense). En la ZCI, encuentra equivalencia en la Formación Santa Justa en Valongo (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Sá, 2005), en la Cuarcita Armoricana en Monforte, Buçaco, Sil, Truchas, Courel, Viana do Bolo y Sanabria, Crucedo y Quiroga (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992; Díez Montes *et al.*, 2004; Sá, 2005; Díez Montes, 2007), en las Pizarras y Cuarcitas del Invernadero en Verín (Farias, 1990), en la formación Peña Gorda, en Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987), en la formación Culebra en Viana do Bolo y Sanabria (Díez Montes *et al.*, 2004). En la ZAOL se puede correlacionar con la formación de la Cuarcita Armoricana (Martínez Catalán *et al.*, 1992) y con el tramo superior de la Serie de los Cabos (Martínez Catalán *et al.*, 2003; Marcos *et al.*, 2004), en el Dominio del Manto de Mondoñedo y en el Dominio de Navia y Alto Sil respectivamente.

Miembro Fragas de Ermida

La transición de la Formación Marão hacia la Formación Moncorvo se hace de forma gradual por una disminución de la cantidad y potencia de las capas cuarcíticas que caracteriza a la primera. La potencia de este miembro varía mucho de una región a otra, posibilitando en algunas la diferenciación de unidades litoestratigráficas representables en la cartografía. Esto ocurre en Portugal en el Sinforme de Moncorvo con las unidades Mr4 (Pereira *et al.*, 2009) y O2b (Ribeiro, 1974; Pereira *et al.*, 2006a) (Tablas 3.2 y 3.3) de las formaciones Marão y Cuarcita Armoricana, respectivamente, o en el Sinclinal de Solana del Pino con los Estratos de Pochico, en España (Palero, 1992). El Miembro Fragas de Ermida fue de este modo formalizado en la Sierra do Marão, en Portugal por Sá *et al.* (2005), donde estas facies muestran una sucesión con 100 m de potencia. En otras localidades están descritos hasta 300 m de secuencia (Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a).

A semejanza de otros sectores de Macizo Ibérico, esta unidad aflora de forma discontinua en esta región, observándose en los Sectores Centro y Sur, desde el Oeste de Vila dos Sinos hasta el

sur de Quinta das Quebradas y en el Sinforme de Moncorvo, respectivamente. Se calcula una potencia máxima de 60 m, estimada a través de los datos cartográficos.

El Miembro Fragas de Ermida está en continuidad estratigráfica con el Miembro Ermida y su límite es difuso y de difícil localización. Los contactos inferior y superior se observan en la orilla Sur del embalse de Ferradosa, al Noroeste de Freixo de Espada à Cinta. Los criterios empleados para distinguir los 2 miembros en campo fueron: la desaparición de capas de cuarcita de potencias superiores a 40 cm y el aumento de limolitas intercaladas en relación a las cuarcitas.

El Miembro Fragas de Ermida (Figura 3.26) presenta un conjunto de capas centimétricas a decimétricas de cuarcitas impuras, limolitas, pizarras negras y pizarras “granulosas” grises (con micas detríticas), mostrando frecuentemente una abundante bioturbación. Hacia el techo se observa una disminución de la cantidad y potencia de las capas cuarcíticas, pero también un aumento de la impureza de las mismas y de la proporción de barras limolíticas y pizarrosas. No se ha identificado ningún nivel con oolitos de hierro, como los descritos en otros sectores de Macizo Ibérico, pero la reducida potencia y escasa continuidad lateral típica de estos niveles puede justificar que no se hayan observado hasta ahora en esta zona.

Al microscopio (Figura 3.27), las litologías de esta unidad litoestratigráfica no son distintas de las observadas en la unidad inferior. En general, las pizarras grises a negras presentan clorita, mica blanca y cuarzo (fracción limo), con cantidades variables de opacos. Las cuarcitas, siendo impuras, presentan además del cuarzo, clorita, óxidos y circón.

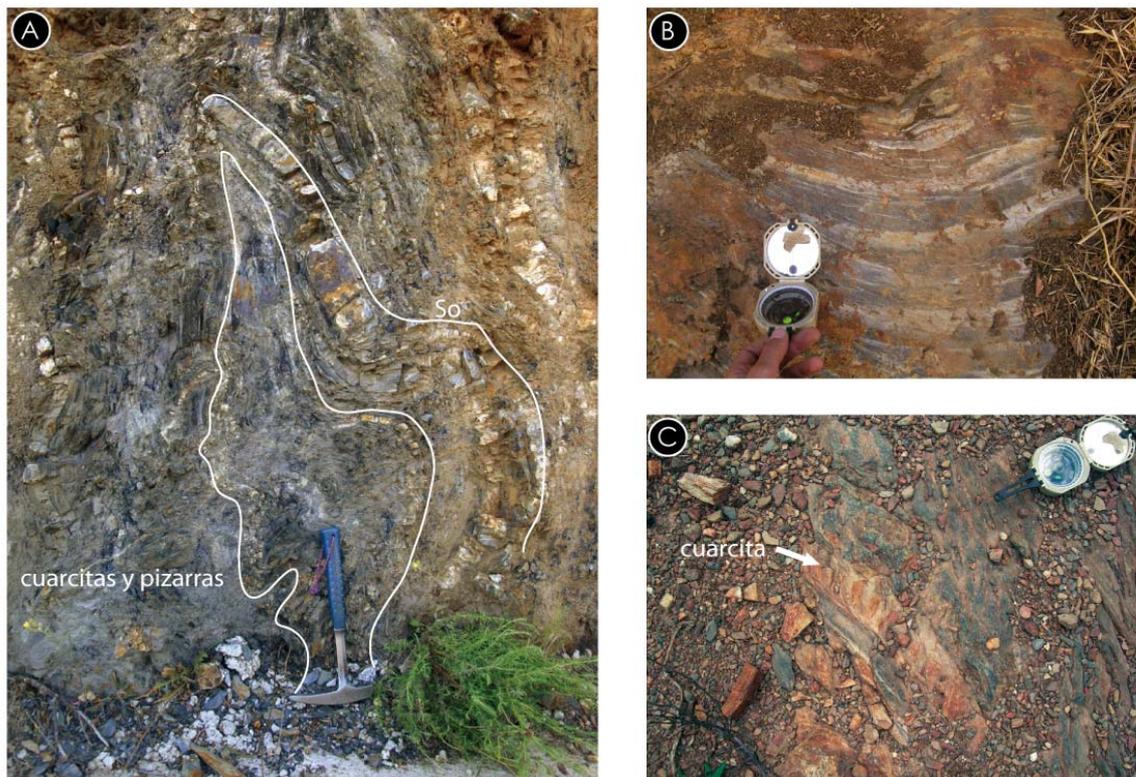


Figura 3.26 - Litologías del Miembro Fragas de Ermida de la Formación Marão. **A** - Intercalaciones centimétricas a decimétricas de cuarcitas en pizarras negras, típicas de la transición gradual entre las Formaciones Marão y Moncorvo (Estación FEC-38); **B** – Pizarras grises con intercalaciones centimétricas de limolitas gris claro (Estación QDQ-28); **C** – Nivel de cuarcita impura intercalada en pizarras “granulosas” (Estación QDQ-15).

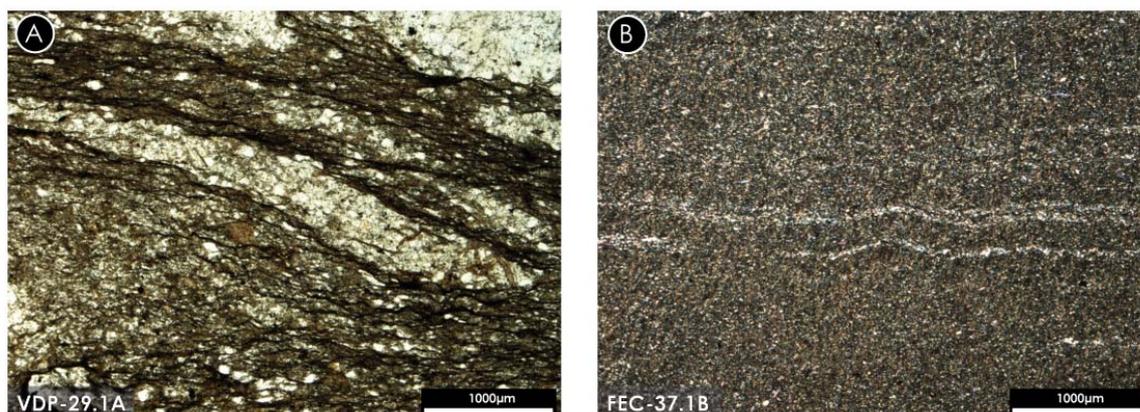


Figura 3.27 - Litologías del Miembro Fragas de Ermida de la Formación Marão vistas al microscopio. **A** – Intercalaciones de cuarcitas impuras (cuarzo, clorita, óxidos y circón) y pizarras grises a negras, cloríticas, del tramo inferior (nícoles paralelos); **B** – Pizarras negras del tramo superior (cerca de contacto con la Formación Moncorvo), con finos niveles cuarzosos de origen sedimentario (nícoles cruzados).

No se han encontrado los icnofósiles habituales en este miembro. Sá (2005) describe la presencia de algunos *Skolithus* y *Cruziana* en las capas cuarcíticas y una capa de lumaquela con braquiópodos denominada “Camada Seixinhos” (op cit.). Por esta razón y por correlación estratigráfica con la Formación Moncorvo y el Miembro Ermida, se asume una edad Arenig medio a superior para este Miembro.

Se puede correlacionar el Miembro Fragas de Ermida en la ZCI con la unidad O2b de la Formación Cuarcita Armoricana (Ribeiro, 1974; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a), con las Capas Pochico (Martínez Poyatos *et al.*, 2004b) o Estratos de Pochico (Palero, 1992), con el tramo inferior de las Pizarras de Luarca en el Sinforme de Truchas (Barros Lorenzo, 1989; Martínez Catalán *et al.*, 1992; Gutiérrez Marco *et al.*, 1999), con la parte superior de las Formaciones Peña Gorda en Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987; González Clavijo, 2006) y con el Tramo Superior de las Cuarcitas y Pizarras del Invernadero, Filitas y Areniscas, en el Sinforme de Verín (Farias, 1990).

3.2.5. Formación Moncorvo

Fue recientemente definida por Sá *et al.*, (2005) en el núcleo del sinforme que le da nombre, a unos 20 km al Oeste de Freixo de Espada à Cinta.

Aflora en casi toda la región estudiada menos en el núcleo del Sinforme de Poiars, donde se encuentra erosionada, y desaparece en el sector Minas de Santo Adrião-Palaçoulo por debajo de la discordancia del Ordovícico Superior. Abarca una secuencia detrítica con cerca de 220 m de potencia, estimados con los datos de campo y cartográficos presentados aquí (mapa geológico y cortes en Anexo).

En esta región, su base es concordante con la unidad inferior y la transición se hace de forma gradual. Litológicamente es muy homogénea. Está compuesta casi exclusivamente por pizarras negras con pirita y limolitas laminadas gris oscuras (Figura 3.29B). Las litologías más pelíticas (a veces tienen poco o nada de grafito) de la Formación Moncorvo están afectadas por metamorfismo térmico, con desarrollo de blastos de andalucita (Figuras 3.28 y 3.29A). En el Sector Norte, entre Atenor y Travanca, se han encontrado cuerpos menores de rocas básicas. Los afloramientos no permiten discernir si se trata de coladas o de *sills*, por lo que no se puede establecer su relación temporal con la Formación Moncorvo a partir de los datos de campo. Algo semejante pasa en el Sinforme de Truchas (Barros Lorenzo, 1989; Martínez Catalán *et al.*, 1992) y en el Sinforme de Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987; González Clavijo, 2006), donde se reconocen cuerpos semejantes junto con rocas ácidas.

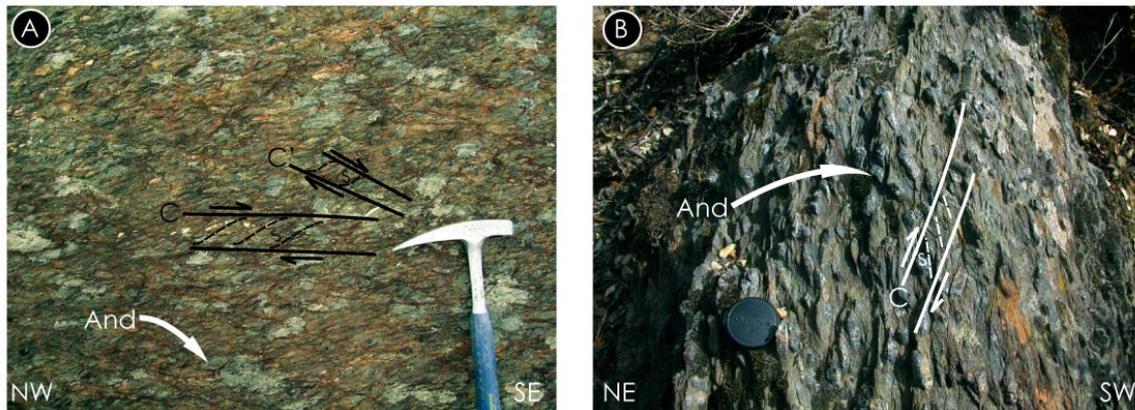


Figura 3.28 - Aspecto de las litologías con andalucita de la Formación Moncorvo. **A** y **B** – Pizarras negras con andalucita (quiasolita) afectadas por una banda se cizalla dextra frágil-dúctil tardi-varisca (bandas C/S). Afloramientos localizados ente Atenor y Travanca (Estaciones ATE-3 y ATE-2, respectivamente).

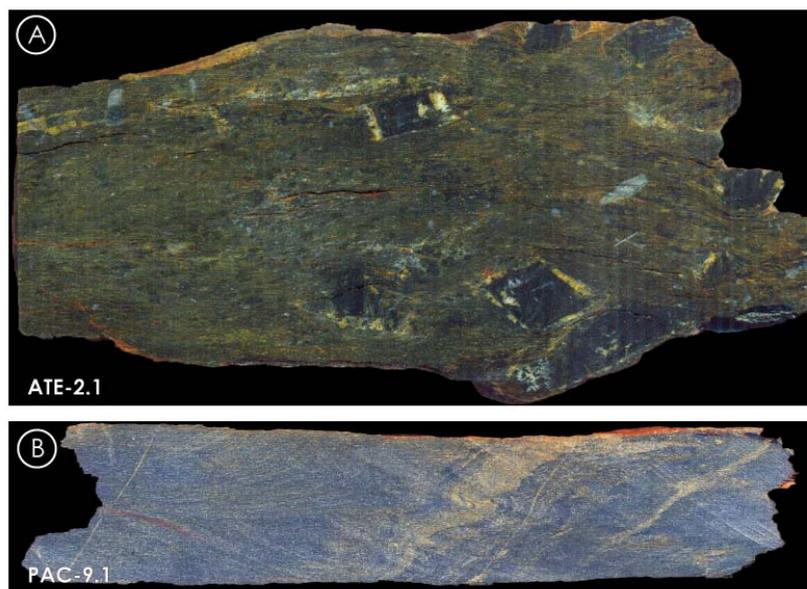


Figura 3.29 - Muestra de mano de litologías de la Formación Moncorvo. **A** – Pizarras negras con andalucita y biotita (eje mayor de la muestra: 11 cm); **B** – Pizarras gris oscuras con niveles limolíticos de color gris-marrón que definen la estratificación (eje mayor de la muestra: 13cm).

En lámina delgada, las pizarras negras presentan una mineralogía de grano fino compuesta por clorita, cuarzo, sericita-moscovita y en algunas áreas, también biotita, cloritoide y opacos (grafito, pirita y óxidos). En el sector Norte, entre Atenor y Travanca, son frecuentes los blastos de biotita y andalucita y, puntualmente, de estauroлита (Figura 3.30).

Las rocas básicas revelan una mineralogía de grano grueso compuesta por anfíbol del grupo tremolita-actinolita, plagioclasa y cantidades menores de epidota, piritita esquelética y circón, envueltos en una matriz afanítica compuesta por actinolita fibrosa y clorita.

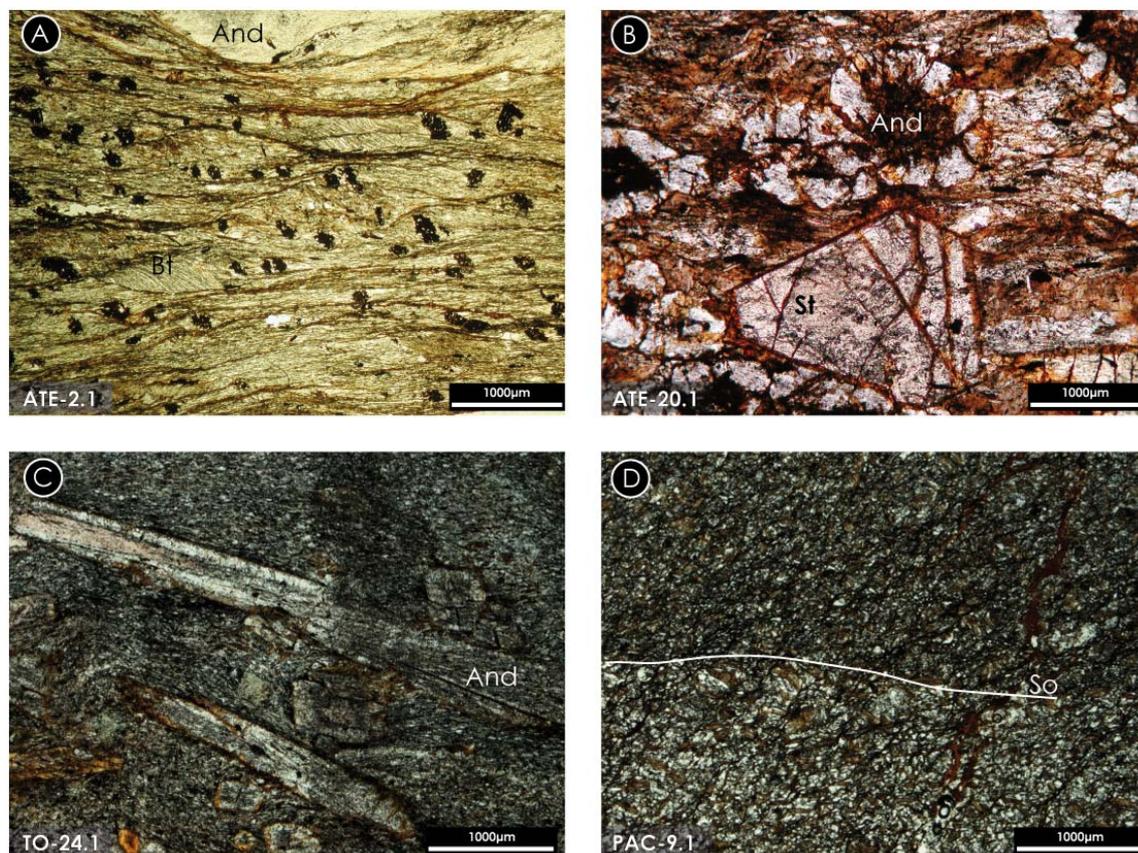


Figura 3.30 - Características petrográficas de las pizarras de la Formación Moncorvo. **A** y **B** - Blastos de biotita (Bt), andalucita (And) y estaurolita (St). La matriz está constituida por clorita, biotita, cuarzo, óxidos (o sulfuros) y materia grafitosa (nícoles paralelos); **C** - Pizarra negra clorítica con blastesis tardía de andalucita (And) (nícoles paralelos); **D** - Nivel arenoso-limolítico en las pizarras negras (con clorita cuarzo y óxidos) que define la estratificación (So), cortada por una crenulación oblicua (nícoles cruzados).

En la región no se han observado todavía fósiles en esta formación. La edad Ordovícico Inferior a Medio (Arenig superior – Dobrotiviense inferior) fue definida en otros sectores de la ZCI por Sá, (2005) y Sá *et al.*, (2005), con la presencia de diversa fauna compuesta por braquiópodos, nidarios, gasterópodos, bivalvos, artrópodos, equinodermos, cefalópodos, rostroconchas y graptolites, junto con gran abundancia de icnofósiles.

La Formación Moncorvo encuentra equivalentes en todos los sectores del Noroeste del Macizo Ibérico. Es correlativa con la formación Valongo (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Sá, 2005), con la Formación La Bastida en Salamanca (Díez Balda, 1986; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), y con la formación Pizarras de Luarca en gran parte de la ZCI y toda la ZAOL (Barrois, 1882; Farias, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992; Gutiérrez Marco *et al.*, 1999; Martínez Catalán *et al.*, 2003;

Díez Montes *et al.*, 2004; Marcos *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007). También es equivalente a las formaciones Prádena y Molino en el NE del Sistema Central (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), S. Pedro de las Herrerías en Verín, Sanabria y Viana do Bolo (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 2004c), con el tramo superior de la Formación Santabaia (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), con la Formación Pardelhas en Marão (Pereira, 1987; Pereira *et al.*, 2006a), con la Formación Pizarrosa en el NE de Trás-os-Montes (Ribeiro, 1974; Pereira *et al.*, 2006a), y con las formaciones Villaflor en Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987) y Brejo Fundeiro en Buçaco (Sá, 2005).

3.2.6. La discordancia cartográfica de la base del Ordovícico Superior

En la base de las unidades del Ordovícico Superior cartografiadas en este trabajo, se observa una discordancia angular de muy bajo ángulo que afecta a las unidades del Ordovícico Inferior y Medio, la cual sólo se puede observar en el mapa y cortes geológicos en Anexo.

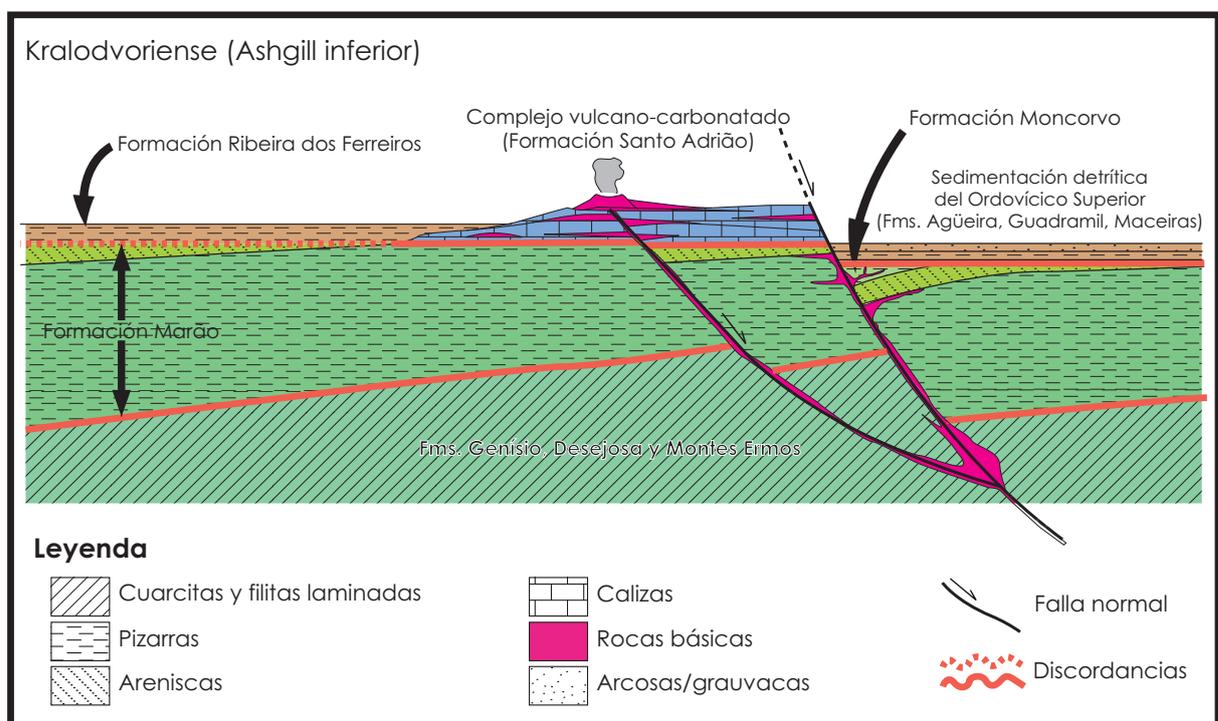


Figura 3.31 - Esquema interpretativo de la disposición de las unidades vulcano-carbonatadas de la Formación Santo Adrião. A semejanza del esquema propuesto para la Caliza de la Aquiana y la Formación Agüeira al Norte del Sinforme de Truchas (Martínez Catalán *et al.*, 1990), la sedimentación detrítica se desarrolla en lugares marginales a las plataformas carbonatadas, donde las condiciones no son ideales para la formación de estructuras biohémicas. La erosión previa al depósito del complejo vulcano-carbonatado produjo la discordancia angular con las formaciones de Marão y Vale de Bojas y la total desaparición del Ordovícico medio por debajo de la Formación Santo Adrião.

Esta discordancia se observa solamente en el Sector Norte, entre Palaçoulo y las Minas de Santo Adrião (S. Pedro da Silva) donde faltan las pizarras negras de la Formación Moncorvo, sugiriendo la presencia de un hiato erosivo que ha eliminado el registro del Ordovícico Medio y parte del Inferior (Figura 3.31). Bajo las calizas y metabasitas de la Formación Santo Adrião, descrita en el siguiente apartado, Pereira *et al* (2006) describe bancos cuarcíticos y conglomerados con cantos de cuarcita y cuarzo, soportados por una matriz pelito-limolítica, en algunos puntos de la base de la unidad del Ordovícico Superior. Esas capas, que no hemos podido localizar, reflejarían el hiato temporal entre el Ordovícico Inferior y el Superior. En la localidad de Fonte Ladrão se identificaron bandas de intensa deformación marcadas por filonitas negras y milonitas carbonatadas, a techo y a muro de la Formación Santo Adrião, respectivamente. Estas bandas de deformación afectan a la discordancia, indicando un cierto grado de aloctonismo de esta unidad (Figura 3.33C). La discordancia se prolonga entre Fonte Ladrão y Palaçoulo, dada la ausencia de la Formación Moncorvo bajo las unidades silúricas en este sector.

La discordancia se correlaciona, por su posición estratigráfica, con la observada bajo la Caliza de la Aquiana en el Sinforme de Truchas, en España (Martínez Catalán *et al.*, 1992), donde afecta de modo similar a las unidades del Ordovícico Inferior y Medio.

3.2.7. Formación Santo Adrião

La Formación Santo Adrião (Sá *et al.*, 2005) está compuesta por dos conjuntos de afloramientos, situados en el Sector Norte de la región cartografiada, en Fonte Ladrão, y entre Granja, S. Pedro da Silva y las Minas de Santo Adrião, localidad que le da el nombre. Se estima una potencia máxima de 180 m, pero la filonitización a techo y muro de la formación, en especial en las Minas de Santo Adrião (Figura 3.32A, B y C) y en Fonte Ladrão (Figura 3.33C), sugiere que la potencia puede estar falseada, además de por la deformación dúctil generalizada, por repetición y/o por adelgazamiento ligados a las fallas frágil-dúctiles que la limitan.

En ambos conjuntos de afloramientos, se pueden observar mármoles claros y rocas con clorita y actinolita, interpretadas como rocas básicas retrogradadas, generalmente muy foliadas (Figuras 3.32 y 3.33) (Ribeiro, 1974; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2006a). Entre las Minas de Santo Adrião y S. Pedro da Silva, los afloramientos incluyen rocas básicas menos deformadas y metamorizadas, donde se observan todavía algunas texturas primarias volcánicas como las vesículas de gases, actualmente rellenas de calcita y estiradas por la deformación E1 (Capítulo 6) (Figuras 3.33A y A', y 3.34C y D). En las Minas de Santo Adrião, se han identificado a techo de la secuencia pizarras negras con piritas intercaladas con los mármoles, con características semejantes a las de la Formación Moncorvo, que marcan el paso gradual a la unidad suprayacente, la formación Ribeiro dos Ferreiros (Figura 3.35).

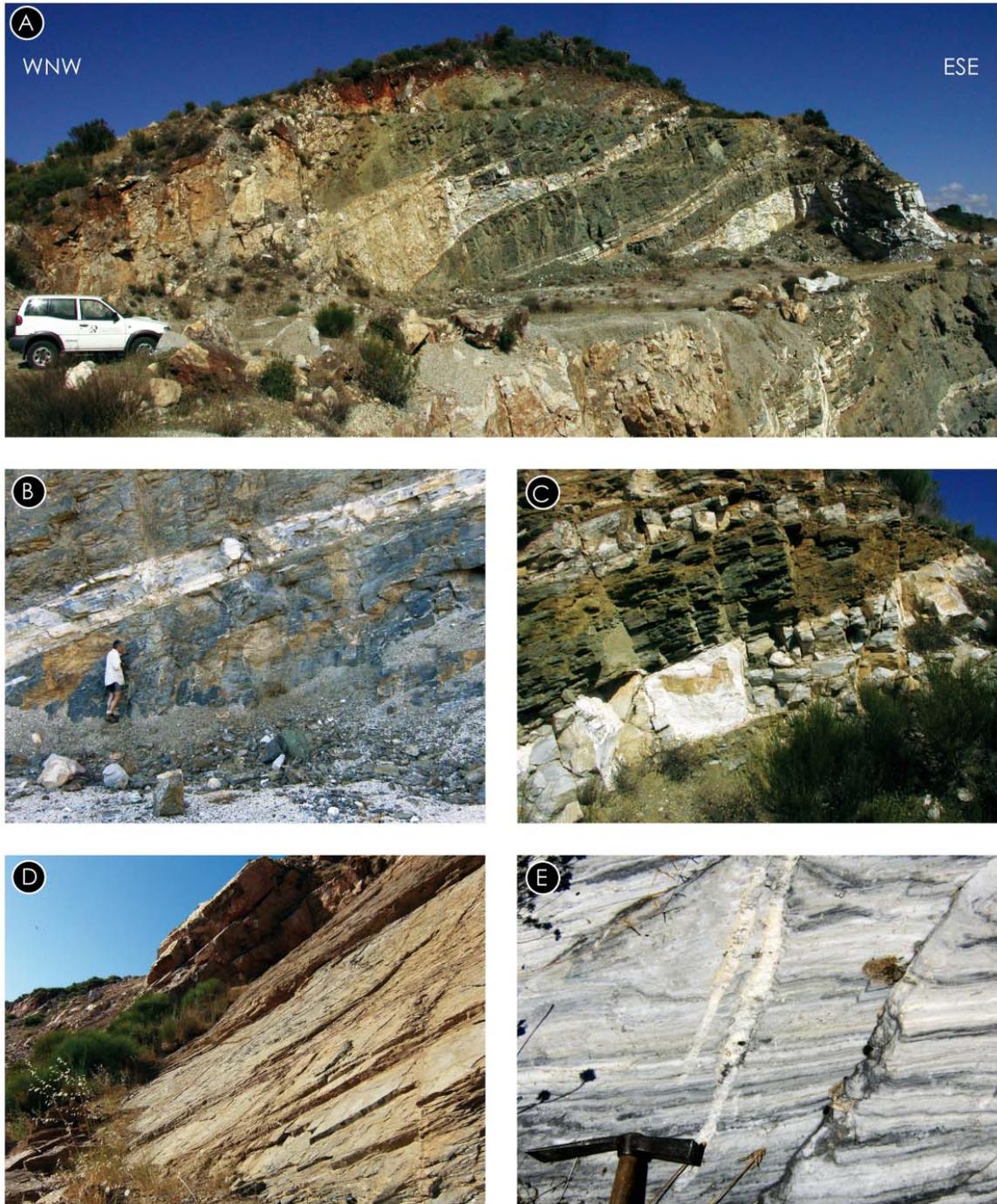


Figura 3.32 - Características litológicas de los afloramientos de la Formación Santo Adrião en la Mina de Santo Adrião. **A** – Vista panorámica de la estación SAD-11, con las intercalaciones de mármoles y rocas básicas afectadas por intensa deformación tangencial y por un pliegue C3 en el extremo derecho de la fotografía; **B** – Detalle de A en un tramo con predominio de rocas básicas sobre los mármoles; **C** – Bancos de caliza masiva intercalados con rocas básicas (techo de la estación SAD-11); **D** – Bancos masivos de calizas en la estación STADR-01; **E** – Mármoles de la cantera situada al Oeste de S. Pedro da Silva – Estación SIL-2 – con bandas de material negro definiendo el bandeo tectónico E1.

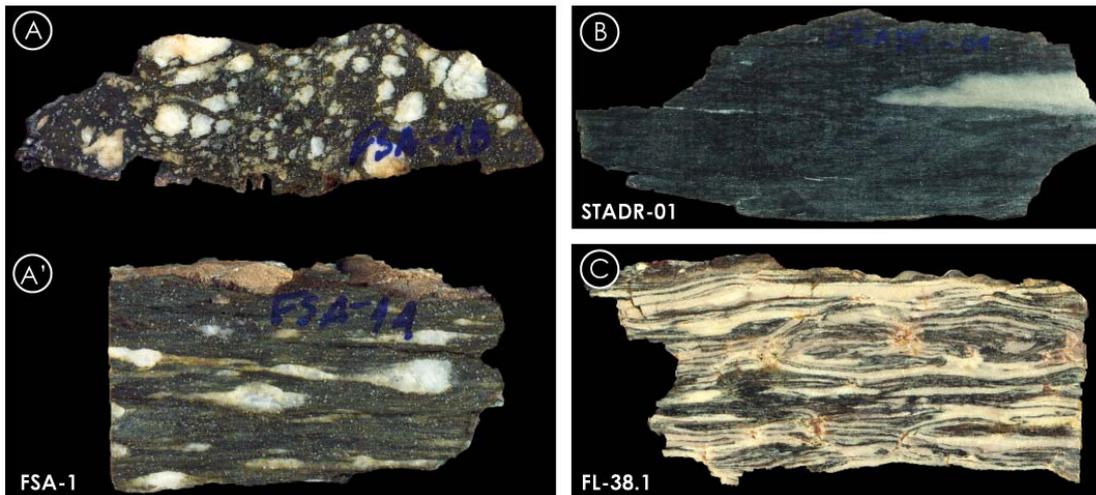


Figura 3.33 - Muestras de mano con algunos aspectos de la Formación Santo Adrião. **A** y **A'** – Secciones perpendicular y paralela al estiramiento E1 de las rocas básicas con relleno de calcita en las vesículas, estiradas según el eje mayor del elipsoide de deformación (6 cm y 5 cm de longitud, respectivamente); **B** – Roca básica con venas de calcita y restos de bancos de mármol en una sección paralela al estiramiento de E1 (9 cm de longitud); **C** – Milonita carbonatada con fuerte estiramiento (sección paralela a la lineación de estiramiento E1) cuya matriz se encuentra extremadamente recrystalizada (9 cm de longitud).

Los mármoles foliados presentan una textura granoblástica con tamaño de grano medio a grueso, compuesta por calcita orientada cristalográficamente (Figura 3.34A), donde se observan puntualmente algunas moscovitas, plagioclasas (labradorita), cuarzo y algunos “fantasmas” de minerales prismáticos hexagonales, totalmente sustituidos por calcita o cuarzo. En las metabasitas la matriz está constituida por cantidades variables de actinolita, epidota, clorita, moscovita, biotita, carbonatos, titanita, opacos (óxidos y piritita) y localmente cuarzo (Figura 3.34B, C y D). En este tipo de roca, se observan frecuentemente lentes de calcita que aparentemente rellenan las vacuolas de las rocas basálticas, y que actualmente se encuentran deformadas (Figura 3.34B, C y D). La mineralogía de las pizarras negras superiores es similar a la de las formaciones Moncorvo y Ribeira dos Ferreiros.

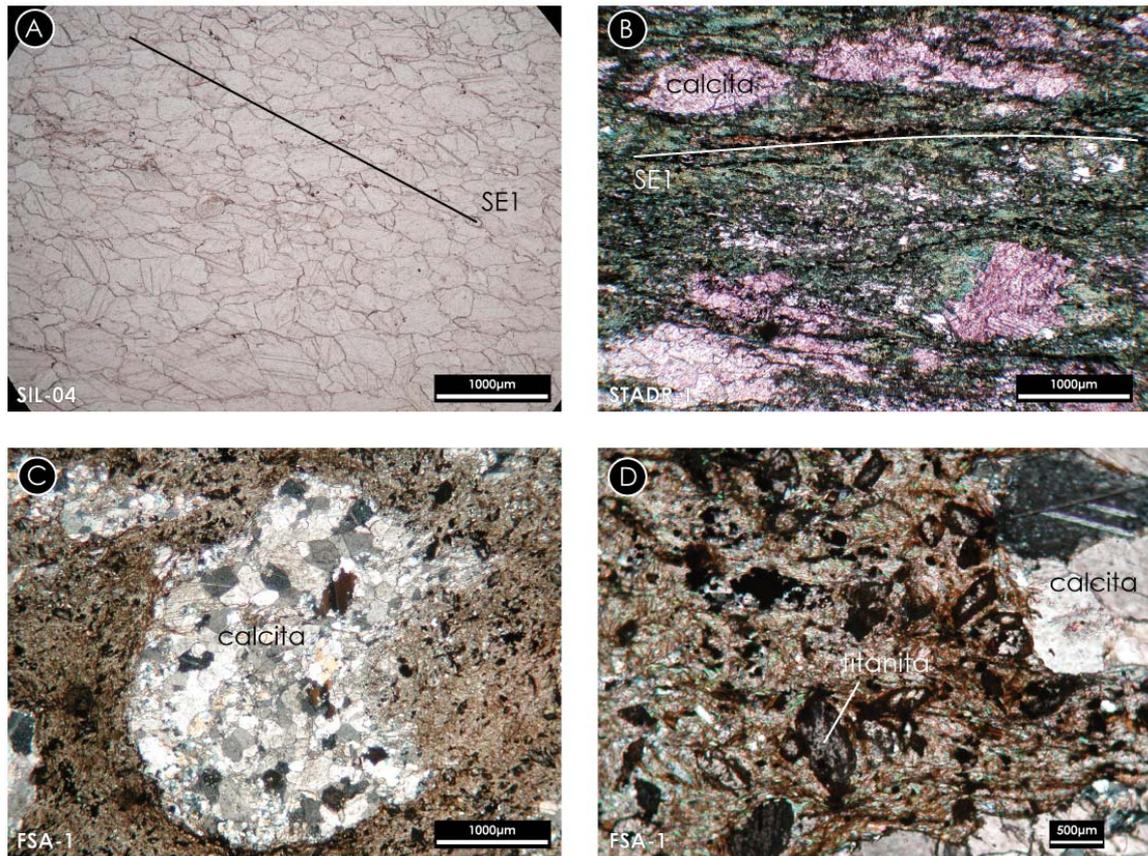


Figura 3.34 - Aspectos petrográficos de las litologías de la Formación Santo Adrião. **A** – Mármol masivo con los cristales de calcita orientados según la foliación SE1; **B** – Metabasitas con actinolita, clorita, epidota y opacos en la matriz, con lentes de calcita deformadas por SE1; **C** – Vesícula basáltica rellena de calcita, envuelta por una matriz muy alterada compuesta por clorita, epidota, titanita, pirita y opacos; **D** – Detalle de la matriz de la roca básica de la foto C, con cristales bipiramidales con relieve alto de titanita, en una masa deformada de clorita, epidota, pirita y opacos.

No se han identificado fósiles durante los trabajos de campo, por lo que se asumen los hallazgos publicados en trabajos anteriores. La edad propuesta por Sá (2005) y Sá *et al.* (2005) es el Kralodvoriense (Kantiense según el *International Stratigraphic Chart* de 2010, presentado por el *International Commission on Stratigraphy* del IUGS), que citan la presencia de fósiles de crinoideos bastante recristalizados y mal preservados.

La Formación de Santo Adrião es correlacionable con otras unidades de la ZCI y de la ZAOL, como la Caliza de la Aquiana (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Díez Montes *et al.*, 2004; Marcos *et al.*, 2004) y la Caliza Urbana en el Oeste de la Sierra Morena y en Ciudad Real (Barros Lorenzo, 1989; Gutiérrez Marco, 2001; del Moral, 2002; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b). Estas formaciones se presentan siempre de forma discontinua, formando parte de cuerpos biohermales lenticulares. Fuera del Macizo Ibérico es posible correlacionar esta formación con las Calizas de Kalkbank del macizo de Turingia (Ferretti & Barnes, 1997).

3.2.8. Formación Ribeiro dos Ferreiros

Esta formación ha sido identificada por primera vez en este sector y se propone informalmente en este trabajo. Aflora solamente en el área de las Minas de Santo Adrião, a techo de la Formación Santo Adrião, extendiéndose hacia el Norte hasta el Granito de Caçarelhos. Esta unidad es muy semejante a la Formación Moncorvo y a algunas pizarras de la Formación Campanhó (Pereira, 1987; Pereira *et al.*, 2006a), hecho que ha llevado a los autores de trabajos anteriores (Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2006a; Dias da Silva, 2010) a incluir las litologías de esta unidad en las formaciones antes indicadas. Recientes trabajos (Dias da Silva *et al.*, 2011) revelan que la geoquímica de elementos mayores y traza de estas pizarras se acerca y se solapa a la del Ordovícico Superior conocido en otras zonas de la ZCI, como se verá en el Capítulo 5. Estos resultados, su posición estratigráfica y diferencias litológicas menores respecto a las pizarras de la Formación Campanhó llevan a considerar esta unidad como Ordovícico Superior.

Se estima una potencia máxima de 40-80 m. Su base es concordante con la Formación Santo Adrião y cartográficamente se deduce que es discordante sobre la Formación Marão.

Está compuesta por una serie monótona de pizarras negras a gris azulado con pirita (Figura 3.35). No se excluye que en esta formación existan *drop stones*, como ocurre en unidades contemporáneas de otros sectores del Macizo Ibérico, como el Sinforme de Moncorvo (Sá *et al.*, 2003; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005), en la región de Guadramil (Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005; Meireles *et al.*, 2006), en el Sinforme de Alcañices (González Clavijo, 2006) y en el Sinforme de Truchas (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 2004c; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b).



Figura 3.35 - Pizarras negras de la formación Ribeiro dos Ferreiros, a techo de las calizas y metabasitas de la Formación Santo Adrião, en la estación STADR-02.

En lámina delgada, las pizarras de la formación Ribeiro dos Ferreiros son muy semejantes a las observadas en la Formación Moncorvo. Presentan un grano fino (pelítico y limolítico) y están compuestas por biotita, clorita, cuarzo, moscovita y cantidades menores de cloritoide y opacos (grafito, pirita y óxidos).

Debido a su posición estratigráfica y signatura geoquímica (Capítulo 5), se sugiere una edad post-Kralodvoriense (o Kantiense, según la *International Commission on Stratigraphy*), posiblemente Kosoviense (o Hirnantense). En la ZCI se puede correlacionar con las formaciones Maceiras y Guadramil en el NE de Portugal (Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005; Meireles *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2006a), Losadilla en el Sinforme de Truchas, (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 2004c), y Campillo en el Sinforme de Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987; González Clavijo, 2006). En la ZAOL se puede correlacionar *s.l.* con la Formación Agüeira (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Marcos *et al.*, 2004).

3.2.9. Formación Campanhó

La Formación Campanhó (Pereira, 1987; Pereira *et al.*, 2006a) es la unidad estratigráfica más reciente del autóctono en el sector estudiado. Aflora en sus sectores Norte y Centro, entre el Granito de Caçarelhos (al Norte) y Quinta das Quebradas (al Sur), estando intruida por los granitos de Brunhozinho y Vila de Ala.

No ha sido posible estimar su potencia real debido a su contacto tectónico con la unidad superior. Se estima un mínimo de 10-20 m de potencia en Quinta das Quebradas, donde está fuertemente tectonizada, y un máximo de 320 m, entre Travanca y Atenor. La existencia de repeticiones y/o substracciones tectónicas que modifiquen su espesor resulta muy probable, dado que su límite inferior está tectonizado. En el Sector Norte, entre las Minas de Santo Adrião y Fonte Ladrão, se apoya sobre la Formación Santo Adrião y también sobre la de Ribeiro dos Ferreiros, y en el Sector Central, entre Vila de Ala-Quinta das Quebradas, lo hace sobre las unidades del Ordovícico Inferior y Medio. Es una secuencia compuesta por limolitas y pizarras gris oscuras finamente laminadas, pizarras negras grafitosas (Figura 3.36A), pizarras ampelíticas (Figura 3.36B, D y F), ampelitas, liditas, calizas negras (Figura 3.36D y E) y pequeños cuerpos de rocas básicas (*sills* o coladas) (Figura 3.36F). Las litologías constituyen cuerpos lenticulares discontinuos, presentando localmente algunos contactos interdigitados (Figura 3.36B) y aparecen en diferentes niveles estratigráficos (o tectónicos, si existen repeticiones).

Las pizarras laminadas presentan restos de una laminación sedimentaria tectonizada compuesta por cuarzo y filosilicatos con material carbonoso (Figura 3.37A, B y C). El grano es generalmente fino (limo a arcilla). Las pizarras negras, pizarras ampelíticas y ampelitas presentan una mineralogía compuesta por filosilicatos, materia carbonosa, cuarzo y pirita. Están

frecuentemente afectadas por una intensa tectonización que produce texturas filoníticas en estas litologías (Figura 3.37B y C), donde la proporción de venillas de cuarzo aumenta considerablemente. Entre Palaçoulo y Travanca, el conjunto pizarroso presenta una mineralogía de mayor temperatura que en el resto de la región. Son frecuentes los blastos de grandes dimensiones de cloritoide y andalucita (Figura 3.37A), englobados en una matriz con contenidos variables de cuarzo, moscovita, biotita, clorita, óxidos y materia carbonosa. Las calizas negras presentan una matriz granoblástica orientada que marca una foliación de plano axial de pliegues menores (Figura 3.37D). Las rocas básicas incluyen un cuerpo diorítico, situado 500 m al Este de Travanca, que presenta una textura fanerítica equigranular compuesta por plagioclasa, actinolita, feldespato potásico y cantidades menores de biotita, cuarzo, pirita esquelética, clinzoisita y clorita (Figura 3.37E). Otro conjunto de rocas básicas incluye una mineralogía idéntica, pero de grano más fino y matriz afanítica. También se han identificado litologías especiales, aparentemente interestratificadas, como el caso de una roca constituida casi únicamente por clinzoisita, o de otra formada únicamente por actinolita. Se ha observado un caso de turmalinización intensa al Sur de Travanca, asociada a la aureola de metamorfismo del Granito de Brunhozinho, donde la turmalina ha mimetizado la fábrica tectónica de una pizarra laminada con andalucita.

En el sector estudiado, no se han descrito evidencias de contenido fosilífero. En sectores cercanos, Pereira *et al.* (2006 y referencias citadas), proponen una edad que revela una secuencia sedimentaria condensada que incluye todo el Silúrico y la parte baja del Devónico Inferior. Estos autores citan la presencia de graptolites, braquiópodos, ortoceratídeos y crinoideos que fijan su edad más baja en el Llandovery medio a superior. Los sciphocrinoideos y conodontos de las calizas muestran una edad Pridoli hasta Lockoviense (Devónico Inferior) a semejanza con la Formación Almendra del Sinforme de Alcañices (González Clavijo, 2006, Pereira *et al.*, 2006).

La formación Campanhó, encuentra muchos equivalentes en otros sectores del NE de Macizo Ibérico, mostrando fuertes variaciones laterales y verticales de facies, que han producido diferentes unidades, algunas sin expresión cartográfica. En la ZCI se identifican equivalentes en la Formación Sobredo en Valongo, en las Ampelitas y Liditas y en las Pizarras intercaladas con Areniscas y Vulcanitas Básicas en Tamames (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), en el Grupo Mazorgan en Barqueiro-Monforte (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), en el Grupo Carbajales en Verín (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990), en los tramos inferiores de las formaciones Mouquin y Canadelo en Marão (Pereira, 1987), en la Formación Manzanal del Barco en Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987), en las formaciones Santibáñez, Cañamares y Alcolea en Guadarrama (Díez Montes *et al.*, 2004) y en la Formación Pradocabalos en Viana do Bolo y Sanabria (Díez Montes, 2007). En la

ZAOL, además de algunas unidades silúricas indefinidas, se puede correlacionar con las Capas de la Garganta, en el Dominio del Manto de Mondoñedo (Martínez Catalán *et al.*, 2004d).

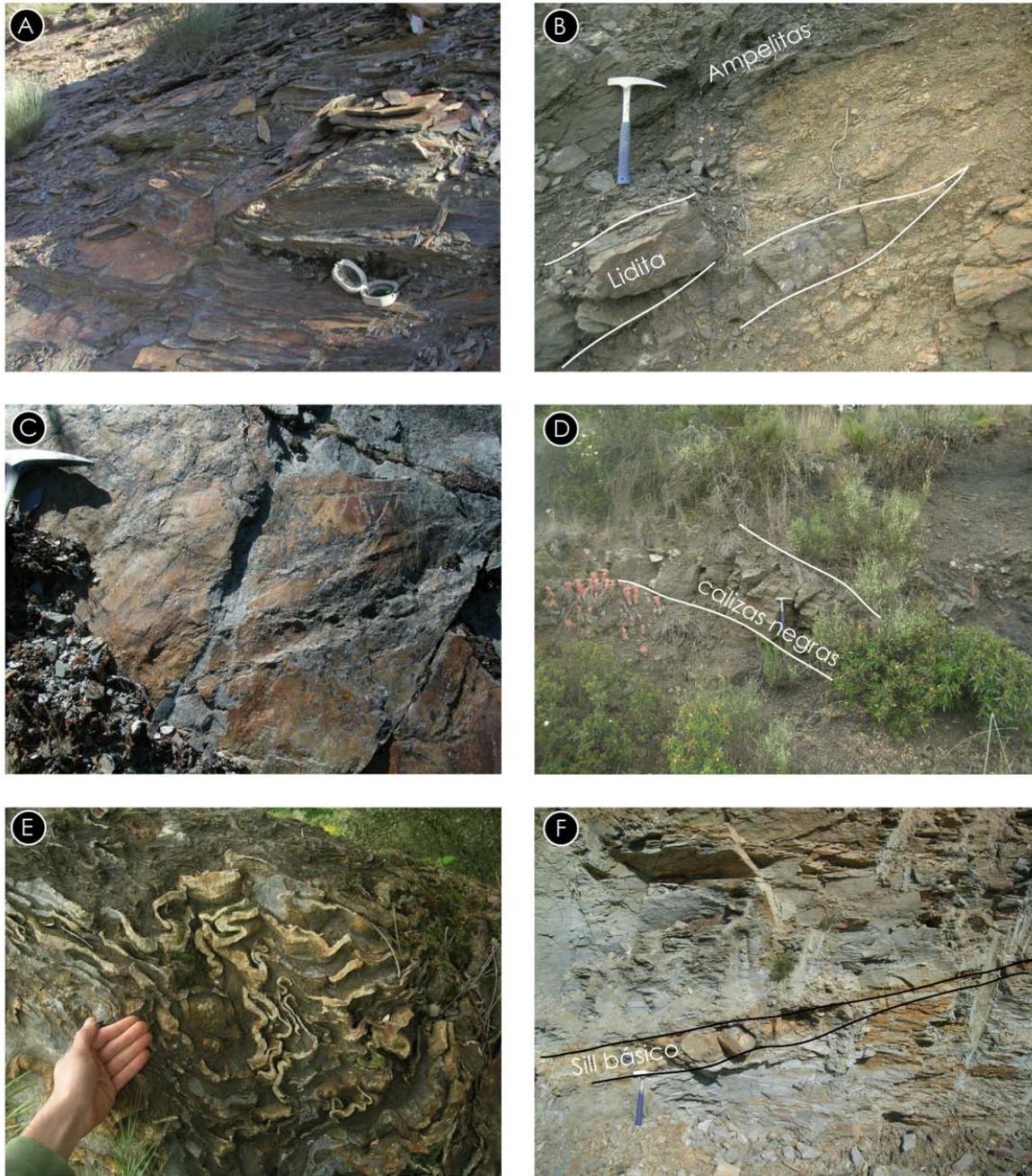


Figura 3.36 - Litologías de la Formación Campanhó. **A** – Pizarras negras con SE1 muy penetrativa, afectada por clivaje tardío (Estación FL-28); **B** – Pizarras ampelíticas, ampelitas y liditas afectadas por meteorización típica de coloración marrón. Se observa la discontinuidad lateral de las liditas, que se presentan como capas lenticulares (850 m al SW de Atenor – Estación ATE-29); **C** – Bioturbación paralela a la estratificación en las pizarras negras (Estación VDP-9); **D** – Calizas negras epidotizadas intercaladas en pizarras ampelíticas muy alteradas (Estación ATE-29); **E** – Calizas y margas intercaladas, afectadas por pliegues (900m al SSW de Atenor – Estación CAT); **F** – Pizarras ampelíticas y ampelitas meteorizadas con un sill básico (400m al Oeste de Palaçoulo, en la estación PAL-15).

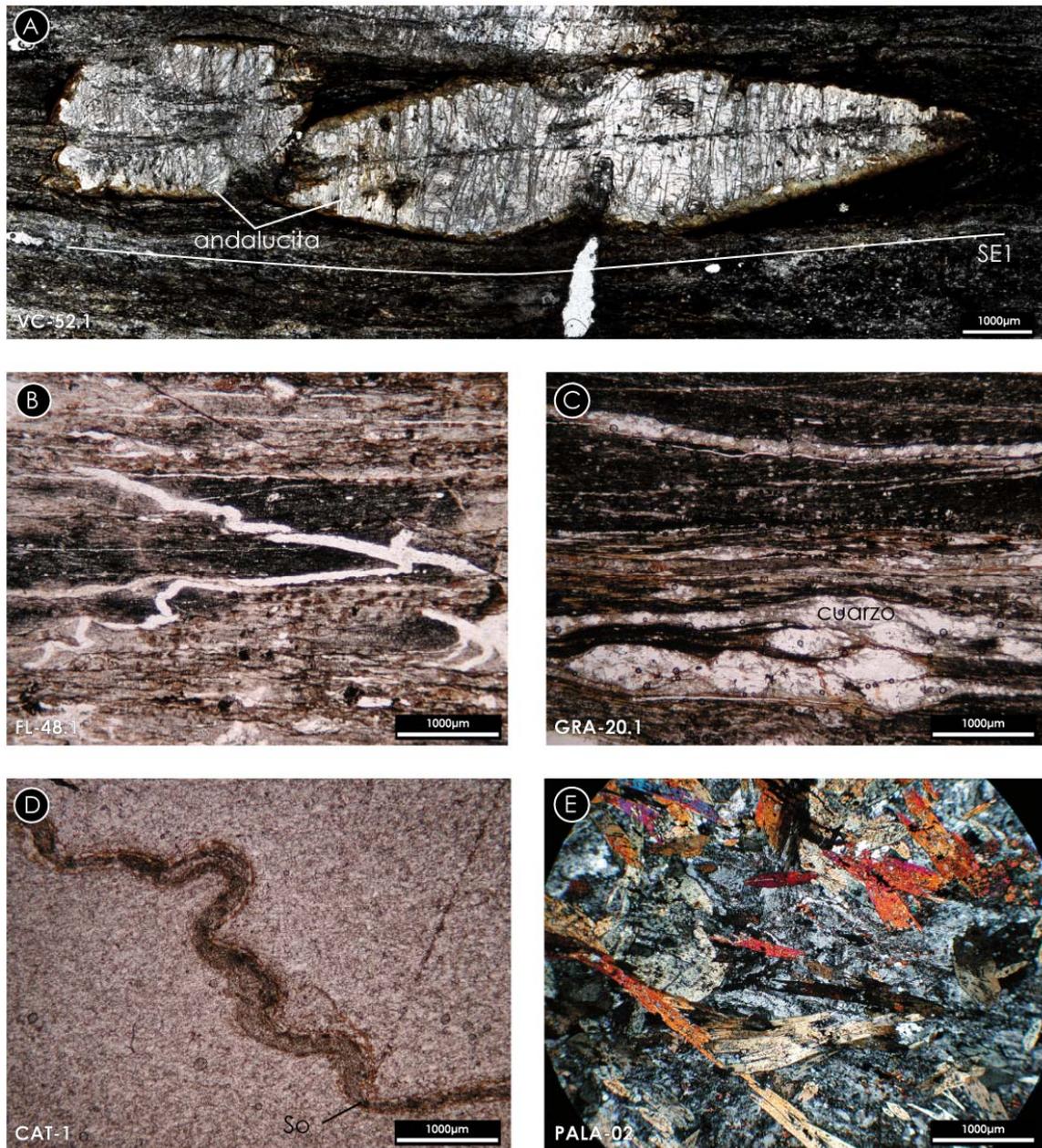


Figura 3.37 - Aspectos petrográficos de la Formación Campanhó. **A** – Andalusita post-E1 de grandes dimensiones en pizarras negras; **B** – Liditas deformadas con venas de cuarzo; **C** – Ampelitas filonitizadas con finas venas de cuarzo; **D** – Calizas con la estratificación definida por la banda de material enriquecido en filosilicatos y opacos; **E** – *Sill* básico.

3.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA ZONA CENTRO IBÉRICA

En este apartado se hace una propuesta de la evolución paleogeográfica de la ZCI en la región estudiada. La columna estratigráfica abarca desde el Neoproterozoico-Cámbrico inferior y al Silúrico. Las facies indican un ambiente geológico de margen pasivo en extensión, probablemente, parte del margen N del supercontinente Gondwana (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992; Marcos *et al.*, 2004; Martínez Catalán *et al.*, 2004c; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Bea *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b; Pereira *et al.*, 2010). A continuación, se propone una secuencia de eventos sedimentarios y tectónicos responsables de las variaciones del registro estratigráfico, que ilustran la evolución local de este margen continental.

Durante el Neoproterozoico terminal y el Cámbrico inferior y medio, quizás hasta el superior, se depositaron las formaciones Desejosa y Montes Ermos, que marcan en conjunto un ciclo de somerización del medio sedimentario seguido de un evento de rápida profundización. De muro a el techo, el ambiente deposicional incluyó una evolución gradual desde zonas relativamente profundas y estables de la plataforma continental – en la base de la Formación Desejosa – hasta ambientes litorales altamente bioturbados en el tramo medio a superior de dicha unidad.

Durante el Cámbrico inferior alto, de acuerdo con la datación de los icnofósiles encontrados, la inestabilidad del talud por rápida subsidencia de sectores de la cuenca produjo corrientes de turbidez y desprendimientos de conjuntos de capas “blandas” en los labios levantados de fallas normales activas, dando lugar al conjunto de *slumps*, conglomerados y niveles de capas rotas observados a techo de la Formación Desejosa, en el límite con la formación Montes Ermos.

La rápida subsidencia culminó con el depósito de los bancos limolíticos de la formación Montes Ermos (¿Cámbrico inferior a medio?) en un ambiente profundo, lejano al transporte turbulento observado en el límite entre estas unidades, y que presenta mucha homogeneidad de las facies sedimentarias.

Entre algún momento del Cámbrico y el Ordovícico Inferior tuvo lugar una inversión en la tendencia transgresiva y se produjo un levantamiento asimétrico de la plataforma continental, con basculamiento y plegamientos abiertos en diferentes bloques limitados por fallas normales e inversas (Figuras 3.1, 3.11 y 3.38). Este evento tectónico dio lugar a inclinaciones de las capas entre 0 y 90°, favoreciendo la erosión de las unidades del Grupo del Duero hasta la sedimentación de las primeras unidades del Ordovícico, que dio lugar a la discordancia Toledánica (Macaya, 1981; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Gutiérrez Marco *et al.*, 2008; Valladares *et al.*, 2009), bien representada en la región.

Los primeros pulsos de un nuevo ciclo de subsidencia del margen pasivo se registraron durante el Tremadociense-Floiense inferior (o Arenigiense inferior), con el depósito de las facies detríticas groseras de la Formación Vale de Bojas, que localmente reposan sobre la discordancia angular.

La sedimentación detrítica se extendió por toda la región durante el Floiense inferior (Arenigiense inferior), con el depósito de sedimentos de facies litorales, fuertemente bioturbadas comunes al techo de la Formación Vale de Bojas y a casi todos los miembros de la Formación Marão. En esta última unidad, no fue posible definir una capa, o un conjunto de capas de ortocuarzitas, como las observadas en la Cuarcita Armoricana de otros sectores cercanos del Macizo Ibérico. En cambio, se observan intercalaciones de capas cuarcíticas de poca potencia con pizarras negras, indicadoras de un ambiente deposicional algo diferente en relación con la facies Armoricana típica, en la que estas capas pueden alcanzar decenas de metros de potencia y mostrar una gran continuidad lateral (Macaya, 1981; Quiroga, 1982; Díez Balda, 1986; Vacas & Martínez Catalán, 1987; Barros Lorenzo, 1989; Farias, 1990; Coke *et al.*, 1995; Sá *et al.*, 2003; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005; González Clavijo, 2006; Díez Montes, 2007). Las diferencias de facies indican posiciones distintas en relación a las zonas de aporte sedimentario, bien a lo largo del margen litoral, bien en zonas algo más profundas y distales de dicho margen (Figura 3.38).

A medida que progresó la transgresión durante el Ordovícico Inferior-Medio, se depositaron facies de ambientes sedimentarios cada vez más profundos, desapareciendo gradualmente los bancos arenosos. El momento de máxima profundidad de la cuenca quedó marcado por el depósito en medio anóxico de pelitas negras (actualmente con pirita) de la Formación Moncorvo. El hecho de que sus características sean muy homogéneas en toda la ZCI puede significar que en este momento de la evolución del margen Norte de Gondwana, la cuenca sería relativamente estable y suficientemente profunda, alejada de la influencia de aportes sedimentarios de mayor energía (Figura 3.38).

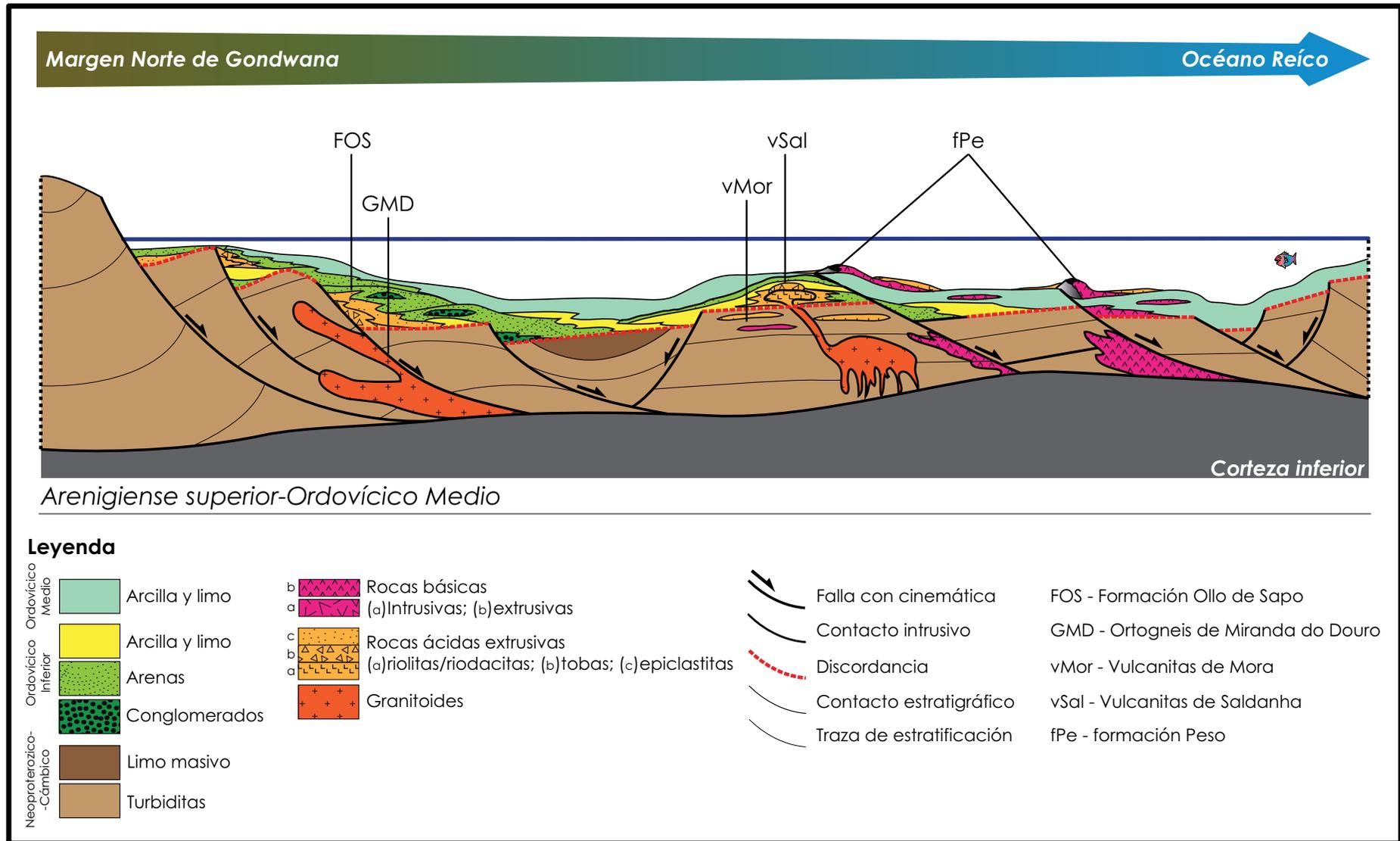


Figura 3.38 - Paleogeografía longitudinal al margen continental del Norte de Gondwana con la distribución de las unidades estratigráficas del Ordovícico Inferior-Medio y su relación angular con las unidades pre-ordovícicas.

La subsidencia fue interrumpida por un nuevo levantamiento, que se extendió por lo menos durante el comienzo del Ordovícico Superior, previamente al depósito de la Formación Santo Adrião en el Sector Norte. La exposición y erosión de las unidades del Ordovícico Inferior a Medio produjo la discordancia cartográfica observada entre Palaçoulo y las Minas de Santo Adrião (S. Pedro da Silva). Un evento semejante fue descrito para el sector del Sinforme de Truchas (Martínez Catalán *et al.*, 1992), donde tal discordancia fue relacionada con la extensión del margen pasivo de Gondwana. En ese momento se habrían producido *half grabbens* limitados por fallas normales. Los bordes levantados se erosionaron y en las zonas de baja profundidad y bajo aporte de detríticos se depositan las calizas Kralodvorienses. La principal diferencia es la presencia de vulcanitas básicas en la secuencia de la Formación de Santo Adrião (Figura 3.31), que evidencian la ascensión de magmas básicos, probablemente por las fallas normales (Dias da Silva, 2010; Dias da Silva *et al.*, 2010).

Las calizas del Ordovícico Superior revelan, en todas las regiones del Macizo Varisco Europeo donde han sido estudiadas, evidencias faunísticas que sugieren un ambiente deposicional en latitudes elevadas (Dzik, 1989; Ferretti & Barnes, 1997; Gutiérrez Marco, 2001) en el margen Norte de Gondwana, durante el Kralodvoriense. Por encima de la Formación de Santo Adrião se han depositado facies detríticas esencialmente pelíticas de la formación Ribeira dos Ferreiros, que pueden estar relacionadas con los depósitos diamictíticos glaciomarineros observados en diferentes sectores del Macizo Ibérico, que testimonian la altas latitudes durante este periodo.

Finalmente, se produjo una subsidencia generalizada de la cuenca, donde se depositaron los sedimentos fuertemente anóxicos de la Formación Campanhó en un ambiente de baja energía. Esto dio lugar a las facies condensadas de lilitas, ampelitas y carbonatos, siempre con alguna proporción de material detrítico muy fino (arcilla-limo) característicos de las unidades de este periodo en la ZCI (Sarmiento *et al.*, 1998; Piçarra & Meireles, 2003; Piçarra *et al.*, 2006). La presencia de diferentes facies sedimentarias, con abundantes cambios de facies y algunos cuerpos volcánicos básicos, muestra que todavía el margen de Gondwana registraba pulsos extensionales, produciendo compartimentación de la cuenca sedimentaria.

No se han identificado en este sector depósitos más recientes que el Silúrico, por lo que la historia estratigráfica de la ZCI termina en este punto. En los siguientes apartados se describe la columna estratigráfica de la Zona de Galicia–Trás-os-Montes.

3.4. DOMINIO ESQUISTOSO DE LA ZONA GALICIA–TRÁS-OS-MONTES

En este capítulo se presenta una propuesta de reformulación de la división tectono-estratigráfica del Dominio Esquistoso de la Zona Galicia–Trás-os-Montes (DEGTM) (Farias *et al.*, 1987; Farias, 1990; Farias & Marcos, 2004), para este sector del NE de Portugal (Figura 3.1). El DEGTM se encuentra localizado sobre el accidente tangencial, conocido en la bibliografía como Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes (CPTM) (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a; Rodrigues *et al.*, 2006b, a; Rodrigues *et al.*, 2006c), responsable por su deslizamiento tectónico sobre su autóctono relativo, la ZCI.

Las unidades litoestratigráficas han sido definidas a partir de los datos de campo, dataciones absolutas U-Pb en circones de las rocas sedimentarias y volcánicas del DEGTM, y geoquímica de rocas ígneas, e indican la presencia de 2 sub-dominios tectono-estratigráficos, limitados entre sí por un cabalgamiento.

Se propone usar los términos Parautóctono Inferior y Parautóctono Superior, definidos en Portugal en el sector Murça-Mirandela por Rodrigues *et al.* (2006a, b y c), pero de un modo un poco diferente, al no haberse identificado los aspectos estructurales usados como criterio en dicho sector.

Los datos estratigráficos, tectónicos y geocronológicos obtenidos en este trabajo (Capítulos 6 y 9) obligan a una redefinición de los accidentes mayores que limitan la base y los sub-dominios del DEGTM. De este modo se pasa a denominar Despegue Basal del Parautóctono Inferior (DBPI) al accidente basal de la ZGTM, y CPTM al accidente define el límite entre el Parautóctono Inferior y el Superior.

3.4.1. Parautóctono Inferior

Es el conjunto estructuralmente más bajo del DEGTM (Figura 3.1). Se han diferenciado dos formaciones, de las cuales al menos una forma una secuencia sin-orogénica del Carbonífero inferior, la más joven entre las paleozoicas dentro de la región cartografiada. Se separa de la ZCI por situarse por encima del Silúrico filonitizado – que constituye la banda de deformación del DBPI – prevaleciendo el criterio tectónico frente al estratigráfico para la definición de esta unidad.

Formación Travanca

Propuesta en este trabajo, es la unidad más baja estructuralmente de la ZGTM en el borde Este del Macizo de Morais (Figura 3.1). En anteriores trabajos, esta secuencia se había incorporado en la Formación Infracuarcítica (Pereira *et al.*, 2006a; Dias da Silva, 2010; Dias da Silva & González Clavijo, 2010) (Tabla 3.2), nombre que no se empleará por no respetar los

principios de definición de unidades estratigráficas de la ISG (Reguant & Roser, 2001). En el sector de Quinta das Quebradas, es conocida como Formación Casal do Rato (Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a; Pereira *et al.*, 2009) (Tabla 3.2), término que tampoco se empleará por no ajustarse a los criterios estratigráficos en uso.

Aflora en los Sectores Norte y Centro, de modo casi continuo, apenas interrumpida por intrusiones graníticas en la zona de Vila de Ala. Presenta una potencia variable, con 500 m entre Vila Chã y Travanca y 400 m al Oeste de Quinta das Quebradas, pero tiene una expresión menor al NE de Vila Chã y al N de Quinta das Quebradas, con 90 y 70 m respectivamente. Estas cifras están condicionadas por las fallas de bajo ángulo que limitan la formación Travanca a muro y techo (mapa y cortes geológicos en Anexo).

En efecto, el límite inferior es tectónico (Figura 3.1), una banda de intensa deformación con aspecto filonítico que se extiende también a la parte superior de las unidades subyacentes. Dicha banda se ha elegido como el límite inferior de la ZGTM en este sector (el DBPI), aunque se han localizado otras bandas subparalelas, también con intensa deformación, en posiciones estructuralmente más altas.

La formación Travanca está compuesta por una secuencia de capas milimétricas a decimétricas de limolitas, areniscas laminadas y pizarras negras (Figuras 3.39A, B y C, y 3.40A, B y C). En la mayoría de los casos, los bancos más groseros, limo-arenosos, preservan las estructuras sedimentarias, siendo comunes las laminaciones oblicuas, los *hummocky*, superficies erosivas, figuras de canal y estructuras de escape de fluidos. De forma ocasional, se puede observar bioturbación. Hacia el techo se produce un aumento de la potencia de las barras arenítico-limolíticas, observándose frecuentemente barras de hasta 3 m de cuarcitas, cuarcitas impuras y cuarzovacas. Localmente se observan cuerpos de poca continuidad lateral con hasta 20-30 m de potencia, compuestos por una *mélange* sedimentaria masiva de matriz pelítica (pizarras negras) que envuelve cantos de diferentes naturalezas y tamaños (Figura 3.39E y F). En ella son comunes las capas rotas de la secuencia principal, intraclastos, cantos blandos, cantos de lidita, de cuarcita y de ampelita (desde milimétricos hasta algunos de escala cartográfica) (Figuras 3.39D, E y F, y 3.40D y E). Puntualmente se encuentran olistolitos de liditas y ampelitas, como el que se puede observar al Oeste de Quinta das Quebradas, que tiene unos 100 m de largo y 6 m de espesor.

La litología principal presenta una laminación sedimentaria milimétrica, compuesta por bandas de cuarzo de grano fino (limo y arena fina) con contactos generalmente netos en la base y graduales con las bandas pizarrosas a techo (Figura 3.41A). En estas últimas se puede observar una mineralogía compuesta por filosilicatos (clorita, biotita, mica blanca) y menores cantidades de

cuarzo, opacos (óxidos, materia orgánica, grafito), pirita y, muy localmente, cloritoide. Los niveles de *mélange* sedimentaria (Figura 3.41C, D y E) presentan una mineralogía idéntica, observándose restos de estratificación en los intraclastos y capas rotas, cantos de lidita, ampelita, y cuarcita. Los bancos de cuarcita impura presentan granulometrías diversas del cuarzo y cantidades variables de granos de feldespato (*s.l.*), ocasionalmente con elevadas cantidades de matriz clorítico-sericítica, presentando un aspecto grauvacoide (Figura 3.41B).

Se ha realizado un estudio del contenido de palinomorfos en las pizarras negras de esta formación, pero no se han encontrado restos fósiles en los concentrados debido a haberse sobrepasado su límite térmico de preservación (ver Capítulo 4). Sólo se han identificado algunos icnofósiles en una localidad al Este de Teixeira, que no han sido estudiados en este trabajo.

Se han datado mediante el método U-Pb con LA-ICP-MS circones detríticos de una cuarcita impura la base de esta formación (Capítulo 9). Las poblaciones de circones más jóvenes presentan edades de 396 ± 13 Ma y 323 ± 13 Ma. La población más antigua, más numerosa, permite establecer una edad máxima de sedimentación hacia el límite Devónico Inferior-Medio, mientras que la más joven situaría esa edad hacia el Viseense-Serpukhoviense.

El carácter flyschoide de la formación Travanca, la existencia de facies de *mélange* sedimentaria, y los circones detríticos de edad varisca y eo-varisca, sugieren que se trata de un depósito sin-orogénico. Dentro del DEGTM, puede correlacionarse con la Formación Gimonde y partes de la Formación Rábano en el Sinforme de Alcañices (González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2008). En la ZCI encuentra correlación en la Formación San Clodio en el Sinforme del Sil (Martínez Catalán *et al.*, 2004a; Martínez Catalán *et al.*, 2008), y con la Formación San Vitero en el Sinforme de Alcañices (González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; González Clavijo, 2006), en una posición intermedia entre el Parautóctono y las sucesiones autóctonas.

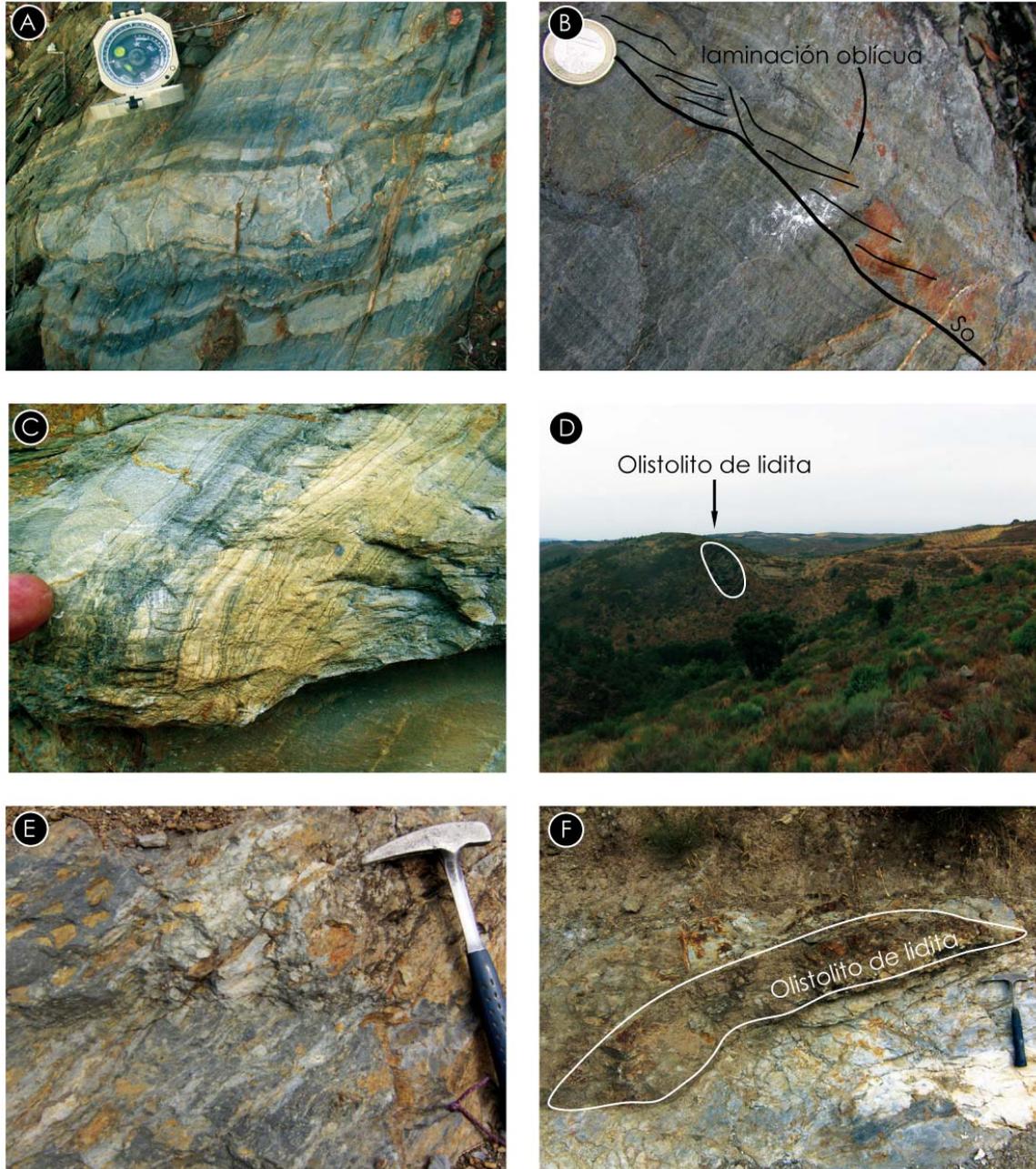


Figura 3.39 - Características de campo de las litologías de la formación Travanca. **A**, **B** y **C** – Ritmitas compuestas por intercalaciones de pizarras, cuarcitas y limolitas con laminaciones oblicuas y paralelas (Estaciones TEX-5, VC-3 y TEX-11 respectivamente); **D** – Olistolito de lidita de grandes dimensiones en un olistostroma localizado al Suroeste de Quinta das Quebradas (Estación QDQ-93); **E** – Detalle de la matriz del olistostroma mencionado en D, con abundantes capas rotas limolíticas envueltas por pizarra negra (Estación QDQ-60); **F** – Olistolito de lidita en la Estación QDQ-60.

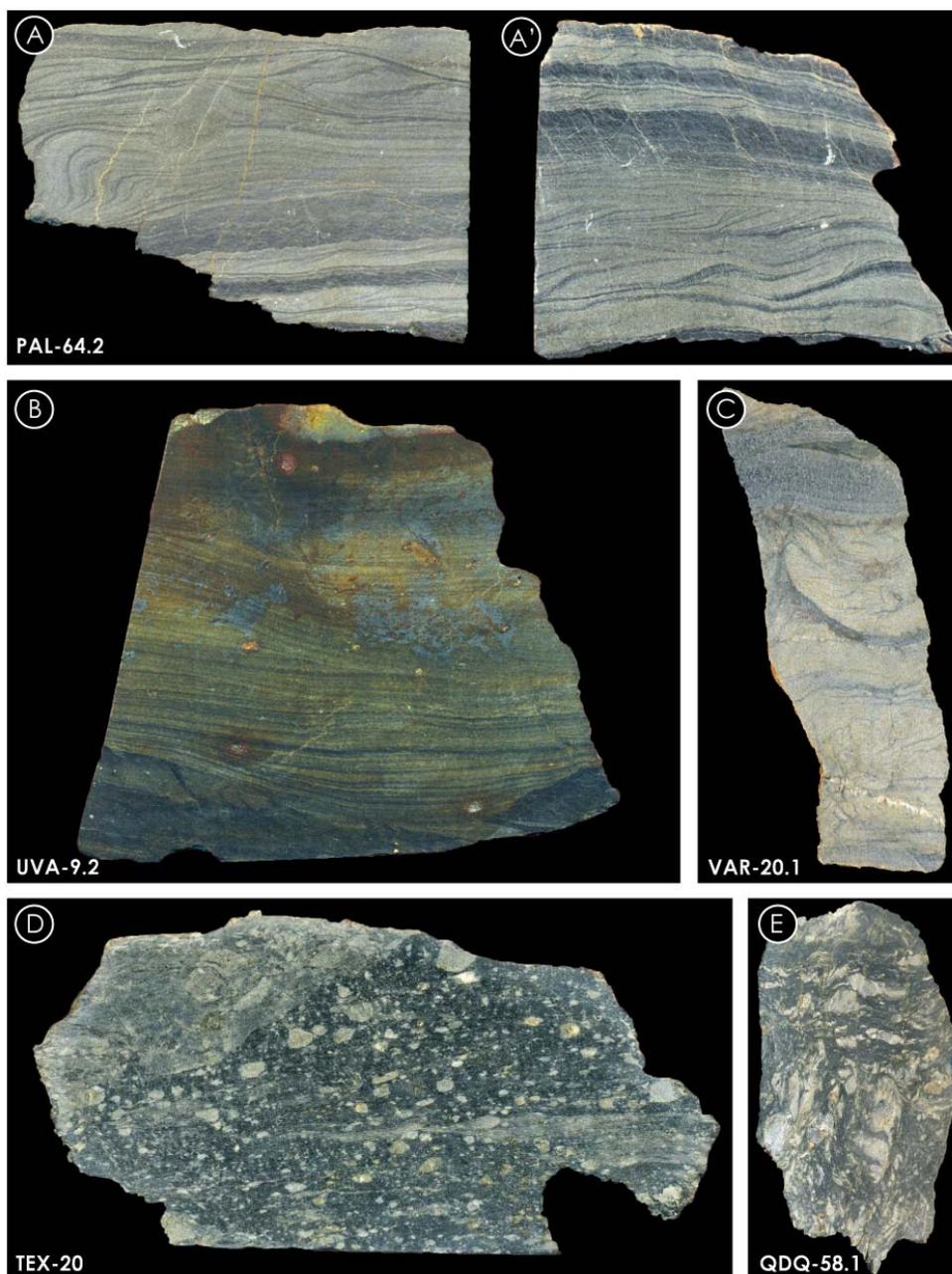


Figura 3.40 - Muestras de mano representativas de las litologías de la formación Travanca. **A** y **A'** – Secciones transversales en intercalaciones de limolitas y pizarras negras, con contactos netos en la base y graduales a techo de cada capa arenoso-limolítica. Se observan laminaciones internas oblicuas a la estratificación y pliegues sin-sedimentarios. Se encuentra ligeramente afectado por el plegamiento C3 (A – 5 cm de longitud; A' – 4 cm); **B** – Como A, con una sección transversal a una figura de canal cuya base es erosiva sobre las pizarras negras (la muestra tiene 8 cm de longitud); **C** – Figura de escape de fluidos en una capa arenosa de grano fino. Las capas inferiores muestran perturbación en las laminaciones oblicuas (eje mayor de la muestra: 9,8 cm); **D** y **E** – Muestras de la *mélange* sedimentaria de dos localidades distintas, con los aspectos típicos con litoclastos de diversas naturalezas (cuarcita, lidita, etc.), capas rotas, cantos blandos y bloques del olistostroma re TRABAJADOS (en D, arriba y a la izquierda). Tamaño del eje mayor de las muestras: D: 9,5 cm; E: 9 cm.

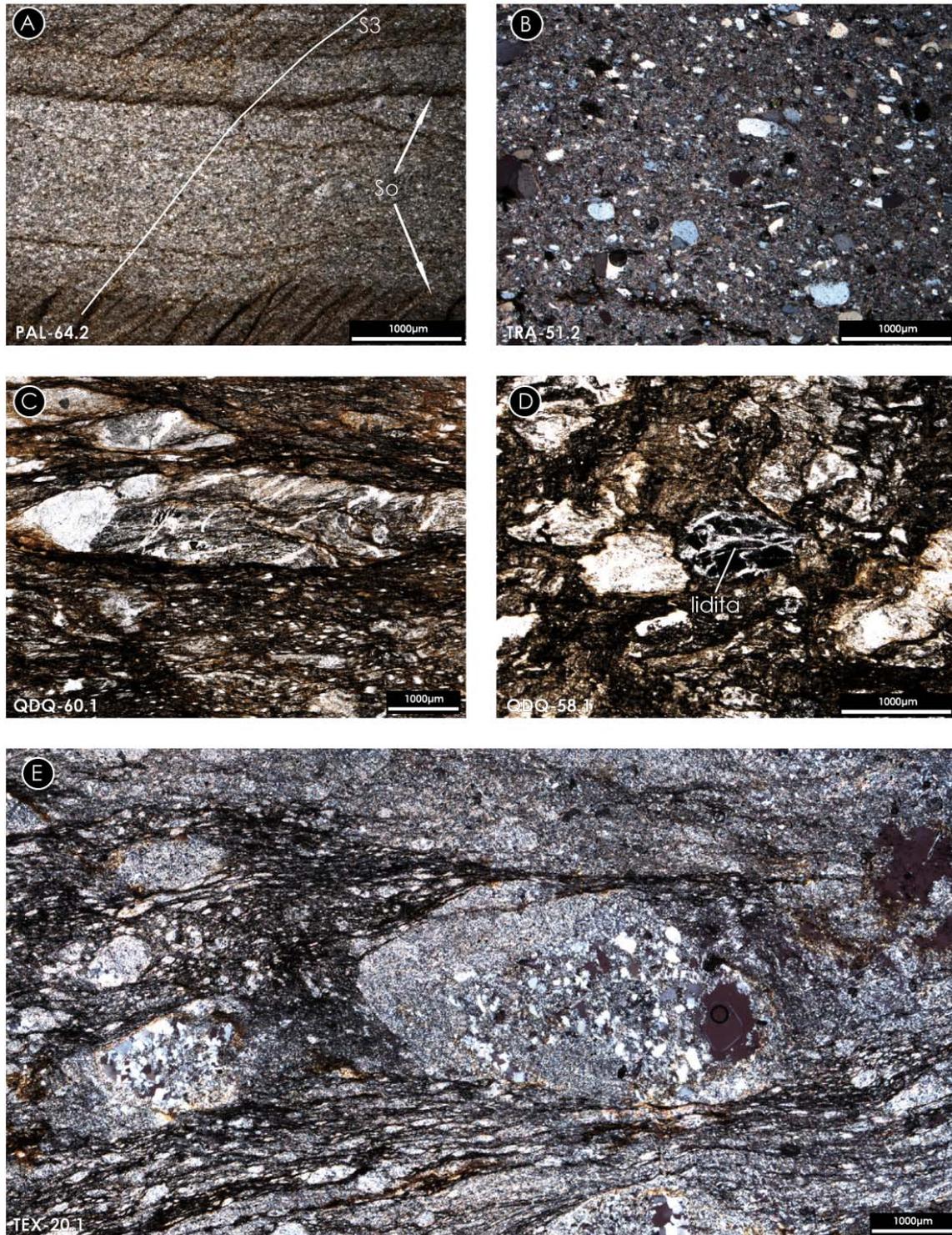


Figura 3.41 - Aspectos texturales de la formación Travanca. **A** – Capas de limolita intercaladas con pizarra, donde se observan contactos graduales a techo (arriba) y netos a muro de las capas más arenosas; **B** – Grauvaca con abundantes granos de cuarzo y feldespato angulosos en una matriz esencialmente pelítica; **C** – Clastos de lidita muy deformados, en una matriz heterogénea esencialmente pelítica, perteneciente al olistostroma de la Figura 3.39 (fotos C, D y E); **D** – Clasto de lidita en una matriz heterogénea compuesta por capas rotas arenosas y pizarra negra con abundantes opacos; **E** – Olistostroma deformado constituido esencialmente por pizarras negras y capas rotas arenosas, con la SE1 penetrativa, lo que le confiere un aspecto de *mélange* tectónica.

Formación Vila Chã

Definida en este trabajo, se diferencia de la formación Travanca por mayor abundancia y continuidad de las cuarcitas, menor presencia de facies laminadas finas, presencia de rocas carbonatadas y de rocas ígneas. Se distingue de las unidades superiores, por la estratigrafía, la asociación litológica, la deformación y el metamorfismo. Esta nueva unidad engloba las formaciones Cuarcítica y Supracuarcítica descritas en Pereira *et al.* (2006). Aflora desde Vila-Chã hasta Teixeira, presentando una potencia variable entre 300 m, en la primera localidad, y 20 m en la segunda, desapareciendo hacia el Sur en dirección a Gregos. La variación de espesor se debe al cabalgamiento que limita la unidad a techo y, localmente, al que se localiza a muro, evidente en el área de Teixeira, en la parte meridional de la unidad (mapa y cortes en Anexo).

La secuencia está compuesta mayoritariamente por grauvacas masivas de color verde parduzco (Figura 3.43E) con capas de hasta 60-100 cm de potencia (Figura 3.42B), limitadas por niveles de hasta 20 cm de pizarras negras (Figura 3.43A) y verdosas. En la base son frecuentes los bancos cuarcíticos (cuarcitas impuras grises, cuarzovacas y cuarcitas blancas, Figura 3.43B-D) con un máximo de 3 m de potencia y limitada continuidad lateral (hasta 1,5k m) (Figura 3.42A y C). A techo también se observan localmente algunas capas de estas litologías. En algunos puntos se han identificado intercalaciones de cherts negros con abundantes venas de cuarzo, estrechos niveles de rocas básicas (Figura 3.43F), ¿ácidas? y carbonatadas (calcoesquistos), en general con poca o ninguna expresión cartográfica. Al Sur de Vila Chã se ha representado un pequeño afloramiento de rocas básicas, mientras que varios niveles de chert negro (¿liditas?, Figura 3.42D) se han incluido en el mapa.

Las cuarcitas, de grano grueso, medio y fino, están constituidas mayoritariamente por cuarzo, con cantidades variables de filosilicatos, opacos, y circón (Figura 3.44C y D). En general, la deformación es muy intensa, con fuerte recristalización el cuarzo acompañada de una disminución del tamaño de grano.

Las arcosas, las cuarzovacas y las grauvacas verdosas de la formación Vila Chã están constituidas esencialmente por cuarzo y accesorios como moscovita, sericita, clorita, biotita, plagioclasa, feldespato potásico y opacos (Figura 3.44A y B), variando apenas la cantidad de matriz, que es más abundante en la última litología. La variación de la cantidad de granos de cuarzo produce cambios horizontales y verticales de facies. Las litologías más deformadas muestran un bandeo tectónico granolepidoblástico compuesto por bandas de cuarzo y bandas de moscovita, clorita y materia carbonosa con 1-5 mm de espesor.



Figura 3.42 - Aspectos de campo de las litologías identificadas en la formación Vila Chã. **A** – Cuarzita arcósica lenticular de la estación VC-27 que se encuentra dentro de grauwacas verdosas al ESE de Vila Chã. Se observa una foliación que revela la presencia de una deformación intensa; **B** – Afloramiento de grauwacas y pizarras grises en la estación VC-57, con S2 y So muy verticales; **C** – Cuarzitas arcósicas muy deformadas con disminución de grano y venas de cuarzo paralelas a S2, afectadas por plegamiento C3 (Estación VC-45); **D** – Chert negro con abundantes venas de cuarzo, que podría ser un olistolito dentro de las litologías grauwacosas de esta unidad (afloramiento al Sur de Vila Chã, estación VC-40).

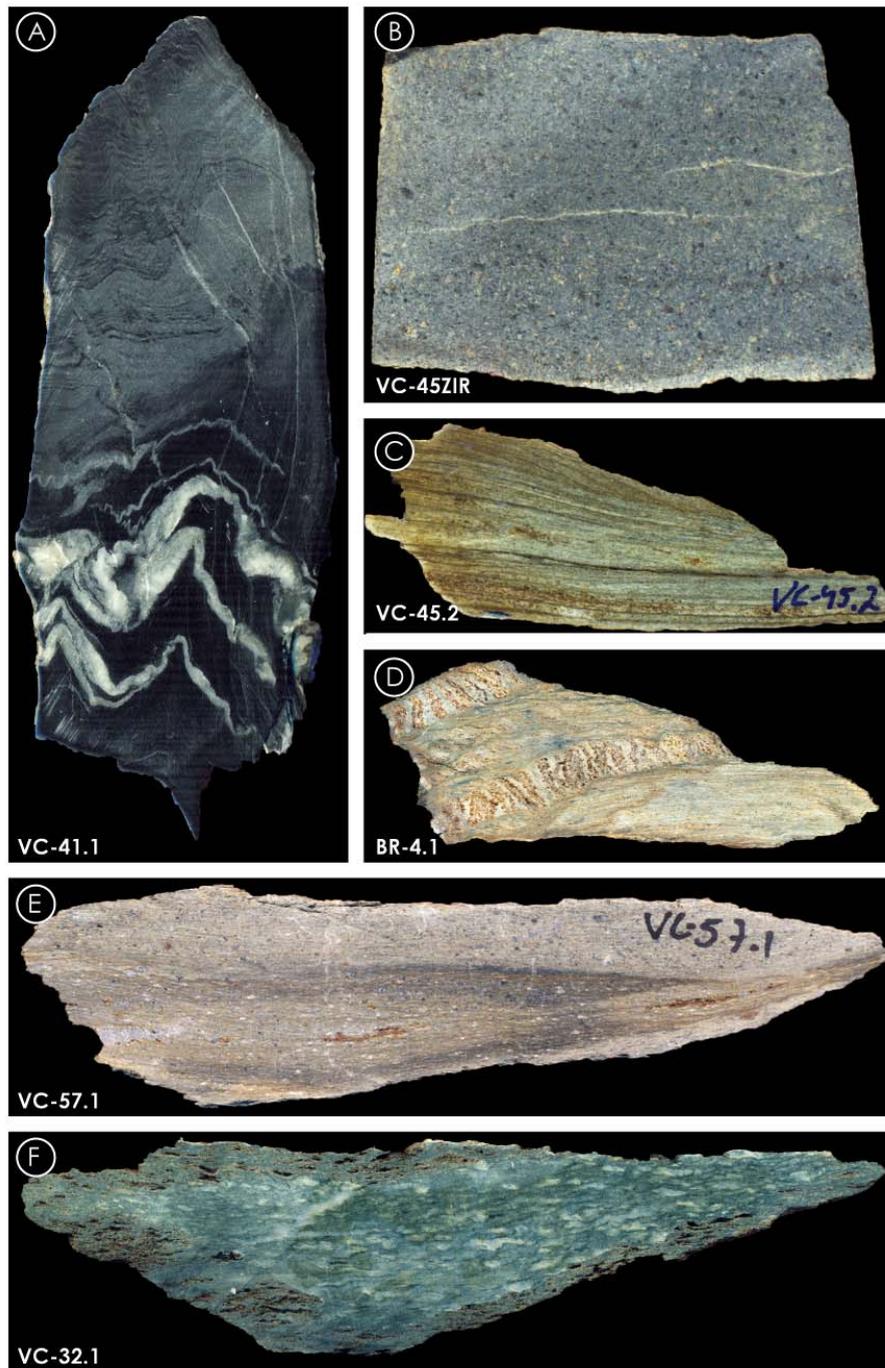


Figura 3.43 - Muestras de mano de algunas litologías de la formación Vila Chã. **A** – Pizarras negras con pirita (abajo) y limolitas finamente laminadas (arriba), afectadas por plegamiento tectónico (tamaño de la muestra: 12 cm); **B** – Grauwaca gris verdosa, con abundantes granos de feldespato y cuarzo visibles (tamaño de la muestra: 4,4 cm); **C** – Cuarcita impura muy deformada con laminación y acentuada disminución de grano, de origen tectónico (tamaño de la muestra: 8,2 cm); **D** – Microlitones de SE1 (Capítulo 6) afectando una grauwaca marrón (tamaño de la muestra: 9,2 cm); **E** – Grauwaca con abundantes granos de feldespato, cuarzo y litoclastos. Los tonos oscuros de la muestra son zonas con mayor proporción de material pelítico (tamaño de la muestra: 11 cm); **F** – Metabasita alterada, con clorita y epidota, que presenta pequeños nódulos de calcita (tamaño de la muestra: 18 cm).

Las rocas básicas (Figura 3.44E) están compuestas por un matriz retrogradada, cuya mineralogía está constituida por clorita y cantidades menores de epidota, calcita, mica blanca y opacos, en el seno de la cual se observan fenocristales de plagioclasa. Las rocas carbonatadas foliadas (calcoesquistos, Figura 3.44F) presentan una mineralogía compuesta por calcita, epidota, mica blanca y opacos, evidenciando procesos de retrogradación importantes que enmascaran las texturas previas al metamorfismo de bajo grado.

No se han encontrado fósiles, por lo que la única aproximación a su edad se basa en los análisis U-Pb con LA-ICP-MS en los circones detríticos de una cuarcita de la base de la unidad y de una grauvaca de su techo (muestras VC-45ZIR y VC-57ZIR, respectivamente, ver Capítulo 9). La población de circones más jóvenes de ambas muestras se localiza alrededor de 530 Ma, o sea, en la base del Cámbrico (Terranoviense). Es decir, las poblaciones de circones de las muestras analizadas indican que en el área fuente de los sedimentos se estaban erosionando rocas con edades no inferiores al Cámbrico basal. Pero la falta de evidencias claras de cabalgamiento continuo en la base de esta unidad – que a menudo parece encontrarse en continuidad estratigráfica con la unidad inferior – y las similitudes tectónicas y metamórficas con la formación Travanca, sugieren que la formación Vila Chã puede ser substancialmente más moderna que la de sus circones más jóvenes. Un origen sin-orogénico y una edad Carbonífero inferior son posibles, dada su posición estructural, su facies, y el hecho de que una situación similar se da en depósitos indudablemente sinorogénicos del Sinforme de Alcañices (Martínez Catalán *et al.*, 2008).

También es posible que incluya depósitos sin-orogénicos discordantes y/o imbricados con otros pre-orogénicos. Los sinorogénicos pueden correlacionarse en el DEGTM con las formaciones Gimonde y San Vitero en el Sinforme de Alcañices (Martínez Catalán *et al.*, 2008). Pero, de tratarse efectivamente de una unidad compuesta, la correlación más adecuada para el conjunto sería con la Formación Rábano (Martínez Catalán *et al.*, 2008), y con la Formación Guadramil en la parte portuguesa del Sinforme de Alcañices (Meireles, 2012).

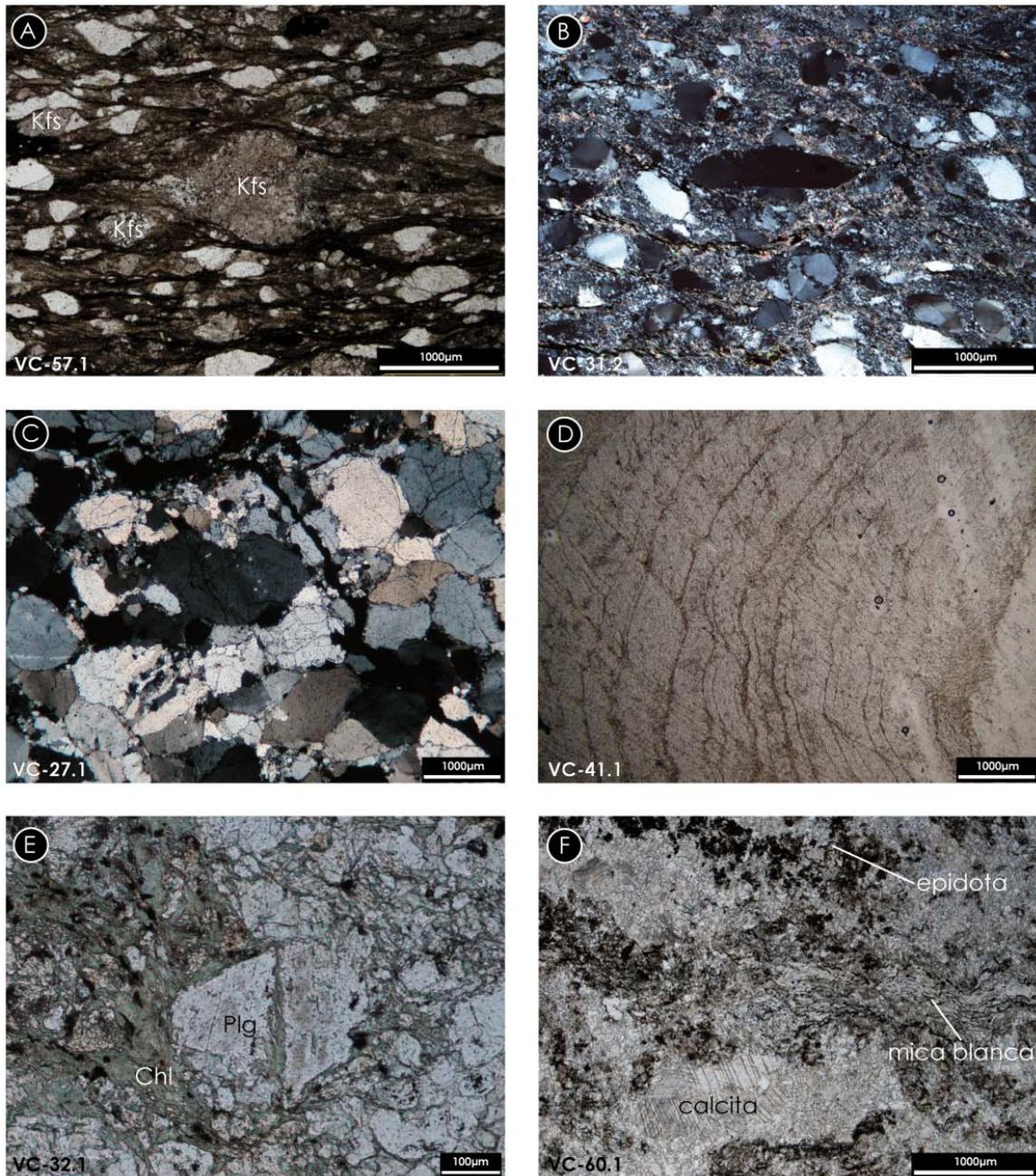


Figura 3.44 - Características microscópicas de las litologías de la formación Vila Chã. **A** – Grauvasca deformada con cuarzos aplastados y clastos de feldespato potásico (Kfs) alterados y fracturados, en una matriz de grano fino, esencialmente pelítica, con clorita, mica blanca y opacos, estos últimos concentrados a lo largo de los planos SE1 (nícoles paralelos); **B** – Cuarzovaca poco deformada, con abundantes fragmentos de cuarzo angulosos, evidenciando un transporte corto y energético. La matriz está compuesta por clorita y mica blanca, concentradas especialmente a lo largo de los planos SE1 espaciados, observables junto a los opacos (nícoles cruzados); **C** – Cuarzita de grano grueso con textura granoblástica, donde los granos de cuarzo presentan extinción ondulante (nícoles cruzados); **D** – Cuarzita de grano fino con So afectada por plegamiento (nícoles paralelos); **E** – Metabasita con fenocristal de plagioclasa envuelto por una matriz de clorita, epidota y opacos (nícoles paralelos); **F** – Calcoesquistos con textura fuertemente retrogradada, con calcita, mica blanca, epidota y opacos (nícoles paralelos).

3.4.2. Parautóctono Superior

El Parautóctono Superior (Rodrigues *et al.*, 2006b, a; Rodrigues *et al.*, 2006c) en el sector estudiado está compuesto por una sucesión de unidades litoestratigráficas con edades comprendidas entre el Cámbrico medio (?) y el Ordovícico Medio (?). Se han separado 3 unidades estratigráficas – un complejo y 2 formaciones – que comparten un patrón de deformación más intenso que el observado en el Parautóctono Inferior y en el autóctono de la ZCI. Se asume que las unidades forman parte de la misma secuencia estratigráfica, por presentar en general las mismas características litológicas, pero no se excluye la existencia de cabalgamientos intra-unidades, con repeticiones locales de la secuencia, aunque manteniendo la tendencia general de edades más jóvenes hacia el techo.

Debido a la diferencia de edades entre el Parautóctono Superior e Inferior (Cámbrico medio-Ordovícico Inferior y Carbonífero inferior respectivamente), se propone la existencia de un cabalgamiento importante a techo de la formación Vila Chã – entre Vila Chã y Teixeira– y a techo de la formación Travanca – desde Teixeira hacia el Sur – al que denominaremos Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes (CPTM). Algo semejante ha propuesto Rodrigues *et al.* (2006a, b y c) para el sector Murça-Mirandela (Cabalgamiento de Palheiros-Vila Flor), a pesar de que aquí las evidencias de la deformación se extienden a lo largo de una banda de deformación más potente que la descritas en ese sector. La anchura de la zona deformada hace difícil localizar el cabalgamiento, de forma que tanto éste, como el contacto entre el Parautóctono Superior e Inferior son imprecisos.

Complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha

Es la unidad estratigráfica más baja del Parautóctono Superior, y se caracteriza por litologías sedimentarias muy homogéneas, que engloban voluminosos cuerpos de vulcanitas. No se han encontrado criterios que permitan distinguir varias unidades, ya sean estratigráficas, tectónicas o metamórficas, como había sido propuesto en anteriores trabajos (Ribeiro, 1974; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a; Pereira *et al.*, 2009). Por ello, se ha decidido simplificar el esquema estratigráfico vigente, que incluye las formaciones Pizarras Superiores, Pelitas y Grauvacas Culminantes, Meirinhos, Cuarcítica, Gneises de Saldanha y Filito-Cuarcítica, unificándolas todas en un complejo, lo que refleja mejor la continuidad del registro estratigráfico.

El complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha aflora en toda la zona Oeste del sector estudiado, desde Vale de Algosos hasta el Sur de Castelo Branco. Su base está afectada por fuerte deformación tangencial, que establece su límite con las unidades subyacentes menos deformadas. Se estima una potencia superior a 1200 m, pero la intensa deformación casi siempre concentrada

en bandas de potencia variable, muestra que puede haber duplicaciones y laminaciones de la secuencia, enmascarando su potencia real (ver mapa y cortes geológicos en Anexo).

Este complejo está compuesto por una secuencia rítmica de capas centimétricas de pizarras y grauvacas, con capas de cuarzovacas, cuarcitas impuras y cuarcitas (Figura 3.45 y Figura 3.46A, B y C) a veces con 2-3 m de potencia y hasta 1 km de longitud. Localmente destacan diferentes niveles – con variable expresión lateral y vertical – de arcosas epiclásticas, carbonatos, y rocas básicas y ácidas de posible origen volcánico (Figura 3.46D, E y F). Las mayores masas de rocas ígneas se observan en las vulcanitas de Mora y Saldanha, descritas separadamente en este capítulo. La tendencia estratigráfica es granocreciente desde la base hacia el techo de la formación, observándose un incremento gradual en número y potencia de las capas arenosas en relación con las capas más pelíticas. Esta tendencia culmina con la sedimentación de la formación Algozo.

Las pizarras verdosas que afloran intercaladas con cuarcitas y cuarzovacas (Figuras 6.8D y 6.35D), presentan una mineralogía lepidoblástica compuesta por clorita, mica blanca y cuarzo, teniendo como accesorios más comunes piritita y óxidos. Las cuarcitas impuras (arcósicas), cuarzovacas y grauvacas se distinguen por la cantidad de matriz (clorítico-sericítica) en relación a la proporción de granos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Figura 3.47D y F). Presentan generalmente una fuerte recrystalización y varias esquistosidades, que oscurecen los aspectos primarios de dichas rocas. Así, son comunes las fábricas granolepidoblásticas, con separación de material filítico y cuarzo-feldespático. La presencia de granos angulosos y cristales rotos de cuarzo y feldespato potásico en algunas láminas (Figura 3.47D), indica inmadurez del sedimento, lo que sugiere que el transporte fue corto y energético en algunos sectores. La mineralogía sugiere la presencia de un área fuente cercana con rocas ígneas (ácidas y básicas), que parece indicar un carácter epiclástico importante. Se ha encontrado una cuarcita con cristales euhedrales de magnetita (Figura 3.47E), que presenta una fábrica ultramilonítica, con los cristales de magnetita distribuidos a lo largo de los planos de la esquistosidad principal.

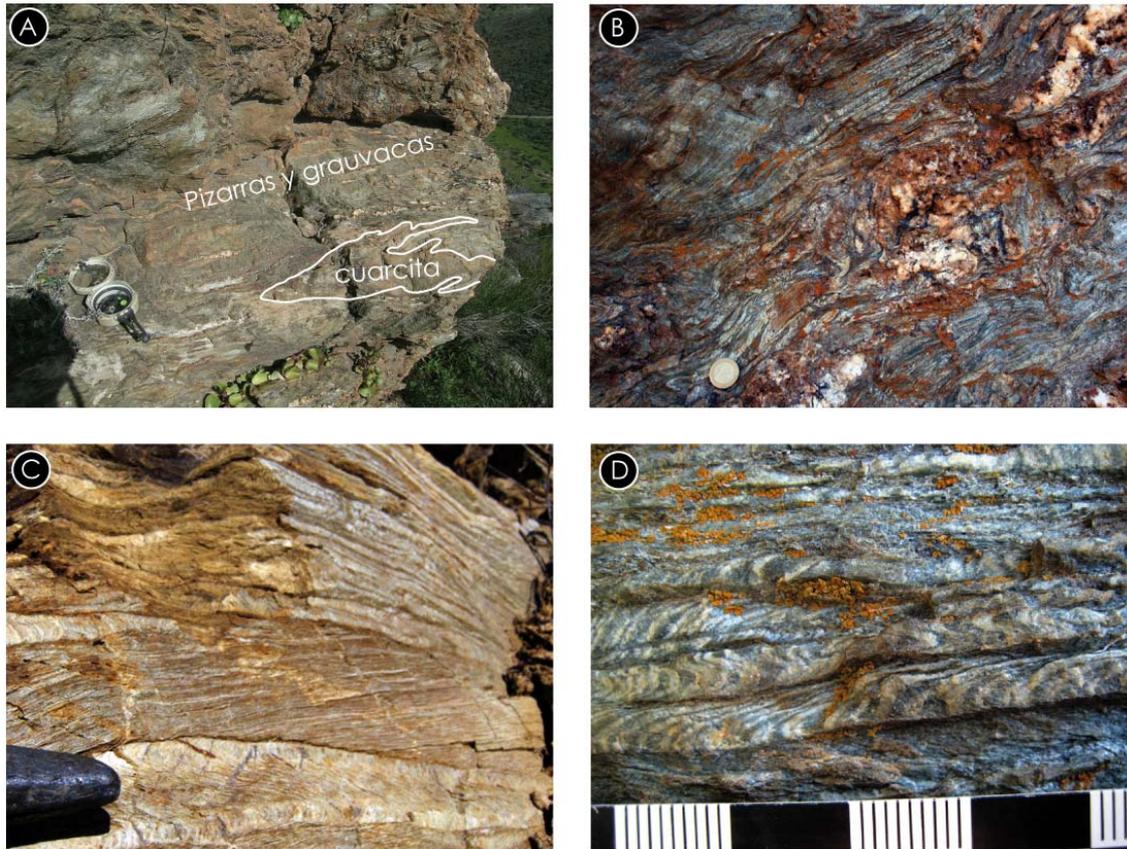


Figura 3.45 - Aspectos de campo de las litologías detríticas del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha. **A** – Nivel de cuarcita deformada, intercalada en pizarras verdosas y grauvascas (Estación MOR-32); **B** – Cuarcitas y pizarras verdosas con SE1 muy penetrativa con pliegues intrafoliares que afectan a una vena de cuarzo (Estación ALG-32); **C** – Cuarcita fuertemente foliada (S2) y crenulada por E1, produciendo microlitones de cuarzo en las charnelas de los pliegues y un bandeo tectónico paralelo a SE1 (Estación SALD-1); **D** – Microlitones limitados por SE1, en cuarcitas y pizarras verdosas de la estación ALG-32. La laminación plegada es un bandeo tectónico previo.

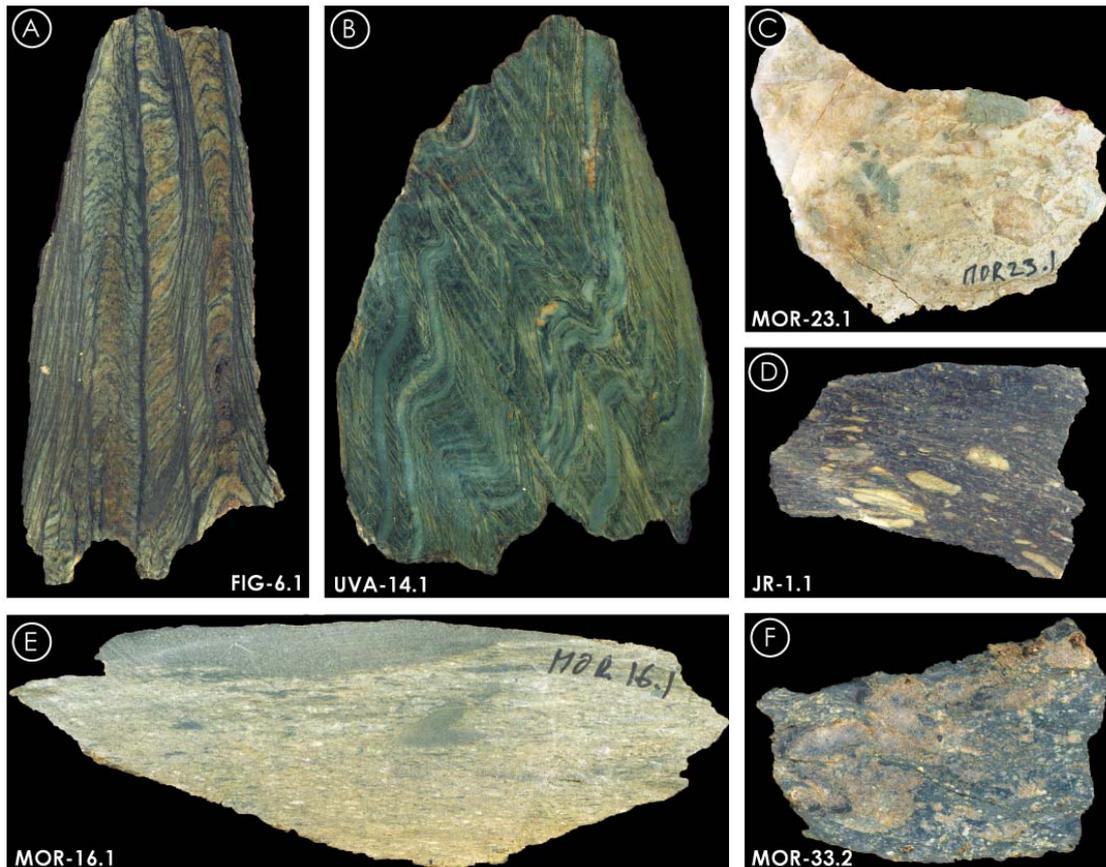


Figura 3.46 - Muestras de mano de algunas litologías del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha. **A** – Cuarzovacas bandeadas afectadas por SE1, que forma microlitones que doblan a un bandeo tectónico previo (tamaño de la muestra: 12,5 cm); **B** – Pizarras verdosas (tamaño de la muestra: 7 cm); **C** – Brecha riolítica soldada, con fragmentos líticos de cuarcita, riolita y pizarra (tamaño de la muestra: 8 cm); **D** – Toba riolítica, con fragmentos riolíticos y líticos en una matriz pizarrosa de color negro púrpura (tamaño de la muestra: 8 cm); **E** – Toba epiclástica ácida con cantos blandos de pizarra negra y fragmentos de roca cuarzo-feldespática (moteado blanco) (tamaño de la muestra: 13,7 cm); **F** – Toba volcánica con abundantes fragmentos líticos (tamaño de la muestra: 5 cm).

Las rocas ígneas son de diferente naturaleza. Las metabasitas presentan en general aspectos muy alterados y texturas retrogradadas (Figura 3.48A y B). Los minerales primarios han sido parcial o totalmente sustituidos por clorita, epidota, calcita y mica blanca. Ocasionalmente se pueden observar relictos de fenocristales de plagioclasa. Los minerales accesorios más comunes son la pirita, a veces con texturas esqueléticas, y otros opacos. Las rocas volcánicas ácidas a intermedias afloran como lavas o tobas riolíticas. Las riolitas se presentan con texturas faneríticas de grano fino a afaníticas (Figura 3.48C y D). Es posible identificar fragmentos riolíticos y fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa dentro de la matriz. Localmente, asociadas a estas rocas, se observan brechas y tobas riolíticas soldadas con *fiamme* y fragmentos líticos de diversa naturaleza (Figura 3.48E). Las tobas riodacíticas, presentan una matriz compuesta por clorita, mica blanca, cuarzo y opacos, muy foliada, que envuelve relictos de

fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Figura 3.48F). En una muestra se ha observado blastesis de plagioclasa (¿albita?) pre-SE1, cuyos cristales se asemejan a los fenocristales, pero se distinguen por el elevado contenido en inclusiones orientadas.

En esta unidad se han realizado tres dataciones en circones, dos en las vulcanitas ácidas de Mora y de Saldanha, sobre circones magmáticos con U-Pb CA-ID-TIMS, y la tercera en circones detríticos de una cuarcita que se encuentra estratigráficamente a unos metros por encima de las vulcanitas de Saldanha, mediante U-Pb LA-ICP-MS. La población de circones más joven de la cuarcita tiene una edad de 486 ± 10 Ma, en el límite Cámbrico-Ordovícico, lo que indica que esta secuencia tiene una edad máxima de deposición Ordovícico Inferior.

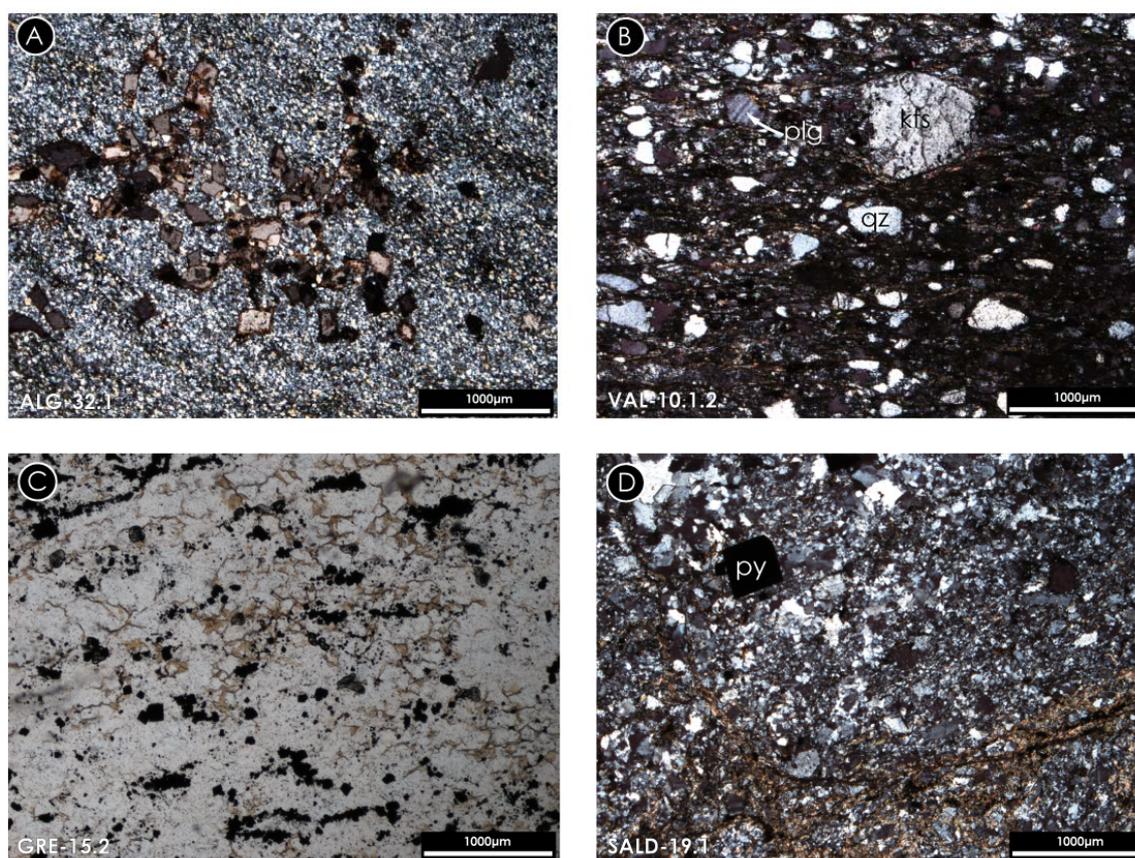


Figura 3.47 - Aspectos petrográficos de algunas rocas detríticas del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha. **A** – Cristales de calcita euhedral en un nivel cuarcítico (nícoles cruzados); **B** – Grauvaca con cuarzo (qz), feldespato potásico (kfs) y plagioclasa (plg) angulosos, en los cuales todavía se preservan algunas caras cristalográficas. La matriz está compuesta por clorita y opacos, mayoritariamente (nícoles cruzados); **C** – Cuarcita con cristales de magnetita diseminados (nícoles paralelos); **D** – Cuarcita impura con cuarzo, clorita, feldespato potásico, plagioclasa, pirita y opacos (nícoles cruzados).

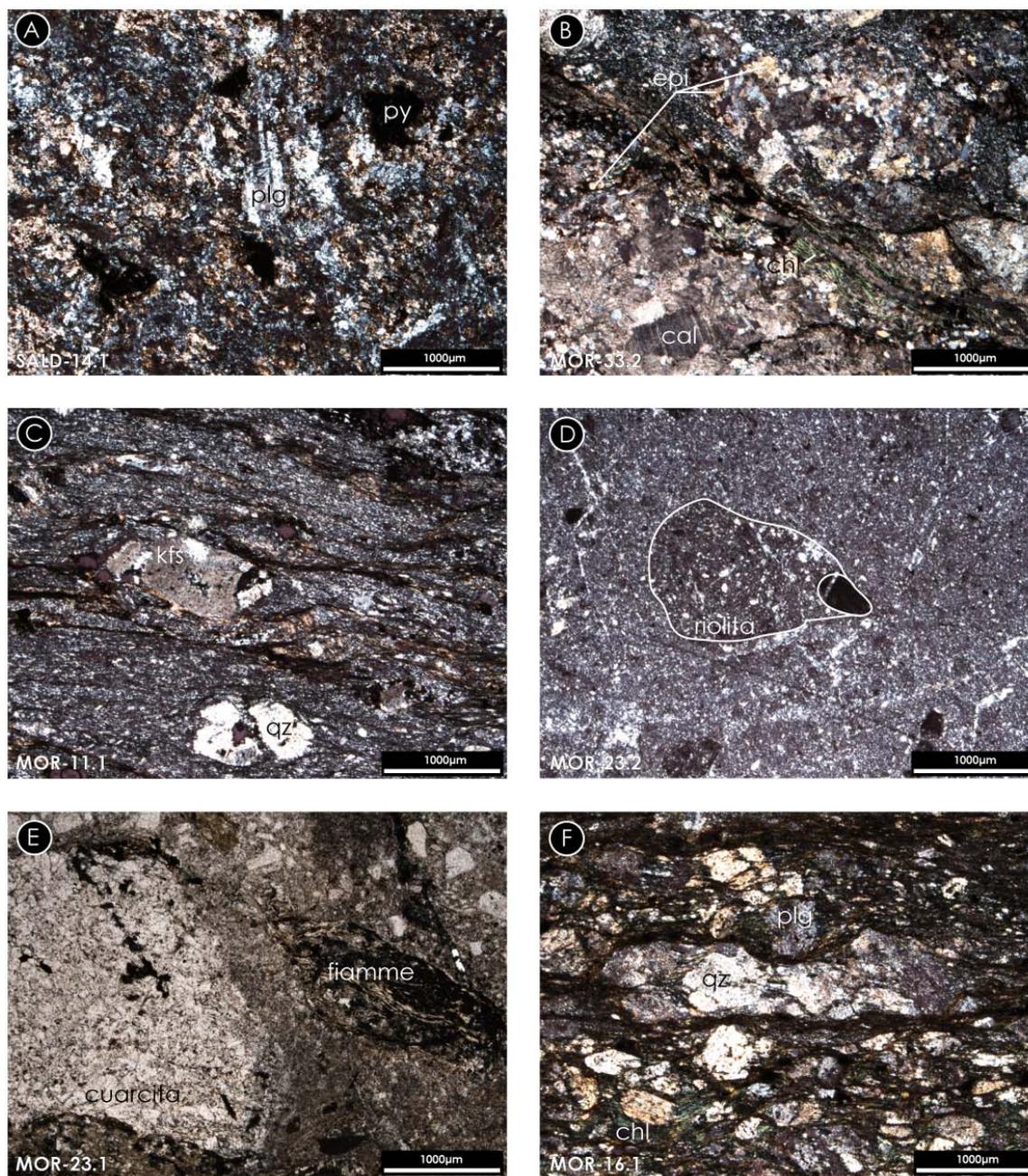


Figura 3.48 - Petrografía de las litologías volcánicas del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha. **A** – Roca metabásica, con textura primaria retrogradada, donde todavía se observan algunos fenocristales muy alterados de plagioclasa (plg). La matriz está compuesta por epidota, clorita, pirita (py) y óxidos (nícoles cruzados); **B** – Toba básica, compuesta por plagioclasa alterada, calcita (cal), epidota (epi), mica blanca, clorita, pirita y opacos (nícoles cruzados); **C** – Metariolita con fenocristales de feldespato potásico euhedral (kfs) y cuarzo (qz) estallado. La matriz es fanerítica fina y se presenta muy recrystalizada (nícoles cruzados); **D** – Metariolita muy fina a afanítica, compuesta esencialmente por cuarzo. Presenta un pequeño fragmento de riolita en su interior (nícoles cruzados); **E** – Toba riolítica soldada de grano fino, con *fiamme* y fragmentos líticos y de cuarzo. La matriz está compuesta por clorita y cuarzo (nícoles paralelos); **F** – Toba epiclástica ácida con fenocristales de cuarzo (qz) y feldespato muy deformados, donde también se observa plagioclasa (plg). La matriz está compuesta por clorita (chl) y opacos (nícoles cruzados).

o **Vulcanitas de Mora**

Descritas por primera vez en este trabajo, fueron incluidas dentro de la Formación de las Pizarras Superiores, de edad Silúrica, en la Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2 (Pereira *et al.*, 2006a). Se han individualizado en base a las edades U-Pb (Capítulo 9), los datos de campo (mapa y cortes en Anexo), y la geoquímica (Capítulo 5).

Están constituidas por tres conjuntos de afloramientos, localizados de N a S: al Oeste de Mora, con cerca de 4,2 Km de longitud; al Noroeste de Gregos, con 400 m de longitud; y entre el Oeste de Gregos y el Norte de Figueirinha, que se extiende 1,9 Km.

Al Oeste de Mora se ha identificado un potente (200 m) cuerpo volcánico ácido intercalado en la secuencia del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha, donde se pueden observar rocas ácidas de matriz afanítica (riolitas masivas y tobas) frecuentemente sericitizadas y deformadas (Figuras 3.49 y 3.50B). Destacan en la matriz algunos fenocristales de cuarzo y de feldespato, cristales euhedrales milimétricos de magnetita, que definen finos niveles negros con clorita o se presentan dispersos (Figura 3.50A) y, localmente, acumulaciones de pirita de grano fino (Figura 3.49D), que atestiguan el carácter mineralizado de esta unidad. Al Sur del cuerpo riolítico se ha cartografiado un afloramiento de rocas volcánicas básicas a intermedias (Figura 3.50C) con textura fanerítica de grano muy fino a medio (coladas y tobas), con una potencia máxima estimada de 150 m. Al Oeste de las rocas ácidas se observa un pequeño afloramiento de rocas volcánicas dacíticas intercaladas en metasedimentos y carbonatos.

Al Noroeste de Gregos se ha localizado un conjunto muy deformado de rocas básicas intercaladas con los metasedimentos, que incluyen aquí carbonatos y cherts negros. Las rocas básicas presentan un color negro-verdoso, con fragmentos de carbonatos muy deformados y abundantes venas de epidota y calcita (Figura 3.50D). Se observan también abundantes óxidos que se concentran a lo largo de fracturas y planos de esquistosidad. Los cherts negros presentan abundantes venas de cuarzo, cristales de pirita y óxidos. Los carbonatos se presentan en bandas de hasta 30 cm, con poca expresión lateral y fuertemente recristalizados. Además de estas litologías, se ha identificado un bloque suelto de cuarcita negra con magnetita y pirita que puede estar intercalado con las restantes litologías. La potencia máxima estimada para este grupo de rocas es de 20 m.

El grupo de afloramientos localizado entre el Oeste de Gregos y el Norte de Figueirinha, está caracterizado por un conjunto de cuerpos básicos (Figura 3.50E) de geometría lenticular y escasa continuidad lateral (hasta 1,9 Km de largo). La potencia de estos cuerpos está comprendida entre 30 cm y 20 m, apareciendo intercalados en los metasedimentos. La presencia de una foliación muy penetrativa enmascara su aspecto original y produce un grado de alteración supergénica muy elevado.

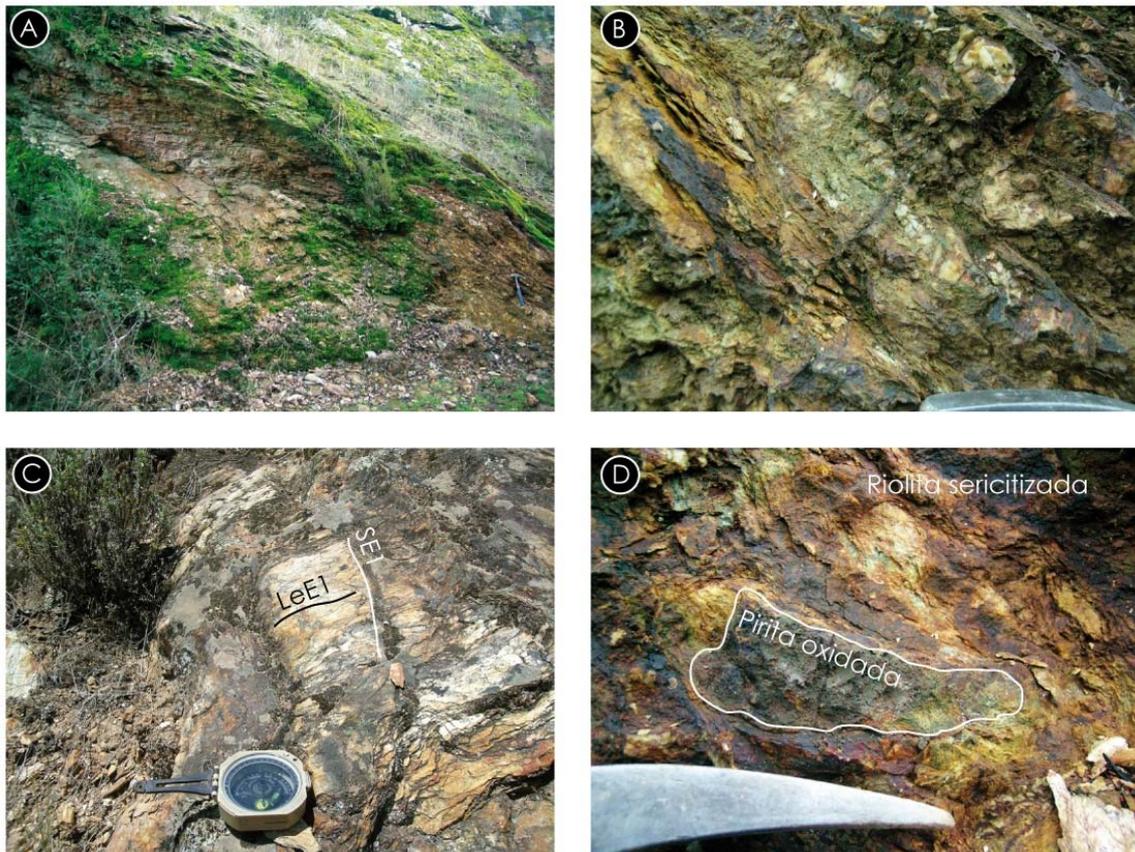


Figura 3.49 - Aspectos de las litologías riolíticas de las vulcanitas de Mora. **A** y **B** – Tobas riolíticas y riolitas muy foliadas (Estación MOR-36); **C** – Riolitas foliadas con SE1 y afectadas por crenulación C3 (Estación MOR-35); **D** – Riolitas sericitizadas con pirita masiva de grano fino, deformada y oxidada (Estación MOR-41).

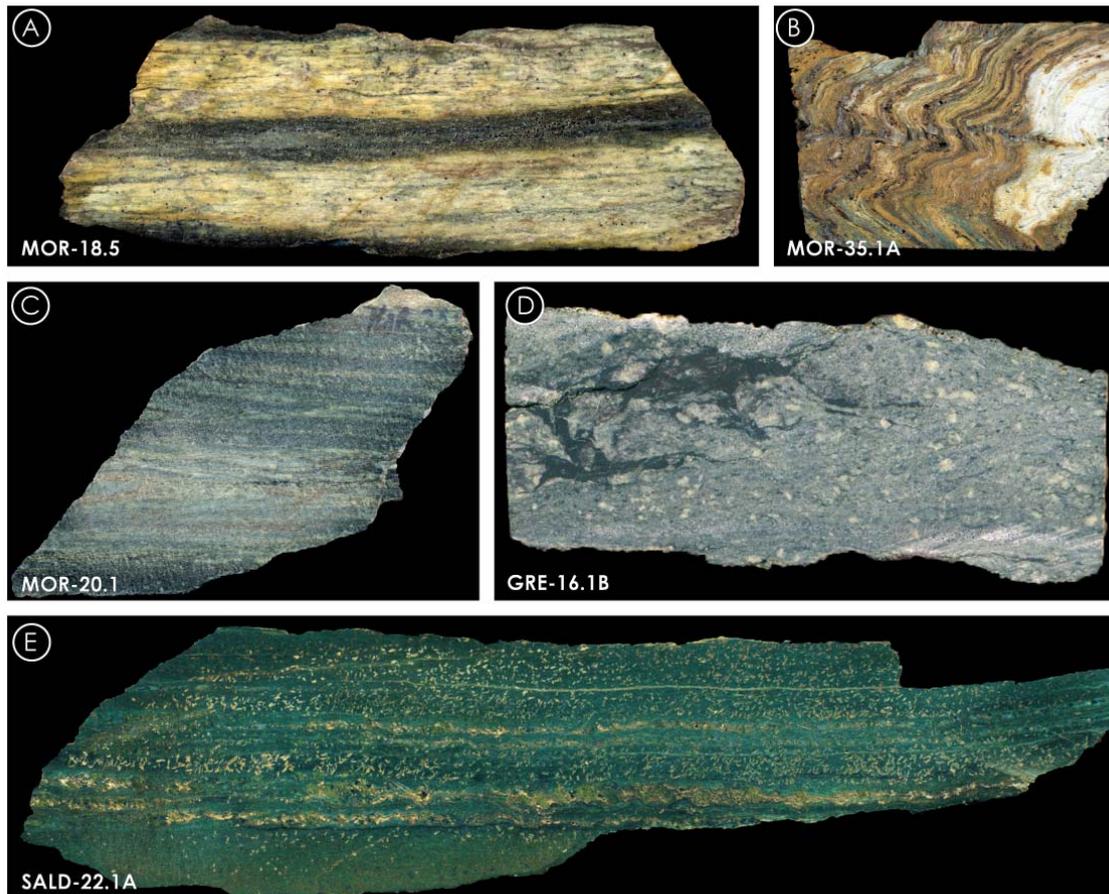


Figura 3.50 - Rocas volcánicas ácidas, intermedias y básicas de las vulcanitas de Mora. **A** – Riolita con magnetita euhedral diseminada y concentrada en las bandas oscuras (9 cm de longitud); **B** – Tobas riolíticas foliadas con sericita (banco) y óxidos de hierro (5,5 cm de longitud); **C** – Metabasita con matriz clorítica, epidota, calcita y cuarzo (eje mayor de la muestra: 8 cm); **D** – Contactos peperíticos entre pizarras negras y tobas dacíticas (5 cm de longitud); **E** – Roca básica afanítica, con blastos de epidota (niveles blanco-amarillentos) y matriz clorítica (13,4 cm de longitud).

Las láminas delgadas de las riolitas con magnetita (Figura 3.50A – y Figura 3.51A) se caracterizan por la presencia de abundantes cristales de magnetita euhedral, concentrada en bandas con clorita y sericita, o bien diseminada en una matriz cuarzosa fanerítica de grano fino. Se observan algunos fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico que han resistido al proceso de retrogradación, perceptible en esta y en las demás litologías. Las tobas riolíticas a veces son difíciles de distinguir de una riolita foliada por la intensa deformación que las afecta. Están constituidas por sericita, clorita, cuarzo, pirita y óxidos (Figura 3.51B). Las rocas de características más dacíticas, presentan siempre cuarzo primario en concentraciones que varían en cada afloramiento, y muestran una textura fanerítica de grano medio a fino, con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico, en una matriz retrogradada con clorita, epidota, cuarzo y opacos (Figura 3.51C). Las tobas y coladas básicas presentan una mineralogía compuesta por clorita, calcita, epidota y pirita, donde apenas se observan las texturas y minerales primarios. En algunos

casos se ha identificado *fiammes*, donde no se destaca ningún mineral. A veces abundan los opacos y son frecuentes las venas de calcita con cuarzo y de clorita con epidota (Figura 3.51D, E y F).

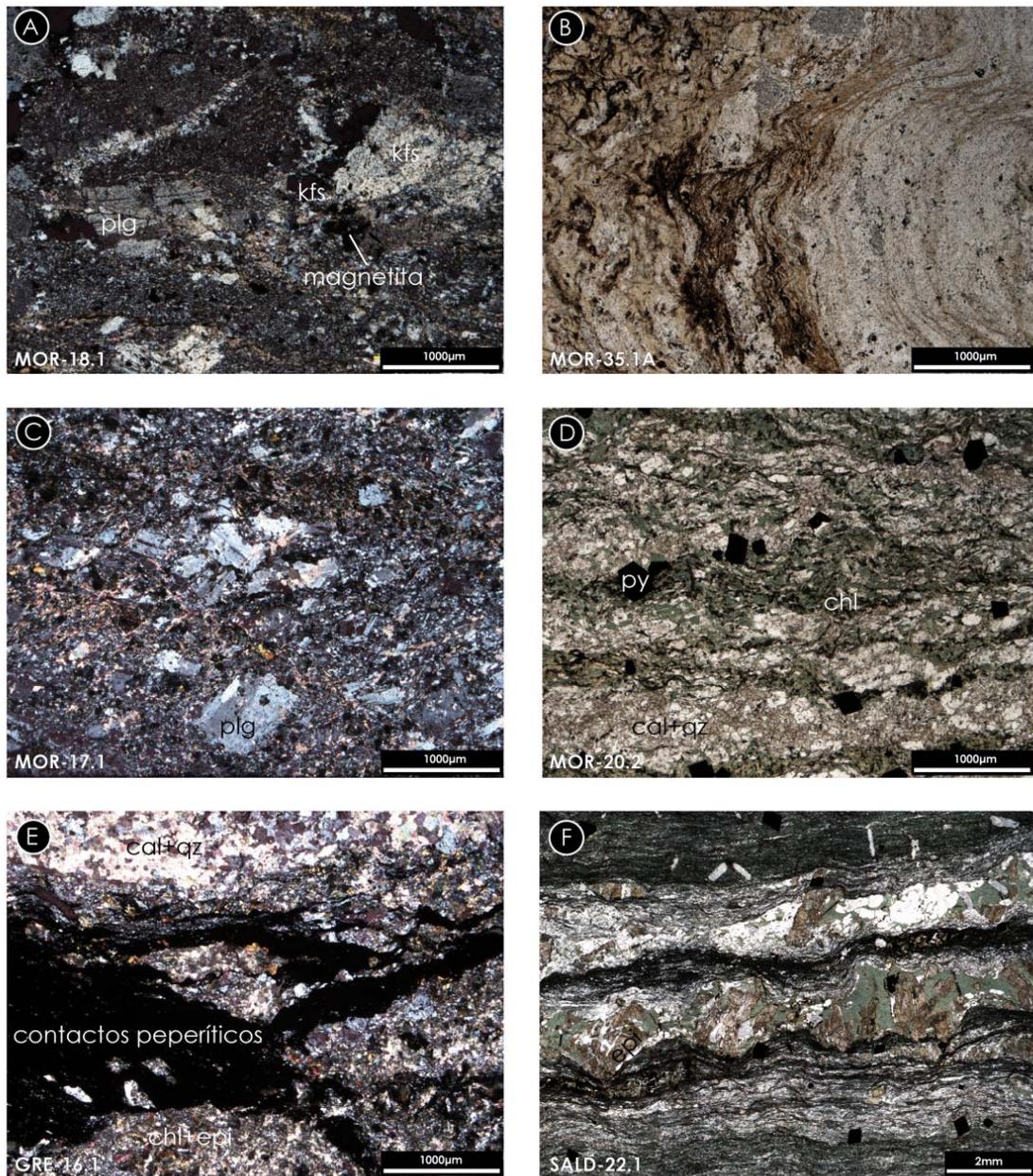


Figura 3.51 - Aspectos petrográficos de las vulcanitas de Mora. **A** – Riolita fanerítica con matriz de grano muy fino compuesta por cuarzo, con fenocristales de plagioclasa (plg), feldespato potásico (kfs) y magnetita (nícoles cruzados); **B** – Toba riolítica deformada con foliación tectónica plegada. La matriz está compuesta por sericita, cuarzo y óxidos (nícoles paralelos); **C** – Dacita con fenocristales de plagioclasa (plg), en una matriz con cuarzo, feldespato, clorita y epidota (nícoles cruzados); **D** – Roca metabásica foliada, con bandas de clorita (chl) y opacos, con cristales de pirita (py), y bandas de calcita y cuarzo (nícoles paralelos); **E** – Rocas básicas con contactos peperíticos con pizarras (material opaco), clorita y epidota en la matriz, y venas de calcita con cuarzo (nícoles cruzados); **F** – Roca metabásica con bandas de epidota y clorita (centro del campo), y fantasmas de porfiroblastos, posiblemente de plagioclasa, sustituidos por filosilicatos y calcita, en una matriz clorítica con abundantes óxidos y cristales de pirita (nícoles paralelos).

La geoquímica de las vulcanitas de Mora (Capítulo 5), indica la presencia de un complejo volcánico bimodal formado en un ambiente de arco volcánico y retro-arco, con rocas básicas de tipo N-MORB (fondo oceánico) y rocas ácidas e intermedias de tendencia toleítica a calcoalcalina (de arco volcánico). Se propone que esta asociación magmática esté relacionada con el adelgazamiento cortical en el margen continental del Norte de Gondwana durante el Cámbrico superior, que influencia la ascensión de magmas astenosféricos y la fusión parcial de la corteza continental.

Se ha realizado una datación U-Pb en circones, con CA-ID-TIMS (Capítulo 9) de una riolita con magnetita (Figura 3.50A y Figura 3.51A) poco deformada perteneciente al primer grupo de afloramientos descrito. La edad obtenida, $493,7 \pm 0,76$ Ma, sitúa el evento magmático de las vulcanitas de Mora en el Cámbrico superior (Furongiense), y por lo tanto por debajo del límite Cambro-Ordovícico.

No existen referencias en la bibliografía de rocas volcánicas de dicha edad en el DEGTM, aunque se podrían encontrar equivalentes en las vulcanitas de la Lámina de Río Baio del Complejo de Cabo Ortegal (Marcos & Farias, 1998; Farias & Marcos, 2004; Valverde-Vaquero *et al.*, 2005), o en las vulcanitas del Grupo Paraño de los sinformes de Verín, Lalín y Forcalei (Farias & Marcos, 1986; Farias, 1990; Farias & Marcos, 2004), que quizás se encuentran en una posición tectono-estratigráfica comparable.

o **Vulcanitas de Saldanha**

Se propone este nombre para la unidad conocida como Gneises de Saldanha (Ribeiro, 1974; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a) debido a que no se han identificado verdaderas texturas gnéisicas, sino texturas foliadas en bajo grado metamórfico afectando a rocas volcánicas ácidas.

Las vulcanitas de Saldanha son un cuerpo ígneo lenticular que aflora desde el Suroeste de Mora hasta el N de Vila de Ala, a lo largo de 15 Km, aproximadamente. Al Norte, presenta su mayor expresión, alcanzando 1,5Km de potencia máxima, disminuyendo hacia el Sur, entre Sanhoane y el N de Vila de Ala, donde las potencias son de decenas de metros. En el tramo más meridional, las rocas de esta unidad aparecen dispersas en varios afloramientos de pequeñas dimensiones, interestratificados con los metasedimentos del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha.

A diferencia de lo descrito en trabajos anteriores (Ribeiro, 1974; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a), no se ha identificado en la base de las vulcanitas de Saldanha ninguna banda de mayor deformación que la separe del resto del complejo Vulcano-

Sedimentario Mora-Saldanha. Se observan, en cambio, transiciones graduales a techo y a muro de las vulcanitas hacia los metasedimentos. Proponemos así que el contacto es estratigráfico tanto en la base como a techo de la unidad, descartando la hipótesis de la existencia de un cabalgamiento a muro. Como consecuencia, no es razonable que las vulcanitas de Saldanha formen la base del Complejo Alóctono Inferior (Ribeiro, 1974; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a), y se incluyen dentro del Parautóctono Superior del DEGTM.

En las vulcanitas de Saldanha se han individualizado 4 facies que se han diferenciado cartográficamente (Anexo). La primera está compuesta mayoritariamente por riolitas porfídicas con una matriz cuarzo-feldespática que presenta pocos filosilicatos (esencialmente sericita y clorita), la cual envuelve fenocristales euhedrales de plagioclasa y feldespato potásico de 5-20 cm y de cuarzo redondeados de 0,5-2 cm de diámetro (Figura 3.52B, E y F). A simple vista se han identificado golfos de corrosión en los cuarzos, que son generalmente incoloros o blancos, pero localmente muestran colores lila, gris azulado y amarillo anaranjado (Figura 3.53A y C). Hacia techo, son frecuentes entre las riolitas porfídicas las intercalaciones de pizarras, que marcan el paso gradual a los metasedimentos. Esta facies aflora en la región entre Saldanha y el vértice geodésico de Mós (Este de Algosó).

La segunda facies es un grupo tobas porfídicas, compuestas por una abundante matriz sericítico-clorítica, que engloba fenocristales euhedrales de cuarzo translúcido (incoloro, gris, azul y naranja), feldespato potásico y plagioclasa (Figura 3.52D). En los últimos dos casos, los cristales pueden alcanzar dimensiones de hasta 15-20 cm de largo. Pueden identificarse a simple vista cuarzos con golfos de corrosión (Figura 3.53B). Esta facies aflora entre Saldanha y Vila de Ala. Tal como en el caso anterior, se han observado niveles centimétricos a métricos de metasedimentos intercalados en las rocas ácidas (cuarcitas, pizarras y epiclastitas) y el paso gradual a la unidad estratigráfica envolvente. Al Sur, entre Sanhoane y Vila de Ala, se observa biotita metamórfica en la matriz, que sustituye la clorita en las aureolas de metamorfismo de los granitos variscos.

La tercera facies son tobas ácidas de grano fino a grueso, compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, mica blanca y clorita en cantidades variables. No se han observado fenocristales como en las facies anteriores (Figura 3.53D y E). Aflora también entre Saldanha y Vila de Ala y, tal como en los casos anteriores, se han identificado metasedimentos intercalados (cuarcitas, pizarras y epiclastitas) en capas con una potencia máxima de 1 m, y el paso gradual a la unidad envolvente. Está afectada también por los efectos del metamorfismo de contacto entre Vila de Ala y Sanhoane.

La cuarta facies, se observa en la transición de las vulcanitas a los metasedimentos del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha. Está compuesta por epiclastitas y tobas epiclásticas cuarzo-feldespáticas de grano fino sericitizadas, que pueden llegar a alcanzar un total de 30-40 m de potencia (Figura 3.53F). Al Sur del Río Angueira, se han identificado metasedimentos interestratificados en las epiclastitas (Figura 3.52A). Al Norte del vértice geodésico de Mós se ha cartografiado una capa discontinua de calizas intercalada en las rocas epiclásticas.

Tanto en la base como a techo de las vulcanitas de Saldanha se han observado contactos graduales con los metasedimentos del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha. Este dato apoya la tesis de que estas litologías están intercaladas en una secuencia estratigráfica esencialmente detrítica.

Las texturas, facies y encajante se asemejan mucho a las de la Formación Olo de Sapo (Iglesias Ponce de León & Varea Nieto, 1982; Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007), lo que da pie a correlacionarlas, y a aventurar que las rocas que componen las vulcanitas de Saldanha son parte de un domo riolítico, donde las facies centrales están bordeadas por rocas epiclásticas, resultado de la denudación parcial de la parte central del domo, como los descritos por Díez Montes (2007) en el Anticlinal del Olo de Sapo.

Las tobas y riolitas tienen una matriz fina y recristalizada (Figura 3.54A, B, C y D), rica en cuarzo y filosilicatos (sericita, moscovita, clorita o biotita), donde se concentran óxidos, pirita, apatito, circones, monacitas y – puntualmente – titanita. En las facies porfídicas se observan fenocristales euhedrales a subhedrales, en diferentes proporciones y dimensiones, de feldespato potásico – muchas veces peritítico –, plagioclasa y cuarzo. Son comunes los cuarzos con golfos de corrosión (Figura 3.54B y D), estallados y en fragmentos, y se han identificado *fiammes* (Figura 3.54B). Las rocas epiclásticas presentan texturas grauvacoides, con diferentes proporciones de matriz y granos, y están formadas por clorita, sericita y opacos en la matriz, con granos angulosos y fragmentos líticos (Figura 3.54E), fragmentos de cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Las rocas carbonatadas presentan algunos granos de cuarzo, plagioclasa y epidota en una matriz de calcita, donde a veces se observan cristales de grandes dimensiones (Figura 3.54F).

Las vulcanitas de Saldanha presentan una clara tendencia calco-alcalina (de arco volcánico, Capítulo 5) que, a semejanza con lo que ha sido propuesto para las rocas del tipo “Olo de Sapo” en Sanabria (Díez Montes, 2007) y en otros sectores del Macizo Ibérico (Bea *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b; Navidad & Castiñeiras, 2011), puede ser heredada del protolito como resultado de su calentamiento intenso y fusión parcial, contemporáneamente con el adelgazamiento de la corteza durante la abertura del océano al Norte de Gondwana durante el límite Cambro-Ordovícico.

Se han obtenido edades U-Pb a través del análisis con CA-ID-TIMS de circones magmáticos de esta unidad, que muestran que este evento félsico tuvo lugar durante el Tremadociense ($483,73 \pm 1,5$ Ma, ver Capítulo 9).

Debido a las similitudes con las rocas ígneas félsicas del Ordovícico Inferior observadas en el todo el Noroeste peninsular, se encuentran equivalentes en diversos sectores, en especial a lo largo de todo Dominio del Olló de Sapo de la ZCI (Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b), y con los equivalentes intrusivos de la ZCI, como el Gneis de Miranda do Douro (Beetsma, 1995; Bea *et al.*, 2006; Zeck *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b; Ribeiro *et al.*, 2009; Rubio Ordoñez *et al.*, 2012) y posiblemente con vulcanitas félsicas de la Serie de Queiroga en el Complejo de Cabo Ortegal (Farias & Marcos, 2004; Valverde-Vaquero *et al.*, 2005).

Las características litológicas y estratigráficas, la posición estructural y las edades isotópicas invitan a correlacionar, dentro del DEGTM, el Complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha con la Lámina de Río Baio en el Complejo de Cabo Ortegal (Marcos & Farias, 1998; Valverde-Vaquero *et al.*, 2005). También existe la posibilidad de correlacionar esta unidad con el Grupo Santabaia en el autóctono relativo del Complejo de Órdenes (Farias & Marcos, 1986; Farias *et al.*, 1987; Farias, 1990; Díez Montes *et al.*, 2004; Farias & Marcos, 2004), pese a la falta de dataciones en él. Pero más importante es la relación con el autóctono ibérico. La similitud de la secuencia estratigráfica y el rango de edades (Cámbrico medio-superior a Ordovícico Inferior), sugieren una correlación muy razonable con las Capas de los Montes (Riemer, 1966), la Formación Olló de Sapo y al menos parte de la Serie de Viana de la ZCI (Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007), y también con la Serie de los Cabos de la ZAOL por debajo de las cuarcitas culminantes (Marcos *et al.*, 2004), de facies armoricana.



Figura 3.52 - Aspectos de campo de las vulcanitas de Saldanha. A la izquierda (fotos **A**, **C** y **E**) se muestran las facies de grano fino a medio y su transición a los metasedimentos del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha y a las facies porfídicas. A la derecha (fotos **B**, **D** y **F**) se incluyen las facies porfiroides de las vulcanitas de Saldanha, con los aspectos típicos de los fenocristales de feldespato potásico y cuarzo. **A** – Contacto entre tobas riolíticas con fenocristales y pizarras negras con fragmentos

(Estación SALD-12); **B** – Vulcanitas de núcleo del domo riolítico, con abundante matriz cuarzo-feldespática, en la cual se observan fenocristales de feldespato potásico y cuarzo (hasta 4 cm y 1cm, respectivamente; Estación ALG-11); **C** – Contacto estratigráfico entre riolitas de grano fino con los metasedimentos en la estación VAR-1, a techo de las vulcanitas de Saldanha; **D** – Zonación en un cristal de feldespato potásico y cristales de cuarzo de color lila en una matriz cuarzo-sericítica (Estación VAR-15); **E** – Contacto neto entre tobas riolíticas porfídicas de grano fino-medio y tobas de grano grueso, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10 cm, deformados a lo largo de la esquistosidad principal (Estación SALD-5); **F** – Riolitas porfídicas con abundantes fenocristales de feldespato potásico y cuarzo (Estación ALG-12).

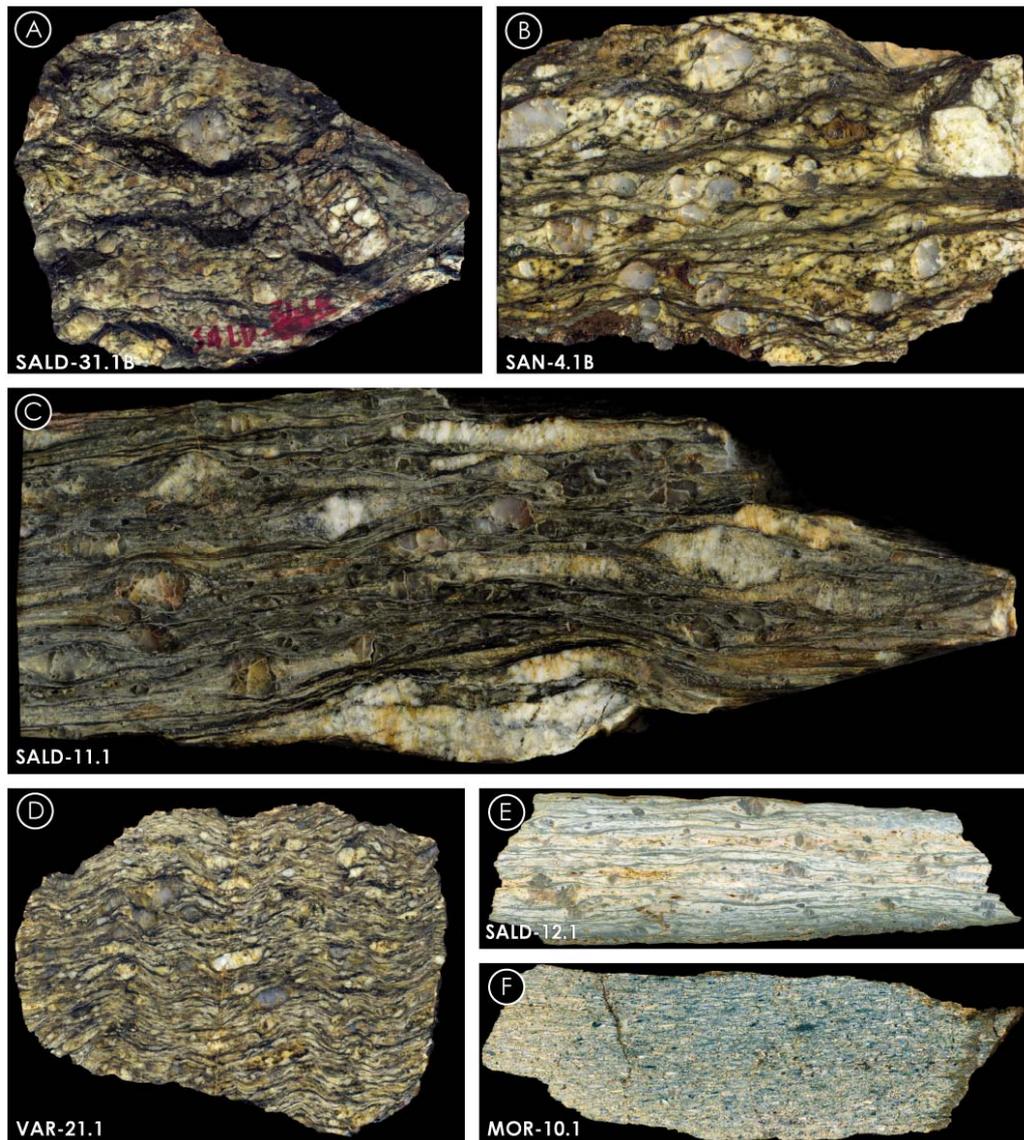


Figura 3.53 - Muestras de mano de algunas litologías de las vulcanitas de Saldanha. **A**, **B** y **C** – Tobas riolíticas porfídicas de grano grueso, con los fenocristales de feldespato potásico fracturados y “ojos” de cuarzo de color lila (foto B) o blanco-amarillento (fotos A y C). En B, son claros los golfos de corrosión en los cuarzos, siendo la matriz cuarzo-feldespática más abundante que en A o C (tamaño del eje mayor de las muestras: A: 7,4 cm; B: 6 cm; C: 8,5 cm); **D** – Toba riolítica de grano medio. Los fenocristales tienen un tamaño máximo de 1 cm. Los cuarzos son de color lila y la matriz sericítica es predominante a pesar de presentar *ribbons* de cuarzo y plagioclasa (longitud: 8,5 cm); **E** – Toba riolítica de grano fino, con algunos fenocristales de cuarzo de 0,5 cm en una matriz cuarzo-feldespática con cantidades menores de sericita (12,5 cm de longitud); **F** – Toba epiclástica con fragmentos pelíticos y cuarzo-feldespáticos, y granos de cuarzo y feldespato (eje mayor de la muestra: 15 cm).

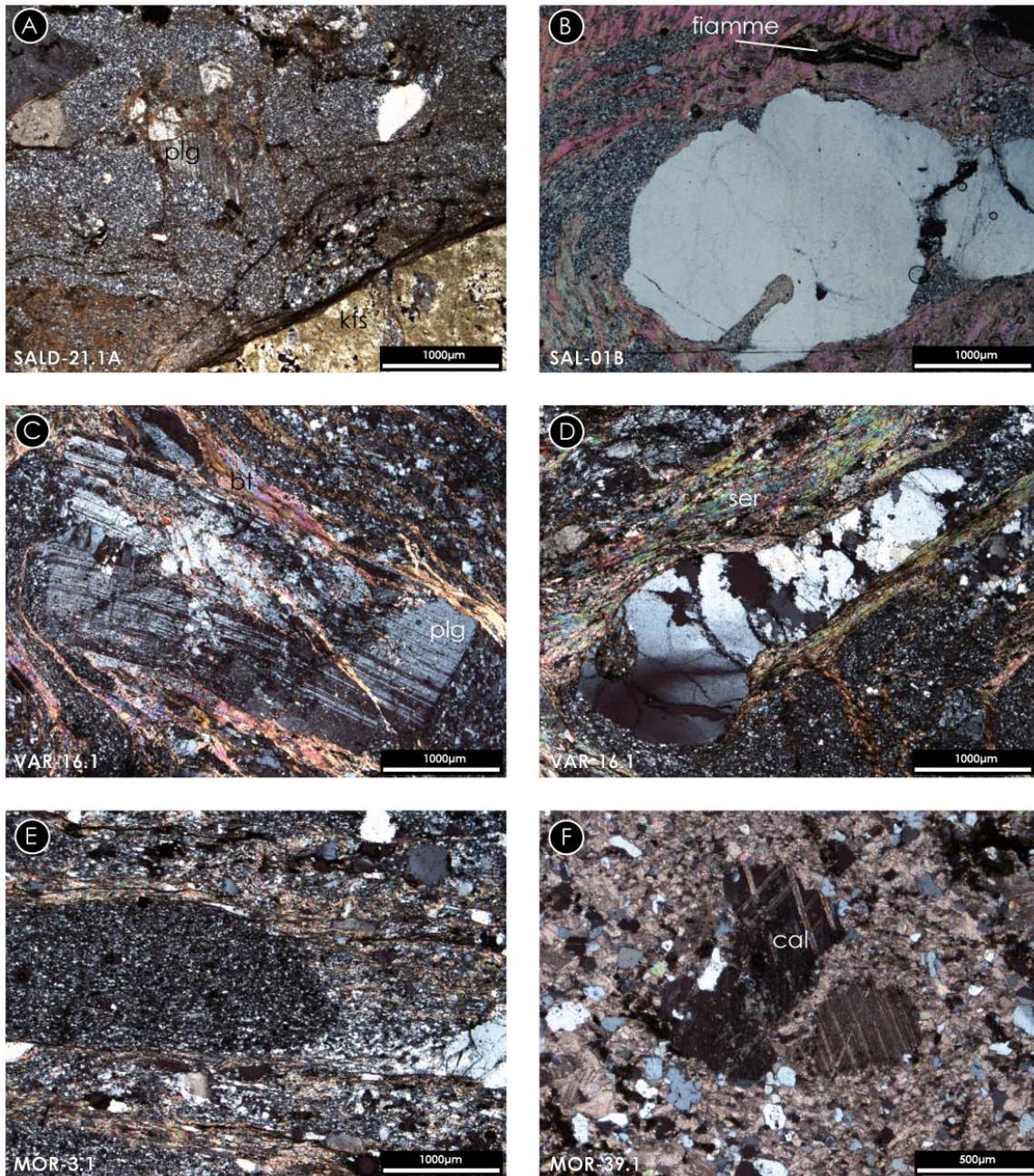


Figura 3.54 - Características en el microscopio petrográfico con nícoles cruzados de las litologías más comunes de las vulcanitas de Saldanha; **A** – Riolita porfídica con fenocristales de plagioclasa, de cuarzo (hasta 1 mm) y de feldespato potásico de grandes dimensiones. La matriz está compuesta mayoritariamente por cuarzo de grano fino; **B** – Toba riolítica con fenocristal de cuarzo con golfo de corrosión en una matriz cuarzo-sericítica. Arriba se observa un relicto de textura primaria del tipo *fiamme*; **C** – Fenocristal de plagioclasa (plg) con extinción ondulante, con biotita (bt) y cuarzo en la matriz; **D** – Cristal relicto de cuarzo volcánico con golfo de corrosión con deformación plástica evidente. La matriz es de grano fino a medio y presenta sericita, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa; **E** – Toba epiclástica, con fragmentos riolíticos (cuarzo de grano fino), y granos de cuarzo angulosos en una matriz compuesta por sericita, cuarzo, opacos y pirita; **F** – Caliza con un cristal de calcita de aproximadamente 1 mm, y una matriz carbonatada con granos de cuarzo, epidota, plagioclasa y opacos.

Formación Algosó

A techo del Complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha se ha identificado una nueva unidad litoestratigráfica, cuyas litologías incluyen las cuarcitas englobadas en trabajos anteriores a techo de la Formación Filito-Cuarcítica (Ribeiro, 1974; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a). Debido a no respetar las normas de la ISC (Reguant & Roser, 2001), se propone el nombre que encabeza esta sección.

Aflora en la parte más occidental del Sector Norte, habiéndose cartografiado solamente en el área entre Algosó y Valcerto, donde se estima una potencia máxima de 160 m. Su límite inferior es estratigráfico y está definido por la mayor abundancia de facies detríticas arenosas respecto a las pizarras, en el seno de las cuales destacan las barras de ortocuarcita.

La formación Algosó está compuesta por bancos de cuarcitas muy impuras, de color gris a beige, con intercalaciones milimétricas a centimétricas de pizarras negras, donde sobresalen 2 o 3 barras de ortocuarcita (Figura 3.55), a veces microconglomeráticas, con 5-15 m de espesor. Localmente, al Oeste del castillo de Algosó, se observan algunos niveles de escasa potencia (10-30 cm) de rocas básicas e intermedias intercaladas en las ortocuarcitas. La intensa deformación que afecta a todas las litologías dificulta la estimación de la potencia real y ha borrado los aspectos primarios de las litologías.

En relación con los metasedimentos de la unidad subyacente, las cuarcitas impuras intercaladas con pizarras verdes presentan una mineralogía y unos patrones de deformación iguales, que hace difícil la identificación de fábricas primarias en las rocas detríticas (Figura 3.56A). Las ortocuarcitas se presentan fuertemente recristalizadas. Las rocas básicas e intermedias, que son de grano medio, con plagioclasa, cuarzo, clorita, epidota, opacos y piritita (Figura 3.56B), muestran también características muy semejantes con las de la secuencia inferior.

La falta de fósiles y la ausencia de datos geocronológicos impide establecer la edad, pero por situarse concordantemente sobre el complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha, se propone una edad Arenigiense (inferior-¿medio?) para la formación Algosó, ya que la parte alta del complejo por debajo de las vulcanitas de Saldanha, es edad Tremadociense.

Por edad posible y posición estratigráfica, no se encuentran equivalentes claros de esta unidad en la ZGTM. Solamente en el autóctono (ZCI y ZAOL) se encuentran semejanzas litológicas y estratigráficas en las cuarcitas de facies Armoricana, tales como el Miembro Ermida de la Formación Marão (Sá *et al.*, 2005) presente en el sector de la ZCI estudiado en este trabajo.

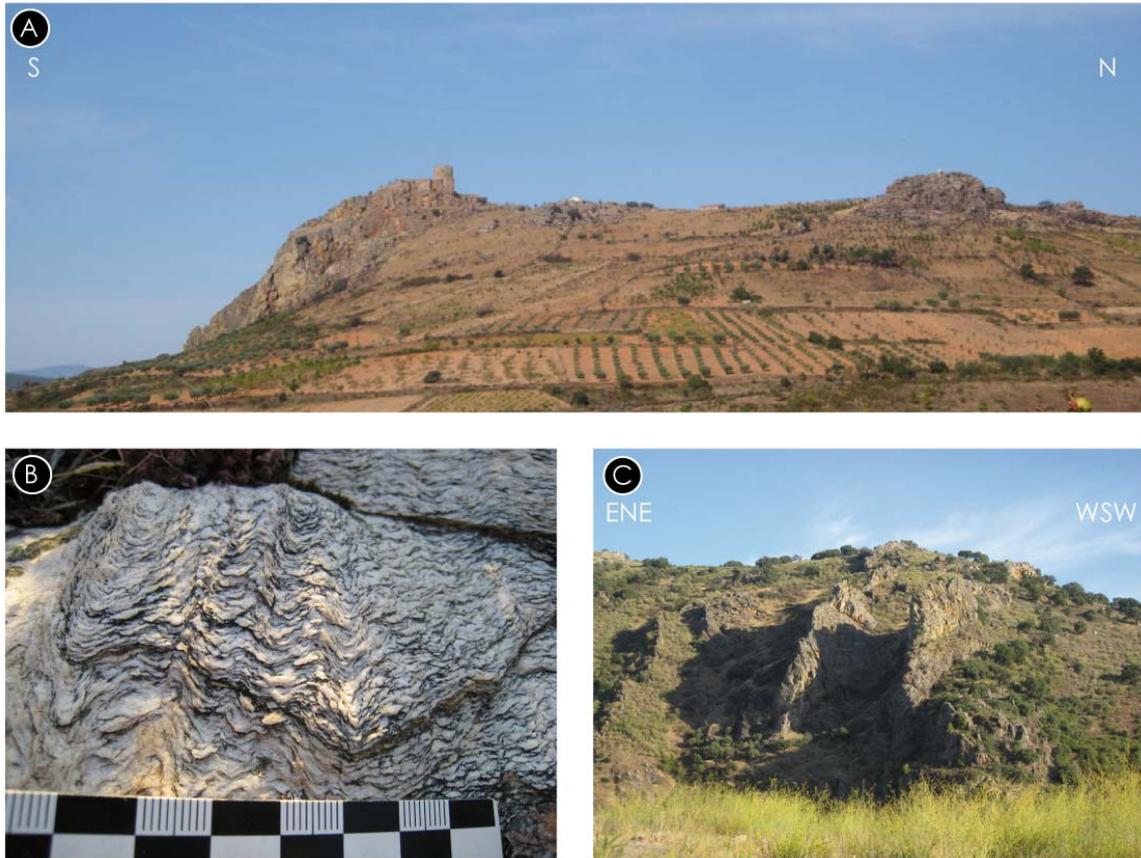


Figura 3.55 - Afloramientos de las cuarcitas de la formación Algozo. **A** – Vista panorámica hacia el castillo de Algozo, con las cuarcitas dando los resaltes topográficos de la colina; **B** – Aspecto de la cuarcita, extremadamente foliada, y crenulada; **C** – Erosión diferencial, resaltando los bancos de cuarcita foliada al Sur del castillo de Algozo.

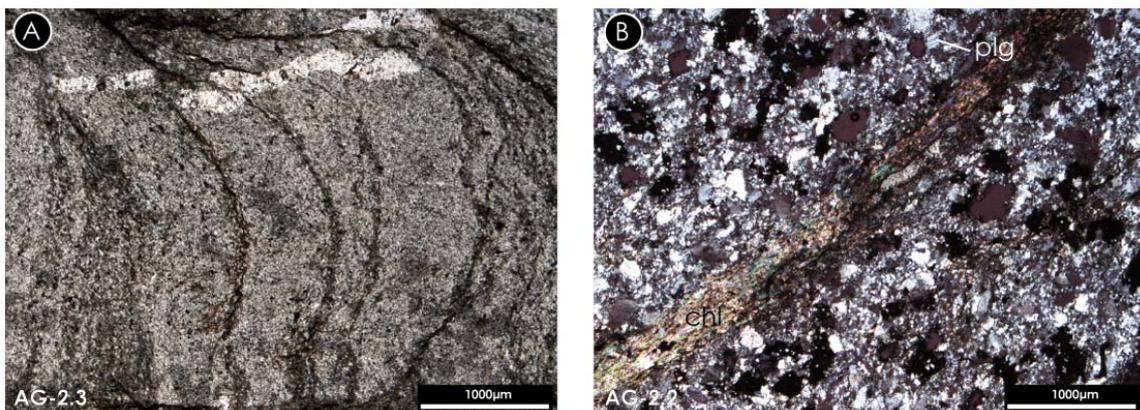


Figura 3.56 - Litologías de la formación Algozo vistas al microscopio. **A** – Cuarcitas impuras foliadas, con diferentes direcciones de crenulación. Están compuestas por cuarzo, clorita y opacos; **B** – Roca ígnea intermedia foliada, fanerítica de grano medio, con plagioclasa, cuarzo y clorita en bandas, que definen la esquistosidad principal.

Formación Peso

Es la unidad litoestratigráfica más alta en la secuencia del DEGTM estudiada en este trabajo. Es citada en trabajos anteriores como Complejo Vulcano-Silíceo. Se ha incluido en el mapa sólo en el extremo occidental del Sector Norte, donde su espesor supera los 500 m (mapa y cortes en Anexo). El contacto con la formación Algosó parece estratigráfico y concordante a pesar de la intensa deformación.

La formación Peso está compuesta por una secuencia de pizarras grises, negras y moradas (Figura 3.57A y C), intercaladas localmente con finos niveles (menores de 1-5 cm) de cuarcitas limolíticas. Destacan dos cuerpos volcánicos básicos intercalados, bastante continuos lateralmente y con cerca de 40-60 m de potencia. En las pizarras grises y negras se observan abundantes cristales euhedrales de pirita, a veces situados en los planos de foliación tectónica. Se observan también algunos indicios de calcopirita, generalmente oxidada.

En la carretera Algosó-Junqueira, fuera del sector estudiado, afloramientos de rocas riolíticas de pequeñas dimensiones (3-4 m de potencia) intercaladas en las pizarras, incluyen un *stockwork* de sulfuros muy deformado. En los cuerpos básicos se observan varias facies. En las cercanías del puente sobre el Río Angueira, al Sur de Algosó, algunas rocas básicas tienen abundantes fenocristales de anfíbol fibroso (actinolita), que aparentemente sustituyen a un mineral anterior (¿clinopiroxeno?). Las restantes rocas básicas que componen estos afloramientos presentan en general texturas faneríticas de grano fino sin fenocristales de ningún tipo (Figura 3.57B). Son comunes los minerales de alteración como la epidota y la calcita. Localmente se observan también algunos cristales de magnetita euhedral dispersos en la matriz. Finalmente, en la carretera de Algosó-Valcerto (antes del cruce para Valcerto) se observa un cuerpo félsico tabular con cerca de 1,5 m de potencia, intercalado en el cuerpo de vulcanitas básicas superior.



Figura 3.57 - Litologías de la formación Peso en el afloramiento. **A** – Intercalación plegada de rocas básicas y pizarras moradas (Estación ALG-15); **B** – Rocas básicas volcánicas con textura primaria de flujo en una capa, donde se observan fragmentos de roca incorporados en la colada (Estación ALG-27); **C** – Pizarras moradas con fragmentos (estación fuera del sector estudiado).

Las pizarras tienen una mineralogía compuesta por cantidades variables de clorita, cuarzo, sericita, pirita y opacos, en una matriz lepidoblástica con bandas de cuarzo recrystalizado. Las rocas básicas se presentan de distintas formas, pero siempre con una fuerte retrogradación que afecta parcial o totalmente a las fabricas ígneas y minerales primarios (Figura 3.58A, B y C). Como consecuencia, la clorita es el mineral principal en las rocas de grano más fino, siendo frecuente la presencia de cuarzo, epidota, calcita, pirita y opacos. Las rocas básicas de grano grueso, presentan fenocristales de actinolita, plagioclasa, y pirita, en una matriz con clorita, plagioclasa, epidota y opacos. Las riolitas interestratificadas con las rocas básicas presentan una fuerte recrystalización dinámica, con el cuarzo formando cintas limitadas por planos de esquistosidad definidos por clorita y óxidos. En estas rocas se observan porfiroblastos de epidota, que también aparentan estar afectados por la deformación plástica, y que están afectados por pliegues intrafoliares (Figura 3.58D).

Las rocas básicas tienen características toleíticas (del tipo OIB) y N-MORB, indicando la coexistencia de fenómenos de pluma mantélica y fusión parcial de la astenosfera, que apuntan a un ambiente extensional de abertura oceánica. Estas rocas comparten aspectos geoquímicos con

las rocas básicas intercaladas en las pizarras negras del Ordovícico Medio de los sinformes de Truchas y Alcañices.

En ausencia de datos paleontológicos y de cronología absoluta, se propone para esta formación una edad Ordovícico Medio por situarse concordantemente sobre la formación Algozo. Hasta la fecha, no se encuentran equivalentes en otros sectores de la ZGTM, por lo que se propone su correlación con su autóctono, en concreto con las pizarras negras del Ordovícico Medio tales como las Pizarras de Luarca, Formación Valongo, Formación Moncorvo y sus equivalentes, donde localmente afloran con rocas básicas interestratificadas como las descritas en el Sinforme de Truchas (Barros Lorenzo, 1989; Martínez Catalán *et al.*, 1996; Gutiérrez Marco *et al.*, 1999), en el de Alcañices (Vacas & Martínez Catalán, 1987; González Clavijo, 2006) y al Este del Complejo Alóctono de Morais.

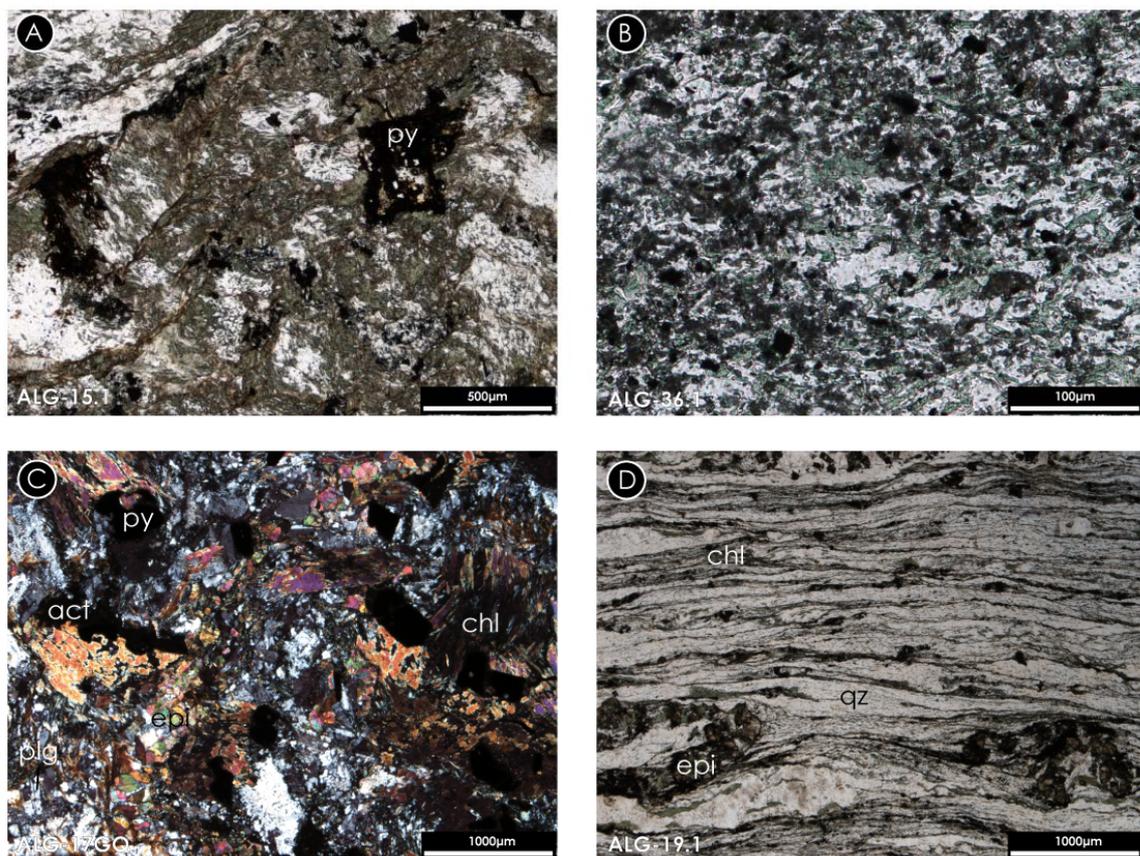


Figura 3.58 - Aspectos petrográficos de las rocas ígneas de la formación Peso. **A** – Roca básica retrogradada. Se observan cristales de pirita (py) con textura esquelética, en una matriz compuesta por clorita y cuarzo (nícoles paralelos); **B** – Roca básica con textura afanítica fuertemente recrystalizada, compuesta por clorita, plagioclasa, epidota y opacos (nícoles paralelos); **C** – Roca básica fanerítica de grano grueso, retrogradada, con actinolita (act), clorita (chl), epidota (epi), plagioclasa (plg) de grano fino y pirita esquelética (nícoles cruzados); **D** – Riolita foliada y retrogradada, con clorita, cuarzo y opacos en la matriz fuertemente recrystalizada que rodea porfiroblastos de epidota (nícoles paralelos).

3.5. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DEL DOMINIO ESQUISTOSO DE LA ZONA GALICIA-TRÁS-OS-MONTES

La sucesión estratigráfica estudiada del DEGTM muestra una evolución geológica marcada por 2 ciclos sedimentarios. El primero está relacionado con la extensión Cambro-ordovícica del margen Norte de Gondwana y la apertura de Océano Réico (secuencia pre-orogénica; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992; Marcos *et al.*, 2004; Martínez Catalán *et al.*, 2004c; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Bea *et al.*, 2007; Gutiérrez Marco *et al.*, 2008; Pereira *et al.*, 2010); el segundo, es contemporáneo de la Orogenia Varisca y se depositó como resultado de la colisión intercontinental, bordeando la lámina alóctona emplazada sobre zonas no muy distales del margen continental autóctono, y siendo progresivamente incorporado a ella (González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2004a; González Clavijo, 2006; Martínez Catalán *et al.*, 2008). La siguiente propuesta de evolución se basa en los resultados obtenidos en este trabajo, pero extrapolándola a un ámbito más regional empleando datos de sectores cercanos del Macizo Ibérico.

El primer ciclo transcurrió durante el Cámbrico medio-superior – Ordovícico Medio con la sedimentación del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha, de la formación Algozo y de la formación Peso. Se inició con una tendencia sedimentaria progradante, con litologías de grano fino abundantes en la base, mientras hacia techo aumenta la proporción de litologías de grano más grosero. Esto evidencia un ciclo de somerización del ambiente sedimentario que termina con la formación Algozo en un ambiente costero de alta energía. El vulcanismo básico y ácido son comunes en todo este tramo, aumentando de volumen desde la base hacia tramo central, y disminuyendo drásticamente a techo de las vulcanitas de Saldanha.

Del conjunto de rocas ígneas, destacan dos unidades volcánicas más voluminosas. Las vulcanitas de Mora tienen una edad de 493 Ma (Furongiense, Cámbrico superior), y están constituidas por un grupo de rocas ácidas – tobas y riolitas – donde son frecuentes magnetita y pirita, y por rocas volcánicas intermedias y básicas, que denotan una influencia mantélica. Este conjunto de características no se observa en las vulcanitas de Saldanha, que se instalaron unos 10 Ma después, al inicio del Tremadociense (483 Ma). El nuevo episodio volcánico es exclusivamente ácido, y exhibe una clara afinidad cortical.

Las vulcanitas de Saldanha forman un domo riolítico, compuesto por ignimbritas, tobas y un núcleo compuesto por riolitas porfídicas. Las características petrológicas, la geoquímica y la edad de estas litologías son muy semejantes a las de la Formación Ollo de Sapo en Sanabria (Iglesias Ponce de León & Varea Nieto, 1982; Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b). Ambos conjuntos indican que la actividad volcánica presenta pulsos con efusión voluminosa a lo largo del intervalo Cámbrico superior-Ordovícico Inferior,

coincidente con el adelgazamiento del margen continental del Norte de Gondwana y la apertura del Océano Réico (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992; Marcos *et al.*, 2004; Martínez Catalán *et al.*, 2004c; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Bea *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b; Pereira *et al.*, 2010). La presencia de un evento magmático explosivo de tipo “Ollo de Sapo” en el DEGTM demuestra la importancia que tuvo el magmatismo, sobre todo félsico, durante el desarrollo de este margen (Villar Alonso, 1990; Beetsma, 1995; Coke *et al.*, 2001; Díez Montes *et al.*, 2004; Bea *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2006; Bea *et al.*, 2007; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Zeck *et al.*, 2007; Solá *et al.*, 2008; Antunes *et al.*, 2009; Bea *et al.*, 2009; Montero *et al.*, 2009b; Ribeiro *et al.*, 2009; Antunes *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2010; Solá *et al.*, 2010). La presencia de circones de la misma edad que las vulcanitas de Saldanha en una cuarcita a techo de ellas (Figura 3.1) sugiere que las rocas ígneas del Tremadociense inferior estaban siendo erosionadas en algún sector del área-fuente durante el depósito del complejo Vulcano Sedimentario Mora-Saldanha.

A techo de la formación Algozo, se produjo un cambio radical del estilo sedimentario. La sedimentación de las pelitas negras y purpúreas de la formación Peso marca una rápida subsidencia de la plataforma, con la sedimentación de facies detríticas de baja energía simultánea con la extrusión de magmas predominantemente básicos. Algo semejante se observa en el Sinforme de Truchas, en el Dominio del Ollo de Sapo de la ZCI, donde las pizarras negras de la Formación Luarca presentan intercalados diversos cuerpos volcánicos básicos y ácidos (Barros Lorenzo, 1989; Martínez Catalán *et al.*, 1992). Esto implica que la extensión a lo largo del margen Norte de Gondwana fue importante durante el Ordovícico Medio, está localmente acompañada por episodios magmáticos, y fue controlada por fallas profundas que facilitaron el ascenso de los fundidos.

Aparentemente, el registro estratigráfico es continuo desde el Cámbrico medio-superior hasta el Ordovícico Medio. Algo semejante se observa en la Zona Asturo-Occidental Leonesa, donde está definida una secuencia sin hiatos en idéntico intervalo de tiempo. Por otro lado, la presencia de vulcanismo tipo “Ollo de Sapo” dentro de la secuencia y la existencia de rocas volcánicas básicas y ácidas intercaladas en las pizarras negras de Ordovícico Medio, muestra grandes afinidades con el Dominio del Ollo de Sapo de la ZCI. Esto implica que la secuencia pre-orogénica del Parautóctono se depositó también en la plataforma Norte de Gondwana, y en condiciones no muy diferentes de las que imperaban en el autóctono. Se puede deducir que el margen no era muy profundo por la abundancia de facies groseras y la presencia de algunas rocas carbonatadas. Pero al mismo tiempo, la presencia en la formación Peso, equivalente a las formaciones Pizarras de Luarca, Valongo y Moncorvo, de pizarras moradas, sugiere un mayor contenido en manganeso y, por tanto, un dominio más distal o profundo.

Con el inicio de la colisión continental, se produjo un levantamiento tectónico generalizado en este sector del margen N de Gondwana. Grandes cabalgamientos emplazaron las unidades del Parautóctono Superior, originalmente situadas en una zona relativamente distal de la plataforma, sobre áreas más proximales del supercontinente. Este fenómeno fue acompañado por inestabilidad gravitacional en las zonas más externas de la cadena orogénica produciendo un surco en la plataforma de Gondwana (representada aquí por la ZCI). Se formaron cuencas de profundidad variable que fueron rellenas por sedimentos derivados tanto del apilamiento de unidades alóctonas, como del propio margen cabalgado, probablemente derivados en parte del abombamiento (*forebulge*) producido por la flexión elástica de la litosfera parcialmente subducida (Figura 3.59; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2004a; González Clavijo, 2006; Martínez Catalán *et al.*, 2008).

Durante el Carbonífero inferior se inició el segundo ciclo sedimentario del DEGTM (Figura 3.59). Los sedimentos flyschoides de la formación Travanca se depositan en un ambiente de plataforma poco profunda, litoral (*hummockys*, bioturbación), con repetidos eventos turbidíticos de base erosiva. Esto evidencia fenómenos de transporte masivo de sedimentos activados por la tectónica, que también produjeron grandes olistostromos. Dentro de estos se pueden encontrar bloques de grandes dimensiones de rocas con afinidad autóctona, mayoritariamente ampelitas y liditas silúricas de la ZCI. La herencia de circones detríticos atestiguan una proveniencia mayoritaria de sedimentos del parautóctono (Díez Fernández *et al.*, 2012) y parcialmente del autóctono, tendencia esa que queda reforzada por la ausencia de litologías exóticas y esquistosadas en los cantos observados, a diferencia de lo descrito en depósitos sin-orogénicos de otras áreas próximas (González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; González Clavijo, 2006; Martínez Catalán *et al.*, 2008).

La tendencia es granocreciente hacia el techo, e indica una somerización rápida de esta cuenca Carbonífera. La abundancia de facies detríticas arenosas masivas e inmaduras observadas en la formación Vila Chã registra el punto de mínima profundidad y posiblemente de máximo aporte de sedimentos en la cuenca, con frecuentes acarros detríticos de alta energía. La ausencia de circones detríticos más jóvenes que el Cámbrico inferior (~530 Ma) en esta formación indica que durante su depósito, se estaban desmantelando en el área fuente materiales del Norte de Gondwana, cuyas poblaciones de circones más jóvenes son considerablemente más antiguas. Este fenómeno puede indicar que en ese momento en el área fuente de esta cuenca ya se había erosionado la cobertera del Paleozoico Superior, dejando expuestas litologías más profundas y más antiguas que las desmanteladas durante el depósito de la formación Travanca.

Para concluir, es importante mencionar que la inclusión de las formaciones Travanca y Vila Chã en el Parautóctono Inferior se basa en su aloctonía y población de circones, y en que considerarlas como parte de la secuencia de la ZCI no es relevante para una visión estratigráfica general de la región, ya que el Parautóctono Inferior está intercalado entre dos unidades con la misma afinidad continental: el Parautóctono Superior y el autóctono relativo, la ZCI.

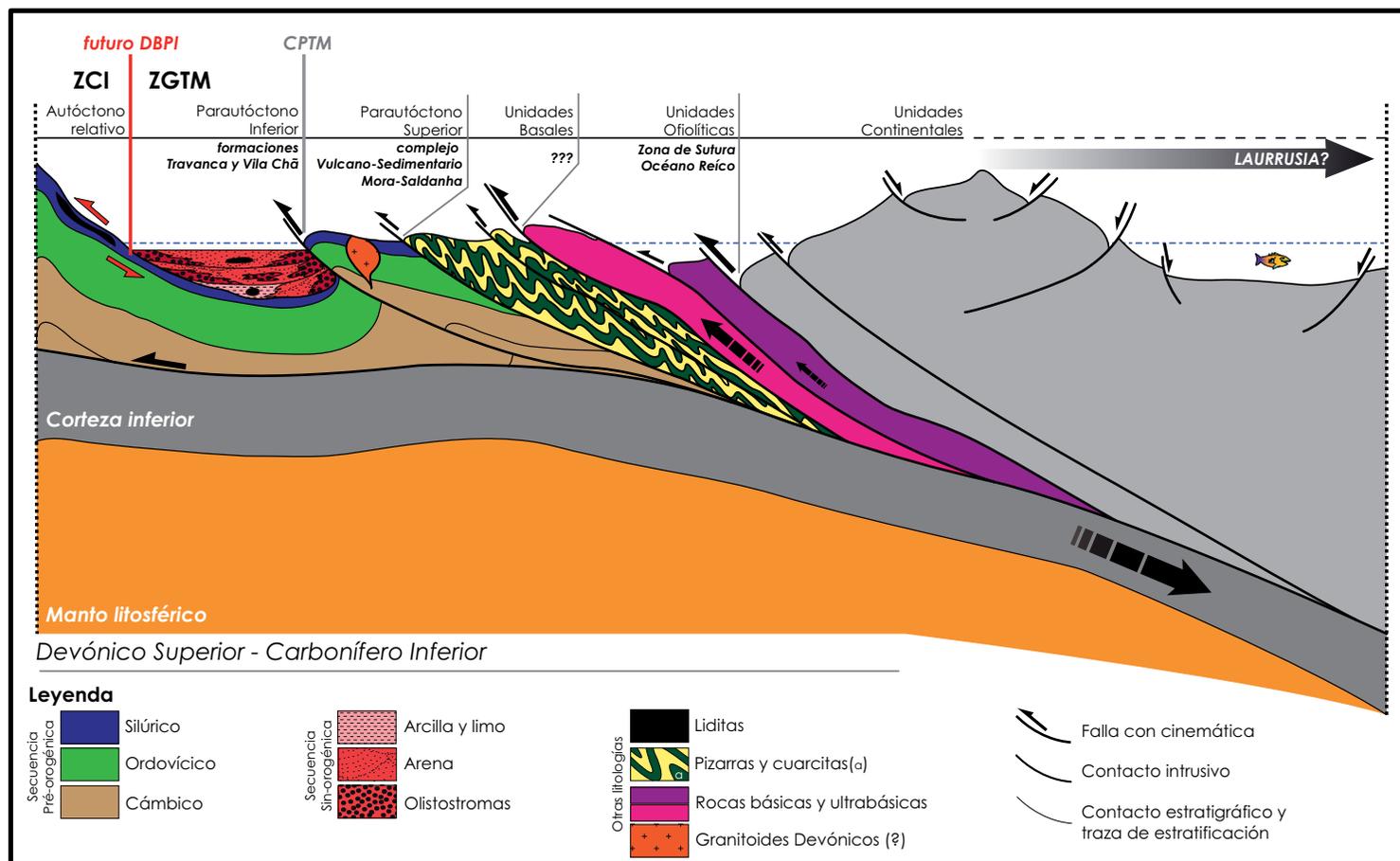


Figura 3.59 - Esquema interpretativo de la sedimentación de la secuencia sin-orogénica de la formación Travanca. Se muestra la sedimentación de ritmitas, olistostromas y olistolitos de liditas Silúricas dentro de una cuenca marginal al orógeno, resultante de deslizamientos relacionados con la compresión Varisca. La colisión del margen activo (¿Laurrusia?) con la plataforma continental del Norte de Gondwana indujo el aloctonismo del margen previamente estirado sobre sus zonas más proximales (autéctono relativo), siendo transportada – con un estilo *piggy-back* – en diferentes escamas tectónicas que repiten la secuencia pre-orogénica (Figura 3.38), dando origen a las unidades tectono-estratigráficas de la Zona Galicia–Trás-os-Montes (ZGTM) con afinidad Gondwánica (Díez Fernández *et al.*, 2010; Díez Fernández, 2011). Por delante del frente de la lámina inferior (Parautóctono Superior), es decir, en la Zona Centro Ibérica (ZCI), se produjeron surcos que fueron rellenados con sedimentos provenientes de ambos márgenes, y que se depositaron en aparente paraconformidad sobre la secuencia silúrica. Las rocas ampelíticas y pelíticas silúricas fueron posteriormente afectadas por deformación tangencial (flechas rojas), produciendo el cabalgamiento de las unidades sin-orogénicas sobre la ZCI, y formando el Parautóctono Inferior.

CHAPTER 4

Palaeontology

4. Palaeontology

The results from three palaeontological studies are presented as complementary information helping to clarify the geological evolution of the region and to support the stratigraphic correlation to other areas of the Iberian Massif (Chapter 3).

The three studies presented here were made by specialists in each domain (sample location on Figure 4.1), whose collaboration in this thesis is kindly thanked.

The study of the Desejosa Formation trace fossils (Chapter 4.1), a novelty of this work, was accomplished by the palaeontologist Sören Jensen, of the Extremadura University (Badajoz, Spain), which is specialized on the Neoproterozoic-Cambrian fossil record of the Slate and Greywacke Complex.

An attempt to study the palynological record of the Travanca formation was realized in collaboration with Gil Machado, palynologist at Galp Energia E&P (Lisbon, Portugal), specialized on the Upper Palaeozoic palynostratigraphy of Western Iberia.

Finally, a research aimed to find conodont fossils preserved in limestone/marble beds from two levels belonging to the Campanhó Formation and another collected inside the Saldanha-Mora Vulcano-Sedimentary Complex, on top of the Saldanha volcanics, was achieved by Graciela Sarmiento, of the Complutense University (Madrid, Spain), who is specialized on Palaeozoic conodonts of the Iberian Massif.

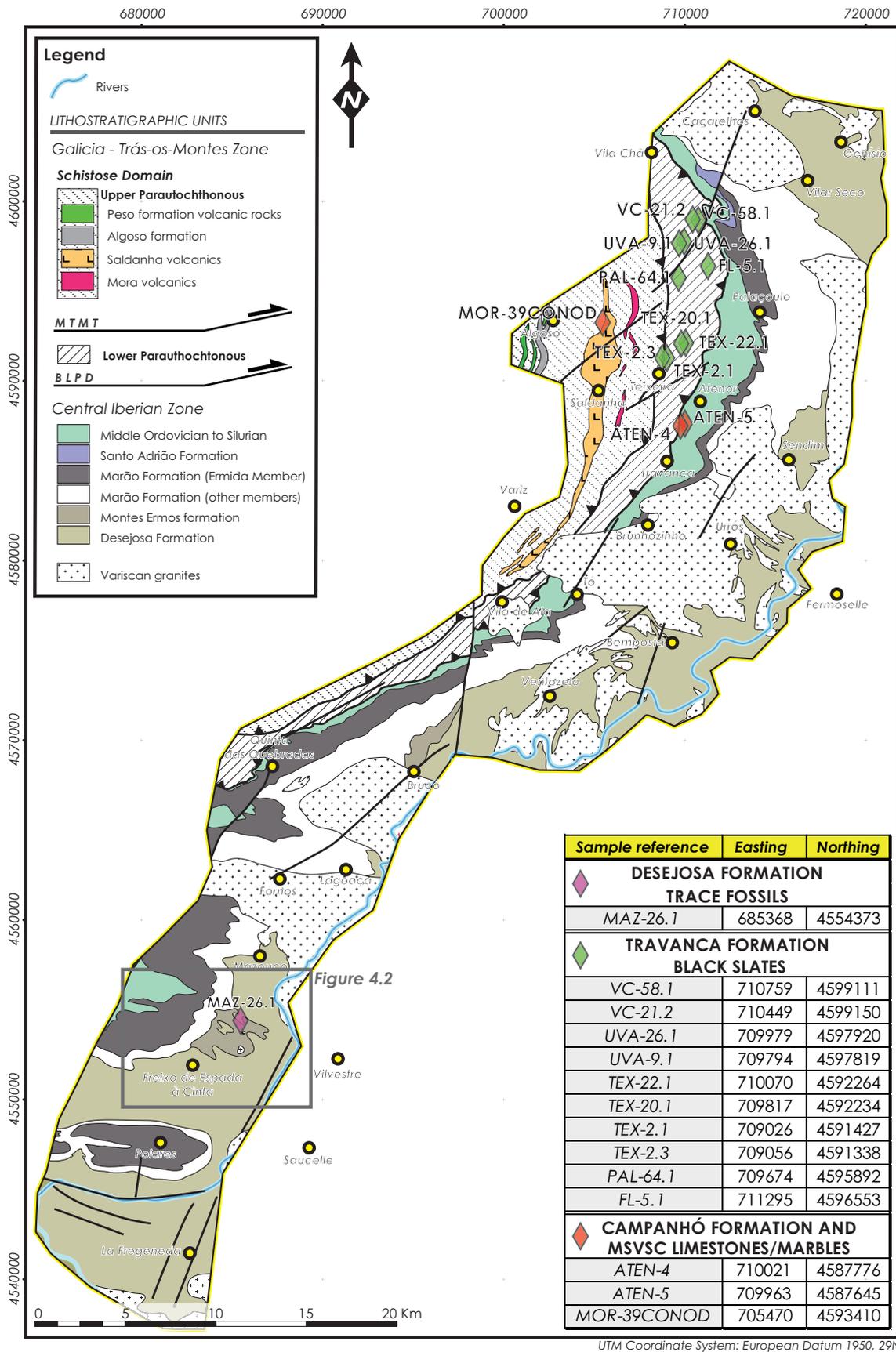


Figure 4.1 - Map with the location and coordinates table of the samples collected for the palaeontological studies. Desejosa trace fossil locality is represented with a purple rhomb; the location of the samples collected for palynomorphs study is identified with green rhombs and location of samples for conodont content is identified with red rhombs.

4.1. PREVIOUS WORKS

A brief review of the regional published palaeontological data is presented here to settle the state of the art.

o **Trilobites from the Desejosa Formation**

The Desejosa Formation has been reported as the uppermost stratigraphic unit of the Douro Group of the Slate and Greywacke Complex (Sousa, 1982, 1983a, 1984a). However, a younger unit belonging to this group has been established in this work (Montes Ermos formation, Chapter 3).

The only fossil record described until now for this formation consists of unclassifiable and poorly preserved trilobite remains that were found in the upper parts of this unit by Rebelo and Romano (1986). The locality yielding this fossiliferous material is placed in the southern limb of the Moncorvo Synform, at Açouceira village, a few meters beneath the Toledanic Unconformity. These remains attest a Cambrian age for at least the upper part of the Desejosa Formation, since trilobite first appearance is thought to be at the base of Cambrian Stage 3 (c.a. 522 Ma) and because the Desejosa Formation lies below the Basal Ordovician unconformity.

o **Fossil and ichnogenera record of the Early Ordovician**

Several authors describe the palaeontological findings of the Early Ordovician sediments throughout the Iberian Massif (Ribeiro, 1974; Quiroga, 1982; Rebelo & Romano, 1986; Farias, 1990; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Robardet & Gutiérrez Marco, 1990; Coke, 2000; Pereira *et al.*, 2006b; Díez Montes, 2007; Gutiérrez Marco *et al.*, 2008; Meireles, 2012).

A special mention is made of the work of Sá (2005), who accomplished a significant synthesis of the Ordovician palaeontology of northern Portugal. The palaeontological material collected in the Early Ordovician strata point to a middle-late Arenig (Floian) age. It includes non-articulated brachiopods (Coke & Gutiérrez Marco, 2001), cephalopods, molluscs (Sá, 2008) and abundant biogenic structures. Common fossil tracks consist of *Cruziana*, *Skolithos* and *Daedalus* which are also described by many authors in correlatives of this formation (Alonso & Rodríguez Fernández, 1981; Macaya, 1981; Farias & Marcos, 1986; Barros Lorenzo, 1989; Farias, 1990; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Robardet & Gutiérrez Marco, 1990; Coke, 2000; Coke *et al.*, 2000; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; González Clavijo, 2006; Pereira *et al.*, 2006a).

o **Fossil record in the Middle Ordovician**

The Middle Ordovician of NW Iberia is mainly composed of black slates. It shows a heterogeneous fossil distribution, with zones with no fossil evidences and others with a large amount of diversified and well-preserved specimens (Gutiérrez Marco *et al.*, 1999).

For the studied region, Sá (2005) also presents an accurate description and synthesis of the representative fossil record found in the Middle Ordovician sedimentary sequence of the CIZ. For the Moncorvo Formation, the author describes an association of brachiopods, cnidarian, gastropods, bivalves, arthropods, echinoderms, cephalopods, rostroshells and graptolites, together with some ichnofossils, which points to a late Arenig to early Dobrovitian age. Within the arthropod family, there is a great diversity of trilobite genera (Sá *et al.*, 2003; Sá & Rábano, 2010), some of them characterized by gigantic species.

None of these fossil evidences were found in the study area. Therefore, the age assumptions made by this author will be employed for the Middle Ordovician stratigraphic unit in this region.

o **The Late Ordovician Limestones**

The only Late Ordovician stratigraphic unit presenting evidences of fossil content is the Santo Adrião Formation (Sá *et al.*, 2005). It contains poorly preserved “Pelmatozoa” and cystoid; nevertheless stratigraphic correlation with La Aquiana Limestone in the Truchas Syncline, in the NW of Spain, allowed this authors to propose a Kralodvorian age for this volcanic-calcareous deposit.

In the southern area of the CIZ, near Ciudad Real (Spain), there is a limestone formation of Kralodvorian age, known as Urbana Limestone Formation. This age was given by different *Heliocrinites* forms (Gutiérrez Marco, 2001) and by condont content of the *Amorphognatus ordovicicus* (del Moral, 2002), typical of cold shallow water calcareous platforms.

o **The Silurian fossil association**

The Silurian association is mainly composed by well-preserved graptolite specimens that appear in the black slates, ampelites and lidites from both Central Iberian Zone (CIZ) and the Schistose Domain of the Galicia – Trás-os-Montes Zone (SDGTM). Crinoidea and conodonts from the CIZ's limestones were also classified as Silurian in age (Sarmiento *et al.*, 1998; Piçarra & Meireles, 2003; Piçarra *et al.*, 2006, and references herein). According to these authors, the Silurian fossil associations described for both lithostratigraphic domains present the same moderate “Mediterranean character”, showing that the SDGTM and the CIZ shared a similar paleogeographic location during this period (Sarmiento *et al.*, 1998; Piçarra & Meireles, 2003; Piçarra *et al.*, 2006).

In the study area, the Silurian rocks are always strongly deformed (Chapter 6) and, locally, they underwent thermal metamorphism (Chapter 8), both processes producing the fossil record destruction.

o **Palynostratigraphy of Late Devonian sediments**

To the E of the Bragança Massif, a palynostratigraphic study in the Gimonde Formation of the Lower Parautochthonous (Pereira *et al.*, 1999) yields spore assemblages which include reworked Lochkovian-Praguian (Early Devonian) specimens and a younger Frasnian-Famennian (Late Devonian) population, interpreted as the sedimentary age of this deposit.

This stratigraphic unit could be a lateral equivalent to the early Carboniferous Travanca formation (Chapter 3), but the attempt to verify this hypothesis by palynomorphs was unsuccessful.

4.2. DESEJOSA FORMATION TRACE FOSSILS

At 3,5Km to NE of Freixo de Espada-à-Cinta (Figures 4.1 and 4.2), an ichnofossil locality was found in the Desejosa Formation. The specimens were described and classified by Sören Jensen (a collaborative peer-reviewed paper is currently being prepared). In this work, we present the first detailed description of such biogenic structures and suggest an age interval for the upper part of the Desejosa Formation.

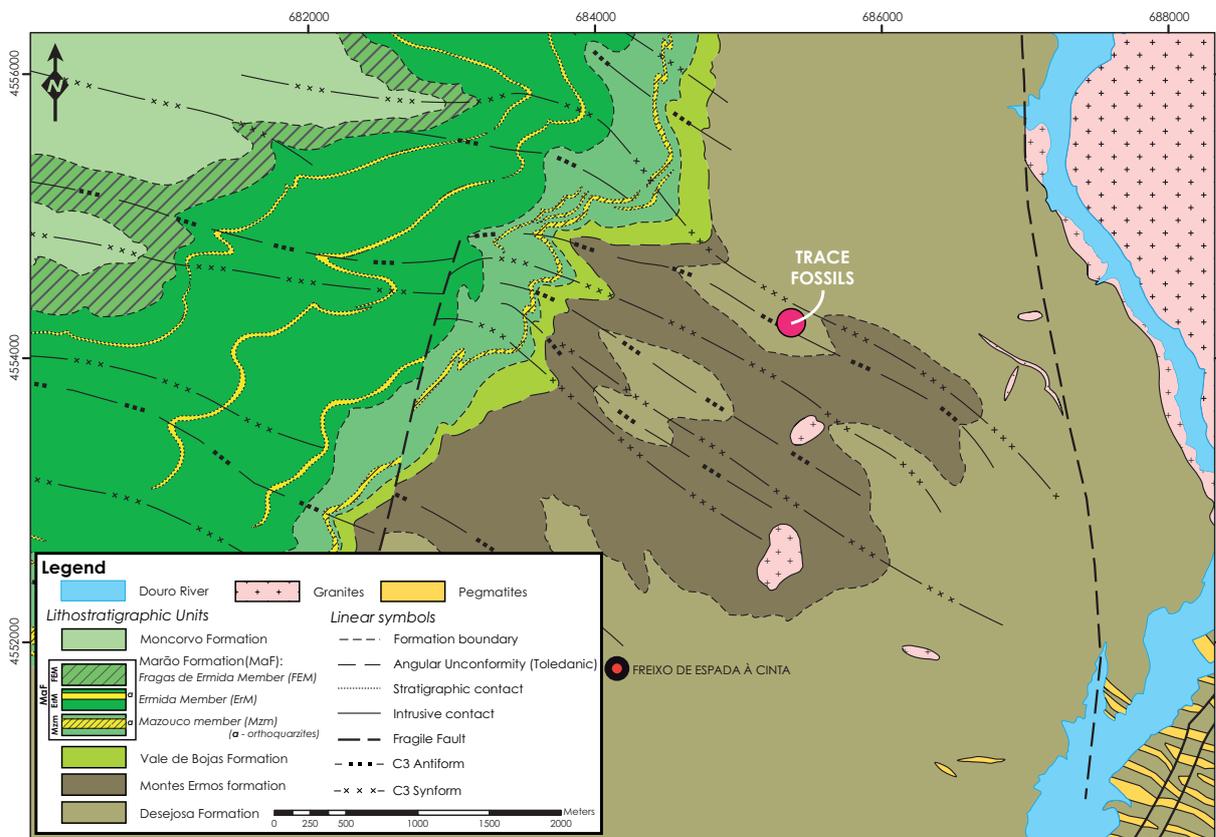


Figure 4.2 -Schematic geological map of the west side of the Douro/Duero river valley, Freixo de Espada-à-Cinta area, northeast Portugal. Coordinate tags each 2000 meters (UTM-ED1950). Modified from Dias da Silva *et al.*(2011) and Escuder Viruete *et al.*(2000).

o Trace fossil description

The trace fossils from the Freixo de Espada-à-Cinta locality (Figures 4.1 and 4.2) are observed on weathered bedding-planes (Figures 4.3A and 4.5 D-E). A suitable manner to get a 3D view of the ichnofossil is cutting slabs. For this, vertically oriented parallel sections were produced (Figures 4.3C-F, 4.4C-E, 4.4G-H and 4.5A-B) to show the disruption of primary sedimentary bedding by living organisms, including oblique sand-filled plugs with evidence for lateral displacement or short plug-shaped burrows. Only two ichnogenera were noteworthy of a detailed description in the sectioned material, namely the ichnogenera *Rosselia* Dahmer, (1937) and *Teichichnus* Seilacher, (1955).

Ichnogenus *Rosselia* Dahmer, 1937

o *Rosselia* cf. *socialis* Dahmer, 1937 (Figures 4.3A-F; 4.4D-H; 4.5A, E-G)

Description: Trace fossils with a vertical or oblique orientation made up of irregularly spaced and wavy alternations of dark (muddy) and light (micaceous siltstone) concentric laminae (Figures 4.3D and 4.4G), or with pronounced siltstone laminae (Figure 4.4E). Vertical sections show elongated cone-shaped burrows, with some being approximately cylindrical, 10 to 20 mm wide and up to 30 mm long (representing incomplete specimens). The horizontal section presents ovate or circular shapes (Figure 4.5E) with a narrow mud or sand-filled central canal (Figure 4.5E). In some cases it was possible to see signs of vertical repetition of the burrowing (Figure 4.4H).

Discussion: The assignation of this material to *Rosselia* is based in the general conical-shaped burrows with concentric laminae that surround a central shaft (sandy or muddy). The relationship between *Rosselia* and *Cylindrichnus* has been discussed by numerous authors (e.g., Frey & Howard, 1985; Uchman & Krenmayr, 1995) leading to the differentiation of both genera with *Rosselia* presenting conical to irregularly bulbous concentric lamellae and *Cylindrichnus* showing vertical to horizontal cylindrical or sub-cylindrical burrows (Frey & Howard, 1985). The concentric lamellae observed in the Desejosa Formation materials are closely compared with the reports of *Rosselia socialis*, differing only on the predominantly mud-filled nature of the central shaft in this locality. We consider that this difference is a reflection of the depositional conditions which created thin intercalations of sand, silt and mud beds, and therefore it does not present ichnotaxonomic significance. Well-developed specimens of *Rosselia socialis* are spindle-shaped, with conical forms being the result of erosional truncation. Because of the lack of evidence for spindle-shaped forms in the Desejosa Formation, this material is assigned to *Rosselia* cf. *socialis*. This material represents the first report of this ichnogenus from the Cambrian of the CIZ.

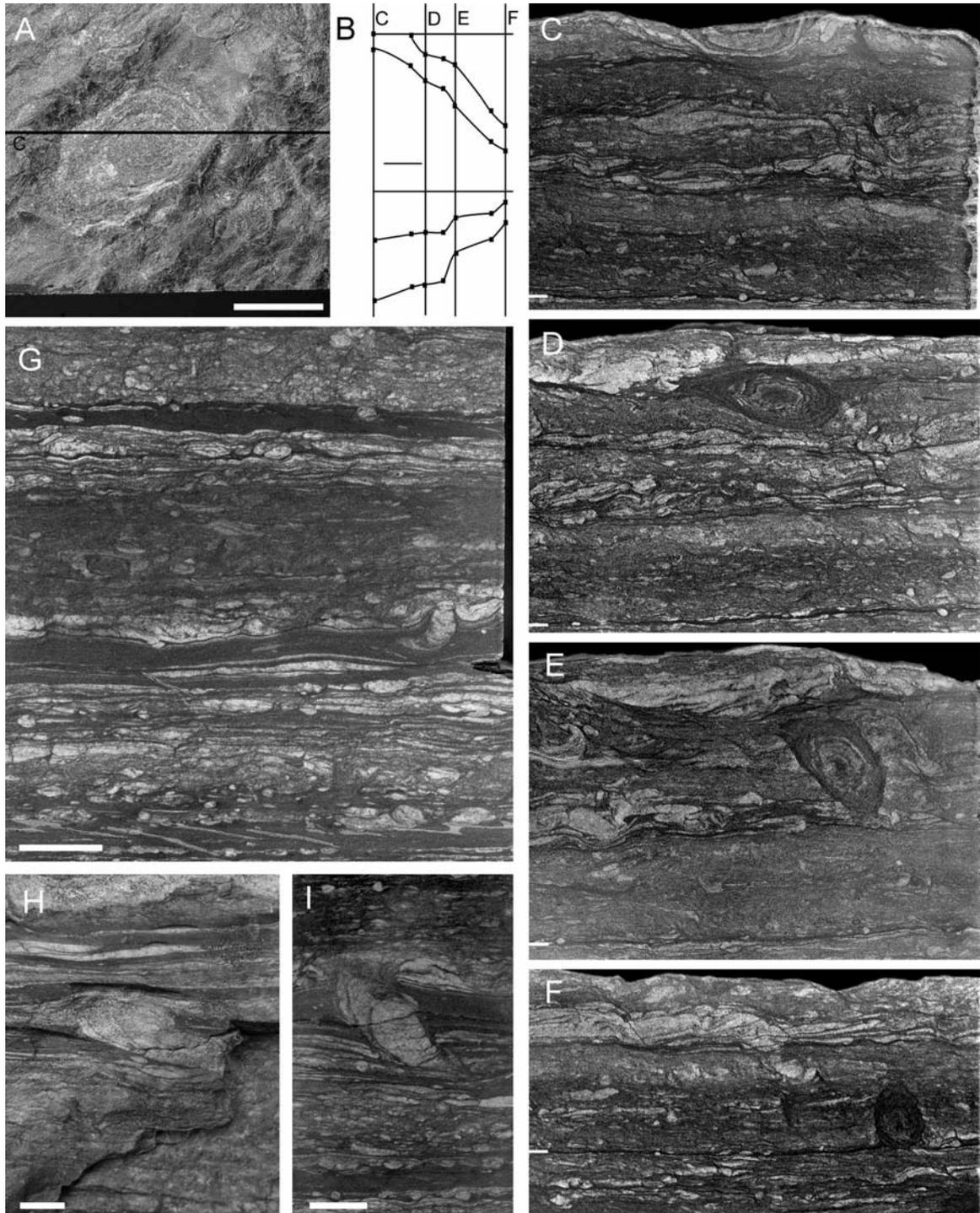


Figure 4.3 -Trace fossils from the Desejosa Formation, in cut vertical sections except A, which is an upper surface view. **A-F** – Top view and sections through a *Rosselia* cf. *socialis*. B shows schematic tracing of vertical (upper) and horizontal (lower) position of the sections; **G** – Typical example of bioturbation; **H-I** – Inclined plug-shaped burrows showing lateral displacement. Scale bar represents 10 mm in all the pictures.

Ichnogenus *Teichichnus* Seilacher, 1955

○ *Teichichnus rectus* Seilacher, 1955 (Figures 4.4A-C; 4.5A-D)

Description: Vertical *spreiten*-burrows with horizontal long axis. A specimen examined in a serially sectioned slab (Figure 4.5A-C) has a spreite lamina that is 15 cm long and 3.5 cm high. The base of the lamina is gently inclined with a difference of close to 2 cm between the preserved extremities (Figures 4.5C). The spreite are crudely developed but show a retrusive pattern (Figures 4.4C, 4.5A and 4.5B), and spreite lamellae indicate a successive displacement along the horizontal axis (Figure 4.4A-C).

Discussion: These trace fossils can be assigned to *Teichichnus* in being wall-like vertically oriented *spreiten*. This lamellae are somewhat irregular but the burrows can be compared with material that Paczeńska (1996, pl. 19) attributed to *Teichichnus rectus* from the early and middle Cambrian of Poland. Axial displacement of the *spreiten* is also present in the *Teichichnus rectus* material from the late-lower Cambrian Kussak Formation of Pakistan (Seilacher, 1955, plate 24, fig. 1).

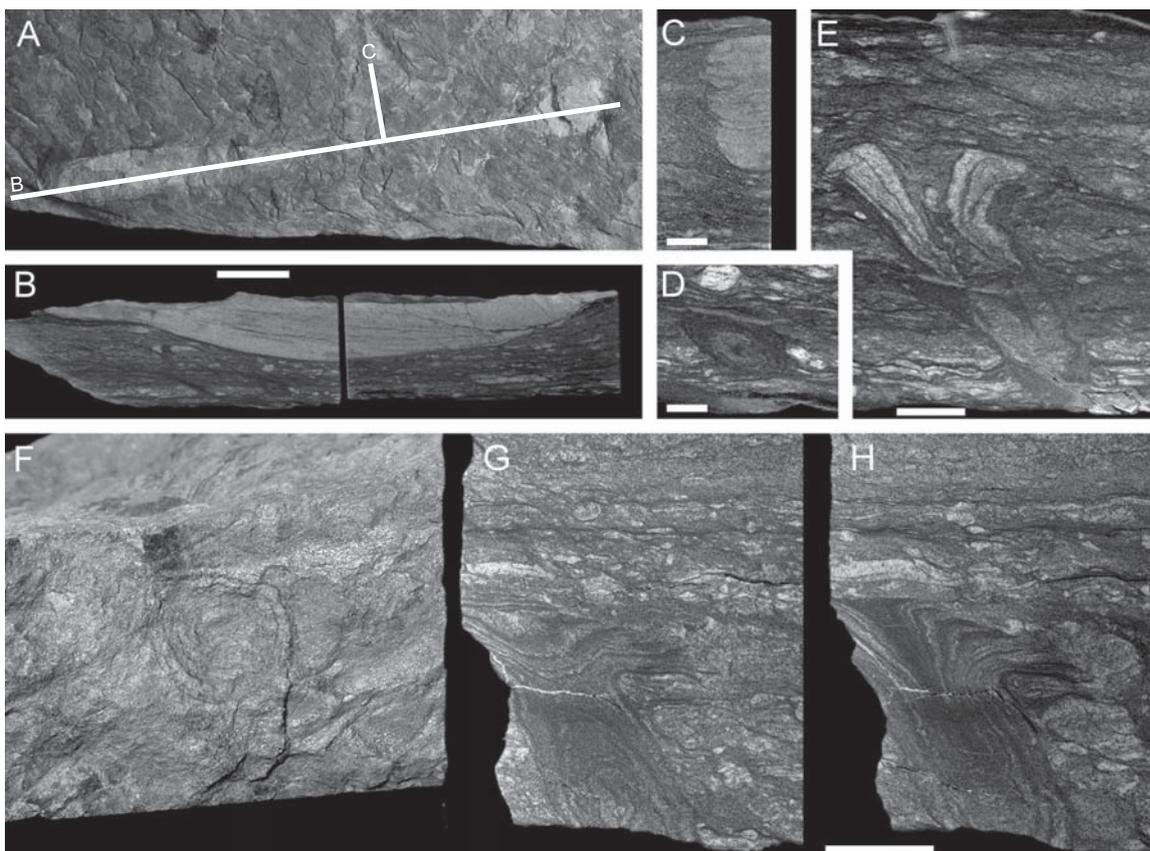


Figure 4.4 -Trace fossils from the Desejosa Formation. **A-C** – Top (A) and lateral views (B and C) of a *Teichichnus rectus*. Scale bars in A and B represents 20 mm. Scale bar in C represents 5 mm; **D** – Close-up of *Rosselia* cf. *socialis* located left to centre in lower part of B. Scale bar represents 5 mm; **E** – Vertical section showing a conical burrow with pronounced sand-dominated concentric lamination surrounding a broad central region. Scale bar represents 5 mm; **F-H** – Top (F) and vertical sections of a *Rosselia* cf. *socialis*. Scale bar represents 10 mm.

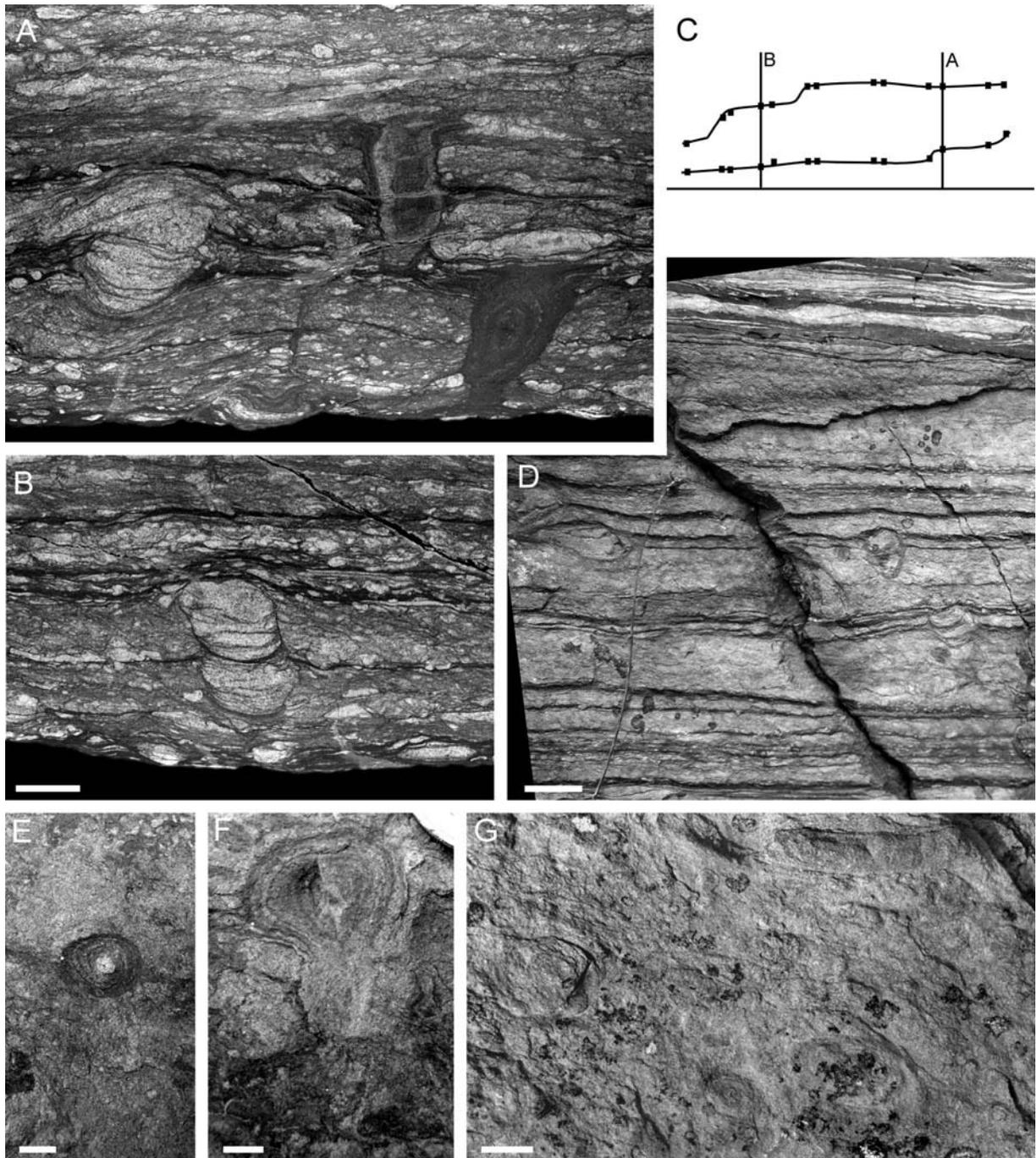


Figure 4.5 -Trace fossils from the Desejosa Formation. **A-C** – Vertical sections through a slab with a *Teichichnus rectus*, with position of sections indicated in C. Near the right margin of A a mud-dominated *Rosselia* cf. *socialis* occurs, with indication for truncation. The trace fossil near the centre shows a sand-rich mantle surrounding a faintly developed concentric lamination. Scale bar in B represents 10 mm (same scale as A); **D** –Field photograph showing bedding and several specimens of *Teichichnus rectus*. Scale bar represents 20 mm; **E** – Field photograph of top bedding-plane view of a *Rosselia* cf. *socialis* with a sand-filled central tube. Scale bar represents 5 mm; **F** – Field photograph of top bedding-plane view of a *Rosselia* cf. *socialis*. Scale bar represents 5 mm; **G** – Field photograph of a weathered (and partly lichen-covered) top bedding-plane view with several poorly preserved *Rosselia* cf. *socialis*. Scale bar represents 10 mm.

o General discussion

The ichnogenus *Rosselia* has been typically reported from shallow-marine deposits (Uchman & Krenmayr, 1995) and its presence with *Teichichnus* is indicative of the *Cruziana* Ichnofacies, which is representative a shallow-marine deposition environment between fair-weather and storm wave base, consistent with earlier assumptions for the depositional conditions of the upper part of the Desejosa Formation in this sector (Sousa, 1983a, b).

The age of the Douro Group has been problematic, being referred to as ante-Ordovician and probably late Precambrian to Cambrian by previous works (Teixeira, 1955; Teixeira *et al.*, 1964; Teixeira, 1981; Sousa, 1982, 1983a, b, 1984b; Rebelo & Romano, 1986; Ferreira da Silva & Ribeiro, 1994; Coke *et al.*, 1995; Coke & Gutiérrez Marco, 2001; Pereira *et al.*, 2006a). The brachiopods (including *Lingulella major*) from the Serra do Marão (Portugal) that were originally attributed to the Desejosa Formation by Teixeira *et al.*(1964), were considered the oldest skeletal fossils of Portugal (Teixeira, 1981). A more recent study was made by Coke and Gutiérrez-Marco (2001), who failed to recover additional brachiopods from the Desejosa Formation in Marão area, and remarked on inconsistencies in the locality description provided in the reports of these specimens. Based on new findings of *Lingulella major* by Sá *et al.* (2002) in Serra do Marão, they concluded that the rock matrix is identical to that of the Ordovician “Quartzitos sem Ferro” formation (Marão Formation in Sá *et al.*, 2003; Sá *et al.*, 2005) cropping out in the same area.

The poorly preserved trilobites described by Rebelo and Romano (1986) are then the only reliable evidence for post-Neoproterozoic age for the upper part of Desejosa Formation, by the facts exposed above (Chapter 4.1), and this is further corroborated by the new discovery of trace fossils.

Trace fossils can be used to differentiate Phanerozoic and pre-Phanerozoic rocks, with some ichnogenera offering an additional age precision. One of these belongs to the *Cruziana* species with particular ichnostratigraphic application for the Cambrian-Ordovician transition. The appearance of trace fossil genera through the Ediacaran-Cambrian boundary and into the Cambrian, led to an ichnofossil-based zonation (MacNaughton, 2007; Buatois & Mángano, 2011). The species described for the Desejosa Formation can be considered within this zonation. The ichnogenus *Teichichnus* is an indicator for Cambrian (or later) age (e.g. Crimes, 1987; McIlroy *et al.*, 1998). In Newfoundland the first appearance of *Teichichnus* belongs to the second Cambrian trace fossil-based zone – *Rusophycus avalonensis* Zone – and closely follows the appearance of *Rusophycus*. In the East European Platform, *Teichichnus* is common in the Lontova horizon, whereas there are no clear reports from the basal Cambrian Rovno horizon. The presence of *Teichichnus* indicates an age of ca. 530 Ma, or younger.

The ichnogenus *Rosselia* is known from the early Cambrian to the Holocene (e.g Nara & Haga, 2007), but early Palaeozoic examples are scarce, with the first appearance of this ichnogenus being poorly constrained. Cambrian occurrences of *Rosselia* and *Cylindrichnus* are based on a literature review. Direct comparison of the *Rosselia* found in the Desejosa Formation with the previously reported Cambrian localities is complicated by the general lack of cut material. Early Cambrian *Rosselia* is frequently cited for the Kussak Formation in Pakistan (Seilacher, 1955), being assigned to the Cambrian Stage 4. However, this author noted that the conical structure seemed to be connected to a vertical burrow and therefore this material could only be cautiously compared to *Rosselia*. Although Seilacher (1955) described *Rosselia* as abundant, we are not aware of any additional documentation of this material. An example of *Rosselia* with sand-rich laminae was reported by Desjardins *et al.* (2010a; 2010b) from the Lake Louise and St. Piran formations of the Gog Group, Alberta, Canada. This affected planar and hummocky cross-stratified sandstones with an upwards-flaring laminae and a cylindrical central shaft. The age of this group is constrained by acritarchs from the lower part of the St. Piran Formation that Downie (1982) compared to those of the Lükati horizon of the East European Platform (Cambrian Stage 3). In the early Cambrian of Poland, the material previously considered as *Cylindrichnus operosus* (Orłowski, 1990) and as *Skolithos* or *Monocraterion* (Goldring, 1996), has been recently reclassified *Rosselia* by Belaústegui and de Gibert (2009). Also, the *Cylindrichnus concentricus* reported for the middle Cambrian of Poland by Paczeńska (1996) can be comparable to the *Rosselia* described here.

There exist no previous reports of *Rosselia* from the Cambrian of Iberia, although there are several reports of *Cylindrichnus* especially in the middle Cambrian. The previous, earliest descriptions of Iberian occurrences of *Rosselia* were made in the upper and middle part of the Early Ordovician (Floian) in Serra do Brejo Formation, in Figueiró dos Vinhos, Portugal (Cooper & Romano, 1982). This material is in a facies sandier than that of Desejosa Formation but it can be compared to the material described here. The *Rosselia* of Desejosa Formation represents some of the better defined examples of Cambrian *Rosselia* ichnogenus with clearly defined concentric muddy laminae.

The presence of *Rosselia* cf. *socialis* in the upper part of the Desejosa Formation agrees with earlier findings of indeterminable trilobites in a similar stratigraphic position, meaning that this part of the succession is no older than Cambrian Stage 3 (ca. 522 Ma).

Stratigraphic relationships in the Desejosa Formation between the *Rosselia* and the trilobite localities is not clear, due to the strongly erosive Toledanic Unconformity which is topping

Desejosa Formation in Açouceira region, were Rebelo and Romano (1986) found the trilobite remains.

Both, *Rosselia* and the trilobite findings, show that the Desejosa Formation is Cambrian Age 3, or younger. At present, the upper age limit of the Douro Group has to be based on lithostratigraphic correlation to units within the Spanish part of the CIZ. Sousa (1983a, b, 1984b) suggested that much of the Douro Group can be correlated with the Aldeatejada Formation (Díez Balda, 1986) in the Salamanca area and the Pusa Formation in the Toledo Mountains. Similarly, Pereira *et al.* (2006a) approximated the top of the Douro Group with the upper part of the Pusa Formation and parts of the Azorejo Formation, which they positioned close to the transition of the Cordubian-Ovetian regional stages. A somewhat younger age for the upper part of the Pusa Formation was suggested by Jensen *et al.* (2010), placing it firmly within the Ovetian (Cambrian Stage 3). A circumstantial argument against a higher position of the Desejosa Formation is the absence of prominent carbonate beds in the upper part of the Douro Group.

o **Conclusions**

- We present the first detailed description of discrete trace fossils found in one locality from the Desejosa Formation in Freixo de Espada-à-Cinta, Portugal. The most reliably identified forms are *Teichichnus rectus* and *Rosselia* cf. *socialis*, being the first report of the ichnogenus *Rosselia* from the Cambrian of Iberia, and some of the most conspicuous Cambrian examples of this ichnogenus to date.

- A review of Cambrian occurrences of *Rosselia* and other vertical concentrically laminated burrows, show no record older than Cambrian Age 3. This provides additional evidence to previously described scarce remnants of unidentified trilobites supporting that the upper part of the Desejosa Formation is no older than Cambrian Age 3.

- An upper age constraint for the Desejosa Formation is provided by the unconformably overlying Early Ordovician rocks.

4.3. MICROPALAEONTOLOGICAL STUDY ATTEMPTS

An attempt to study the micropalaeontological record of several slate and limestone samples (Figure 4.1) was carried out in this work in order to constrain the ages of the stratigraphic units above and below the Basal Lower Parautochthonous Detachment (BLPD). The samples collected were barren in their micropalaeontological record, but it is considered useful to present the sample preparation procedure and the full results of these studies.

4.3.1. Palynology on Travanca formation

Ten samples of low grade slates of the Travanca formation (Figure 4.1) were collected for the study of the palynomorph content. In order to make a careful selection of “productive” dark clay-silt sized sedimentary rocks, the sampling campaign was conducted by the palynologist Gil Machado, who also carried the separation and analysis procedures (see Machado, 2010, for complete processing procedure).

Palynological procedure

The collected samples were processed using standard palynological methods. Non-weathered and non-mineralized samples were selected, preferably with preserved primary (sedimentary) features from dark grey to black slates or siltstones. All samples were crushed with hammer and plastic foil. Crushed pieces with 1 to 2 mm were sieved out and processed using acid digestion. Between 10 and 20 g were used for each sample. HCl was not used as none of the samples was carbonated. 40% HF was added to each sample in a plastic 1 L flask and left to react for ca. 1 month, stirring during the initial minutes and at least once a week. Successive decanting and rinsing cycles with water were used to bring the liquid and organic residue to neutral pH. A second acid attack using warm 10% HCl during 30 min was performed to eliminate residual minerals. Similar decanting-rinsing cycles were employed to bring samples to neutral pH. A small portion of the unsieved organic residues was mounted in standard glass cover slips and slides using Entellan New as mounting medium. The remaining residue was sieved using a 15 µm mesh. The sieved residues were mounted in acrylic slides and left to dry. These slides were observed under a reflected light microscope using a method analogous to vitrinite reflectance studies (full description of the method in Machado and Flores, submitted). In some of the samples, standard glass slide mounting was also used to observe under transmitted light. Figure 4.6 summarizes the palynological method used.

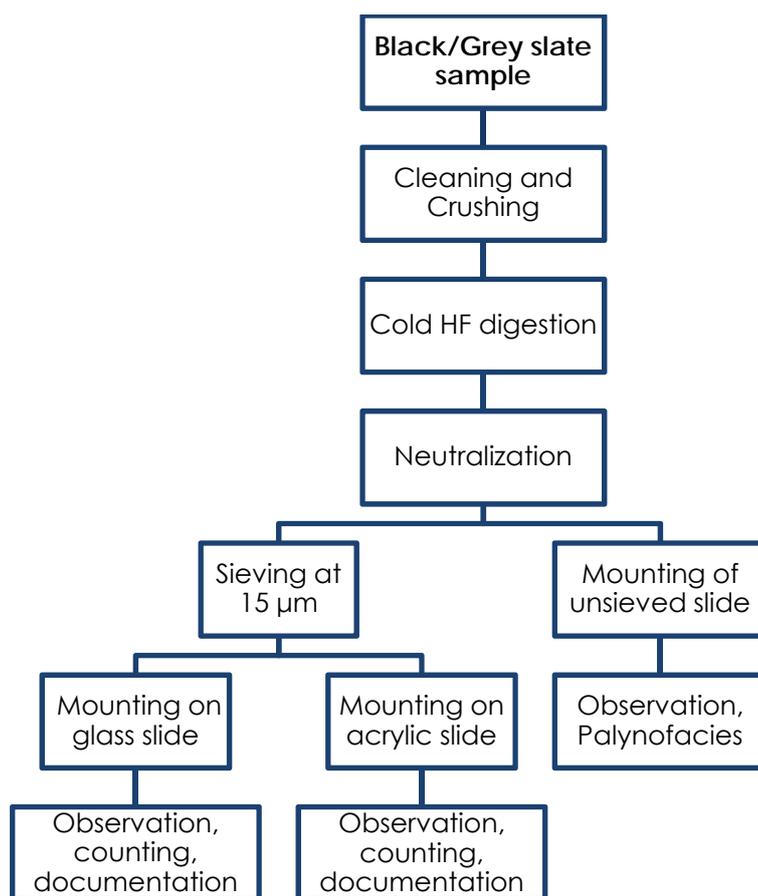


Figure 4.6 -Flow chart of the procedure used to process, observe and document highly matured miospores using reflected light microscopy (adapted from Machado & Flores, submitted).

Results

All the processed samples provided a heavily matured organic residue with abundant resistant minerals that were virtually impossible to sieve out or dissolve, even after the repetition of the acid attacks. Close observation of the slides showed that rare rounded particles could eventually be remnants of spores. Unfortunately these were invariable totally black and opaque in transmitted light and showed no surface features when observed under reflected light. Rare dark grey irregular particles were suggestive of acritarchs or other organic particles. These were, in all instances, too small and fragmentary to even confirm the presence of any fossil group.

Discussion

The absence of palynomorph content in the black slates of the Travanca formation was indeed disappointing, because initially they seemed to present all the requisites needed for proper preservation of these microfossils.

The high organic matter content always present indicates that the studied samples were submitted to a temperature that exceeded the preservation limit of the sporomorphs and

Acritarchs. Future studies on the maturity of the organic matter and crystallinity of the illite clay minerals would provide a more detailed insight on the palynomorph preservation temperatures in this region.

4.3.2. Conodont studies

Like in the previous case, the separation process of two limestone samples of the Campanhó Formation and one from the Mora-Saldanha Vulcano-Sedimentary Complex (Figure 4.1) revealed to be unproductive.

The localities and employed preparation methods are referred as support to works to come. Separation and analysis of the fossil content in these limestones was carried out by the palaeontologist Graciela Sarmiento.

Conodont separation procedure

o Sampling

Sampling was made during the cartographic field work. Tagged plastic bags with a sample amount of 3-5 kg were taken in each locality with a hammer. For avoiding plant remains, patinas and fractures, 3-10 cm “fresh” rock pieces were collected by this way, producing an initial crushing procedure in the field with a hammer and over boulders of the same lithology, thus avoiding contamination from other rock types.

Rocks with high crystallinity of carbonates were avoided because high deformation and metamorphic conditions would produce destruction of the smallest fossils and dissolution of larger specimens.

o Results

▪ Sample ATEN-04:

This sample is composed by black limestones with spar-microspar calcite crystal size and visible pyrite crystals.

It was used an initial 1001.6 g of limestone for dissolution with cold formic acid @10%. This sample was mildly reactive with the acid attack thus producing an amount of insoluble residue of 691.9 g.

No conodonts were found in the residue, but highly broken trilobite remains were relatively abundant, although they could not be used for taxonomic classification. For referenda of these observations, the remains were also studied by Juan Carlos Gutierrez Marco (Complutense

University of Madrid and CSIC). There were also some metallic sulphides present in this insoluble residue.

- Sample ATEN-05:

This sample is composed by a grey-bluish limestone with microspar calcite crystal sizes.

It was used an initial weight of 1001.6 g of this sample for one week dissolution with cold formic acid @8%. The reaction the acid was moderate to regular and produced a 456.9 g of insoluble residue.

No fossils were recovered within this sample but some recovered minerals can be used for rock characterization.

- Sample MOR-39CONOD:

This sample presented the largest carbonate crystals (spar) and therefore was the one that should be the least productive of the three.

For this sample, an initial weight of 1002.6g was used for one week dissolution with cold formic acid @8%. It was a very reactive with the acid, showing that its carbonate content is very high. The resulting insoluble residue weighted 97.4g and it didn't present any fossil content nor mineral evidences that could show its metamorphic evolution.

Discussion

It was not possible to retrieve any useful micropalaeontological content in the calcareous rocks. But the presence of fragmented trilobite remains on sample ATEN-04 invites to a more profound palaeontological study of the rocks exposed in the locality where it was collected (Figure 4.1).

CAPÍTULO 5

Geoquímica

5. Geoquímica

En este capítulo se presenta un estudio de los análisis geoquímicos realizados en 17 muestras de rocas volcánicas del Parautóctono Superior del DEGTM, y en 14 muestras de rocas pelíticas de unidades Cambro-Ordovícicas de la ZCI (Figura 5.1 y Tabla 5.1). Las tablas con los resultados analíticos detallados se encuentran en Anexo.

Se han muestreado en el campo entre 3 y 6 kg de roca por punto, evitando los aspectos de oxidación, alteración superficial o hidrotermal, metamorfismo de contacto, venas, etc., que puedan influenciar en la calidad de los resultados.

El procesamiento de las rocas volcánicas del DEGTM y sus análisis químicos han sido efectuadas en los laboratorios de Tres Cantos (Madrid) del Instituto Geológico y Mínero de España. Se ha utilizado la machacadora de mandíbulas y el molino de anillos WIDIA para pulverizar las muestras. Para todas se han analizado los elementos mayores con FRX-A Atómica (Sodio) y los elementos traza y tierras raras con FRX – PROTRACE y ICP-MS.

El estudio geoquímico de las rocas pelíticas de la ZCI fue elaborado en el ámbito del proyecto del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca (USAL) denominado “Aplicación de resultados estratigráficos y geoquímicos al estudio del registro sedimentario y evolución de la cuenca del Neoproterozoico Superior-Paleozoico Inferior en la Zona Centroibérica” (CGL2010-18905). La molienda ha sido realizada en el Servicio General de Preparación de Rocas del Departamento de Geología de la USAL. Se han analizado todas las muestras en el Service d’Analyses de Roches et Minéraux del CRPG-CNRS (Nancy, France)

mediante AES (elementos mayores) y ICP-MS (elementos-traza). Los resultados presentados en este capítulo han sido previamente publicados de forma parcial en las actas del congreso “11th ISOS” (Dias da Silva *et al.*, 2011).

El propósito de este estudio es contribuir al conocimiento de la estratigrafía en ambos dominios (DEGTM y ZCI) y mejorar la calidad de las correlaciones con otros sectores del Macizo Ibérico. Como resultado, se propone un modelo magmático basado en las composiciones químicas de elementos mayores, trazas y tierras raras de los eventos volcánicos pre-variscos observados en el DEGTM, estableciendo su relación con fenómenos de edades semejantes en la ZCI.

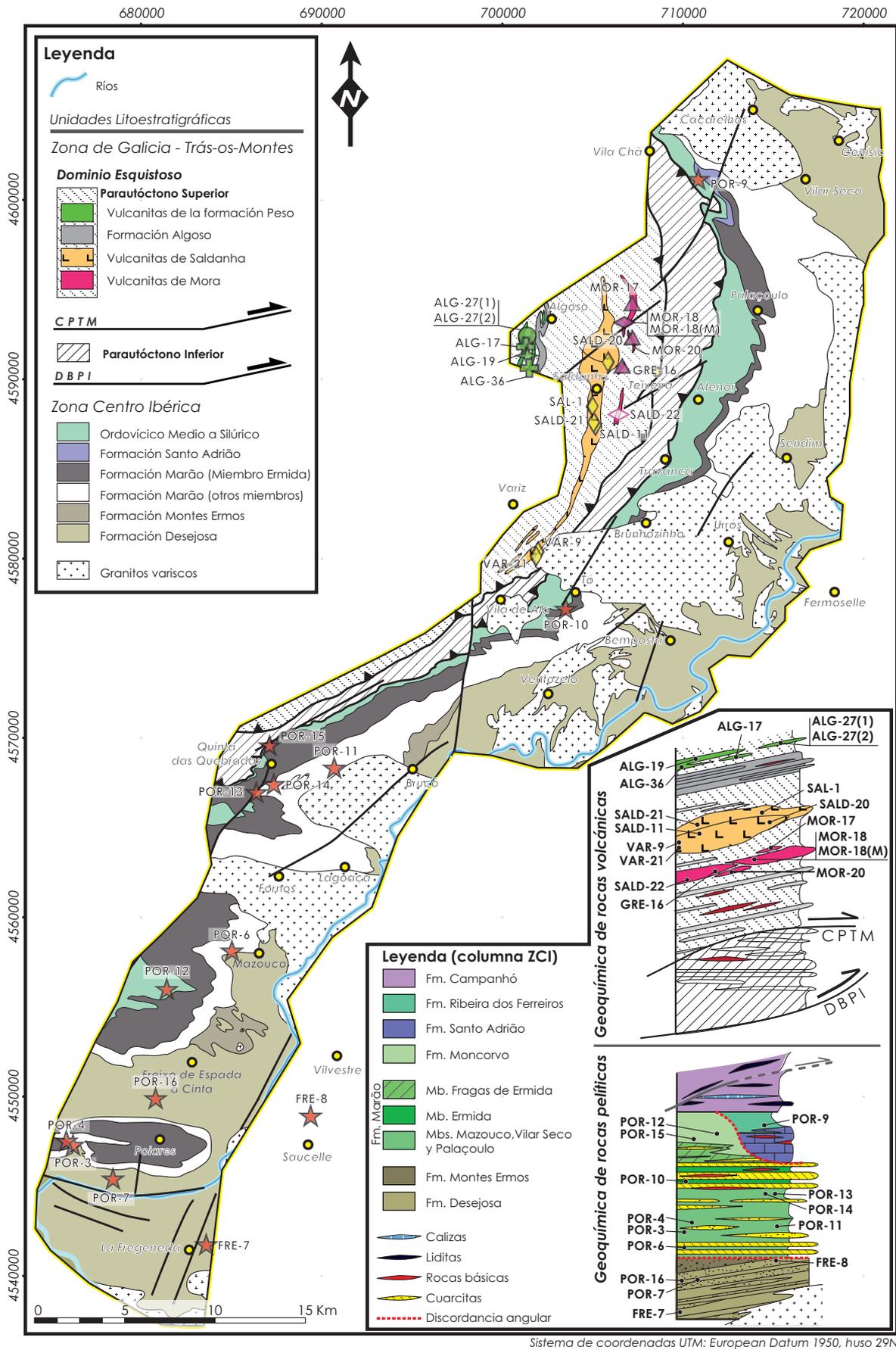


Figura 5.1 - Mapa y columna estratigráfica con la situación de las muestras usadas para el estudio geoquímico de rocas volcánicas y pelíticas.

Tabla 5.1 -Tabla de afloramientos muestreados, su unidad litoestratigráfica y edad probable (sistema de coordenadas: UTM-European Datum 1950, huso 29N. Unidades en metros).**Rocas volcánicas del Parautóctono Superior**

Muestra	Latitud	Longitud	Formación/Miembro	Edad probable
GRE-16	706441	4590544	cVSMS – vulcanitas de Mora	Cámbrico sup.
MOR-17	706725	4594076		
MOR-18	706730	4592861		
MOR-18(M)	706730	4592861		
SALD-22	706241	4588022	cVSMS – vulcanitas de Saldanha	Ordovícico Inf.
SAL-1	704964	4588486		
SALD-11	705155	4587435		
SALD-20	705867	4590948		
SALD-21	705048	4587579		
VAR-21	701843	4580125		
VAR-9	701968	4580358	Peso	Ordovícico Med.
ALG-17	701303	4591805		
ALG-19	701367	4591300		
ALG-27(1)	701373	4592394		
ALG-27(2)	701373	4592394		
ALG-36	701489	4590615		

Pelitas de la Zona Centro Ibérica

Muestra	Latitud	Longitud	Formación/Miembro	Edad probable
FRE-7	683603	4541728	Desejosa	Cámbrico inf.
FRE-8	689382	4548923		
POR-7	678342	4545328		
POR-16	680799	4549824		
POR-3	676227	4547282	Marão/Mazouco	Ordovícico Inf.
POR-4	675858	4547500		
POR-6	685025	4557924		
POR-11	690691	4568149		
POR-13	686281	4566691		
POR-14	687059	4567242	Marão/Ermida	Ordovícico Inf.
POR-10	703506	4576891		
POR-12	681415	4555891	Moncorvo	Ordovícico Med.
POR-15	687116	4569584		
POR-9	710475	4601296	Rib. dos Ferreiros	Ordovícico Sup.

5.1. ROCAS ÍGNEAS DEL DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA – TRÁS-OS-MONTES

Las rocas volcánicas Cambro-Ordovícicas del Parautóctono Superior se concentran en tres grupos distintos, localizados en diferentes posiciones estratigráficas (Figura 5.1).

El primero grupo, denominado vulcanitas de Mora (Capítulo 3), presenta una edad Furongiense (~493 Ma, ver Capítulo 9) y se caracteriza por 3 conjuntos de afloramientos compuestos por rocas ácidas a básicas. Localmente se observan mineralizaciones asociadas de sulfuros, en venas y en pequeñas masas, intensamente deformadas.

Más altas en la secuencia estratigráfica, se encuentran las vulcanitas de Saldanha, que están formadas por rocas riolíticas, de carácter subvolcánico-volcánico y vulcano-sedimentario, con una edad Ordovícico Inferior (~483 Ma, ver Capítulo 9). Se hará una comparación con los “Gneises Olo de Sapo” en Sanabria (Díez Montes, 2007) por presentarse en una posición estratigráfica idéntica y una edad, petrografía y geoquímica semejantes.

Inmediatamente por encima de la formación Algosó (equivalente a la “Cuarcita Armórica” y a la Formación Marão), se observan rocas volcánicas ácidas y básicas, con mineralizaciones de sulfuros en *stockwork*, intercaladas en los metasedimentos pelíticos de la formación Peso, evidenciando la presencia de un evento bimodal claramente más joven que el de Mora, posiblemente de edad Ordovícico Medio.

Aunque el número total de muestras recogidas (17) es limitado, ha permitido diferenciar y caracterizar los eventos volcánicos que se desarrollan desde el Cámbrico superior al Ordovícico Medio dentro del Parautóctono Superior (Figura 5.1 y Tabla 5.1). Una breve descripción de cada una de las muestras se encuentra en la Tabla 5.2.

Los cálculos geoquímicos para los elementos mayores, así como los gráficos en los que intervienen, se han realizado a partir de los valores recalculados al 100%, en composiciones libres de volátiles.

Siempre que sea relevante, se harán comparaciones con otros eventos volcánicos de la ZCI y sus ambientes magmáticos. De este modo, se emplearán como referencia para las vulcanitas de Saldanha los datos geoquímicos de los gneises de tipo “Olo de Sapo” en Sanabria (Díez Montes, 2007). Para las vulcanitas de la formación Peso se utilizarán como referencia dos muestras de cuerpos volcánicos básicos intercalados en el Ordovícico Medio del Sinclinal de Truchas (Heredia *et al.*, 2002) y una muestra de un cuerpo volcánico situado en una posición estratigráfica semejante y que ha sido recogida durante la realización del presente trabajo, en el Informe de Alcañices.

Tabla 5.2 -Breve descripción de las muestras volcánicas analizadas. (*, para las edades de las rocas ver Capítulo 9).

Muestra	Descripción
GRE-16	Roca básica con carbonatos y contactos peperíticos con sedimentos pelíticos.
MOR-17	Andesita equigranular de grano fino a medio.
MOR-18	Riolita masiva con magnetita diseminada y en
MOR-18(M)	bandas (M), con edad radiométrica $493 \pm 0,76 \text{Ma}^*$.
SALD-22	Roca básica de grano fino.
SAL-1(*)	Tobas riolíticas porfídicas con fenocristales de cuarzo y glándulas de feldespato potásico, con edad radiométrica $483 \pm 1,5 \text{Ma}^*$.
SALD-11	
SALD-20	
SALD-21	
VAR-21	Riolitas de grano medio a grueso con fenocristales de feldespato potásico.
VAR-9	
ALG-17	Roca básica de grano medio.
ALG-19	Roca ácida, de aspecto masivo y grano fino.
ALG-27(1)	Roca básica de grano medio a grueso.
ALG-27(2)	
ALG-36	Roca básica de textura afanítica, con bandas milimétricas de material carbonatado.

5.1.1. Alteración y Clasificación de las rocas

Los valores de los elementos mayores están recalculados al 100% y el tratamiento estadístico de los datos se ha realizado con el programa IGPET06.

Alteración

Antes de clasificar y caracterizar las rocas volcánicas hay que verificar el grado de alteración que presentan, justificando así su utilización o exclusión del estudio.

En la Figura 5.2 están representados los índices de alteración de Ishikawa (AI) frente a los índices de alteración a clorita-carbonato-pirita (CCPI, Large *et al.*, 2001), que se calculan según las siguientes ecuaciones:

$$AI = 100(K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$$

$$CCPI = 100(MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$$

El CCPI está relacionado con las composiciones primarias de las rocas que definen los tres campos que se encuentran en el área rectangular central (desde abajo hacia arriba: rocas ácidas, intermedias y básicas). Las rocas que caen dentro del área central son las que presentan el menor o ningún grado de alteración, mientras que las que se proyectan fuera de ella indican que se encuentran alteradas, las flechas indican el sentido de la variación composicional en relación con los diferentes tipos de alteración.

De acuerdo con la Figura 5.2, las muestras presentan un bajo grado de alteración, con excepción de GRE-16 y ALG-19, que presentan una mayor movilidad de los elementos mayores. En el caso de la GRE-16, la gran cantidad de carbonatos diseminados, en venas y en lentes, y los contactos peperíticos (ver Figuras 3.50D y 3.51E), aconsejan no utilizarla en el estudio de los elementos mayores ni de los elementos trazas que son móviles en los procesos de alteración.

Las vulcanitas de Saldanha revelan una tendencia hacia el vértice de moscovita-feldespatopotásico, saliéndose del cuadro de muestras con poca alteración, y sugiriendo un cierto grado de alteración, lo cual no concuerda con los criterios de campo y microscópicos. Se debe a la abundancia de glándulas y fenocristales, responsables del alto contenido en feldespatopotásico (Figura 5.3), no tratándose por lo tanto de ningún tipo de alteración.

Si aplicamos otros índices de alteración, como por ejemplo el FeMg/KNa (Lentz, 1999; Lentz & McCutcheon, 2006), las vulcanitas de Saldanha se pueden considerar como frescas, ya que tienen índices inferiores a 1, lo que nos permite concluir que estas muestras sí se pueden incluir en el estudio geoquímico.

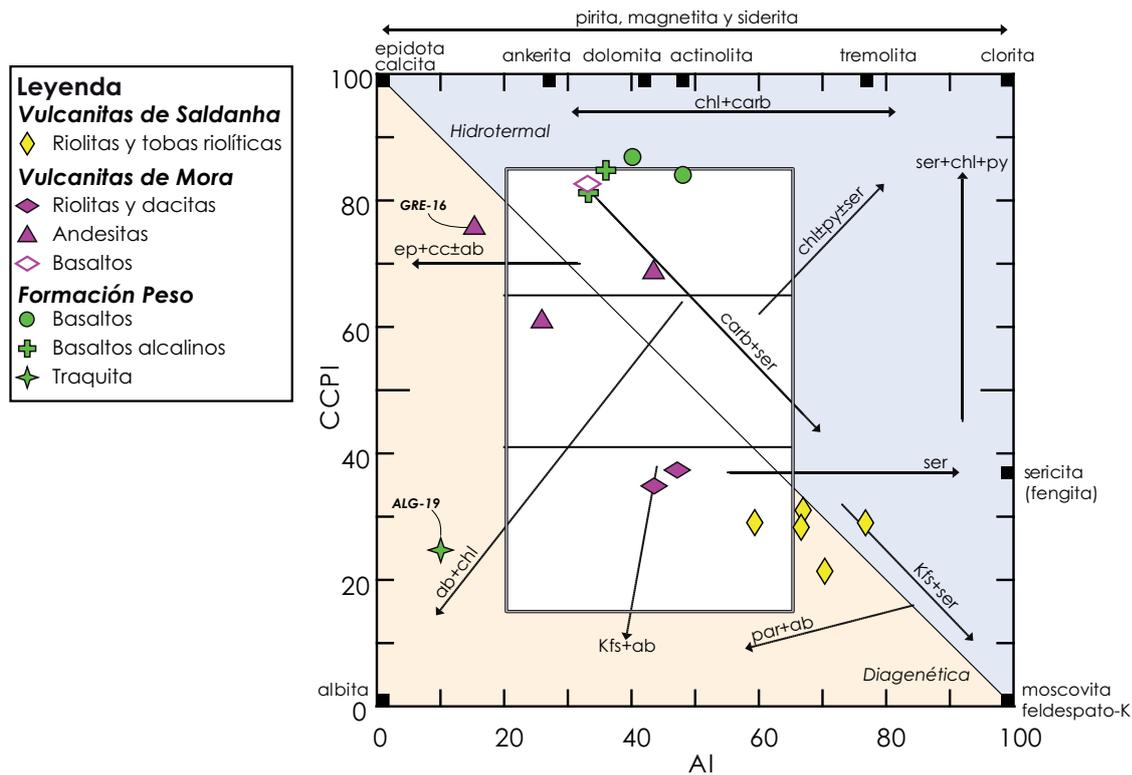


Figura 5.2 - Diagrama de alteración con los índices de Ishikawa (AI) y clorita-carbonato-pirita (CCPI, Large *et al.*, 2001). Dos muestras de las vulcanitas de Saldanha se solapan, por lo que solamente aparecen 5 puntos.

Elementos mayores

Las vulcanitas de Mora muestran una gran dispersión composicional en cuanto al contenido en SiO_2 (44,09-70,17). Dentro de este grupo hay que destacar que la muestra GRE-16 tiene un contenido muy bajo en SiO_2 , y alto en CaO , lo que debe a procesos de alteración y mezcla con sedimentos carbonatados (Figura 5.3).

Hay que señalar el elevado contenido en P_2O_5 de la muestra MOR-18(M) en relación con la MOR-18 (Figura 5.3), que puede estar relacionado con una mayor abundancia de fosfatos.

Las muestras que forman las vulcanitas de Saldanha tienen un rango composicional con respecto a la SiO_2 muy estrecho (73,47-74,04), lo que hace que se presenten agrupadas (Figura 5.3) y no definan ningún tipo de tendencia. Esto también ocurre en elementos como el TiO_2 , FeO_t , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 . Mientras que el contenido de Al_2O_3 , Na_2O y K_2O presenta pequeñas variaciones.

En el caso de la formación Peso, solo se han muestreado rocas de carácter básico (4 muestras), aunque está constituida por un complejo vulcano-sedimentario donde pueden encontrarse desde basaltos hasta riolitas (Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a). Estas muestras presentan un rango de SiO₂ muy pequeño, entre 42,1 y 44,14.

En cuanto a las muestras analizadas, se observan dos grupos de basaltos, donde los más alcalinos (ALG-17 y 36) tienen unos contenidos más elevados en TiO₂, FeO_t y P₂O₅, y menores de Al₂O₃ y MgO, mientras que para el resto de los elementos (MnO, CaO, Na₂O y K₂O), tienen unos valores muy parecidos.

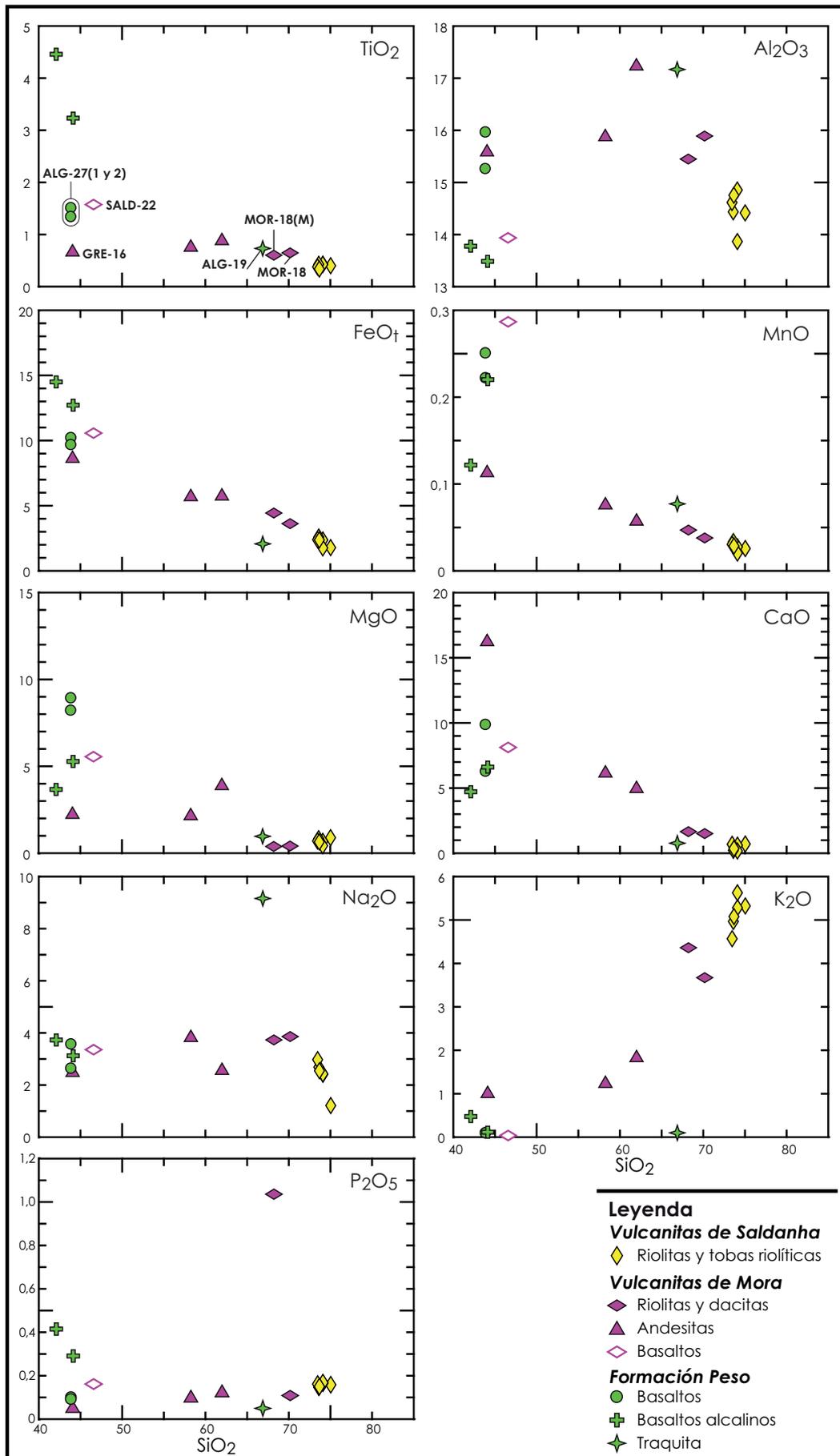


Figura 5.3 - Diagramas binarios de variación de SiO₂ frente a los elementos mayores.

Clasificación

En el gráfico de Maniar y Piccoli (1989, Figura 5.4A), todas las muestras de carácter ácido se proyectan en el campo peraluminoso ($A/CNK > 1$), con unos contenidos elevados en Al_2O_3 ($> 13\%$). Así, las dacitas de Mora tienen valores de ASI de 1,1 a 1,5 y unos valores de corindón normativo de 3,08 a 4,05, mientras que las riolitas de Saldanha tienen valores más altos de ASI (1,3 a 1,6) y de corindón normativo (3,45 a 5,74). Las rocas de carácter básico se proyectan en el campo metaluminoso, con valores de $A/CNK < 1$.

Las rocas de carácter básico se proyectan en el campo metaluminoso, con valores de $A/CNK < 1$. Los basaltos con características alcalinas se caracterizan por tener unos valores bajos de cuarzo normativo, y unos valores altos de hiperstena normativa; mientras que el resto de los basaltos se caracterizan por no tener cuarzo normativo, valores bajos de hiperstena y altos de olivinos normativos.

El significado petrogenético fundamental de este diagrama indica que las muestras con índices de $A/CNK > 1$ (peraluminosas) presentan una signatura de tipo S (Chapel & White, 1974).

En el diagrama triangular AFM (Figura 5.4B), las rocas volcánicas ácidas de Saldanha se proyectan en el campo de las series calcoalcalinas. El vulcanismo de Mora muestra una mayor variación, con el basalto proyectándose en el campo de series toleíticas, las dacitas se proyectan sobre la línea divisoria con el campo calcoalcalino, y las andesitas proyectándose en ambos campos. En el caso de los basaltos de la formación Peso, todas las muestras se proyectan en el campo de la serie toleítica.

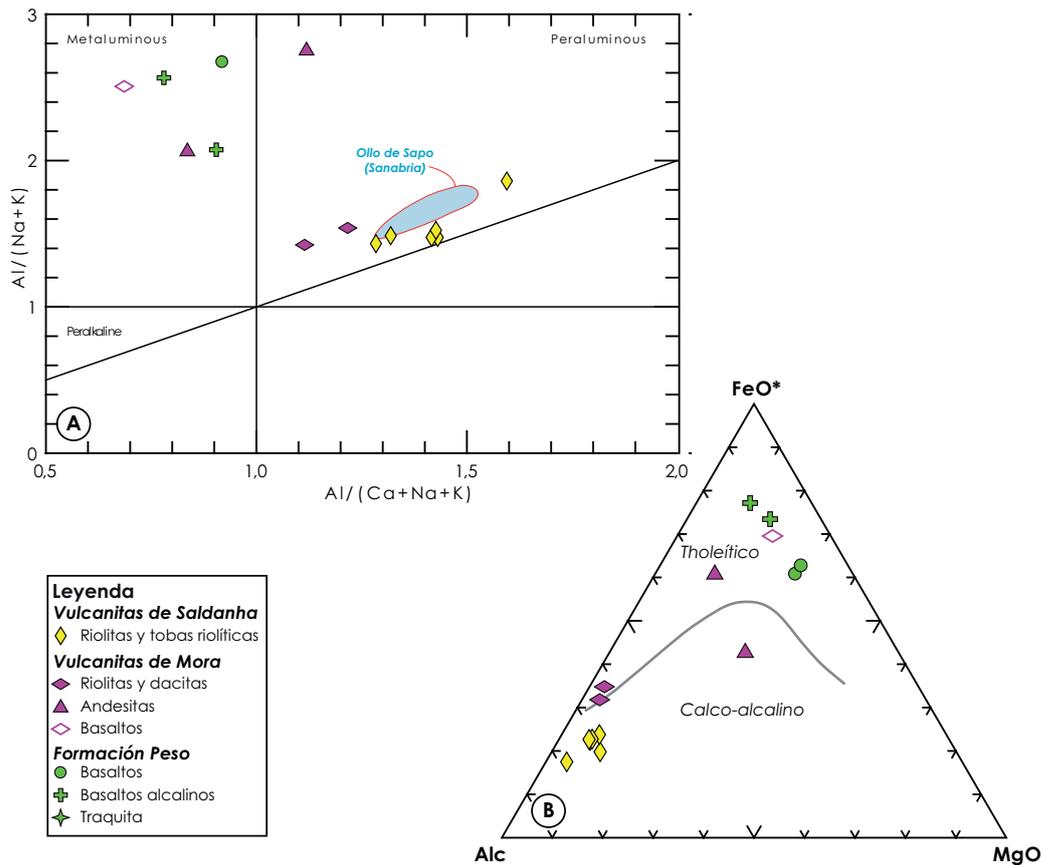


Figura 5.4 - A – Diagrama de Maniar y Piccoli (1989); **B** – Diagrama AFM (curva de Irvine & Baragar, 1971).

El conjunto de las muestras se han proyectado en el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986; Le Maitre *et al.*, 2002, Figura 5.5A) para su clasificación.

Las muestras pertenecientes a las vulcanitas de Mora presentan un mayor rango composicional, con rocas riolíticas a traquidacíticas, andesitas y basaltos pertenecientes a la serie sub-alcalina/toléitica.

Las vulcanitas de Saldanha tienen una composición riolítica, igualmente perteneciente a la serie sub-alcalina/toléitica, con contenidos en SiO_2 alrededor de 73-75, claramente más elevados que el observado en el gneis “Ollo de Sapo” de Sanabria, de composición dacítica (SiO_2 : 66-68).

En este diagrama TAS, las rocas ígneas de la formación Peso muestran una composición esencialmente basáltica, perteneciente a la serie alcalina.

La Figura 5.5B muestra el diagrama de Winchester y Floyd (1977), donde se representan los contenidos de SiO_2 frente a elementos considerados inmóviles (Zr/TiO_2). Las vulcanitas de Mora tienen composiciones riodacíticas/dacíticas, andesíticas y basálticas, mientras que las de Saldanha presentan composiciones riolíticas. Los basaltos de la formación Peso muestran relaciones

Zr/TiO₂ muy similares, proyectándose en el campo de los basaltos, con un contenido inferior a la muestras de basalto perteneciente a las vulcanitas de Mora.

Teniendo en cuenta que la composición química puede variar durante los procesos metamórficos, las muestras se han representado también en el diagrama de clasificación de Pearce (1996), que utiliza relaciones de elementos considerados inmóviles (Figura 5.5C). En este gráfico se acentúan las diferencias composicionales de los tres grupos de rocas ígneas estudiadas, así como el carácter bimodal de las vulcanitas de Mora y la diferencia entre los dos tipos de basaltos de la formación Peso, con dos muestras subalcalinas y las otras dos alcalinas.

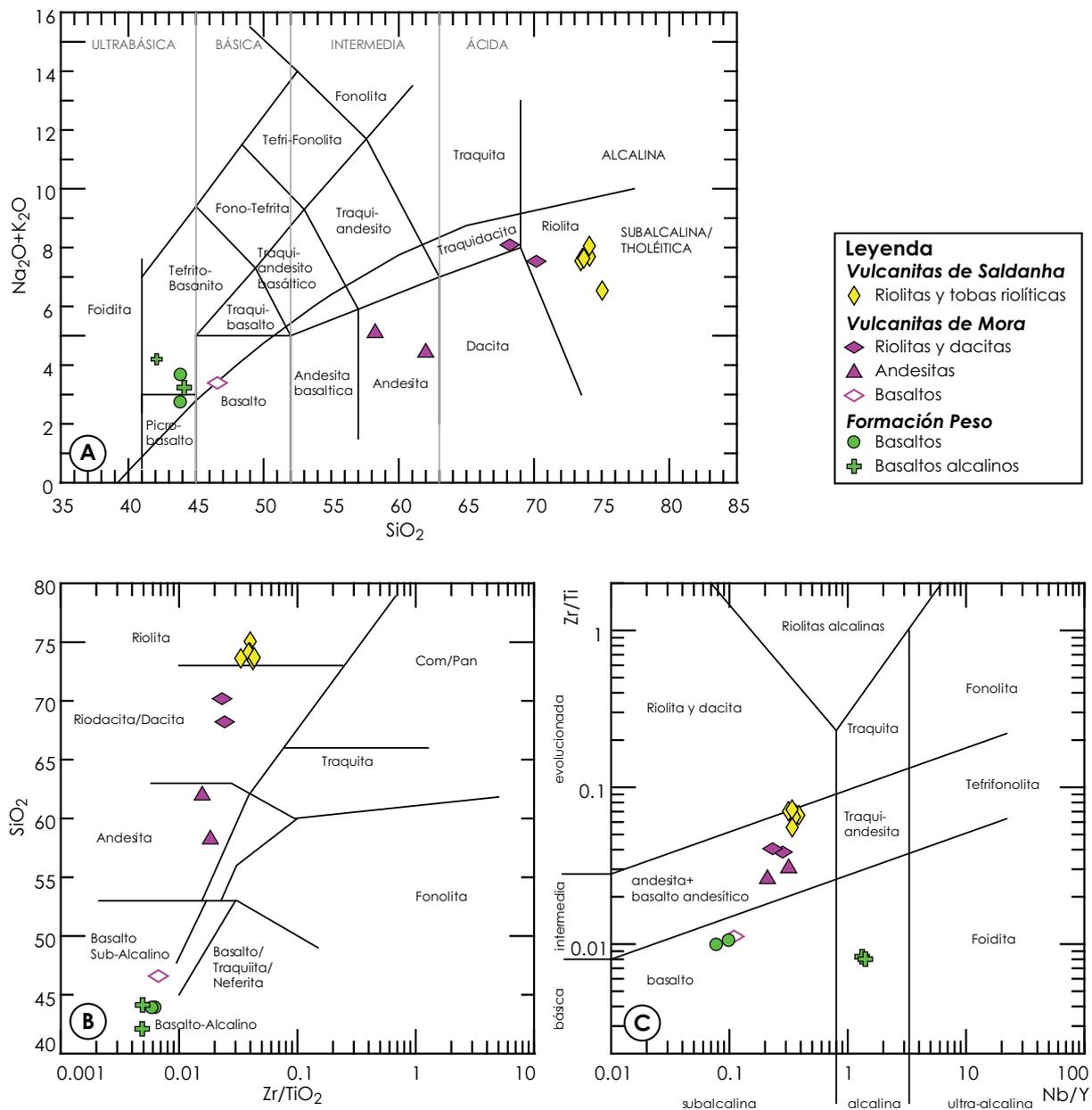


Figura 5.5 - Clasificación de las rocas ígneas. A – TAS (Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 2002); B – Diagrama Zr/TiO₂ frente a SiO₂ de Winchester y Floyd (1977); C – Diagrama Nb/Y frente Zr/Ti de Pearce (1996).

5.1.2. Caracterización de las Rocas Félsicas

La utilización de elementos traza considerados inmóviles se considera una herramienta muy útil para el estudio de rocas volcánicas, ya que estas presentan distintos procesos de alteración y metamorfismo.

La relación TiO_2/Zr es un excelente índice de la evolución composicional de las rocas ácidas a intermedias (Lentz, 1996). Durante la cristalización fraccionada el Zr y el Ti muestran comportamientos geoquímicos divergentes, con el aumento de Zr y la disminución del Ti. En las vulcanitas de Saldanha, el escaso número de muestras y su escasa variación composicional no permiten obtener relaciones útiles entre estos elementos, pero si las consideramos similares al gneis “Ollo de Sapo” de Sanabria, podemos inferir que el TiO_2 y el Zr disminuyen con el aumento de SiO_2 . Este fenómeno ha sido atribuido a procesos de fusión cortical, implicando diferentes solubilidades y comportamientos de fusión de los minerales accesorios como el circón, la monacita, el rutilo y la ilmenita, en fundidos corticales de diferentes protolitos (Lentz, 1996).

En los diagramas de la Figura 5.6 quedan reflejadas las diferencias que hay entre las distintas rocas de carácter ácido del gneis de Saldanha y las riolitas-andesitas de Mora, indicándonos que representan vulcanismos diferentes. En ambas figuras se han representado los análisis geoquímicos de la Formación “Ollo de Sapo” de Sanabria para su comparación con las vulcanitas de Saldanha. Se puede apreciar que ambos grupos no se superponen pero forman tendencias paralelas, siendo positiva en el primer gráfico y negativa en el segundo. Las rocas de Mora presentan una tendencia positiva en ambos gráficos, que se muestra oblicua o casi perpendicular (y contraria) a la observada en Saldanha. Esta diferencia en cuanto a las tendencias indica que los vulcanismos de Mora y Saldanha son distintos.

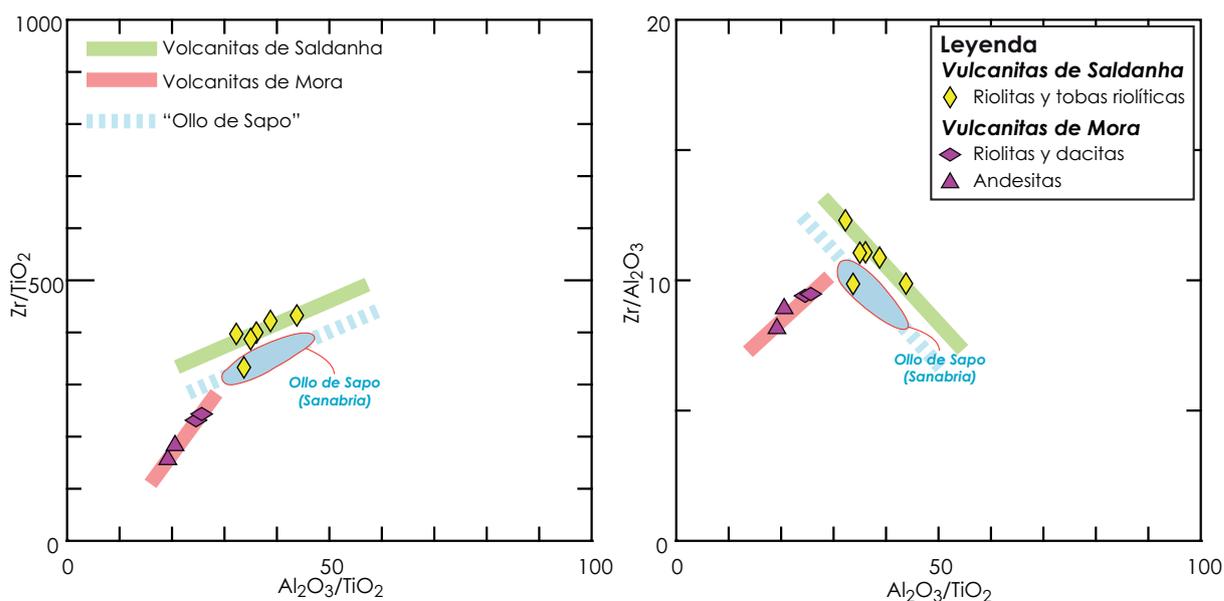


Figura 5.6 - Tendencias de las rocas félsicas y comparación con los gneises tipo “Ollo de Sapo” de Sanabria. La tendencia general de las vulcanitas de Saldanha es paralela a las del “Ollo de Sapo”. **A** – Tendencias positivas para todos los grupos a pesar de que las vulcanitas de Mora presentan una inclinación más acentuada; **B** – Tendencias negativas de las rocas del “Ollo de Sapo” y de Saldanha, mientras que las riolitas y andesitas de Mora se presentan con una tendencia positiva, casi perpendicular.

En la Figura 5.7 y en la Tabla 5.3 quedan reflejadas las relaciones entre los elementos inmóviles Nb, Y y Zr para las rocas de carácter félsico de Mora y Saldanha. En la Figura 5.7A, todas las muestras se proyectan en el campo calcoalcalino, las muestras de Saldanha son las que tienen los valores más altos en Nb, y eso refleja un mayor contenido en K_2O en relación con los gneises “Ollo de Sapo” de Sanabria y sobre todo con las vulcanitas de Mora. Las relaciones que presentan estos dos tipos de gneises son semejantes, y únicamente la relación Zr/Nb es mayor en los gneises “Ollo de Sapo” en Sanabria que en las vulcanitas de Saldanha, aunque en el gráfico de la Figura 5.7B ambos gneises podrían definir un único campo, ya que tienen casi la misma pendiente.

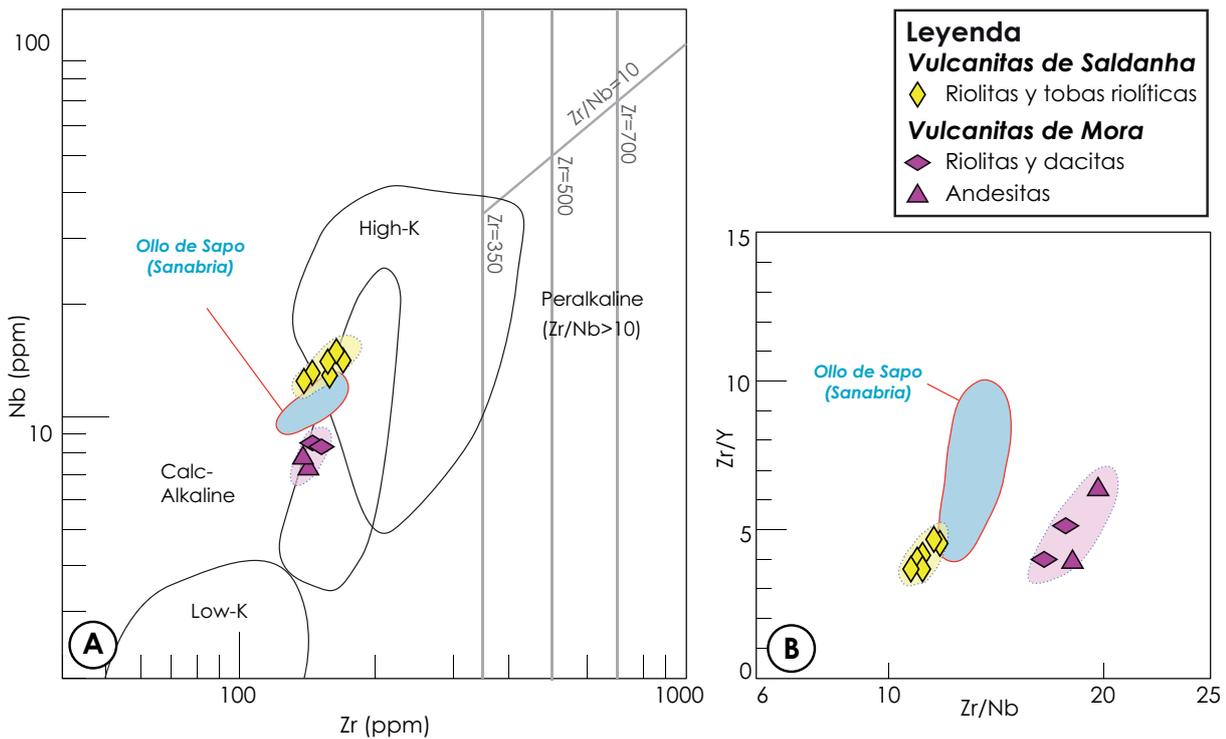


Figura 5.7 - Proyección de las relaciones entre los elementos Nb, Zr y Y. **A** – Diagrama binario Zr frente Nb (Leat *et al.*, 1986). **B** – Diagrama binario Zr/Nb frente Zr/Y. En ambos gráficos se ha representado el campo definido por el “Ollo de Sapo” de Sanabria para comparar con las vulcanitas de Saldanha.

Tabla 5.3 - Relaciones de elementos inmóviles

	Zr/Nb	Zr/Y	Y/Nb	Zr/TiO ₂
Saldanha	11,11-12,37	3,66-3,87	2,58-3,16	338-441
Ollo de Sapo (Sanabria)	13,09-14,93	3,56-4,93	2,84-3,81	317-369
Mora-riolita	17,21-18,21	3,98-5,13	3,54-4,31	236-247
Mora-andesita	18,53-19,72	3,89-6,25	3,15-4,76	139-181

El carácter calcoalcalino de estas rocas, que tienen una edad de Ordovícico Inferior, no concuerda bien en las características de la sedimentación coetánea, por lo que el carácter calcoalcalino debe de ser heredado del protolito que fundió para dar lugar a este tipo de gneises (Saldanha-Ollo de Sapo).

Las relaciones de elementos inmóviles reflejadas en la Tabla 5.3 y en la Figura 5.7 para las vulcanitas de Mora presentan unos valores diferentes que las vulcanitas de Saldanha, reflejando de nuevo la diferencia que existe entre ambos grupos de rocas.

Los diagramas *spider* de normalización de las REE para Mora y Saldanha presentan una gran homogeneidad para cada uno de los grupos diferenciados (Figura 5.8). En la Tabla 5.4 podemos ver las principales relaciones de las REE. Las dacitas y andesitas de Mora tienen unas características muy semejantes. La principal diferencia entre ambas rocas es la anomalía de Eu, siendo un poco mayor en las dacitas que en las andesitas, mientras que el resto de relaciones de las REE son casi iguales.

En cuanto a los gneises riolíticos de Saldanha, estos son un poco más ricos en REE que las rocas de Mora, con valores más altos de la relación $(La/Sm)_n$ y con una anomalía negativa de Eu más acentuada.

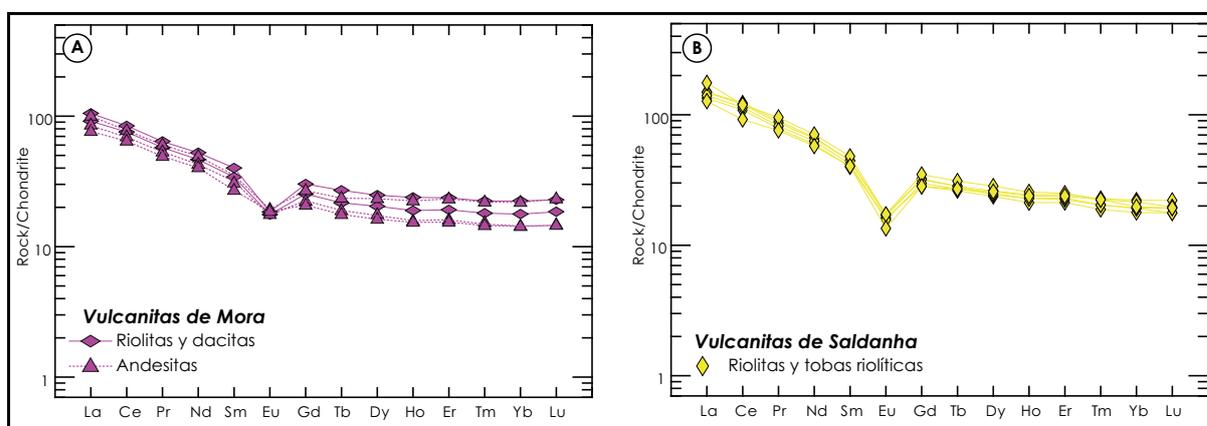


Figura 5.8 - Diagramas spider de REE normalizadas al condrito (Sun & McDonough, 1989) de las rocas félsicas. **A** – Dacitas y andesitas de Mora. **B** – Riolitas de Saldanha.

Tabla 5.4 -Relaciones de las REE para los grupos de rocas félsicas de Mora y Saldanha.

	Saldanha-Riolita	Mora-Dacita	Mora-Andesita
$(La/Yb)_n$	6,07 - 7,70	4,42 - 4,86	4,32 - 5,03
$(La/Sm)_n$	3,07 - 3,57	2,56 - 2,62	2,61 - 2,76
$(Gd/Yb)_n$	1,40 - 1,65	1,32 - 1,40	1,21 - 1,53
Eu/Eu*Ch	0,43 - 0,52	0,57 - 0,65	0,68 - 0,85

En la Figura 5.9 se ha representado gráficamente la relación Zr (ppm) frente TiO_2 (wt%), utilizando dos tipos de gráficos. Este tipo de relación Zr/TiO_2 es un excelente indicador de la evolución de rocas félsicas e intermedias (Lentz, 1996).

La relación Zr/TiO_2 en las vulcanitas de Saldanha es similar a la de los materiales del “Ollo de Sapo” (0,04-0,016), presentando valores afines a los de riolitas calcoalcalinas asociadas a arcos (Figura 5.9A).

En la Figura 5.9B, además de definir un ambiente de tipo arco para las rocas andesíticas y riolíticas de Mora y de Saldanha, se constata que el basalto de Mora y dos de las muestras de Peso pertenecen al grupo de rocas del tipo MORB, mientras que las restantes rocas básicas de la formación Peso indican un ambiente magmático intra-placa.

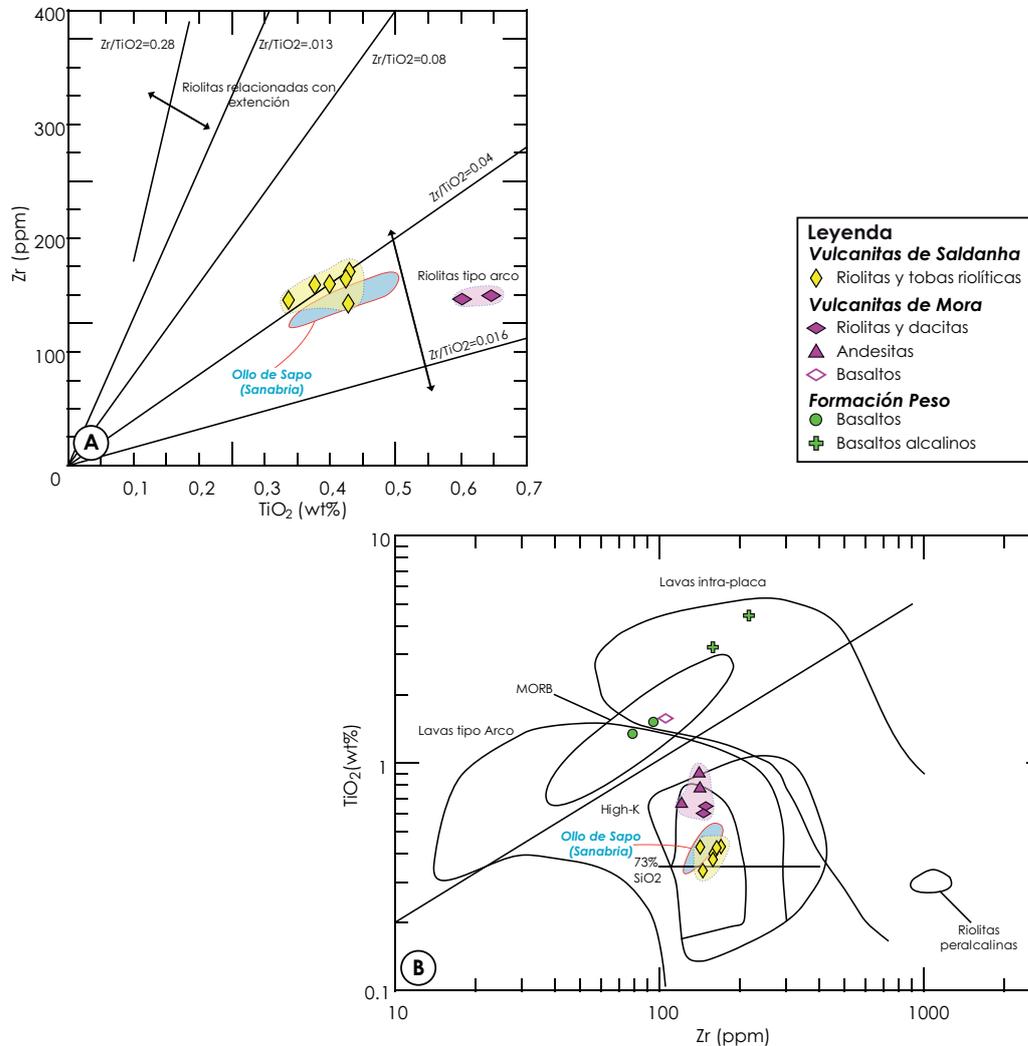


Figura 5.9 - Diagramas binarios de la relación TiO_2 frente Zr y comparación con el ortogneis “Olo de Sapo”. **A** – Diagrama de Syme (1998) solamente para las rocas riolíticas; **B** – Gráfico de Pearce (1980), modificado por Leat *et al.* (1986).

En la Figura 5.10 se muestran los gráficos $\text{Y}+\text{Nb}$ *vs.* Rb e Y *vs.* Nb (Pearce *et al.*, 1984). En el primero (Figura 5.10A), los valores de $\text{Y}+\text{Nb}$ de las vulcanitas de Saldanha se proyectan en el límite entre el campo de los granitos VA y WP. En el segundo diagrama (Figura 5.10B), las muestras se proyectan en el límite entre los granitos de arco volcánico y la zona de granitos anómalos (ORG y WPG). Las muestras del grupo de Mora tienen valores de Y y Nb inferiores a las de Saldanha, lo que hace que todas se encuentren claramente dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG).

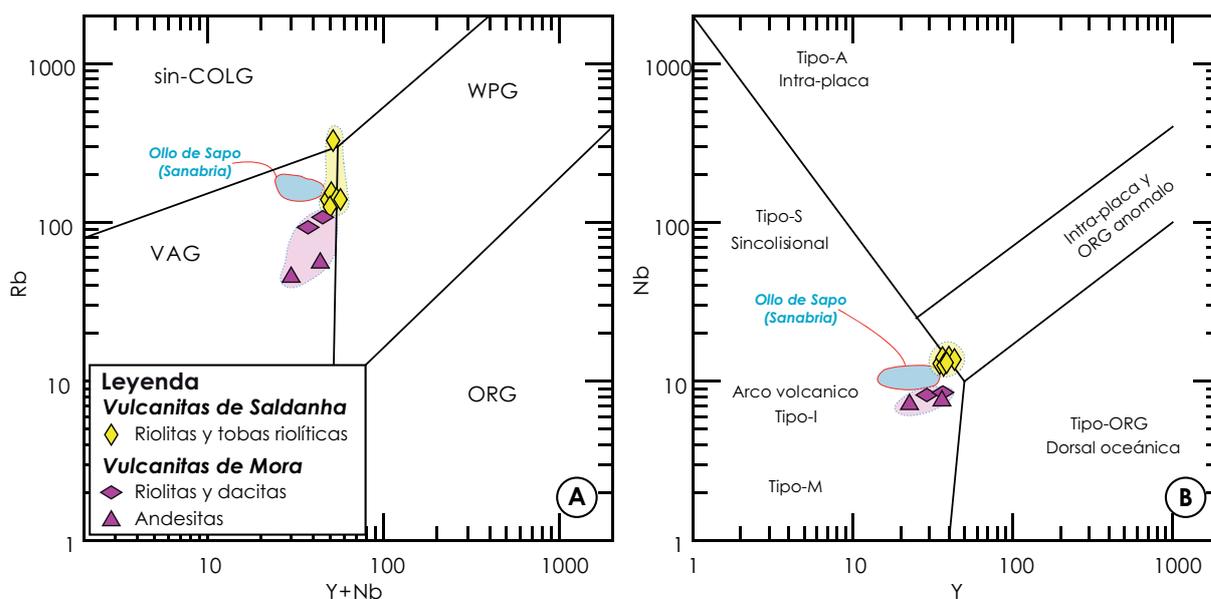


Figura 5.10 - Diagramas de Pearce *et al.* (1984) para los ambientes magmáticos de las rocas félsicas estudiadas y su comparación con las rocas dacíticas del tipo “Olo de Sapo” de Sanabria.

5.1.3. Caracterización de las Rocas Básicas

En la zona de estudio se han encontrado rocas básicas en dos posiciones estratigráficas distintas respecto de la Cuarcita Armoricana. Por debajo de ésta se encuentran los basaltos de Mora, mientras que por encima se encuentran los basaltos de la formación Peso.

En la Figura 5.5C se puede apreciar la composición de estas rocas básicas y cómo a su vez se pueden distinguir de forma clara dos tipos de basaltos dentro de la formación Peso. El primero lo forman los basaltos alcalinos (muestras: ALG-17 y ALG-36). El segundo se proyecta en el campo subalcalino y está representado tanto por las vulcanitas de Mora (muestra: SALD-22) como por rocas de la formación Peso (muestras: ALG-27-1 y ALG-27-2), mostrando este segundo grupo unas características geoquímicas muy semejantes.

La Figura 5.11 muestra los diagramas “araña” de normalización de las REE de las rocas básicas, normalizadas al condrito, a N-MORB y a OIB de Sun y McDonough (1989). En ellos, las rocas básicas forman dos grupos, como se apreciaba en la Figura 5.5C (relación Nb/Y), donde estas muestras también quedan agrupadas en dos nubes.

En la Figura 5.11A se observa cómo los basaltos de Mora (SALD-22) y dos muestras de la formación Peso (ALG-17 y ALG-36) tienen unos espectros planos en la normalización al condrito, lo cual es característico de basaltos de tipo N-MORB. En cambio, las otras dos muestras de la formación Peso (ALG-17 y ALG-36) presentan espectros con pendiente negativa, menos acentuada en la parte de las HREE, característica que podría corresponder con basaltos de

tipo E-MORB. En este segundo grupo, los espectros son muy diferentes a los anteriores, con pendiente negativa con la normalización a condrito y N-MORB, más acentuada para las LREE que para las HREE. En cambio, con la normalización a OIB, presentan espectros planos, con valores cercanos a la unidad.

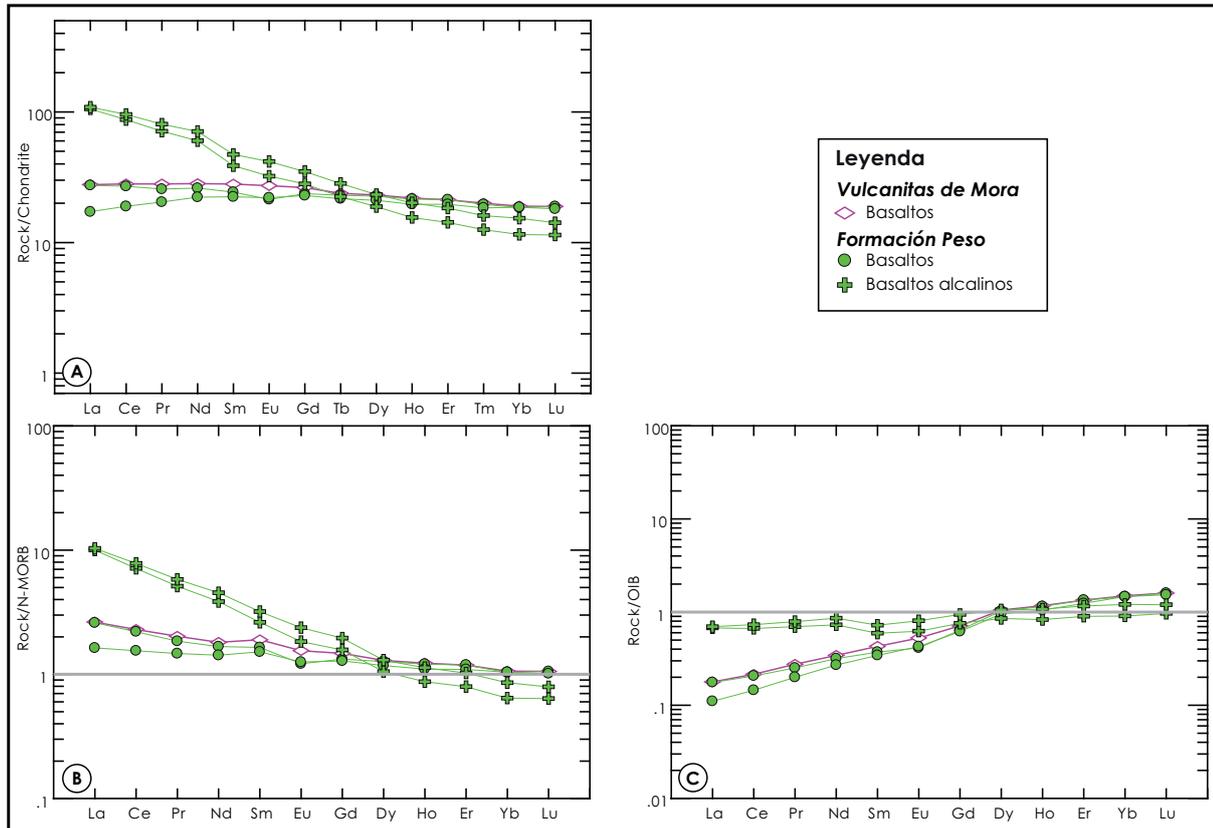


Figura 5.11 - Diagramas *spider* normalizados de las rocas básicas de la región estudiada (Condrito, N-MORB y OIB de Sun & McDonough, 1989).

Según los criterios de Smedley (1988), con las relaciones Zr/Nb y Ce/Y se pueden diferenciar dos grupos o *suites* de rocas básicas. Un primer grupo muestra características de tipo MORB (“Mid Ocean Ridge Basalt”), con unos valores muy bajos de la relación Ce/Y, y valores altos de Zr/Nb (Tabla 5.5). El segundo tiene características de rocas de tipo “Ocean Island Basalts” (OIB). Esto concuerda con lo que se aprecia en los diagramas *spider* normalizados de las tierras raras y elementos-traza de estas rocas (Figura 5.11). Si se normaliza este tipo de basaltos al condrito de Thompson (1982), como propone Smedley (1988), se observa que la muestra ALG-17 tiene una anomalía negativa de K, que es frecuente en los magmas básicos subsaturados en SiO₂, y puede ser atribuida a la cristalización temprana de minerales como flogopita, o anfíboles ricos en K, durante la etapa de baja tasa de fusión parcial.

Tabla 5.5 -Relaciones de elementos inmóviles y REE de los basaltos

Basaltos	Mora	Peso/subalcalino	Peso/alcalino	Alcañices	Truchas
Nb/Th	1	1,07	4,33 - 6,83	7,23	7,97 - 10,10
Zr/Nb	29,25	32,76 - 37,71	5,56 - 5,89	5,97	4,53 - 4,65
Zr/Y	3,2	2,94 - 3,25	7,40 - 8,06	10,64	7,63 - 8,00
Nb/Y	0,11	0,08 - 0,10	1,33 - 1,37	1,78	1,68 - 1,72
Ce/Y	0,52	0,43 - 0,57	2,17 - 2,48	2,86	2,94 - 3,00
(La/Yb) _n	1,38	0,87 - 1,39	6,68 - 8,62	10,49	10,17 - 10,68
(La/Sm) _n	0,97	0,75 - 1,10	2,25 - 2,65	2,88	2,93 - 3,14
(Gd/Yb) _n	1,36	1,20 - 1,25	2,23 - 2,39	2,59	2,34 - 2,35
Eu/Eu*Ch	1,1	0,97 - 1,07	1,06 - 1,11	1,08	1,03 - 1,10

De acuerdo con los datos, las muestras de la formación Peso, así como las de Alcañices y de Truchas, situadas en una posición estratigráfica equivalente, se pueden considerar como basaltos alcalinos intraplaca.

En la Figura 5.12A, se han proyectado las muestras de estas rocas básicas en el diagrama *spider* de elementos-traza normalizados al N-MORB de Sun and McDonough (2008), donde se emplea la disposición de elementos propuesta por Pearce (2008), mientras que en B y C se añadió una segunda normalización (en B los valores han sido normalizados para Yb = 1 y en C para Ti = 1). Según este autor, los diagramas doblemente normalizados se pueden dividir en tres tramos que marcan las diferencias entre los distintos tipos de basaltos.

En el diagrama A se vuelven a distinguir los dos tipos de rocas básicas de la zona de estudio, unas con características MORB y otras rocas con características OIB. Las rocas de tipo MORB presentan una anomalía de Nb que puede estar relacionada con interacción de los magmas con fundidos corticales, y un ligero empobrecimiento en LREE, pero los espectros son casi planos, muy cercanos a la unidad. Las muestras OIB, muestran unos espectros de pendiente negativa casi constante con enriquecimiento de los HREE y empobrecimiento de los LREE.

El diagrama B es clave a la hora de distinguir entre rocas de tipo MORB y OIB, ya que las muestras con características MORB presentan trazados planos, en especial entre Ti-Yb y las muestras de tipo OIB muestran una pendiente negativa típica bastante constante en casi todo su trazado con pequeñas anomalías en el contenido en Zr y Ti.

En los modelos de rocas normalizados a N-MORB y Ti (Figura 5.12C), se distinguen claramente tres tramos. Uno que abarca Th y Nb, donde queda clara la diferencia entre ambos tipos debido a la anomalía de Nb. El segundo es el tramo La-Sm, que para las rocas de tipo MORB presenta perfiles casi planos y con valores muy cercanos a la unidad, mientras que para las

rocas de tipo OIB las pendientes son negativas. El último es el tramo Ti-Yb, donde las muestras OIB mantienen sus pendientes negativas indicando la presencia de granate en el residuo del fundido, y las muestras MORB, con un perfil casi plano y valores muy cercanos a la unidad, indican un residuo mantélico libre de granate.

Los diagramas de las Figuras 5.12D y E, han sido propuestos por Pearce (2008) para una mejor caracterización de las rocas básicas. Como se puede apreciar, quedan bien diferenciados los dos tipos de basaltos presentes en la zona de estudio así como su semejanza; los basaltos de Mora y subalcalinos de Peso muestran las mismas características geoquímicas, mientras que los basaltos alcalinos de Peso muestran similitudes con rocas básicas de Truchas y Alcañices.

Las muestras con características MORB indican de forma clara que el magma ha interactuado con fundidos corticales, produciéndose una contaminación que queda reflejada en la anomalía negativa de Nb.

Las rocas de tipo OIB muestran una clara tendencia alcalina, con razones altas de Nb/Yb (Figura 5.12E).

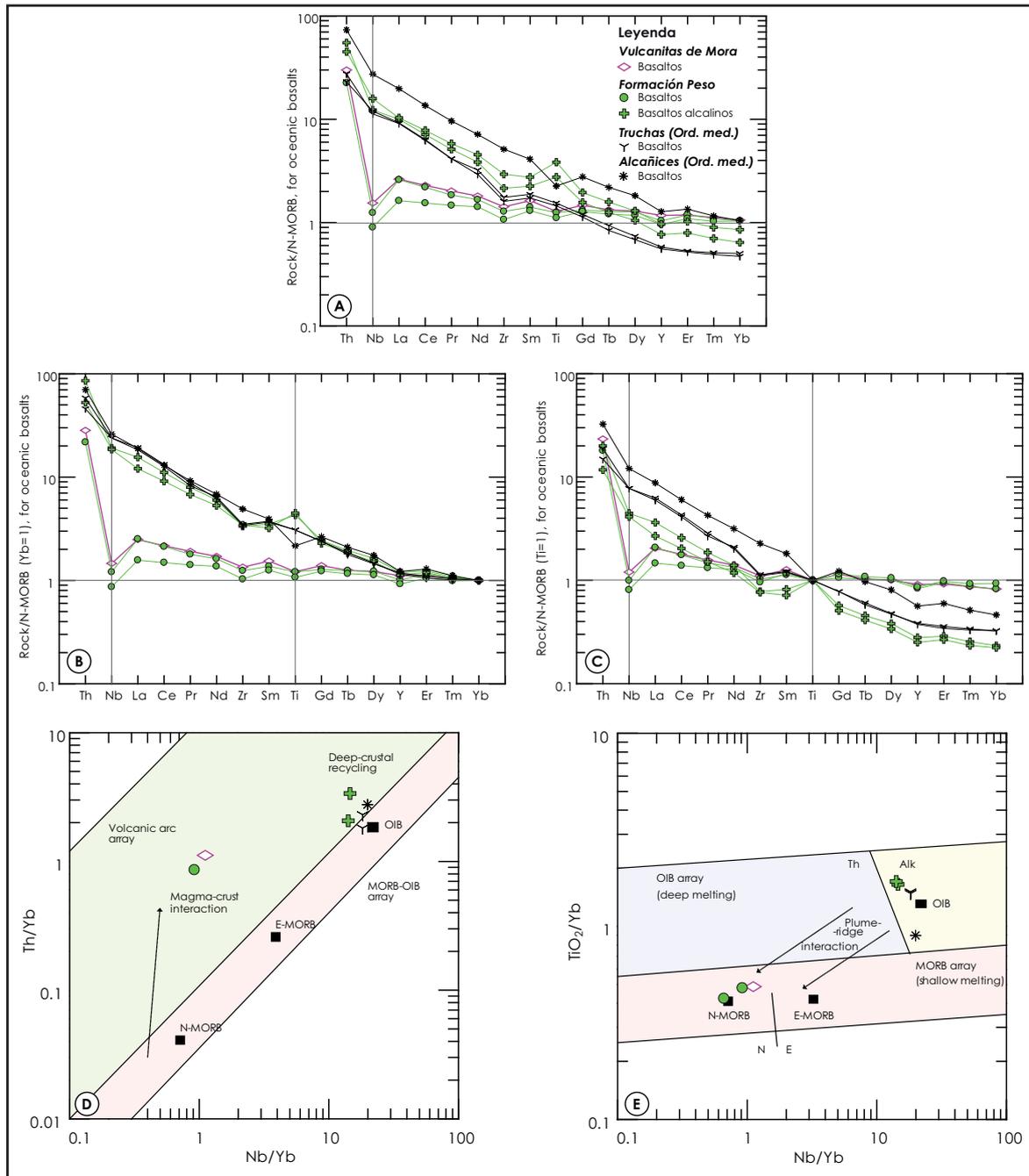


Figura 5.12 - Proyección en diagramas *spider* y relación con las rocas básicas de Alcañices y Truchas. **A** - Diagrama *spider* de elementos-traza normalizados al N-MORB de Sun and McDonough (2008); **B** - Diagrama *spider* de elementos-traza con doble normalización a N-MORB y Yb=1; **C** - Diagrama *spider* de elementos-traza con doble normalización a N-MORB y Ti=1; **D** y **E** - Diagramas de Pearce (2008) para definir las interacciones de los diferentes tipos de magmas básicos con la corteza, en las muestras estudiadas.

En la Figura 5.13 se representan tres gráficos de caracterización geotectónica, donde se aprecia cómo también quedan diferenciados los dos tipos de basaltos que se observan en la Figura 5.5C. Además, se han incluido en B tres muestras de rocas básicas que se encuentran en posiciones estratigráficas semejantes a las de la formación Peso. Estos diagramas triangulares confirman la existencia de los dos grupos, definiendo con mayor detalle su encuadramiento

geodinámico. De este modo, las muestras OIB indican una relación con un arco de islas localizado en un rift intra-continental alcalino, ligeramente toleítico. Por otro lado, las rocas del tipo MORB caen en los campos de fondo oceánico en una cuenca de retro-arco.

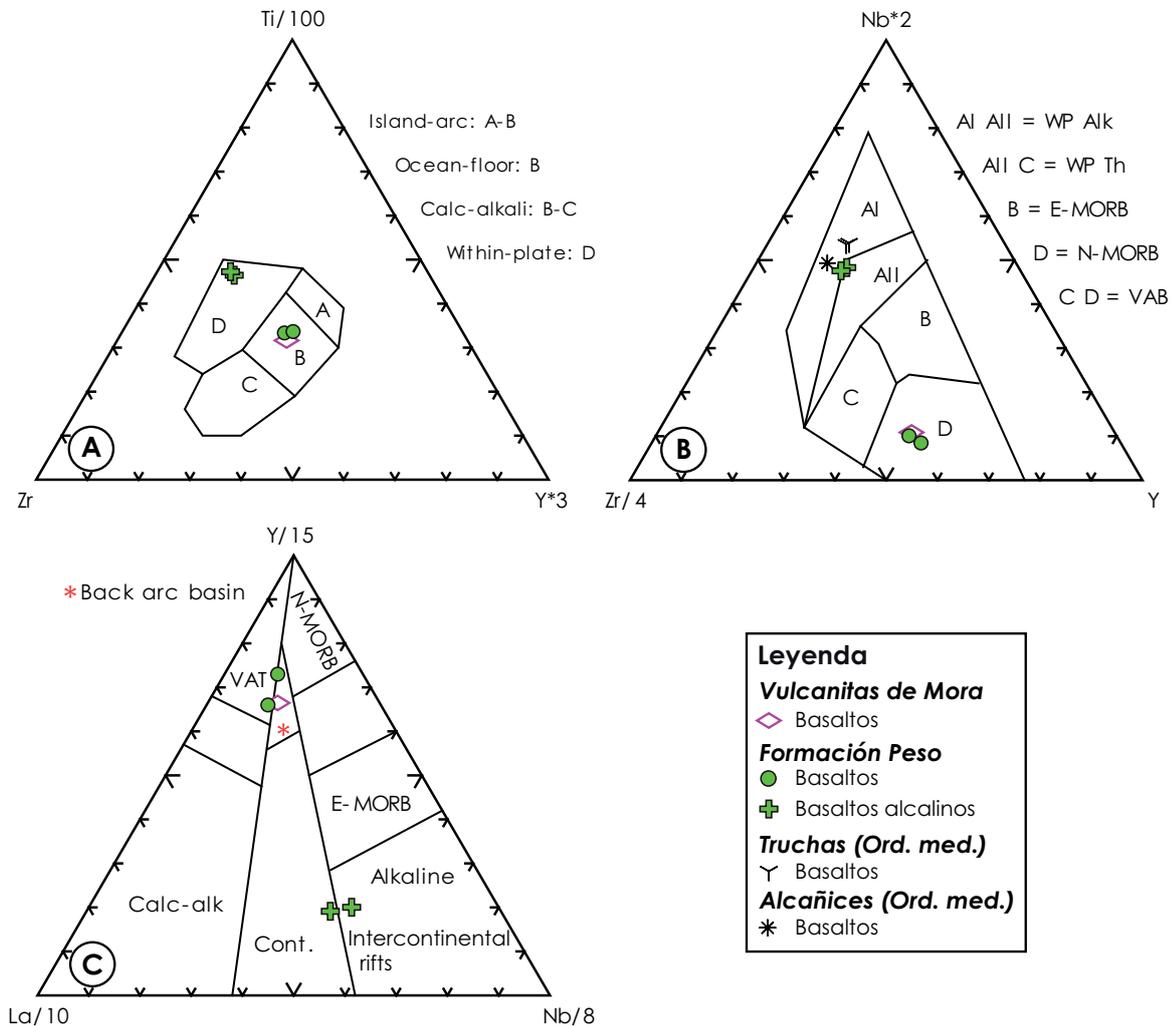


Figura 5.13 - Diagramas triangulares para la definición de los ambientes geotectónicos. **A** – Pearce y Cann (1973); **B** – Meschede (1986); **C** – Cabaniš y Lecolle (1989).

La tendencia petrogenética de estas rocas también se refleja en las relaciones de elementos trazas como Nb/Th, Zr/Nb, Zr/Y y Nb/Y (Tabla 5.5), como se puede ver en los diagramas propuestos por Condie (2005, Figura 5.14). El primer grupo de rocas está formado por los basaltos alcalinos de la formación Peso, y las rocas básicas de Alcañices y Truchas, que se encuentran en una posición estratigráfica semejante. Se observa cómo estas muestras se proyectan por encima de la línea ΔNb definida por Fitton *et al.* (1997) y se encuentran agrupadas en el campo definido como OIB con contribución de penacho mantélico. Y el segundo grupo son los basaltos de tipo MORB de Mora y Peso, que se encuentran por debajo de la línea ΔNb , que indica características de ambiente magmático de tipo arco, fuera de la influencia de penachos mantélicos.

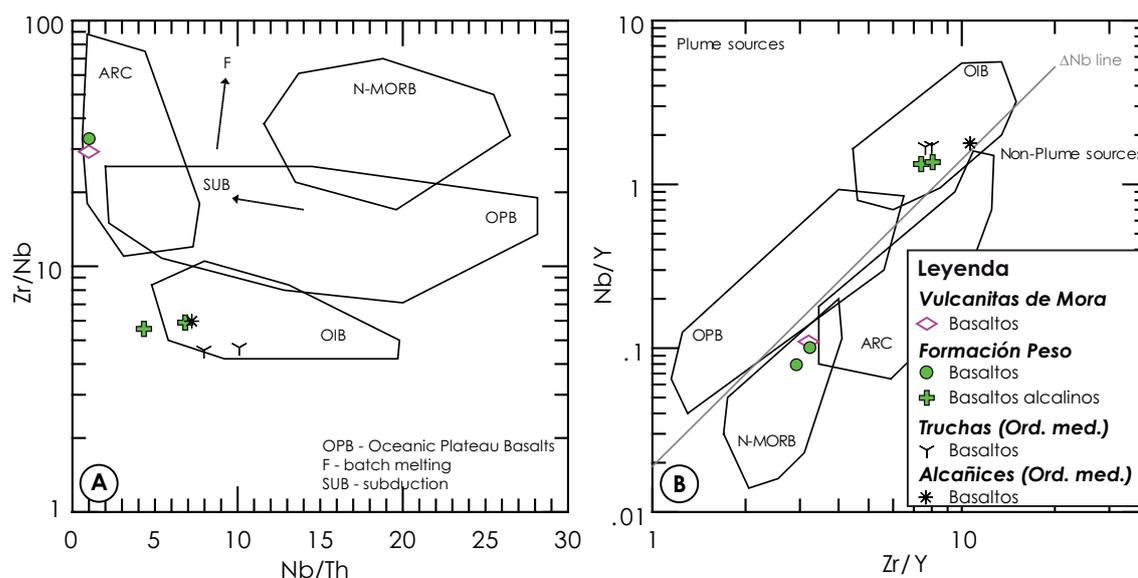


Figura 5.14 - Diagramas de Condie (2005) para definir los ambientes magmáticos de los basaltos.

5.1.4. Conclusiones

De los datos geoquímicos de las rocas volcánicas del Parautóctono Superior se puede concluir lo siguiente:

- En la zona de estudio existen tres tipos de vulcanismo, situados en diferentes posiciones estratigráficas, con edades y características geoquímicas distintas entre ellos y que de muro a techo son: vulcanitas de Mora, vulcanitas de Saldanha y vulcanismo de la formación Peso.
- Las vulcanitas de Mora, de edad Furongiense ($493 \pm 0,76$ Ma), forman un complejo volcánico bimodal en un ambiente de arco volcánico, donde encontramos asociadas rocas básicas subalcalinas y rocas ácidas e intermedias calco-alcalinas. Asociadas a estas rocas pueden encontrarse pequeñas masas de sulfuros. Todo ello indica la coexistencia de magmas derivados de la fusión parcial del manto astenosférico (N-MORB) y de fundidos derivados de la fusión de la corteza (calco-alcalinos), verificándose una mezcla parcial de ambos. Esta relación puede indicar la presencia de un adelgazamiento cortical en un ambiente geodinámico de margen continental en extensión.
- Las vulcanitas de Saldanha, de edad $483 \pm 1,5$ Ma, están compuestas por rocas riolíticas de clara tendencia calco-alcalina que no se encuentran asociadas a ningún otro tipo de roca. Se consideran derivadas de la fusión parcial de la corteza continental. A semejanza con las rocas del tipo “Olló de Sapo” en Sanabria (Díez Montes, 2007) y en otros sectores del Macizo Ibérico (Bea *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b; Navidad & Castiñeiras, 2011), esta signatura geoquímica puede ser heredada del protolito, habiéndose preservado debido a elevadas tasas de fusión parcial y ascensión acelerada, como resultado de un calentamiento intenso

simultáneo con el adelgazamiento de la corteza durante la apertura del océano al Norte de Gondwana (Réico) durante el límite Cambro-Ordovícico.

- Las rocas ígneas de la formación Peso que, por posición estratigráfica, se puede estimar que tienen una edad de Ordovícico Medio, están formadas por rocas toleíticas y alcalinas de los tipos OIB y MORB, indicando la coexistencia de fusión parcial de la astenosfera y la participación de un penacho mantélico. Las rocas básicas OIB comparten aspectos geoquímicos con las intercaladas en las pizarras negras del Ordovícico Medio del Sinclinal de Truchas y del Sinforme de Alcañices. Además, en esta unidad estratigráfica, se han identificado grandes volúmenes de rocas félsicas junto con las básicas (Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a), estando frecuentemente mineralizadas con venas y masas de sulfuros. Estos aspectos apuntan a un vulcanismo del tipo bimodal en un ambiente extensional, semejante al observado en Mora.

Este conjunto de eventos magmáticos apunta a una extensión de la corteza continental del Norte de Gondwana durante el Cámbrico superior y por lo menos hasta el Ordovícico Medio, sincrónico con la abertura del océano Réico, con la contribución local y temporal de un penacho mantélico. Esto favoreció la formación de diferentes tipos de fundidos que han originado los distintos tipos de rocas volcánicas. También se puede afirmar, por las edades, quimismo y por el volumen de rocas volcánicas, que el Parautóctono Superior pertenecía al mismo margen que la ZCI durante este periodo de tiempo, pero estaría localizado en una región más externa de la plataforma continental, hacia la transición a la corteza oceánica, donde el estiramiento ha sido más intenso, prolongado y con mayor presencia de fenómenos volcánicos.

5.2.ROCAS SEDIMENTARIAS PELÍTICAS DE LA ZONA CENTRO IBÉRICA

Los datos geoquímicos de las rocas sedimentarias pueden ser un importante apoyo en la identificación y correlación de unidades estratigráficas azoicas o en regiones donde su registro fósil ha sido destruido, por deformación y metamorfismo principalmente. En estos casos se pueden definir parámetros químicos que ayuden a discriminar series estratigráficas de diferentes edades, establecer correlaciones y caracterizar las áreas-fuente y los ambientes sedimentarios.

Las rocas pelíticas son las que mejor reflejan las características químicas de las áreas-fuente (Condie, 1991; Cullers, 1995). El objetivo de este trabajo es aplicar los datos geoquímicos de pizarras Cámbricas y Ordovícicas de la ZCI para ayudar a resolver imprecisiones en las edades de algunas secuencias estratigráficas azoicas estudiadas.

Los datos provenientes de un estudio más amplio, realizado durante varias décadas por el equipo de geoquímica de sedimentos de la USAL, serán empleados como referencia para las muestras recogidas en esta investigación (Figuras 5.1 y 5.15). En trabajos anteriores, los análisis de rocas pelíticas de la ZCI española, en áreas con buen control estructural, estratigráfico y paleontológico, facilitaron la discriminación de las series neoproterozoicas, cámbricas y ordovícicas (Ugidos *et al.*, 1997; Valladares *et al.*, 2002; Valladares *et al.*, 2009; Ugidos *et al.*, 2010; Barba *et al.*, 2011).

5.2.1. Resultados

Se han elegido los diagramas $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CIA}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (Figura 5.15) para proyectar las muestras, dado que separan de forma satisfactoria las poblaciones geoquímicas de las diferentes series estratigráficas de la ZCI (Dias da Silva *et al.*, 2011) y que, además, pueden dar indicaciones sobre la madurez química de los sedimentos (CIA; Nesbitt & Young, 1982). En ellos se han dibujado las áreas definidas por los datos de referencia para las pelitas del Neoproterozoico, Cámbrico inferior, (Valladares *et al.*, 2009; Ugidos *et al.*, 2010), Ordovícico Inferior, Ordovícico Medio y Ordovícico Superior de la ZCI (datos no publicados de este proyecto), y proyectado los valores medios las diferentes poblaciones ordovícicas (Barba *et al.*, 2011).

Las muestras de la Formación Desejosa (Cámbrico inferior) se agrupan dentro y en el límite de las áreas de referencia para las pelitas del Neoproterozoico y del Cámbrico inferior, con una mayor proporción de Ti en relación con las pelitas cámbricas de la ZCI.

Con la excepción de las muestras POR-11, POR-13 y POR-14, las pelitas de la Formación Marão (¿Tremadociense?-Arenigiense) forman un grupo geoquímico bien definido, que se encuentra desplazado hacia un aumento de la razón $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ por disminución del Mg y una mayor dispersión del Al_2O_3 y de los índices de alteración química (CIA) respecto al área de referencia y valor medio del Ordovícico Inferior. La muestra POR-14 es la única que cae siempre dentro del área de referencia, con sus valores muy cerca de la media para las pizarras de este periodo geológico en otros sectores de la ZCI de España. Las muestras POR-11 y POR-13 son las que presentan mayores desviaciones de ambas poblaciones, a pesar de que en el diagrama $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ la POR-13 quede dentro de los límites de referencia y la POR-11 se agrupe satisfactoriamente con las restantes. Las especiales características geoquímicas presentadas por estas muestras, podrían estar relacionadas con los fenómenos mineralizantes hidrotermales que generaron el yacimiento de wolframio de las Minas de Fonte Santa (E de Quinta das Quebradas, Figura 5.1), o con el metamorfismo de contacto a techo del granito de Bruçó.

Las dos muestras de pizarras negras de la Formación Moncorvo, del Ordovícico Medio, por correlación estratigráfica (POR-12 y POR-15) se proyectan muy cerca una de la otra, con valores muy próximos a la media de referencia del Ordovícico Medio.

La única muestra perteneciente a la formación Ribeira dos Ferreiros (POR-9), recogida inmediatamente por encima de las calizas de la Formación Santo Adrião (de edad Kralodvoriense), tiene parámetros similares a los valores de referencia para el Ordovícico Superior, estando siempre muy cerca de la media de las pizarras de esta edad, y relativamente lejos de los valores medios del Ordovícico Superior basal.

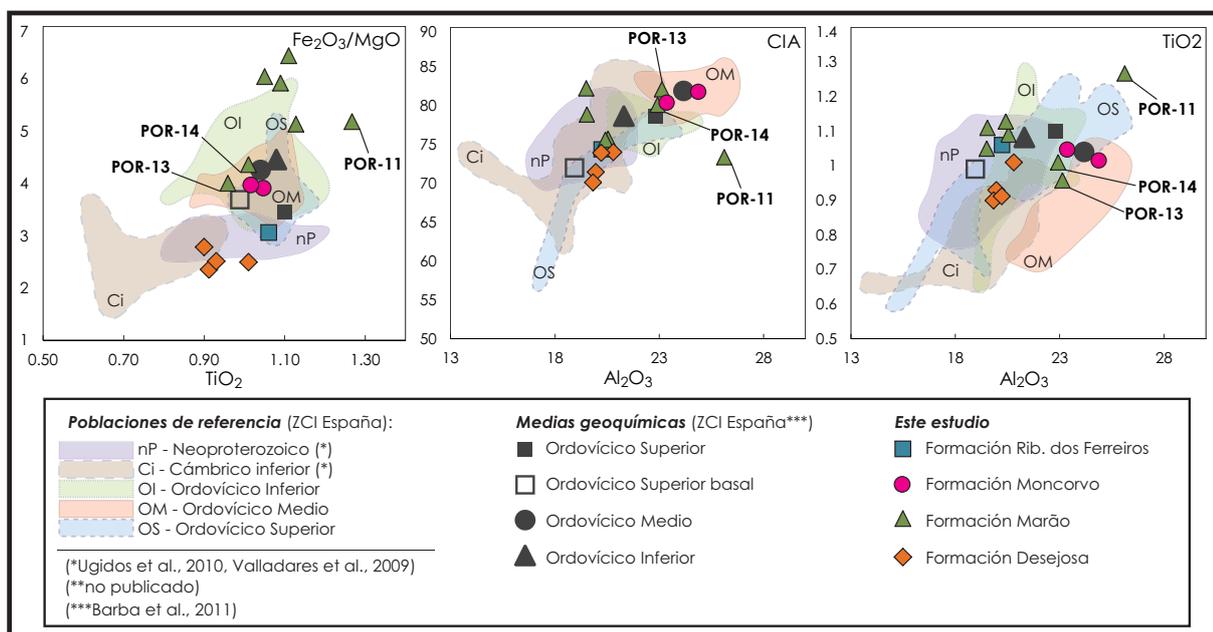


Figura 5.15 - Diagramas de las relaciones TiO_2 - Fe_2O_3/MgO , Al_2O_3 -CIA y Al_2O_3 - TiO_2 con los valores de las muestras recogidas en la región estudiada (situación en la Figura 5.1) y los valores de todo el sector español de la ZCI (Valladares *et al.*, 2009; Ugidos *et al.*, 2010; Barba *et al.*, 2011).

5.2.2. Conclusiones

A pesar del reducido número de muestras analizadas (14), se ha podido comprobar que las pelitas estudiadas de cuatro unidades litoestratigráficas Cambro-Ordovícicas de la ZCI – Formación Desejosa, Formación Marão, Formación Moncorvo y formación Ribeira dos Ferreiros – forman cuatro grupos geoquímicos distintos desde el punto de vista de sus elementos mayores.

La comparación de estos grupos con los valores de referencia de pizarras de edad semejante de otros sectores de la ZCI, ha permitido sacar las siguientes conclusiones:

- Las pizarras de la Formación Desejosa se presentan en una posición ambigua en respecto al Neoproterozoico y del Cámbrico Inferior, pero la última se adecua mejor por su posición estratigráfica y por el contenido fósil en ellas encontrado (Rebelo & Romano, 1986; Capítulo 4);
- Las pizarras de la Formación Marão presentan, en este sector de la ZCI, una tendencia hacia un ligero aumento de TiO_2 y una disminución de MgO , respecto a los datos de referencia para el Ordovícico Inferior. Además, las muestras estudiadas presentan un mayor rango de alteración química y menores contenidos en Al_2O_3 , que pueden estar relacionados con diferentes tasas de reciclaje del sedimento o con variaciones de la distancia al área-fuente (¿diferentes áreas-fuente?);
- La Formación Moncorvo, muestra una homogeneidad química con los valores de referencia, que puede reflejar la monotonía del registro estratigráfico del Ordovícico Medio a nivel regional, compuesto por pizarras negras en gran parte del Macizo Ibérico;
- Los elementos mayores de la muestra perteneciente a la formación Ribeiro dos Ferreiros, se acerca a la composición media de referencia para el Ordovícico Superior, destacándose claramente de los otros tres grupos. Solamente con una muestra es arriesgado asegurar que esta unidad comparte las características químicas este periodo, por lo que se requiere un estudio geoquímico más extenso de sus pizarras.

Los resultados presentados en este capítulo se han revelado útiles para la definición de las unidades estratigráficas en esta región y para el establecimiento de correlaciones litoestratigráficas a escala regional.

CAPÍTULO 6

Tectónica

6. Tectónica

6.1. INTRODUCCIÓN

El área cartografiada en este trabajo (mapa geológico Anexo), localizada en la orilla portuguesa del Duero Internacional, comparte los patrones de deformación polifásica varisca comúnmente definidos en los diferentes sectores del Noroeste del Macizo Ibérico (Ribeiro, 1974; Alonso & Rodríguez Fernández, 1981; Díez Balda *et al.*, 1990; Farias, 1990; Villar Alonso, 1990; González Clavijo *et al.*, 1993; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Dallmeyer *et al.*, 1997; Valle Aguado *et al.*, 2000; Aerden, 2004; Dias, 2006; Martínez Catalán, 2011a).

Muchos estudios de geología estructural desarrollados en el Noroeste Ibérico han sido importantes para definir una cronología relativa y absoluta de las fábricas tectónicas asociadas a la orogenia Varisca. Se comentarán sólo los de mayor relevancia para la sistematización de las estructuras tectónicas del presente estudio.

Ribeiro (1974) señaló, en su tesis doctoral, la presencia de episodios tangenciales que produjeron en un momento inicial pliegues acostados al E y NE, y que evolucionaron hacia las zonas de cizalla que limitan la base de las unidades tectono-metamórficas de Trás-os-Montes. Fueron posteriormente afectadas por la tercera fase varisca, que produjo un plegamiento amplio con esquistosidad sub-vertical de plano axial.

En el inicio de los años ochenta, Alonso y Rodríguez Fernández (1981) relacionaron las estructuras variscas del Sinforme de Verín con las tres fases de deformación definidas por Marcos (1973), Ribeiro (1974), Pérez-Estaún (1978), Marquínez (1981) y Martínez Catalán (1981) en otros sectores del Macizo Ibérico. La primera generó pliegues isoclinales acostados al NE. Para Alonso y Rodríguez Fernández (1981), las evidencias de la segunda fase son escasas, pero asocian a ella algunos pliegues menores observados a escala de afloramiento en bandas muy restringidas. La tercera fase produjo pliegues mayores verticales muy abiertos con esquistosidad sub-vertical de plano axial, responsables por la geometría actual del Sinforme de Verín. Estos pliegues presentan una distribución en abanico, controlada tanto por los granitos como por el Macizo Alóctono de Bragança. Además, describieron la presencia de una crenulación sub-horizontal que corta las anteriormente descritas.

Farias *et al.* (1987) propusieron una reinterpretación de las estructuras de la segunda fase de deformación en el Sinforme de Verín. Ellos asocian las fábricas filoníticas que afectan el Silúrico de la ZCI a los fenómenos compresivos variscos de segunda fase, que ocasionaron la imbricación tectónica de las unidades alóctonas del ZGTM. De hecho, en este trabajo se formaliza por primera vez el DEGTM, como la unidad alóctona estructuralmente más baja del Macizo de Braganza. Los autores indican la presencia de un dominio con Silúrico anómalo, más potente que el observado en la ZCI, cuyo contenido fosilífero presenta afinidades del Norte de Gondwana, compartidas también por su autóctono relativo. Proponen que el aloctonismo de esta unidad en relación con la ZCI es menor al de las demás unidades alóctonas de la ZGTM. Al igual que Alonso y Rodríguez Fernández (1981), Farias *et al.* (1987) encuentran una disposición en abanico de los pliegues y esquistosidad de plano axial de fase 3, que afectan a la ZCI y al DEGTM, así como el cabalgamiento de fase 2 que las limita.

En el mismo año, Vacas y Martínez Catalán (1987) propusieron una reinterpretación del esquema cronológico de fases de deformación previamente propuesto por Quiroga (1982) en el Sinforme de Alcañices, que es la continuación hacia el Este del Sinforme de Verín. En ambos trabajos se asignan las 3 fases de deformación a la orogenia Varisca, según un esquema semejante al de Farias, *et al.* (1987) en el Sinforme de Verín.

También en el Sinforme de Alcañices, González Clavijo (2006) identificó varios cabalgamientos imbricados relacionados con la segunda fase compresiva, que repiten la secuencia silúrico-devónica de la ZCI, bajo la base del Parautóctono de la ZGTM. Según este autor, la deformación de segunda fase ha afectado a las unidades superiores de la ZCI, concentrándose en las ampelitas del Silúrico, que actuaron como un nivel de despegue dando lugar a un accidente

mayor donde se enraízan las imbricaciones que produjeron la repetición de la secuencia silúrico-devónica.

Ribeiro *et al.* (1990) interpretaron las primeras fases variscas (D1 y D2) como resultado de una tectónica epidérmica dominada primero por plegamiento y después por cabalgamiento, evocando un estilo tectónico de accidentes imbricados enraizados en el *Main Trás-os-Montes Thrust* (CPTM), de un modo semejante al anteriormente propuesto por Schermerhorn y Kotsch (1984). Este es el accidente basal de la ZGTM en la región estudiada y el responsable del transporte de las láminas alóctonas sobre su autóctono relativo. Posteriormente estas estructuras fueron deformadas por los pliegues y esquistosidad de fase 3 (D3).

Villar Alonso *et al.* (1992) describen el tramo español de la zona de cizalla Juzbado-Penalva do Castelo, asociando esta estructura mayor a un fenómeno tardi-fase 3. Los autores detallan relaciones de corte entre la cizalla frágil-dúctil, los pliegues de fase 3 y los granitos datados que la cortan, que ponen en evidencia la edad de la deformación a lo largo del tramo estudiado de este accidente mayor. El mismo problema fue abordado en el trabajo de Valle Aguado *et al.* (2000), en el tramo portugués de dicho accidente. Villar Alonso *et al.* (1992) también describen dos fases posteriores que afectan la cizalla y sus fábricas. Una que generó *kink-bands* sub-horizontales y otra con pliegues angulares menores y pliegues de escala cartográfica que doblan la cizalla, con planos axiales sub-verticales de direcciones comprendidas entre el N-S y el N40°E. No encontraron relaciones de corte que permitieran establecer la cronología relativa entre ellas.

La deformación tardi-fase 3 ha sido igualmente identificada por González Clavijo *et al.* (1993) en la cizalla de Villalcampo, al Sur del Sinforme de Alcañices. Posteriormente, González Clavijo y Díez Montes (2008) describen varias zonas de cizalla, incluyendo sistemas conjugados, parcialmente responsables del acortamiento varisco durante la fase 3 en los niveles más profundos de la corteza de la ZCI.

Dallmeyer *et al.* (1997) publicaron las primeras edades radiométricas de fábricas tectónicas en las diferentes Zonas del Nordeste peninsular, en un intento de datar las fases de deformación. Manejando un esquema básico de 3 fases de deformación compresiva, empleado en muchos trabajos del Noroeste del Macizo Ibérico, encontraron una diacronía de los eventos tectónicos, especialmente de la primera y segunda fases, con edades más antiguas en las zonas internas del orógeno, representadas por las unidades alóctonas de la ZGTM, y más modernas en las más externas, ZCI, ZAOL y la Zona Cantábrica.

Sin embargo, el análisis de las zonas profundas del orógeno obligó a ampliar el espectro de fases de deformación. El primer estudio detallado del metamorfismo de alta temperatura localizado bajo el Macizo Alóctono de Morais y su relación con el orógeno varisco, fue realizado

por Escuder Viruete (1993) en el Domo Gnéisico del Tormes (DGT), si bien ya había sido identificado el Domo de Martinamor situado al SE (Díez Balda, 1986; Díez Balda *et al.*, 1992; Díez Balda *et al.*, 1995). La génesis de ambos domos fue asociada a la segunda fase de deformación local, por la relación de corte entre las fábricas de alta temperatura (y el magmatismo granítico), y los pliegues de primera y tercera fase. Los autores propusieron un mecanismo extensional sin-orogénico, de tipo *metamorphic core complex*, que habría favorecido un rápido ascenso de la corteza inferior-media caliente, hasta niveles más someros de la corteza, ocultando parte de las zonas de metamorfismo Barroviense. Localizaron este fenómeno después de la segunda fase compresiva y previo a la tercera, lo que a escala regional implica la existencia de dos “segundas” fases de significado muy distinto, las más antigua asociada a cabalgamientos y la más moderna a una tectónica extensional con desarrollo de despegues y domos.

Alcock *et al.* (2009), en un intento de modelar la evolución térmica del orógeno, proponen un sistema abierto consistente en designar las fases compresivas con la letra C seguida de un número, y a las extensionales con una E. Las dos fases iniciales compresivas, que produjeron respectivamente plegamiento y acortamiento generalizado y penetrativo a escala cortical, y cabalgamientos localizados, se denominan C1 y C2. A ellas siguió un evento extensional mayor, sin-orogénico y de ámbito regional, representado por despegues, foliación sub-horizontal de alta temperatura y domos metamórficos, que denominan E1. Las estructuras extensionales, como todas las previas, fueron después afectadas por la tercera fase compresiva (C3), que produjo pliegues de plano axial aproximadamente vertical, y sistemas de cizallas frágil-dúctiles sub-verticales y con movimiento en dirección, a veces conjugadas. Finalmente, fenómenos residuales de colapso gravitacional produjeron todavía algunos domos gnéisicos tardíos con cizallas frágil-dúctiles normales asociadas, como los de Lugo (Martínez Catalán *et al.*, 2003) y Sanabria (Díez Montes, 2007), así como pliegues angulares sub-horizontales, en una fase denominada E2.

En este capítulo se describen las principales fábricas tectónicas a macro-, meso- y microescala, que revelan los principales procesos y regímenes de deformación de la región estudiada. Se adopta el esquema de fases propuesto por Alcock *et al.* (2009), añadiendo una cuarta fase de deformación tardi-varisca (C4). De este modo se han identificado seis fases de deformación variscas y una posterior, posiblemente alpina (Tabla 6.1). La Orogenia Varisca ha generado estructuras dúctiles como pliegues, foliaciones, y lineaciones de estiramiento, y sistemas de fallas dúctiles y frágil-dúctiles y frágiles, como cabalgamientos, zonas de cizalla transcurrentes y fallas en familias conjugadas de direcciones comprendidas entre el NE-SW y NW-SE, con formación de cataclasitas, harinas de falla, espejos y estrías de falla.

Las principales estructuras tectónicas y las diferentes fábricas están representadas en el mapa tectónico simplificado de la Figura 6.1 y sus características aparecen resumidas en la Tabla 6.2. Los datos direccionales de las fábricas se representan en las figuras de acuerdo con la nomenclatura buzamiento/dirección de buzamiento (*dip/dip azimuth*).

Tabla 6.1 -Fases de deformación y su relación con los principales periodos orogénicos, las fábricas tectónicas y sus respectivas edades para la región estudiada (ZGTM y ZCI). Datos procedentes de (1) Dallmeyer *et al.* (1997), (2) Escuder Viruete (1999a) y (3) Gutiérrez-Alonso *et al.* (2010a).

Evento Orogénico	Fases de deformación		Fábricas		Edad probable (Ma)
	Compresiva	Extensional	Planares	Lineares	
Varisco	C1		S1	Lx1	360-350 ⁽¹⁾
	C2		S2	Le2, Lx2	340 ⁽¹⁾
		E1	SE1	LeE1	330-315 ⁽²⁾
	C3		S3	Le3, Li3, Lx3	316-305 ^(1 y 3)
Tardi- Varisco		E2	SE2	LxE2	<300 (2)
	C4		S4	Lx4	
Alpino					Meso- Cenozoico

Tabla 6.2 - Cuadro-resumen con la descripción de las principales macroestructuras tectónicas asociadas a las diferentes fases de deformación y periodos orogénicos.

Evento Orogénico	Fases de deformación		Principales estructuras distintivas	Dirección principal de las foliaciones y/o fracturación
	Compresiva	Extensional		
Varisco	C1		Plegamiento isoclinal cilíndrico vertical, localmente vergente al ENE o al ESE	Varía mucho a causa de las fases posteriores. Generalmente está preservada en microlitones de las foliaciones de fases C2, E1 y C3
	C2	?	Cabalgamientos. Aplastamiento y foliación de bajo ángulo	Buzamiento general entre 20°-70°, afectada por C3 (crenulación y pliegues mayores)
	?	E1	Aplastamiento subhorizontal de los pliegues, fallas extensionales con pliegues menores vergentes al ESE y foliación subhorizontal	Foliación de bajo ángulo (0°-30°), afectada por C3 (crenulación y pliegues mayores)
	C3	?	Pliegues abiertos, con corredores de mayor deformación y bandas de cizalla frágil-dúctiles subverticales	Foliación de dirección N100°-130°E. Corredores de desgarre verticales de dirección N40°-60°E y N120°-140°E.
Tardi-Varisco	?	E2	Pliegues mayores y menores subhorizontales, fallas frágiles extensionales	Fracturación y foliación subhorizontales
	C4	?	Fallas verticales, <i>kink-bands</i> y plegamiento con ejes N10°-30°E	<i>Kink-bands</i> y fallas de dirección N5-50°E
Alpino			Fallas frágiles verticales de desgarre e inversas/normales, <i>grabens</i> y <i>horsts</i>	Fallas con múltiples direcciones: N-S, N10°-30°E, N60°-90°E, N110°-150°E

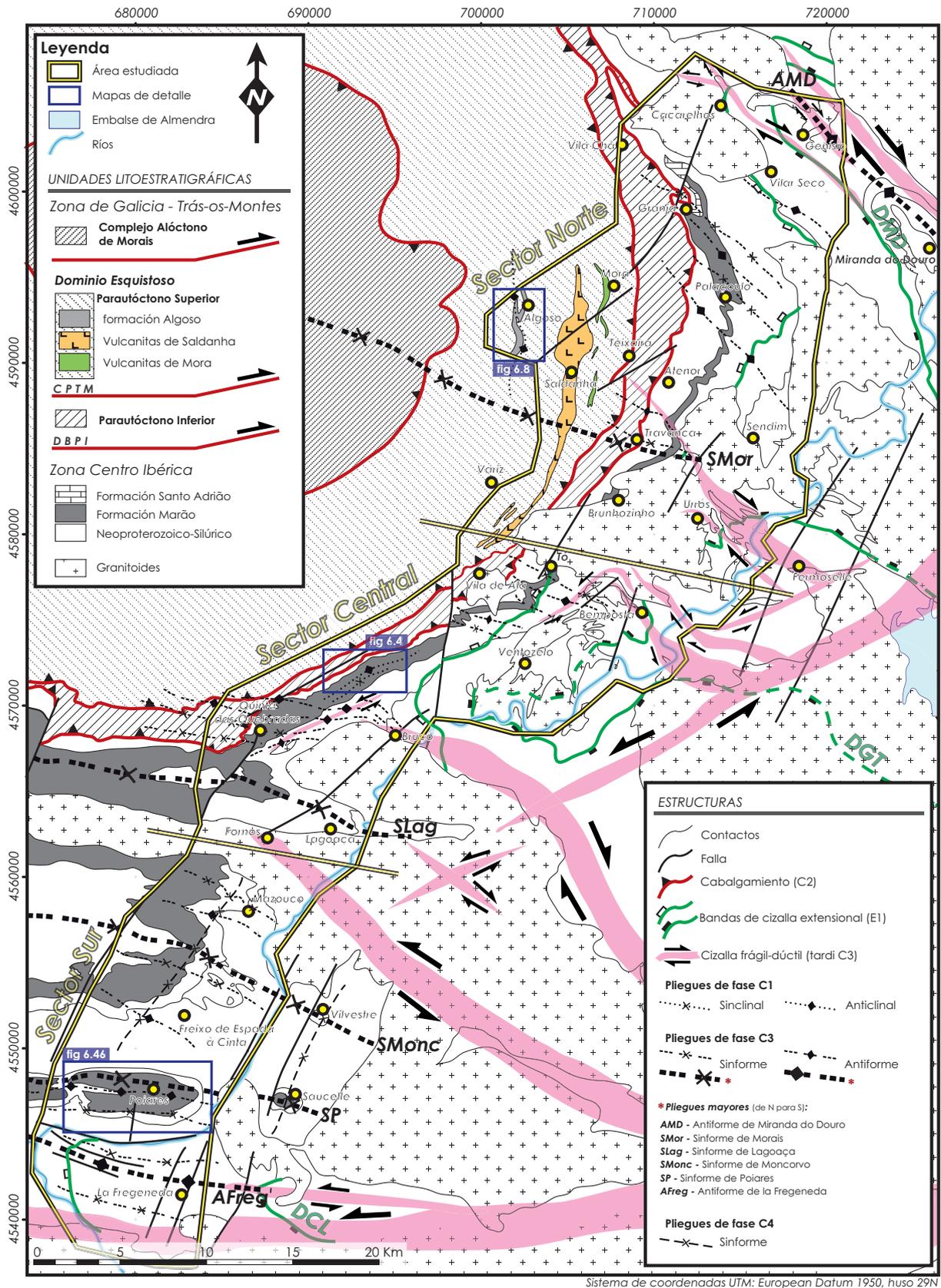


Figura 6.1 - Mapa tectónico simplificado del área estudiada (en amarillo) y división por sectores usada en este trabajo. La simplificación cartográfica del área envolvente ha sido adaptada a partir de los mapas GEODE de la ZCI (publicados por el IGME), de González Clavijo y Díez Montes (2008) y de los mapas geológicos 1:200.000 y 1:50.000 de Portugal (Ferreira da Silva *et al.*, 1994; Pereira *et al.*, 2006b; Pereira *et al.*, 2008b). Se destacan los pliegues mayores de fase C3 con rayas gruesas y con las iniciales de los nombres empleados para cada uno. Domos metamórficas: DMD – Domo de Miranda do Douro; DGT – Domo Gnéisico del Tormes; DCL – Domo de Cerralbo-Lumbrales.

6.2. LA DEFORMACIÓN VARISCA

Las estructuras y fábricas tectónicas variscas se describen agrupadas en las sucesivas fases de deformación. La distribución espacial y la intensidad de la deformación son heterogéneas a todas escalas y para todas las fases, estando muy condicionadas por el nivel estructural de la corteza afectada y las características reológicas de los materiales, de forma que la clave de su identificación e interpretación está a menudo en una determinada litología y/o en un determinado nivel. Para cada fase, se correlacionarán las estructuras observadas con las descritas en trabajos anteriores sobre esta región y otras cercanas geológicamente relacionadas.

6.2.1. Primera fase de deformación compresiva (C1)

Está asociada a los procesos orogénicos constructivos iniciales variscos, contemporáneos al desarrollo de un metamorfismo regional del tipo Barroviense (González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2004a; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2008; Arenas *et al.*, 2009).

Esta fase de deformación fue responsable del plegamiento vertical, o vergente al E y al NE actuales, observado en los terrenos alóctonos de la ZGTM (Farias *et al.*, 1987; Ribeiro *et al.*, 1990; Farias & Marcos, 2004; Rodrigues *et al.*, 2006b; Rodrigues *et al.*, 2006c; Meireles, 2012), y en su autóctono relativo, la ZCI (Vacas & Martínez Catalán, 1987; Villar Alonso, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2004b; Martínez Poyatos *et al.*, 2004a; González Clavijo, 2006; Díez Montes, 2007).

Díez Balda, *et al.* (1990) y Díez Balda y Vegas (1992) establecieron para la ZCI una división tectono-estratigráfica en dos dominios, uno meridional, Dominio de los Pliegues Verticales y otro septentrional, Dominio de Pliegues Acostados. El límite entre ambos se localiza a lo largo de segmento Bemposta-Salamanca-N de Toledo, y atraviesa el sector de Macizo Ibérico estudiado en el presente trabajo (Figura 6.2).

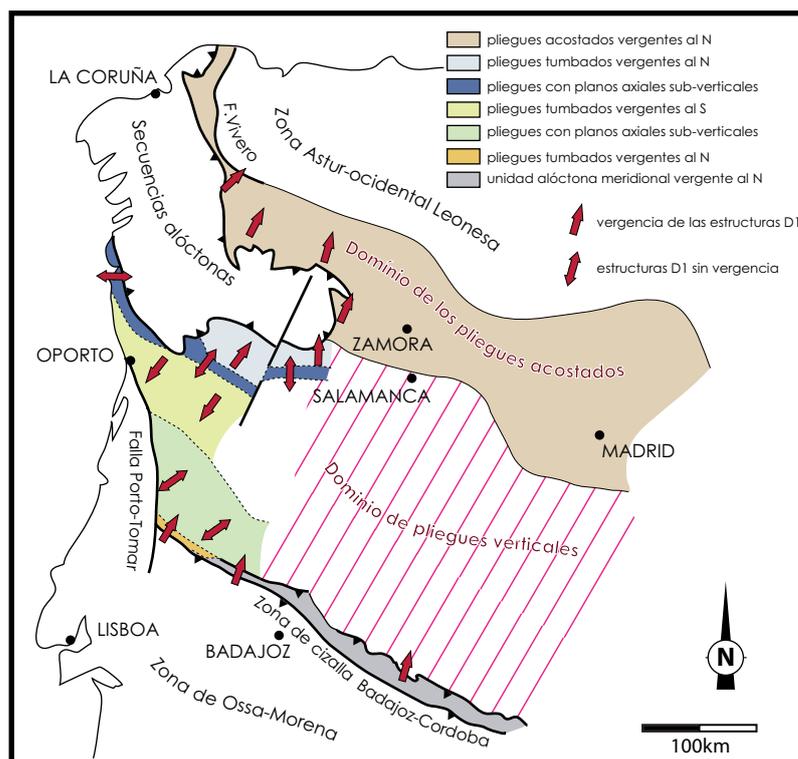


Figura 6.2 - Mapa de síntesis de la distribución en abanico de la vergencia de los pliegues C1 en el Macizo Ibérico, propuesto por Dias *et al.* (2006). Este mapa ha sido elaborado con datos de los autores para la parte portuguesa, siendo la parte española adaptada de Díez Balda *et al.* (1990) y de Martínez Poyatos *et al.* (2004a).

A esta subdivisión tectónica de la ZCI fue añadido un dominio más meridional (Figura 6.2), localizado en el borde N de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, también con pliegues acostados vergentes al NE (Martínez Poyatos *et al.*, 2004a). Estos autores proponen una alternativa estratigráfica a la división en dominios de la ZCI de Díez Balda (1990), sin cambiar sustancialmente la trayectoria de sus límites, denominando Dominio del Olo de Sapo a la zona de pliegues acostados, y Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico al afectado por pliegues verticales.

Este esquema, relativamente sencillo, de la parte española de la ZCI, no parece confirmarse en la parte portuguesa, donde han sido descritas estructuras con orientaciones más variadas, del plegamiento de la misma fase.

A lo largo de la sección Buçaco-Torre de Moncorvo en la ZCI portuguesa, que incluye la parte Sur de este trabajo, se describe para la C1 (D1) un patrón de pliegues en abanico (Figura 6.2), del tipo *flower structure*, relacionada con fenómenos transpresivos regionales de cinemática senestra (Dias & Ribeiro, 1991, 1994, 1995; Dias *et al.*, 2003; Dias *et al.*, 2006). Localmente se formaron bandas de cizalla frágil-dúctiles en zonas de mayor concentración de la deformación C1, relacionadas con los procesos de acortamiento orogénico inicial.

Al SW del Macizo de Morais, en el sector Murça-Mirandela, fuera de la zona en estudio, Rodrigues *et al.* (2006b, a; 2006c) y Rodrigues (2008) han identificado un dominio de pliegues tumbados de primera fase dentro del DEGTM, cuya presencia le llevó a proponer una subdivisión, denominando Parautóctono Superior a la unidad estructural que contiene dichos pliegues, y Parautóctono Inferior a la infrayacente, caracterizada por escamas imbricadas de cabalgamiento posteriores. En este último dominio estructural, solamente se pueden identificar las fábricas C1 en estrechas zonas poco afectadas por C2.

En el sector de Espinhosela-Quintanilha (Sinforme de Bragança), al Norte y fuera de la zona estudiada, los pliegues C1 fueron identificados en la ZCI y en el DEGTM (Meireles, 2012). En la primera zona, los pliegues presentan vergencias opuestas, siendo tumbados al SSW en la zona de Guadramil (al Norte) e inclinados para el cuadrante NE entre Quintanilha y São Martinho de Angueira (al Sur), estando claramente reorientadas por las fases C2 y C3. En el DEGTM, Meireles (2012) describe que los pliegues presentan una vergencia bastante homogénea para el N y para el NE, siendo crecientemente más tumbados hacia las unidades estructurales superiores.

En el Sinforme de Alcañices, se identifican pliegues C1 de escala cartográfica, con dirección NW-SE y vergencia hacia al NE (Quiroga, 1982; Vacas & Martínez Catalán, 1987; Ribeiro *et al.*, 1990; González Clavijo, 2006). La foliación asociada (S1) es de plano axial y se encuentra crenulada por micropliegues posteriores con ejes sub-horizontales de dirección NW-SE. En esta región solamente ha sido posible identificar una lineación de intercepción (Li) entre la S1 y la estratificación, pues al estiramiento asociado a este plegamiento se superpuso la deformación tangencial que le sucedió y la de los pliegues verticales posteriores (González Clavijo, 2006).

En Verín los pliegues C1 presentan una distribución semejante a la descrita en Alcañices, dado que esta área se encuentra dentro del mismo sinforme C3 (Sinforme Verín-Bragança-Alcañices). Farias (1990) identificó una vergencia general al NE de los pliegues C1 del autóctono de la ZCI y del DEGTM. Como en el caso anterior, la deformación tangencial posterior que afectó las unidades del DEGTM, horizontalizó sus pliegues C1.

Dentro de la región de este estudio (Figura 6.1), trabajos anteriores describen un conjunto de estructuras C1 que afectan la secuencia autóctona en diferentes sectores. En el Sector Norte, Ribeiro (1974) cartografió un pliegue entre Vilar Seco y Palaçoulo, representado en la Carta Geologica de Portugal a escala 1:200.000, Hoja 2 (Pereira *et al.*, 2006a). Según estas publicaciones, en el Sector Central los pliegues C1 se encuentran representados entre Tó y Vila de Ala, en Quinta das Quebradas y Lagoaça (Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2008a). En el Sector Sur, los sinformes de Moncorvo y Poiares están descritos como de primera fase en la bibliografía existente (Dias & Ribeiro, 1991, 1994; Ferreira da Silva & Ribeiro, 1994; Mateus *et al.*, 2001; Dias

et al., 2006; Pereira *et al.*, 2009), y su génesis se ha relacionado con un régimen transpresivo izquierdo, que deformó pistas fósiles en las capas cuarcíticas de la Formación Marão, y dio lugar a bandas de cizalla como la observada al ENE de Torre de Moncorvo (Dias, 1986; Dias & Ribeiro, 1991, 1994; Mateus *et al.*, 2001; Pereira *et al.*, 2009).

En la ZGTM, las estructuras C1 descritas en la bibliografía para la región estudiada, son grandes pliegues tumbados, con vergencias al E y al SSE (Ribeiro *et al.*, 1990; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2008a) que estarían relacionadas con el transporte inicial de los Complejos Alóctonos sobre su autóctono relativo. Dichos pliegues están marcados por las cuarcitas del Complejo Alóctono Inferior, las cuales definen los *nappes* y *klippen* tectónicos, representados en los mapas geológicos de Portugal que afectan esta área (Ribeiro, 1974; Ferreira da Silva *et al.*, 1994; Pereira *et al.*, 2006b; Pereira *et al.*, 2008b; Pereira *et al.*, 2009).

En el presente estudio (Figura 6.1) se han identificado escasos pliegues C1 de escala cartográfica, debido probablemente al enmascaramiento por las fases posteriores. En la ZCI se ha preservado un tren de pliegues de fase C1, afectando las cuarcitas del Miembro Ermida de la Formación Marão, en el Sector Central al NE de Quinta das Quebradas. En el DEGTM, se han identificado un par de pliegues C1 en el Parautóctono Superior, definidos por las cuarcitas de la formación Algosó, bajo el castillo de esta localidad. La dirección de los pliegues C1 identificados tanto en la ZCI como en el DEGTM, es subparalela a la traza general del límite basal de la ZGTM y del Macizo de Morais (Figuras 6.1 y 6.4).

La deformación C1 produjo una foliación regional (S1) de plano axial de los pliegues, preservada en las zonas donde las fases posteriores han sido más débiles, dentro de microlitones, o marcada por inclusiones en porfiroblastos tardi a post-C1. Su orientación se muestra en la Figura 6.3, donde se aprecia cómo la afecta el plegamiento C3. La S1 ha sido datada en la ZCI, al N del Sinforme de Alcañices mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total, en $359,3 \pm 0,2 \text{Ma}$ (Dallmeyer *et al.*, 1997).

Zona Centro Ibérica

En la zona Suroriental del Sinforme de Morais, entre las localidades de Quinta de Quebradas y Castelo Branco, se observan los mejores ejemplos de pliegues C1 de escala cartográfica, desarrollados en las ortocuarcitas del Miembro Ermida de la Formación Marão (Figura 6.4). Su dirección es NE-SW (Figuras 6.1 y 6.4; Mapa Geológico y Corte E en Anexo), paralela a la estratificación y casi perpendicular a los pliegues de tercera fase (Lx3). Esto facilita la discriminación de las estructuras C1 y C3, más difícil donde sus respectivos pliegues son homoaxiales, que es lo común en el Dominio de los Pliegues Acostados de la ZCI.

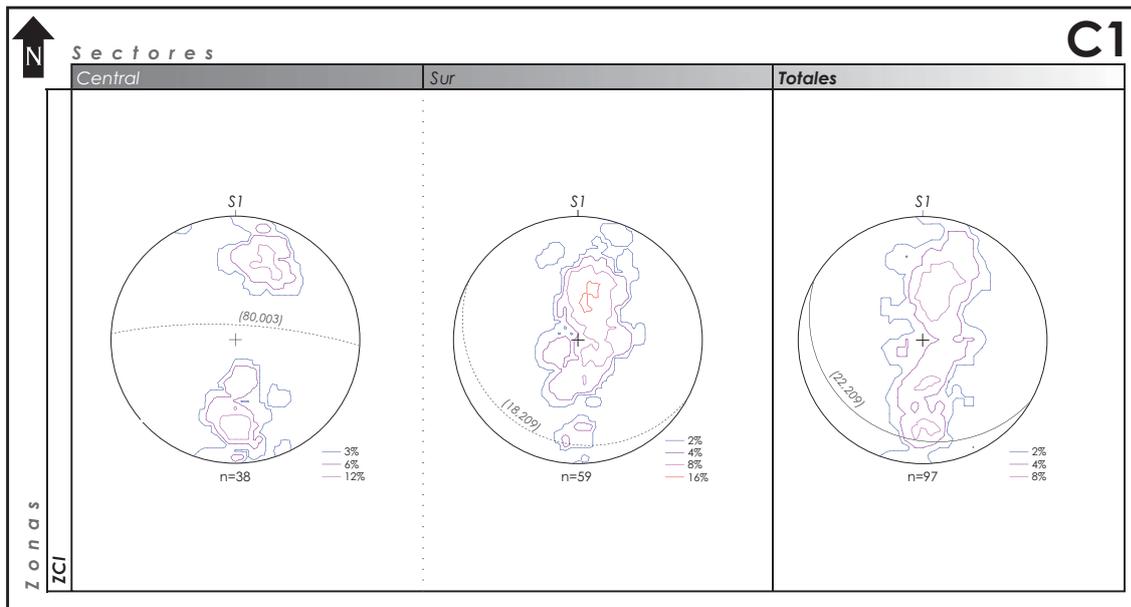


Figura 6.3 - Proyección estereográfica de la esquistosidad S1. Su dispersión revela como está doblada por el plegamiento C3.

Los mejores pliegues C1 se observan en un corte de ferrocarril abandonado (Figuras 6.5 y 6.6A), donde se identifica un tren de estructuras menores, asociadas al anticlinal C1 de dirección NE-SW cartografiado en este área (Figuras 6.1 y 6.4). La S1 es de plano axial, presentándose casi paralela a la S0 en los flancos, lo que revela un carácter fuertemente isoclinal. La relación angular entre S1 y la estratificación que aquí se observa indica una ligera vergencia de los pliegues al SE. Las estructuras C1 están afectadas por las fases tardías, que producen variaciones locales de la dirección del pliegue, y por pliegues menores con esquistosidad sub-horizontal de plano axial, que indican un aplastamiento vertical de la estructura C1.

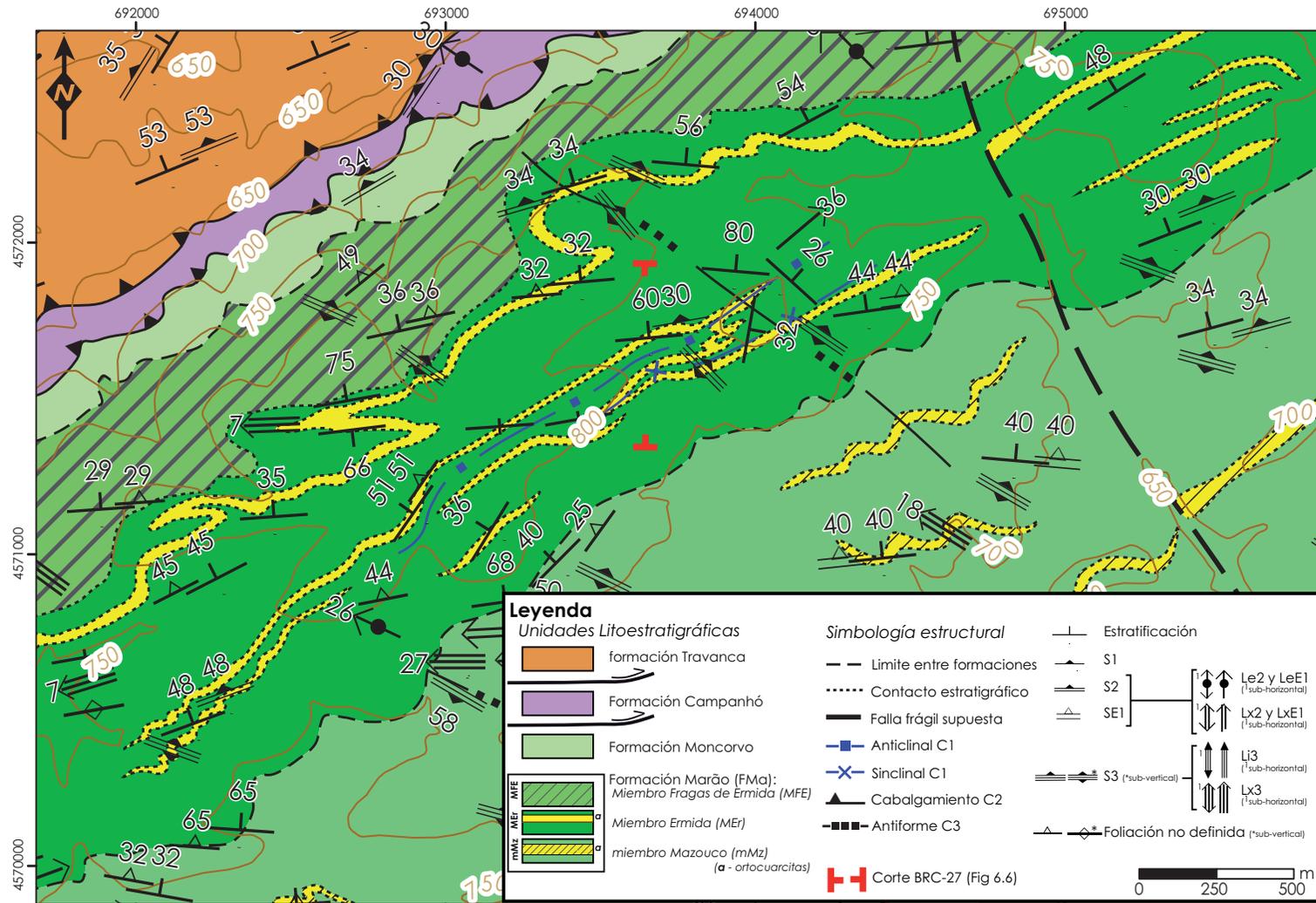


Figura 6.4 - Mapa geológico del pliegue C1 en las cuarcitas de la Formación Marão (Miembro Ermida) localizado al NE de Quinta das Quebradas (Figura 6.1), en el corte del ferrocarril abandonado, y representado en la Figura 6.5.

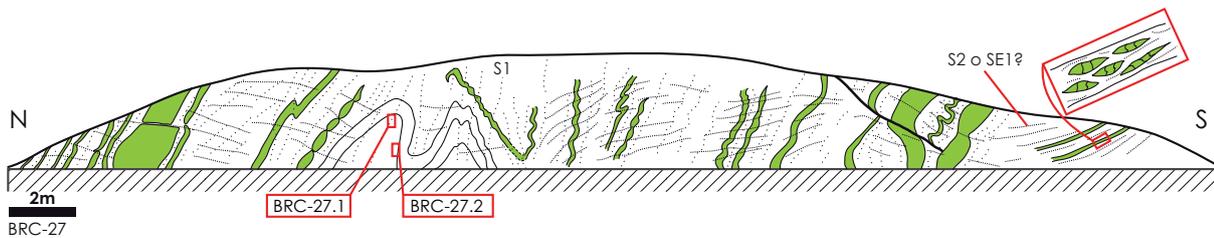


Figura 6.5 - Corte geológico en el talud N del ferrocarril abandonado en la estación BRC-27. Este corte es aproximadamente transversal al pliegue C1 definido por las ortocuarcitas de la Formación Marão. S1 es sub-paralela a la estratificación en los flancos y se encuentra retocada por un clivaje espaciado sub-horizontal de plano axial de los pliegues menores de una fase posterior (E1 o E2). En rojo se indica la situación de dos láminas estudiadas, una de las cuales se muestra en la Figura 6.6C.

Al microscopio, la fábrica S1 asociada a este pliegue (Figura 6.6C) se presenta anastomosada y, en los flancos, corta oblicuamente a la estratificación definida por niveles arenosos. La mayor competencia de dichos lechos, produce la refracción del clivaje. En las charnelas, la S1 marca las zonas axiales, promoviendo la formación *mullions* microscópicos.

Al Suroeste de este pliegue, se pueden observar en un corte de la carretera nacional N-221 otras evidencias de pliegues C1 desarrollados en las cuarcitas del Miembro Ermida. Se identifican por las relaciones So y S1, ambas aproximadamente paralelas, sub-verticales, y de dirección NE-SW (Figura 6.6B).

En las restantes áreas de la ZCI estudiadas, las evidencias de la C1 se presentan solamente a escala de afloramiento o en lámina delgada, no habiéndose identificado ningún otro pliegue. En el Sector Norte, la S1 se encuentra preservada únicamente en el interior de los microlitones de las esquistosidades posteriores (Figura 6.6D y E). En algunos puntos, se verifica que la S1 es aproximadamente paralela a So. Esto es más evidente en las litologías más areno-limolíticas, donde el clivaje de primera generación se torna más espaciado y cuando So es más evidente (Figura 6.6E). La blastesis de cloritoide y andalucita tardi- a post-C1 favorece la preservación de S1 en su interior y en sus sombras de presión. Fuera de esos dominios, S1 se encuentra frecuentemente transpuesta por las fases posteriores (Figura 6.6D y E).

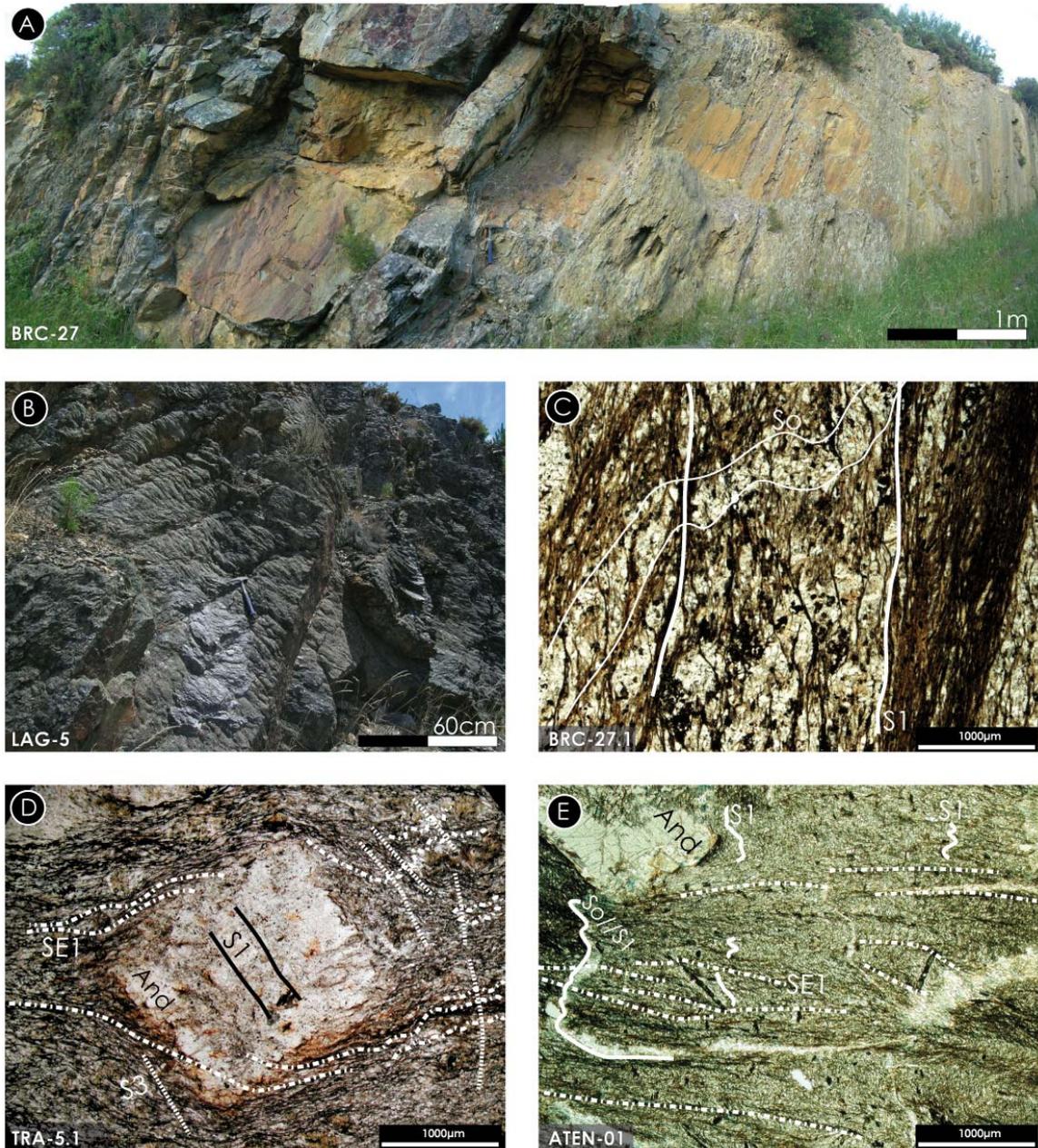


Figura 6.6 - Aspectos a meso y microescala de las estructuras y fábricas de fase C1 en la ZCI. **A** – Flanco Oeste del anticlinal en el corte del ferrocarril abandonado; **B** – Capa de cuarcita del Miembro Ermida en posición sub-vertical correspondiente al flanco del pliegue cartografiado de fase C1, localizado al SW de la foto A, en la carretera N-221. Está afectado por *mullions* de fase E1 y por un plegamiento de fase C3 de ejes sub-verticales; **C** – Charnela de un micropliegue en los materiales limo-pizarrosos del Miembro Ermida, en la muestra cogida en la zona de charnela del pliegue mayor (Figura 6.5). S1 es penetrativa en bandas, concentrándose en los flancos y presentándose anastomosada en la charnela. Es espaciada en los materiales arenosos que definen So y más penetrativa en los pizarrosos; **D** – Microfotografía de un porfiroblasto de andalucita, que incluye restos de S1, que se encuentra borrada en el exterior; **E** – Microfotografía mostrando porfiroblastos de cloritoide (aguja) tardi-C1 y de andalucita post-C1 que ayudan a preservar S1 en su interior, y en sus sombras de presión. También se identifica un micropliegue C1 definido por un fino nivel más cuarzosos (So), con S1 de plano axial, ambos afectados por la crenulación SE1.

En los sinformes de Poiares y Moncorvo, en el Sector Sur, las evidencias de la fase C1 son escasas. En la Formación Desejosa cerca de Freixo de Espada a Cinta, este fenómeno es muy evidente y por debajo de la Discordancia Toledánica, sólo se identifica una generación de esquistosidad, orientada $90^\circ/210^\circ$ (*dip/dip azimuth*), paralelamente a la S3 regional. En las láminas delgadas se observa sólo un clivaje espaciado, de plano axial de microcrenulaciones, que son más evidentes en los niveles arenosos.

Por encima de esta discordancia, en ambos sinformes se observa que las fases siguientes han sido más penetrativas, siendo posible identificar hasta 3 generaciones de clivaje. En esta situación la S1 se torna aparentemente sub-paralela a la S0, siendo posible identificarla localmente a la escala del afloramiento y, más fácilmente, al microscopio.

En el borde Sur del Sinforme de Poiares, la S1 es un clivaje penetrativo espaciado y anastomosado, asociado a pliegues menores, que se observa tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada. La deformación queda mejor registrada cuando la estratificación está marcada por niveles arenosos más competentes que su envolvente pizarrosa. Hacia el Sur, en dirección a La Fregeneda, la deformación E1 y el grado metamórfico aumentan rápidamente, favoreciendo la transposición de las fábricas de primera fase por los fenómenos tectono-termales posteriores.

Domínio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes

En el tramo estudiado del DEGTM, el único ejemplo de estructuras mayores C1 son los pliegues que afectan a las ortocuarcitas de la formación Algosó (Mapa Geológico y Corte C, en Anexo). Se trata de un tren de pliegues aproximadamente isoclinales, casi verticales pero ligeramente vergentes al E, con una dirección N-S, siendo el más representativo el que se observa en la colina del Castillo de Algosó (Figuras 6.7 y 6.8A).

Estos pliegues presentan una foliación tectónica de plano axial (S1) sólo observada en zonas poco afectadas por las deformaciones posteriores. Los ejes de los pliegues (Lx1) muestran una variación de la inclinación entre los 0° y 40° hacia el Norte y el Sur, quizá por ser sus charnelas originalmente curvas, pero también por estar afectados por las deformaciones siguientes.

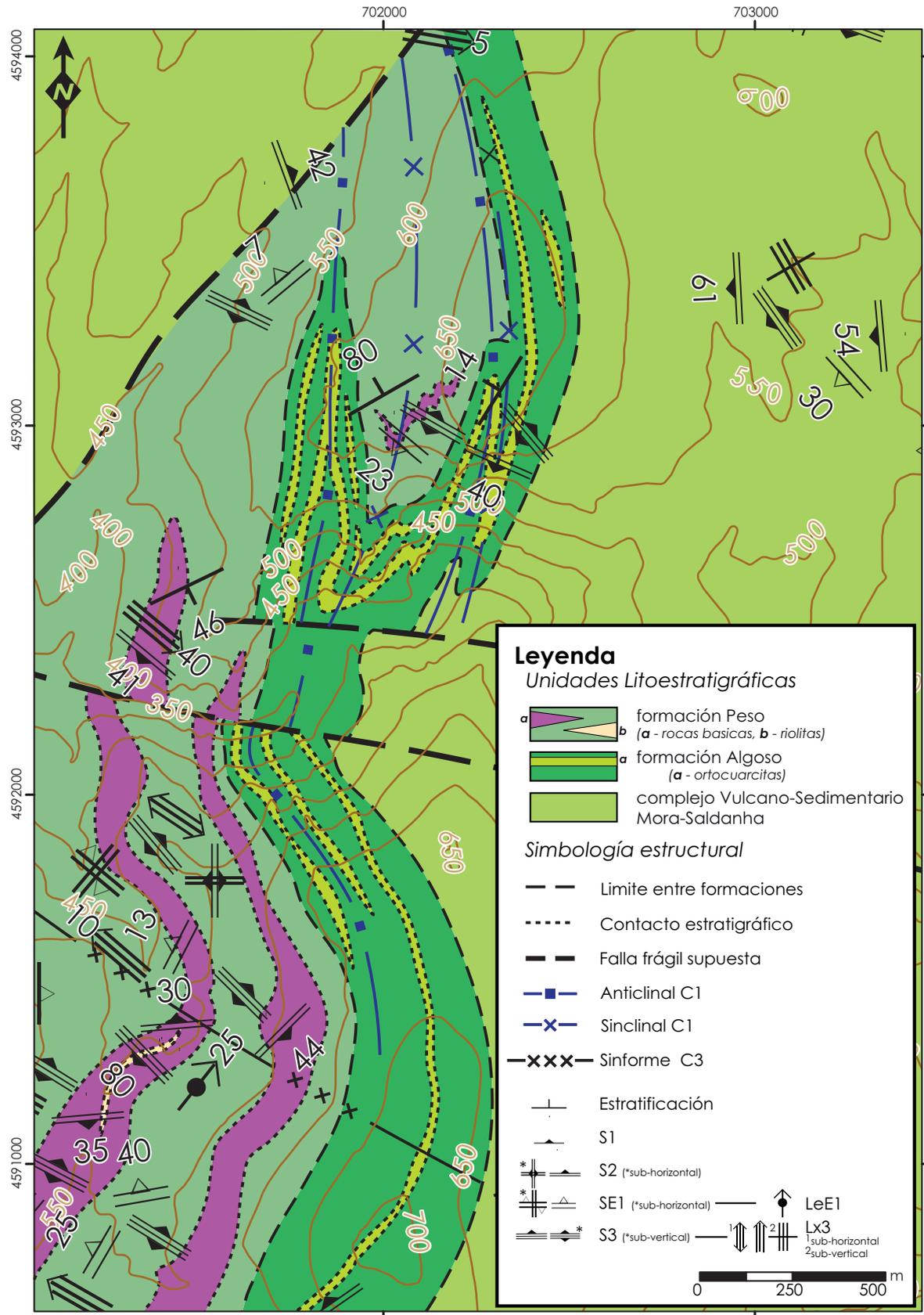


Figura 6.7 - Mapa de los pliegues que afectan a las cuarcitas de la formación Algozo, bajo el Castillo de Algozo (situación en la Figura 6.1).

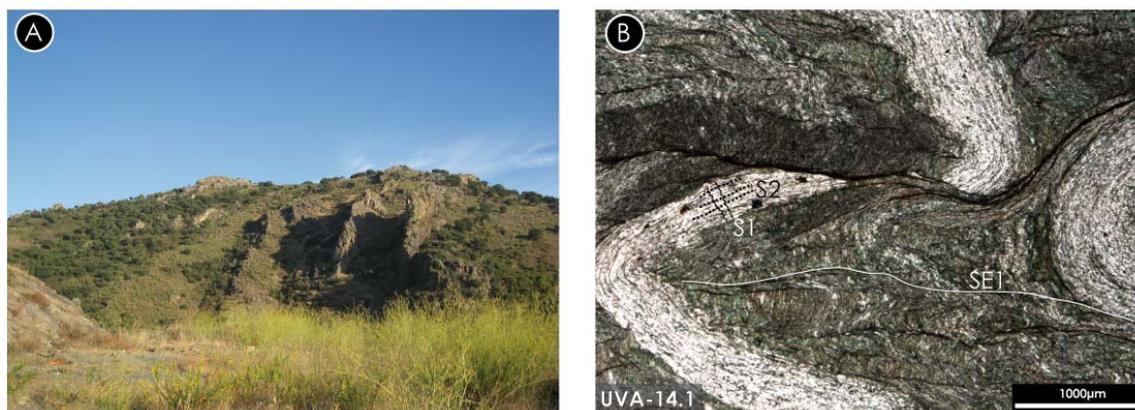


Figura 6.8 - Características de la deformación de primera fase compresiva a macro-y microescala, en el DEGTM. **A** – Estratificación vertical en una capa de cuarcita de la formación Algosos, en ambos flancos de un pliegue C1 al Sur de Castillo de Algosos; **B** – S1 preservada en microlitones de una banda cuarzosa del bandeado tectónico S2. El bandeado S2 está doblado por la fase E1, con formación de un clivaje pizarroso muy espaciado (SE1).

En otras áreas del Parautóctono Superior, se han identificado pliegues menores preservados en bandas libres de foliaciones posteriores. Son pequeñas charnelas aplastadas y desmembradas dentro de *boudins*, o replegadas formando ganchos por la superposición de fases. Pero lo que caracteriza al Parautóctono Superior es una foliación tectónica muy penetrativa S2 plegada por la fase C3. En estas situaciones, la S1 se preserva en algunos microlitones, especialmente en los esquistos más cuarcíticos del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha. Cuando esto ocurre, S1 es visible también en el afloramiento, muy penetrativa, regular, fina y paralela, con recristalización moderada de los granos cuarzo en los esquistos más ricos en este mineral.

En el Parautóctono Inferior, las primeras estructuras son algunos pliegues menores que doblan a los materiales más competentes de las formaciones Vila Chã y Travanca. Son muy aplastados y casi isoclinales, con una foliación muy espaciada de plano axial, concentrada en las zonas de charnela, y subparalela a So en los flancos. Pero dado el carácter sinorogénico de estas formaciones, esas estructuras pueden ser simplemente C2, aunque no se excluye que sean unidades compuestas, sobre todo, la de Vila Chã, formadas por materiales pre- y sinorogénicos, en cuyo caso, podrían preservarse estructuras C1 en los primeros.

6.2.2. Segunda fase de deformación compresiva (C2)

La importancia de la segunda fase de deformación compresiva en esta región fue establecida por Ribeiro (1974), cuando describió por primera vez los cabalgamientos y el metamorfismo que caracterizan las unidades alóctonas de la ZGTM.

Los estudios de las últimas cuatro décadas muestran que la fase C2 está asociada al emplazamiento de los Complejos Alóctonos de la ZGTM sobre su autóctono relativo, la ZCI (Schermerhorn & Kotsch, 1984; Dias, 1986; Farias *et al.*, 1987; Pereira, 1987; Arenas *et al.*, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990; Marques, 1994; Dallmeyer *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 1997; Abati *et al.*, 1999; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; Arenas *et al.*, 2004; Castiñeiras, 2005; Ribeiro *et al.*, 2006; Martínez Catalán *et al.*, 2007). Un modelo de transporte que invoca una tectónica de cabalgamientos siguiendo una secuencia *piggy back* para la acreción inicial del Alóctono, y cabalgamientos fuera de la secuencia para el emplazamiento del Parautóctono con el Alóctono a cuestras (Schermerhorn & Kotsch, 1984; Dias, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1997; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002).

Durante esta fase se alcanzó el pico metamórfico Barroviense como resultado del engrosamiento y la imbricación de la corteza, culminando así una evolución tectono-metamórfica iniciada en la fase C1 (Schermerhorn & Kotsch, 1984; Arenas *et al.*, 1988; Dallmeyer *et al.*, 1997; Escuder Viruete *et al.*, 2000b; Martínez Catalán *et al.*, 2002; Arenas & Martínez Catalán, 2003; Martínez Poyatos *et al.*, 2004a; Alcock *et al.*, 2009; Rubio Pascual, 2012).

La fase C2 está caracterizada por sistemas de fallas imbricadas, enraizadas en un accidente de primer orden, que afectan a los Complejos Alóctonos y su autóctono relativo (Ribeiro, 1974; Farias *et al.*, 1987; Farias, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1997; González Clavijo, 2006; Rodrigues *et al.*, 2006b; Rodrigues, 2008; Meireles, 2012). Los cabalgamientos imbricados de primer orden limitan las grandes escamas alóctonas que componen la ZGTM. El metamorfismo y la deformación aumentan escalonadamente desde las láminas inferiores hacia las superiores, mostrando un patrón metamórfico invertido. Esto ha llevado a que se definieran diferentes unidades alóctonas, cada una portadora de una historia tectono-metamórfica concreta que la distingue de las demás.

Ribeiro (1974), propuso la primera división de unidades tectono-metamórficas del Nordeste de Portugal, basándose en la cartografía y el estudio del metamorfismo realizados en su tesis doctoral y durante los trabajos de cartografía de los *Serviços Geológicos de Portugal* (actualmente LNEG) durante los años 60 y 70 del siglo XX. En ese trabajo, el autor traza por primera vez los cabalgamientos mayores que limitan esas unidades y que son básicamente los adoptados actualmente (Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006;

Rodrigues *et al.*, 2006b, a; Rodrigues *et al.*, 2006c; Pereira *et al.*, 2008a; Rodrigues, 2008; Pereira *et al.*, 2009; Meireles, 2012).

Ribeiro (1974) describió y correlacionó las fábricas y estructuras mayores de la ZGTM, pero su modelo de emplazamiento enraiza los complejos en la propia región de Trás-os-Montes. Posteriormente, Ribeiro *et al.* (1990) actualizaron la visión inicial con un modelo de imbricación de escamas tectónicas donde definen el origen de cada una de las láminas. Los autores relacionan la ductilidad creciente hacia arriba en la pila tectónica, con una secuencia de eventos del tipo *piggy back*, pero con movimientos complejos, que produjeron cabalgamientos fuera de secuencia entre las diferentes unidades.

En el Sinforme de Verín, Farias *et al.* (1987) y Farias (1990) definen las dos estructuras mayores de la C2, una que afecta el tramo superior de la ZCI y otra que es el límite basal del DEGTM. La primera es el Cabalgamiento de Pradocaballos, responsable de la imbricación tectónica de la Unidad Montes del Invernadeiro (Ordovícico Inferior-Medio) sobre los Esquistos y Filitas de “El Castro”, de edad Silúrica. El límite basal del DEGTM, está formado por el Cabalgamiento de Verín, un accidente tangencial enraizado en las litologías silúricas de la ZCI, que facultó el transporte tectónico de las unidades para autóctonas (Grupos de Santabaia, Nogueira y Paraño) sobre su autóctono relativo. Esta ha sido la primera caracterización de la secuencia tectono-estratigráfica del para autóctono de la ZGTM, conocido desde entonces por DEGTM (Farias *et al.*, 1987; Farias, 1990).

En la región de Alcañices, González-Clavijo (2006) definió tres unidades limitadas por cabalgamientos C2. En unidad inferior, denominada del Bajo Esla, se encuentra un conjunto de *duplexes* compuestos por materiales del Silúrico y Devónico de la ZCI, enraizados en el Despegue Basal del Silúrico. La Unidad del Río Aliste es la intermedia y se superpone a la anterior a través del Cabalgamiento de Vegalatrave. Ambas han sido consideradas unidades sub-autóctonas, pertenecientes a la ZCI. Sobre el denominado Cabalgamiento Basal del Dominio Peritransmontano se sitúa la Unidad del Río Manzanas, que constituye el Parautóctono de la ZGTM, y su accidente basal es equivalente al Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes (CPTM; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; González Clavijo, 2006).

En el SW del Macizo de Morais, Rodrigues *et al.* (2006b, a; 2006c) y Rodrigues (2008) asocian a la fase C2 un conjunto de estructuras de cabalgamiento y despegue, que afectan a las dos unidades del DEGTM. En el Dominio Parautóctono Superior son responsables del despegue y el aplastamiento de los pliegues C1 mayores y de su transporte tectónico sobre la unidad inferior, a través del despegue de Palheiros-Vila Flor, con translación del techo al E y al SE. El Parautóctono Inferior (o Sub-Autóctono) se caracteriza por una serie de cabalgamientos

imbricados, enraizados en el CPTM (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990), siendo este el accidente mayor responsable de la imbricación del Complejo de Mantos Parautóctonos (DEGTM) sobre la ZCI. A lo largo de los accidentes mayores los autores describen movimientos *strike-slip* dextros, relacionados con fenómenos rampas laterales asociadas al emplazamiento del Parautóctono Superior y de los complejos alóctonos de la ZGTM, durante la fase C2 (Rodrigues *et al.*, 2006b; Rodrigues *et al.*, 2006c; Rodrigues, 2008).

En la región Espinhosela-Quintanilha (NE de Portugal), Meireles (2012) ha definido cuatro unidades tectono-estructurales que se disponen por debajo y por encima del límite ZCI-ZGTM, y están separadas entre ellas por despegues o cabalgamientos C2. La unidad inferior es considerada sub-autóctona, perteneciente a la ZCI y limitada en su base por la estructura de Costa Grande, equivalente al Despegue Basal del Silúrico en Alcañices (González Clavijo, 2006). Su techo es la estructura de Ribeira de Silos, que sitúa estructuralmente sobre la unidad Sub-Autóctona el Parautóctono Inferior del DEGTM, constituido por diferentes escamas tectónicas de la misma fase. El tramo superior de esta unidad, presenta una secuencia de pliegues tumbados limitados en la base por el Cabalgamiento de Pena Branca, responsable de la duplicación de la secuencia parautóctona inferior. Finalmente, el autor define un Parautóctono Superior, que está constituido por pliegues recumbentes C1 deformados durante C2 y limitado en la base por la estructura de Ribeira do Porto.

A continuación se propone la reformulación de la nomenclatura anterior para las estructuras mayores de C2, que intenta aclarar su significado geológico, y se apoya en los nuevos datos geocronológicos (Capítulos 3 y 6). Para el accidente basal del DEGTM, se propone el nombre Despegue Basal del Parautóctono Inferior (DBPI) ya que es responsable del despegue de las unidades Devono-Carboníferas del Parautóctono Inferior sobre las Ordovícico-Silúricas autóctonas (ZCI). A la estructura mayor responsable de la superposición por cabalgamiento de las unidades Cambro-Ordovícicas del Parautóctono Superior sobre el Devono-Carbonífero de la unidad subyacente, se denomina Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes (CPTM), manteniendo el nombre propuesto por Ribeiro (1974) aunque en una situación no exactamente igual. El CPTM ha sufrido varias reubicaciones en posiciones estructuralmente inferiores (Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006; Rodrigues *et al.*, 2006b; Pereira *et al.*, 2008a; Rodrigues, 2008; Pereira *et al.*, 2009; Meireles, 2012). La posición que se propone aquí, es más coherente con su interpretación como cabalgamiento.

La C2 desarrolló una foliación tectónica asociada a estas estructuras mayores de cabalgamiento y despegue que, al estar crenuladas y transpuestas por las fases posteriores, no siempre son fáciles de identificar. Sí lo son las zonas de mayor intensidad de C2, con fábricas

planares miloníticas y filoníticas, con intensa recristalización de cuarzo en cintas y transposición de S₀ y S₁ por S₂. La foliación principal incluye una lineación de estiramiento (Le₂) a lo largo de la cual se han encontrado algunos criterios cinemáticos. La edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar para S₂ en la región de Verín-Alcañices es de unos 340 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997).

El buzamiento medio de S₂ varía desde el Sector Norte (39°/278°), hasta Quinta das Quebradas, en el extremo Sur del Sector Central, donde asume una dirección E-W y buzamientos al N. Esta variación acompaña el arqueamiento del Sinforme de Morais y de su Complejo Alóctono (Figura 6.1) evidenciando la presencia de un amplio sinforme que afecta a los accidentes mayores de la ZGTM. La totalidad de los polos de la S₂ definen un plano casi perpendicular a la dirección media de la S₃, indicando que están afectadas por un plegamiento de geometría aproximadamente cilíndrica durante la fase C₃ (Figuras 6.9 y 6.36).

Por otro lado, la lineación de estiramiento (Le₂) contenida en S₂ no presenta grandes variaciones, manteniéndose alrededor de 10°/300° (Figura 6.9), por ser sub-paralela a los ejes de los pliegues tardíos. La dirección de transporte durante C₂ es subparalela a Le₂, y su sentido es de techo hacia el E, siendo frecuente la presencia de criterios cinemáticos antitéticos relacionados con las fases posteriores.

A continuación se describen las características de las fábricas C₂ relacionadas con los accidentes mayores identificados en este trabajo, DBPI y CPTM.

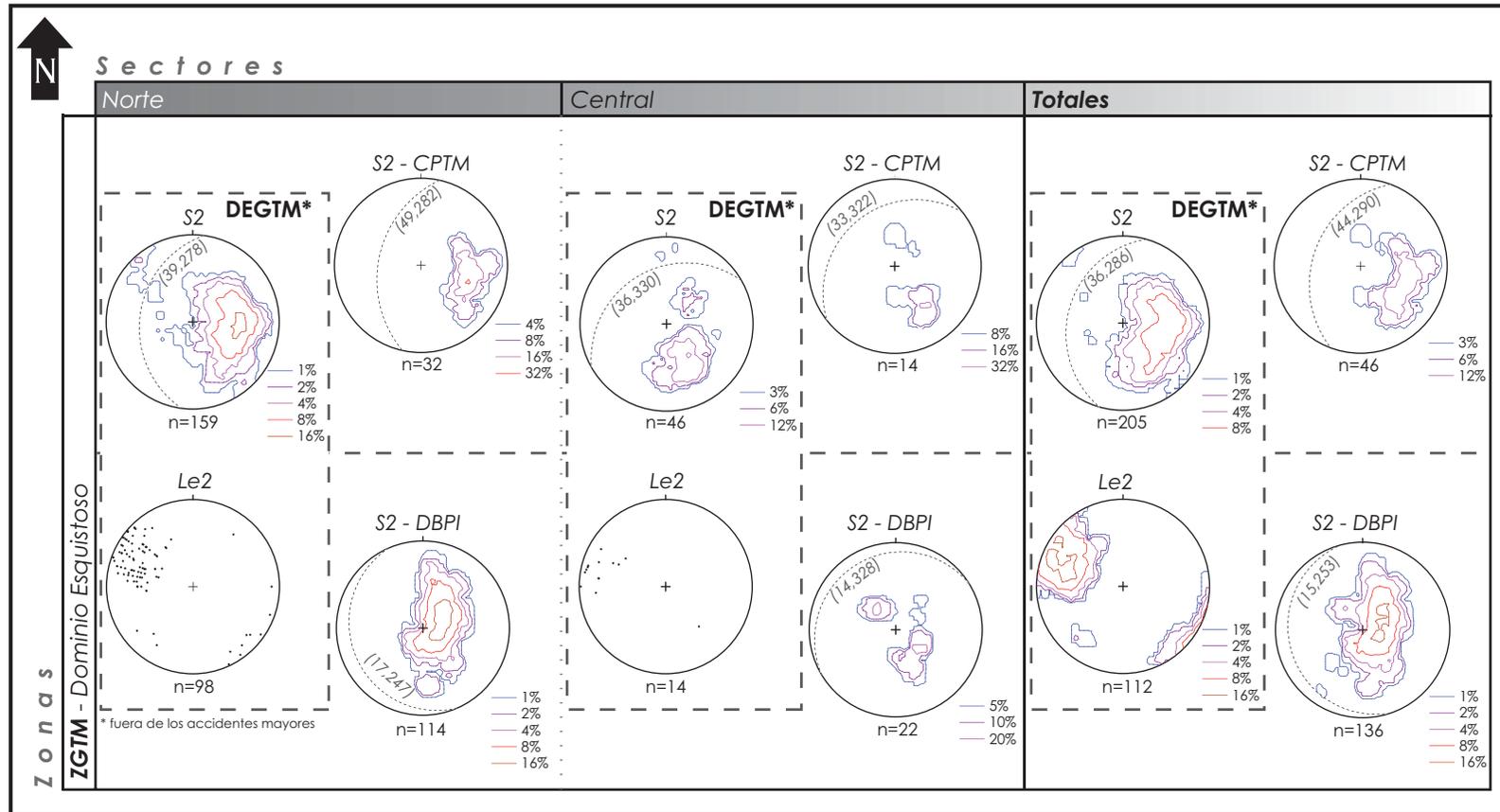


Figura 6.9 - Proyección estereográfica de las fábricas C2 observadas en el DEGTM fuera de los accidentes mayores, en el DBPI y en el CPTM. Se han representado solamente los sectores (Figura 6.1) donde aparecen estas fábricas, relacionadas con el apilamiento tectónico de la ZGTM sobre la ZCI. Se aprecia un cambio en la dirección de los accidentes mayores y de sus fábricas desde una dirección N-S en el Sector Norte hasta una dirección NE-SW en el Central. En general los planos S2 del DBPI son más horizontales que los del CPTM, con buzamientos medios de 15° para el primero y de 44° para el segundo. La dispersión de los polos de los planos S2 y de las lineaciones de estiramiento (Le2) indica la existencia de un plegamiento posterior, C3, cuyos ejes son sub-paralelos a la fábrica lineal de fase C2.

Despegue Basal del Parautóctono Inferior

El accidente basal del DEGTM se ha identificado en los Sectores Norte y Central (Mapa Geológico anexo), por la presencia sistemática de filonitas carbonosas en bandas que pueden alcanzar decenas de metros de potencia. Donde no se han observado rocas de falla, el contacto se ha trazado siguiendo las diferencias litológicas entre la formación Travanca y las subyacentes de la ZCI, las formaciones Campanhó y Moncorvo.

El tramo más septentrional del DBPI tiene una dirección NW-SE con buzamientos medios de 30° al SW (Figuras 6.1 y 6.7). La deformación tangencial a lo largo de él afecta especialmente las litologías carbonosas de la parte superior del Silúrico de la ZCI (ampelitas y pizarras negras grafitosas), con producción de filonitas. En estas rocas de falla destacan pequeñas pero abundantes cintas y “ojos” de cuarzo milimétricos de coloración blanca, que se disponen paralelamente a la S2, y que contrastan con la matriz filítico-carbonosa negra (Figuras 6.11 y 12).

La deformación disminuye hacia arriba en el bloque superior constituido por la formación Travanca (Cortes A, B y C, en Anexo). Las primeras decenas de metros de esta unidad presentan abundantes bandas de deformación de potencias métricas a decimétricas, subrayadas por la presencia de venas y venillas de cuarzo paralelas a S2. Gradualmente pasan a bandas con S2 penetrativa donde las venas de cuarzo son menos abundantes. La lineación de estiramiento principal C2 (Le2) es sub-paralela a la dirección de los planos de cizalla y, a lo largo de ésta se encuentran criterios cinemáticos de techo al ESE y SE (Figuras 6.10 y 6.12D, E y F).

En este tramo son particularmente interesantes los indicios de fenómenos tangenciales posteriores, que cortan a las fábricas C2. Se concentran en las bandas de mayor deformación y afectan a estos accidentes con cinemáticas antitéticas (Figuras 6.11 y 6.12A y C), indicativas de un rejuego extensional que se describirá en la siguiente sección.

Un poco más al Sur, el DBPI y las fabricas C2 están afectadas por el sinforme mayor C3. El criterio cinemático se mantiene constante, hacia el ESE y SE, debido a que el eje del pliegue se dispone sub-paralelo a Le2.

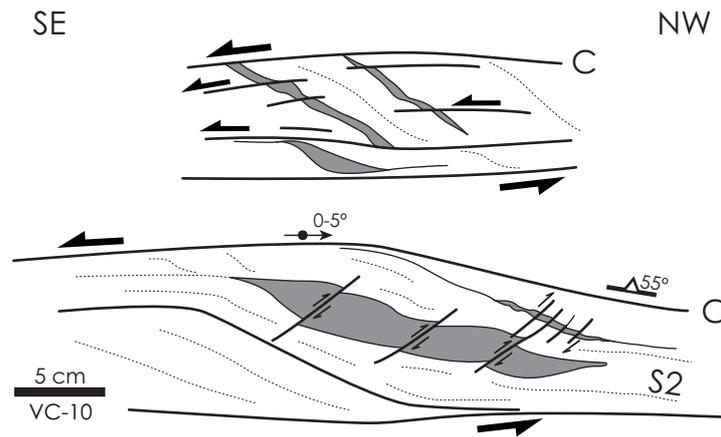


Figura 6.10 - Criterios de cizalla de fase C2 en las pizarras laminadas de la formación Travanca, en la base del Parautóctono Inferior. Se forman abundantes venas de cuarzo (representadas en gris) centimétricas, deformadas a su vez durante la progresión de la deformación.

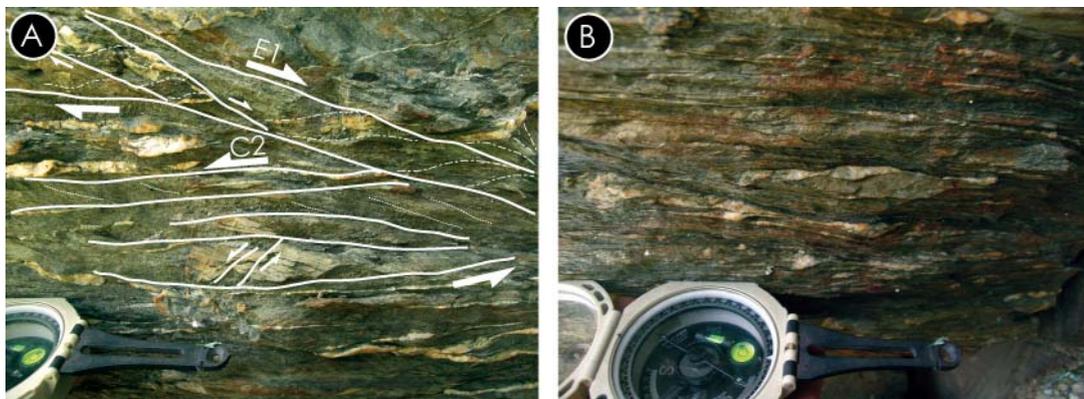


Figura 6.11 - Criterios de cizallamiento C2, con techo al SE, que afectan a las pizarras laminadas de la formación Travanca en la base del Parautóctono Inferior en la estación VC-36, formándose abundantes venas y venillas de cuarzo subparalelas a S2 y que cortan el bandeo sedimentario (A). Están afectadas por planos de cizalla frágiles de fase E1 que indican una cinemática antitética, de techo al NW (A y B).

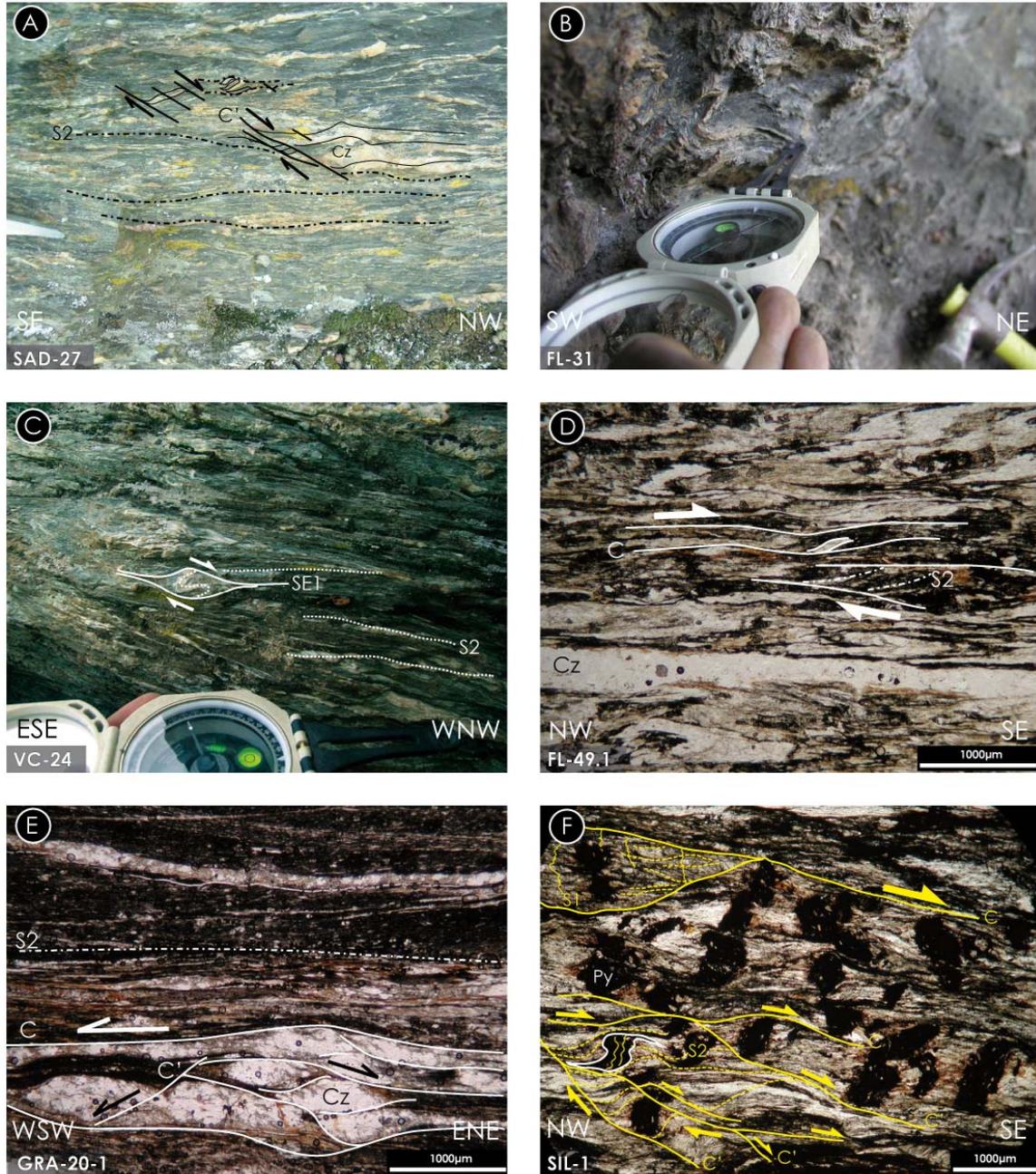


Figura 6.12 - Características a meso- y microescala de las fábricas filoníticas asociadas al DBPI, que afectan el Silúrico autóctono y la base de Parautóctono Inferior (nícoles paralelos). **A** – Pizarras negras filoníticas a techo de la Formación Campanhó, con venas y cintas de cuarzo cortadas por pequeñas cizallas frágiles con desplazamiento del techo al NW; **B** – Filonitas carbonosas, con cintas de cuarzo milimétricas, paralelas a S2, afectadas por un plegamiento posterior C3; **C** – Criterios cinemáticos al NW de una cizalla tardía que corta a S2 y las venas de cuarzo en las pizarras laminadas de la formación Travanka; **D** –Filonita carbonosa del techo de la Formación Campanhó, con cintas de cuarzo, producto de recrystalización dinámica, y disolución por presión. Criterios cinemáticos C2 indican techo al SE; **E** – Pizarras ampelíticas silúricas filonitizadas, con cintas de cuarzo paralelas a S2 y cinemática de techo al SE, pese al criterio antitético observado en una cizalla menor; **F** – Filonita en las ampelitas de la Formación Campanhó, con S1 preservada en microlitones y granos de pirita (Py). Algunos muestran formas sigmoidales que indican techo para el SE, coherente con cizallas C y C' sintéticas.

Hacia el Sur, en la parte central del Sector Norte, se observa una inflexión del DBPI, que pasa a tener dirección NNW-SSE a la vez que la Formación Campanhó se adelgaza, presentándose fuertemente filonitizada en toda su escasa potencia (Mapa Geológico y Corte E, en Anexo). Se observa además una deformación penetrativa en otras formaciones de la parte superior de la ZCI, con desarrollo de S2 y de milonitas en las rocas carbonatadas de la Formación Santo Adrião, indicativas de un contacto tectónico local entre ella y la infrayacente Formación Marão. Los criterios cinemáticos se mantienen coherentes con los de la parte más septentrional.

A partir de este punto, la Formación Campanhó presenta un aumento aparente de su potencia por debajo del DBPI, relacionado posiblemente con repeticiones tectónicas intra-silúricas, difícilmente observables por la falta de exposición. En el extremo meridional del Sector Norte, el accidente está afectado por los pliegues C3, con variaciones de la dirección de N-S a NE-SW y del buzamiento de las fábricas de fase C2. Los criterios cinemáticos de techo al SE se mantienen, tal como en los casos anteriores, pero se observa una variación del cabeceo de Le2 hacia el NW y el SE, relacionado posiblemente con un plegamiento tardío sub vertical de dirección N10°E (fase C4).

En el Sector Central, al Suroeste del granito de Vila de Ala, la banda de deformación C2 se extiende a todo el Silúrico, encontrándose siempre filonitizado en toda su potencia. Localmente, también la parte superior de la Formación Moncorvo se encuentra filonitizada. La Le2 se mantiene constante, y los criterios cinemáticos indican techo hacia el ESE y SE.

En el Sector Sur, el DBPI se encuentra parcialmente afectado por una falla frágil normal, de dirección NE-SW con hundimiento del bloque NW. Esta falla corta también los pliegues C3 que afectan al accidente mayor, distorsionando localmente la secuencia tectono-estratigráfica de la ZCI y del DEGTM (Mapa Geológico, en Anexo). La deformación C2 en esta zona afecta localmente a las pizarras negras de la Formación Moncorvo y la parte superior de la Formación Marão (Figura 6.13), poniendo en evidencia una laminación importante del tramo superior de la ZCI.

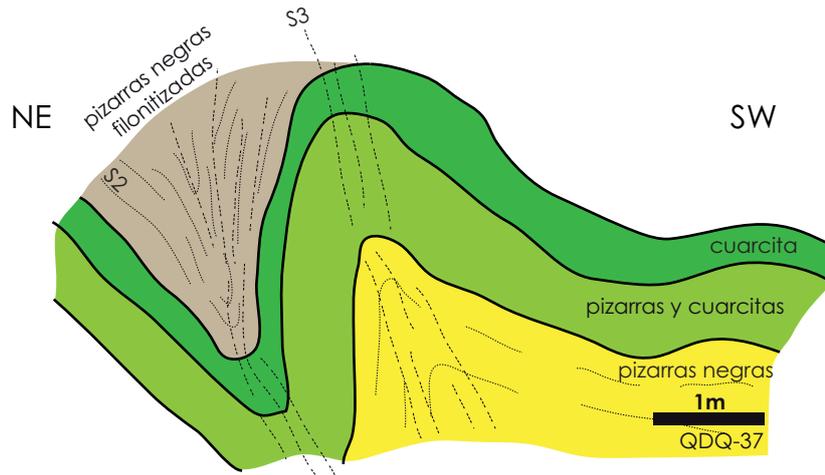


Figura 6.13 - Pizarras filonitizadas a techo de una capa de cuarcita de la Formación Marão, al Norte de Quinta das Quebradas, plegadas en la charnela de un sinforme menor de fase C3, indicando que la deformación C2 afectó en el Sector Sur hasta las litologías de Ordovícico Inferior a Medio de la ZCI.

Al microscopio, las filonitas del DBPI presentan un aspecto semejante en todos los sectores estudiados. La abundancia de materia orgánica hace que el contraste entre la matriz y las venillas de cuarzo deformadas sea muy grande, mostrando así la deformación y cinemática de la fase C2 (Figura 6.12 D, E y F). En el cuarzo se observa disminución del tamaño de grano, cintas (*ribbons*), extinción ondulante, subgranos y texturas en mortero (Figura 6.14).

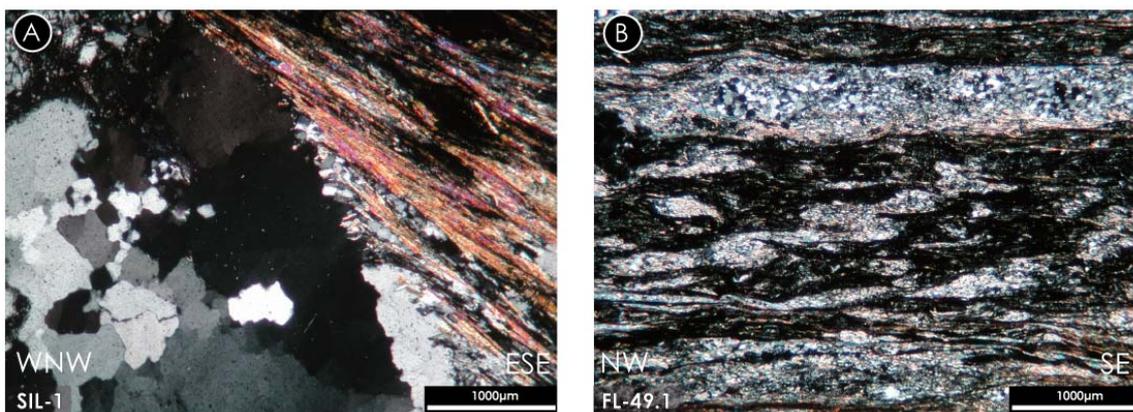


Figura 6.14 - Aspectos microscópicos (nícoles cruzados) de la recrystalización del cuarzo en cintas sincrónica de la fase C2. **A** - Vena de cuarzo “relict” con deformación plástica (extinción ondulante, subgranos y nuevos granos) cuyo contacto con la pizarra muestra una fuerte recrystalización de ese mineral en cintas, que se disponen paralelamente a la foliación de segunda fase Varisca; **B** – Cintas de cuarzo paralelas a S2, con formación de microplegues intrafoliares entre dos venillas de cuarzo de mayor potencia. Se observa una fuerte disminución del tamaño del grano por formación de nuevos granos poligonales, evidencia de los fenómenos de recrystalización dinámica.

Los indicadores cinemáticos identificables en las cintas de cuarzo son frecuentes. En algunas láminas se comprueban que los criterios de la fase C2 presentan una cinemática con techo hacia el SE. Pero la deformación tangencial que le sigue es frecuente y muy penetrativa, en especial en las bandas de mayor deformación C2, oscureciendo los criterios primarios con cinemáticas opuestas. Entre los criterios de fase C2 cabe citar las bandas S-C, los sigmoides en foliaciones previas, venas de cuarzo y pirita, y las bandas de clivaje de crenulación extensional (C' o cce) (Figura 6.12D, E y F).

Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes

El Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes (CPTM) forma la base del Parautóctono Superior. Este accidente de primer orden se observa en el Sector Norte, con una dirección N-S a NNE-SSW y buzamientos de 30-60° hacia el Oeste, y en el Sector Central donde toma una dirección NE-SW con iguales buzamientos (Figuras 6.1 y 6.9; Mapa Geológico y Cortes en Anexo). Forma una banda de deformación considerablemente más potente que la observada a lo largo del DBPI, hasta 1 km o más, y no siempre ha sido posible distinguir una o más de bandas de cizalla en la base del Parautóctono Superior, lo que torna difuso el trazado del accidente.

El CPTM marca la transición desde las litologías Devono-Carboníferas menos deformadas del Parautóctono Inferior hasta una unidad Cambro-Ordovícica considerablemente más deformada, situada a techo. Por estas razones, se considera el cabalgamiento más importante dentro del DEGTM, pese a no se haberse encontrado cambios en el grado metamórfico a un lado y otro de él.

Sus efectos se hacen notar también en las unidades litoestratigráficas a muro del CPTM. En los metros superiores del Parautóctono Inferior se intensifica la deformación de fase C2 con una esquistosidad penetrativa y bandas miloníticas discontinuas de potencia variable, tornándose gradualmente más fuerte hacia arriba. Son comunes las venas y venillas de cuarzo centimétricas, sub paralelas a S2 y con geometrías anastomosadas, que gradualmente se tornan más abundantes y potentes hacia el CPTM. En las zonas de mayor intensidad de deformación de fase C2 se identifican bandas C y C', facoides del tipo sigma y delta y pliegues menores interfoliare, todos indicadores de una cinemática de techo hacia el ESE (Figura 6.15).

Esto se observa en la zona cercana a la localidad de Teixeira. En el talud de su campo de deportes abundan las bandas S-C y S-C' con criterios de techo al E y ESE, y venillas milimétricas y centimétricas de cuarzo, que afectan al complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha (Figura 6.16B). Hacia el E, la deformación C2 es muy intensa y afecta a toda la formación Vila Chã, ya muy adelgazada, que presenta bandas miloníticas de potencias variadas (Figuras 6.16A y 6.17).

Debajo, en la formación Travanca, los efectos de C2 se tornan más débiles, con una S2 menos penetrativa, concentrada en bandas que limitan bloques poco deformados donde se aprecian los aspectos sedimentarios característicos.

La deformación vuelve a disminuir por encima de este accidente mayor, pero no se disipa del todo, pues S2 aparece como la foliación tectónica principal del Parautóctono Superior, muy penetrativa en todas sus unidades (Figura 6.16C). Las deformaciones posteriores retocan las fabricas características de C2, en especial la deformación tangencial de la fase E1.

A lo largo del CPTM, se observa la eliminación tectónica de parte del registro estratigráfico de los bloques a techo y a muro. En el Parautóctono Inferior se produce el adelgazamiento y desaparición de la formación Vila Chã y la disminución de la potencia de la formación Travanca hacia el Sur (mapa geológico y cortes en Anexo). En el Parautóctono Superior, el acercamiento de las vulcanitas de Saldanha al CPTM sugiere que la parte basal del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha ha sido localmente eliminado. Más adelante se discuten las implicaciones en la dinámica regional del CPTM.

Pero no solamente se han identificado criterios cinemáticos C2 en el Parautóctono Superior a lo largo, e inmediatamente por encima, del CPTM. Gracias al fuerte contraste reológico entre los porfiroclastos de cuarzo y feldespato y la matriz filítica de las vulcanitas de Saldanha, se ha verificado la no coaxialidad de la deformación durante esta fase, con la presencia de criterios S-C, S-C', y facoides del tipo sigma y delta, visibles tanto a meso- como a microescala, indicadores de flujo tectónico de techo al ESE en un régimen de cizalla simple (Figura 6.16D y F). Todo ello sin perjuicio de que algunos sectores protegidos de la deformación hayan preservado texturas ígneas primarias en las vulcanitas de Mora y Saldanha. Cerca de los granitos de Brunhozinho y Vila de Ala, el DEGTM experimentó un metamorfismo térmico post-C2, que provocó la aparición de biotita de neoformación, dificultando la identificación de las fábricas tectónicas de fase C2. El CPTM se encuentra cortado por la primera intrusión, evidenciando que el Parautóctono Superior ya había cabalgado sobre la formación Travanca durante la intrusión de ese macizo granítico.

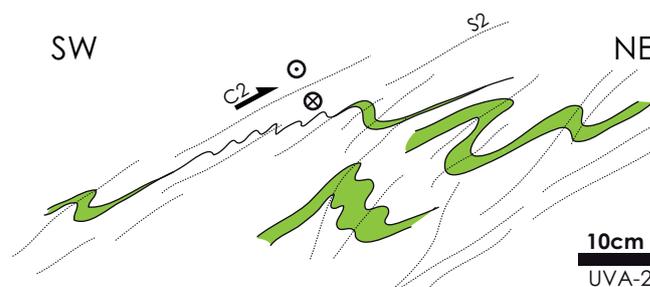


Figura 6.15 - Esquema de la estación UVA-2. Se observan pliegues menores C2 en las capas de cuarcita impura del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha, con S2 de plano axial, que indican una vergencia tectónica de techo al SE.

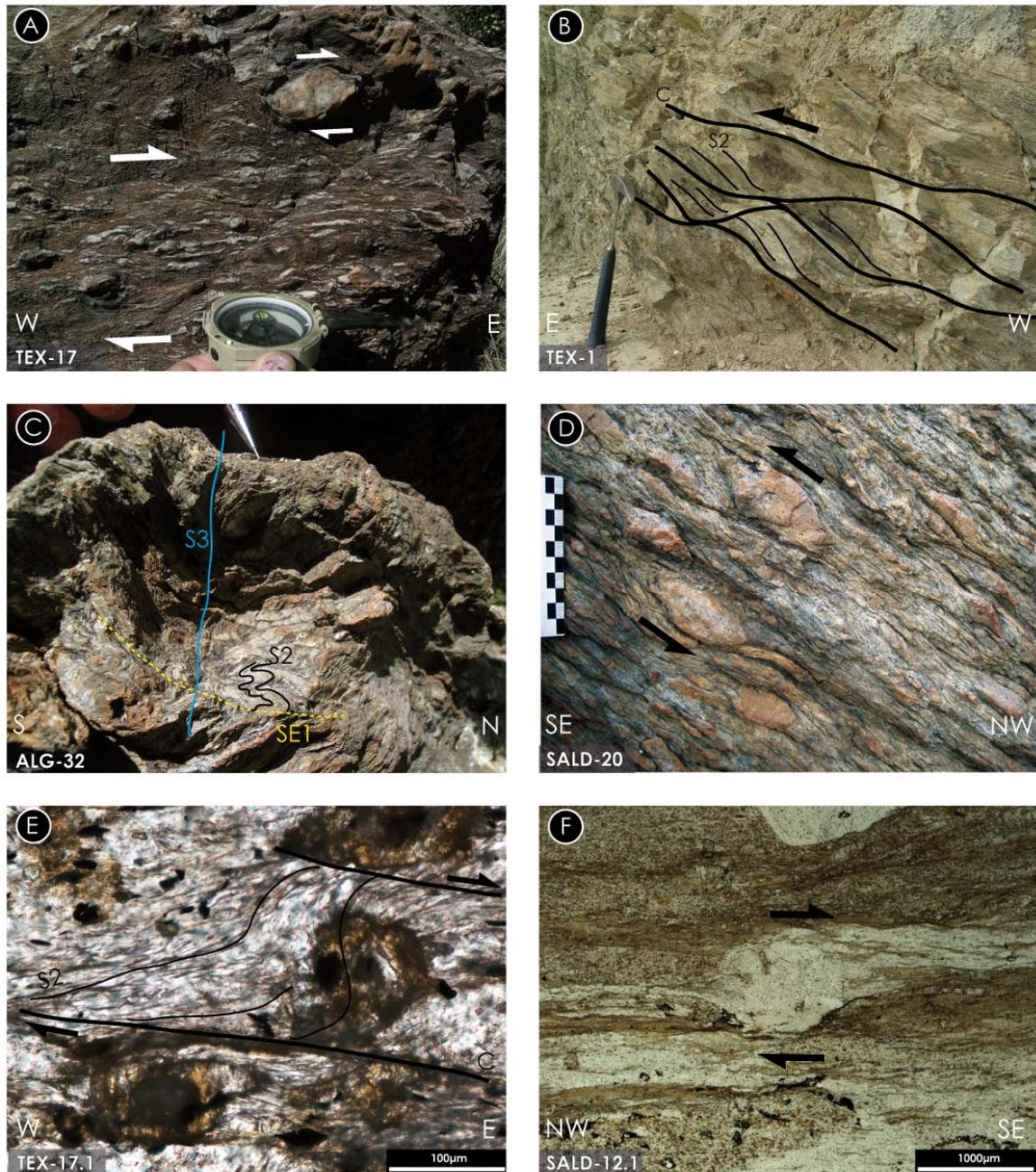


Figura 6.16 - Aspectos a meso- y microescala (nicoles paralelos) de las fábricas de fase C2 en las litologías del Parautóctono Superior; **A** – Milonitas filito-cuarcíticas del CPTM, con venas de cuarzo y criterios cinemáticos sigmoidales con sentido de techo al SE; **B** – Talud del campo de deportes de Teixeira, que muestra criterios S-C de techo al SE para la fase C2, en la base del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha; **C** – Bandeado tectónico S2, preservado en microlitones de fase E1, afectados por un pliegue menor C3; **D** –Porfiroclastos con sombras de presión de tipo sigma en una riolita porfiroide de las vulcanitas de Saldanha; **E** – Porfiroblastos pre- a sin-S2 de un mineral retrogradado, con geometrías del tipo sigma, en las milonitas de la fotografía A. La rotación de los blastos y criterios S-C indican sentido de transporte tectónico hacia el E; **F** – Forma facoide en sigma con criterio cinemático de techo al SE, en un grano de cuarzo volcánico perteneciente a las vulcanitas de Saldanha, recristalizado dinámicamente, con las colas de presión asimétricas, en la cuales se han formado cintas de cuarzo paralelas a S2.

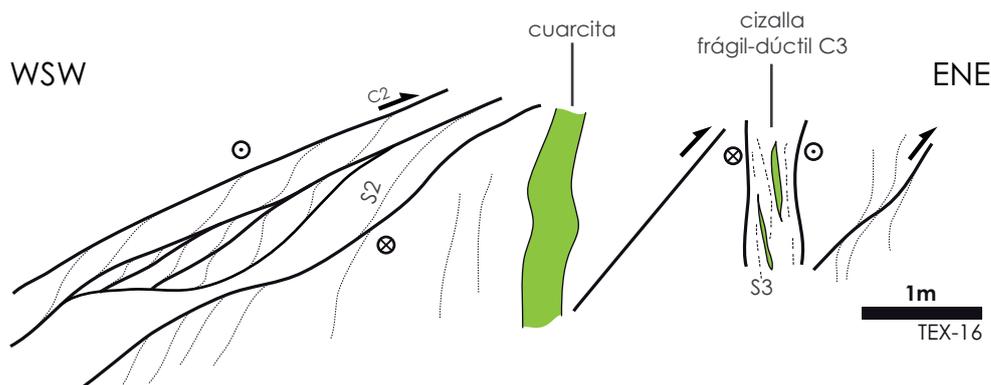


Figura 6.17 - Esquema de la estación TEX-16, donde se han representado las cizallas de fase C2 de techo al ESE, localizadas a pocos metros por encima del CPTM. S2 es aproximadamente paralela a S_0 en esta localidad, y presenta un buzamiento muy inclinado, cerca de $70^\circ W$. También se ha identificado una banda de cizalla frágil-dúctil tardi-C3 de desligamiento dextro y algunas fallas inversas frágiles, posiblemente alpinas.

6.2.3. Primera fase de deformación extensional (E1)

Su importancia fue puesta de manifiesto por Escuder Viruete (1993, 1999a, b) y Escuder Viruete *et al.* (1994a; 2000b), con la interpretación del Domo Gnéisico del Tormes y de sus macro- y micro-fábricas. Estos autores proponen, por primera vez en el sector estudiado, una relación entre la tectónica extensional, el metamorfismo de alta temperatura, y los procesos anatécicos y magmáticos. Previamente, López-Plaza y Gonzalo (1993), y López-Moro y López-Plaza (1993) definieron el Domo del Tormes en un área localizada entre Miranda do Douro, Ledesma y La Fregeneda, y propusieron un modelo magmático para la formación de este dominio, en el que prevalecen los fenómenos de fusión corticales.

Domos metamórficos, domos gnéisicos o *metamorphic core complexes* (Dewey, 1988; Brun & Van der Driessche, 1994; Burg *et al.*, 2004; Whitney *et al.*, 2004; Yin, 2004), han sido identificados en el Macizo Ibérico durante los últimos 30 años, y su relación con la tectónica extensional ha sido puesta de manifiesto en varios trabajos.

Las estructuras extensionales variscas que afectan las unidades alóctonas de la ZGTM han sido descritas en los complejos alóctonos de Galicia (Arenas *et al.*, 2004; Gómez Barreiro *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2009; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Díez Fernández, 2011). En el autóctono del NW y centro peninsular, los domos metamórficos variscos y las estructuras extensionales asociadas han sido también investigados en numerosos trabajos (Villar Alonso, 1990; Díez Balda *et al.*, 1992; Escuder Viruete, 1993; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Díez Balda *et al.*, 1995; Valle Aguado *et al.*, 2000; Abati *et al.*, 2007; Díez Montes, 2007; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Alcock *et al.*, 2009; Rubio Pascual, 2012). Además, algunos trabajos describen específicamente cómo la

tectónica extensional afectó tanto a los complejos alóctonos como al autóctono, y cómo el emplazamiento de los primeros influyó en el colapso extensional de la cadena (Fernández-Suárez *et al.*, 2000a; Gómez Barreiro *et al.*, 2006; Gómez Barreiro, 2007; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Bea *et al.*, 2009; Pesquera *et al.*, 2009; Díez Fernández, 2011; Rubio Pascual, 2012; Rubio Pascual *et al.*, 2012).

Los domos metamórficos de la ZGTM, ZCI y ZAOL se localizan en una banda que va desde el Noroeste de Galicia al Sistema Central, y se caracterizan por áreas gnéisico-migmatíticas post-C2 y pre- o post-C3, con flujo cortical cuyos criterios cinemáticos indican un transporte sub-paralelo al orógeno, con algunas excepciones. En una fase inicial el flujo tectónico afecta a una amplia banda de corteza media sub-horizontal en un régimen no-coaxial, y con deformación en condiciones de alta temperatura y baja presión. Los eventos tardíos desarrollan zonas de cizalla discretas, dúctiles a frágil-dúctiles, con mayor buzamiento, que a veces muestran una cinemática opuesta a la anterior, que cortan las estructuras dúctiles previas, y que evolucionan hacia condiciones de baja temperatura (Díez Balda, 1986; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete, 1999a; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Díez Montes, 2007; Rubio Pascual, 2012).

Al Sur de Salamanca se localiza el Domo de Martinamor y la zona de cizalla asociada, descrito por Díez Balda (1981; 1986) e incorporado posteriormente por Díez Balda *et al.* (1995) y por Ares Yanes *et al.* (1995) en una estructura regional denominada Despegue de Salamanca. En estos trabajos se detallan las fábricas tectono-metamórficas regionales asociadas al proceso extensional E1. En el núcleo de la estructura afloran los metasedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico y los ortogneises Cambro-Ordovícicos de San Pelayo (Bea *et al.*, 2009), ambos altamente migmatizados y parcialmente fundidos. Hacia techo las migmatitas y gneises pasan a pizarras en bajo grado de metamorfismo, poniendo en evidencia un salto metamórfico importante relacionado con un proceso extensional dúctil que se nuclea en los niveles medios de la corteza, ocultando parte de las zonas metamórficas regionales del tipo Barroviense producidas durante el engrosamiento cortical de las fases C1 y C2.

Bea *et al.* (2009) han datado las diferentes fases metamórficas a través de análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en turmalinas sin-tectónicas, obteniendo diferentes *plateaus* que definen una edad de 370 ± 5 Ma para la fase C1, $347\text{-}342\pm 9$ Ma para la fase E1 inicial (o C2?) y 318 ± 2 Ma para las fases tardías de la E1. Un estudio semejante avanzado por Pesqueira *et al.* (2009) para el Complejo de Álamo (continuación de este domo hacia el Sureste), obtuvo edades comparables.

Los trabajos de Escuder Viruete (1993, 1999a, b) y Escuder Viruete *et al.* (1994a; 2000; 2000b; 2004) sobre el Domo Gnéisico del Tormes (DGT) han sido esenciales para la comprensión de los fenómenos extensionales. En él, los autores proponen una división en

Unidad Inferior y Superior, estando la primera caracterizada por metasedimentos en alto grado, ortogneises glandulares y abundantes rocas graníticas sin-cinemáticas. En la Unidad Inferior se identifican relictos de la zona de la distena (Capítulo 8), preservados en porfiroblastos de hornblenda y granate, el último mostrando a menudo una textura en bola de nieve, que indica una cinemática de techo al ESE, al tiempo que registra la evolución termal del DGT (Escuder Viruete *et al.*, 2000b). La Unidad Superior es de grado considerablemente más bajo (facies de los esquistos verdes, zona de la clorita), a la que se superpone un metamorfismo térmico, con sillimanita y biotita – en las partes más profundas – o con andalucita y moscovita en las más someras. En ambas, la foliación principal es SE1 (que estos autores denominan S2), modifica o borra las anteriores. En la Unidad Inferior la fábrica es un bandeado gnéisico-migmatítico y en la Superior un clivaje de crenulación muy penetrativo. Como en el Domo de Martinamor, los fenómenos extensionales son comparables con los *metamorphic core complexes*, responsables del adelgazamiento de las zonas del metamorfismo Barroviense en la corteza media (especialmente la del granate), y la descompresión adiabática que facilitó la fusión parcial cortical en la Unidad Inferior.

La estructura más oriental de este tipo en a ZCI es el Domo de Somosierra, en el Sistema Central Español (Escuder Viruete *et al.*, 1998; Escuder Viruete & Valverde-Vaquero, 1999; Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Rubio Pascual, 2012; Rubio Pascual *et al.*, 2012). En el núcleo de esta estructura afloran ortogneises glandulares Cambro-ordovícicos altamente migmatizados, rodeados por granitos sin-tectónicos foliados. Las asociaciones metamórficas de alta temperatura contienen relictos de minerales de media y alta presión, y se encuentran pocos metros bajo las litologías de bajo grado metamórfico. Los autores citados justifican este fenómeno con la presencia de un evento de adelgazamiento cortical mediante una zona de cizalla dúctil extensional sub-horizontal, que favoreció una descompresión adiabática regional. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas y U-Pb en monacitas para la descompresión y enfriamiento de la fase E1 están comprendidos entre 340 y 321 Ma (Escuder Viruete *et al.*, 1998; Escuder Viruete & Valverde-Vaquero, 1999; Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Rubio Pascual, 2012). Los fenómenos extensionales tardi-E1 están representados en dicho sector por la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza, y cortan a las fábricas dúctiles anteriores entre los 319 y los 316 Ma (Rubio Pascual, 2012).

La fase E1 de la ZGTM está asociada al colapso gravitacional sin-orogénico que sucede a la fase C2 y precede la C3, y localmente es la deformación más penetrativa a escala de afloramiento. Sus fábricas están presentes en los Complejos Alóctonos de Galicia, pero sobre todo en el DEGTM (Abati *et al.*, 1999; Martínez Catalán *et al.*, 2002; Arenas *et al.*, 2004; Castiñeiras, 2005; Gómez Barreiro *et al.*, 2006; Abati *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2007; Gómez Barreiro, 2007; Gómez

Barreiro *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Díez Fernández, 2011). La extensión provocó la reactivación de algunos accidentes mayores de fase C2, pero con cinemáticas opuestas, como resultado de la compresión sub-vertical resultante de la inestabilidad gravitacional, derivada del apilamiento tectónico de las unidades alóctonas (Gómez Barreiro, 2007). La esquistosidad SE1 es generalmente sub-horizontal y se encuentra plegada por la fase C3 y afectada por los fenómenos variscos tardíos.

En la ZGTM del sector estudiado no existen referencias a una fase extensional como la descrita en Galicia, pero la deformación de fase E1 ha sido identificada durante los trabajos de campo en la ZCI y en el DEGTM. Sus características están relacionadas con el grado metamórfico, lo que dio lugar a diferentes estilos de deformación, con diferentes tipos de fábricas que varían desde dúctiles, en los núcleos de los domos metamórficos, hasta frágil-dúctiles a frágiles en los niveles más someros, donde la SE1 se presenta como un clivaje de crenulación espaciado.

A continuación se describen por separado las estructuras mayores y las fábricas de la fase E1, para la ZCI y para el DEGTM. En ambos dominios, el fenómeno extensional es posterior a la fase C2 y anterior a la C3.

Se estima que el primer proceso extensional en los domos metamórficos se inició hace aproximadamente 340 Ma y que las fases tardías tuvieron lugar hace 320-316 Ma (Escuder Viruete *et al.*, 1998; Escuder Viruete & Valverde-Vaquero, 1999; Escuder Viruete *et al.*, 2000b; Fernández-Suárez *et al.*, 2000a; Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Alcock *et al.*, 2009; Bea *et al.*, 2009; Rubio Pascual, 2012). La deformación E1 en la ZGTM solapa un poco estas edades estando comprendida aproximadamente entre los 335 y los 310Ma (Gómez Barreiro, 2007; Díez Fernández, 2011).

Zona Centro Ibérica

Los fenómenos de la fase E1 en la ZCI están relacionados con la formación de los domos metamórficos y el desarrollo de fábricas planares generalmente muy penetrativas, con una lineación mineral y de estiramiento bien desarrollada. Aunque afectados por fases posteriores, los criterios cinemáticos asociados a esta fase se identifican fácilmente, tanto en las zonas estructuralmente más profundas como en las más someras (Mapa Geológico y Cortes en Anexo).

En los niveles estructurales inferiores, se han identificado tres domos metamórficos de alta temperatura y baja presión, coincidentes con las zonas axiales de pliegues mayores C3 (Figura 6.1):

- El Domo de Miranda do Douro (DMD), conocido en la bibliografía como Complejo Gnéisico-Migmatítico de Miranda do Douro, (Ribeiro *et al.*, 2009), y propuesto en este trabajo, está situado en el extremo NE de la zona estudiada, en el núcleo del Antiforme de Miranda do Douro.
- El Domo Gnéisico del Tormes (DGT, Escuder Viruete, 1993), en la parte oriental del Sector Central, al Este del Sinforme de Morais.
- El Domo de Cerralbo-Lumbrals (DCL), también propuesto en este trabajo para la parte Sur del área cartografiada en el núcleo del Antiforme de La Fregeneda y que podría hacer parte integrante del Domo anatéctico del Río Águeda (Ribeiro *et al.*, 2009), localizado más al Sur, fuera de la zona de estudio.

La transición de alto a bajo grado metamórfico se produce en la vertical, en decenas a cientos metros, poniendo en evidencia un importante proceso adelgazamiento u ocultamiento de las zonas metamórficas (Capítulo 8), tanto Barrovienses como las relacionadas con el metamorfismo de alta temperatura (Buchaniense) (Spear, 1995; Yardley *et al.*, 1997), a lo largo de estrechas bandas de deformación dúctil extensional. El bandeado gnéisico observado en el núcleo de los domos pasa a un clivaje de crenulación penetrativo en los niveles estructurales más someros, donde a veces se preserva todavía la S1 en algunos microlitones de SE1.

El buzamiento medio de SE1 en la ZCI de la región estudiada es de $19^\circ/272^\circ$, con una dispersión de sus polos en la proyección estereográfica que indica la influencia de un plegamiento posterior de ejes aproximadamente paralelos a LeE1 ($13^\circ/294^\circ$; Figura 6.18).

En el núcleo del Domo de Miranda do Douro (DMD) afloran metasedimentos en alto grado con fábricas gnéisico-migmatíticas típicas de la zona metamórfica de la sillimanita-feldespatopotásico que borran las anteriores evidencias de deformación. Concordantes con el bandeado tectónico (SE1) existen abundantes cuerpos graníticos foliados de potencias centimétricas a métricas, intruidos, inyectados o segregados sincrónica o tardíamente a la fase E1 (Figura 6.19). También se ha desarrollado una lineación de estiramiento (LeE1) bien definida por blastos de biotita, agujas de sillimanita fibrosa y agregados de feldespatopotásico y cuarzo, a lo largo de la cual se observan criterios micro y mesoscópicos de cizallamiento simple con techo al SE. Estas estructuras se encuentran localmente cortadas por cizallas frágil-dúctiles tardi-C3 (Figuras 6.1, 6.19 y 6.52), que inducen una retrogradación de las fabricas de alta temperatura.

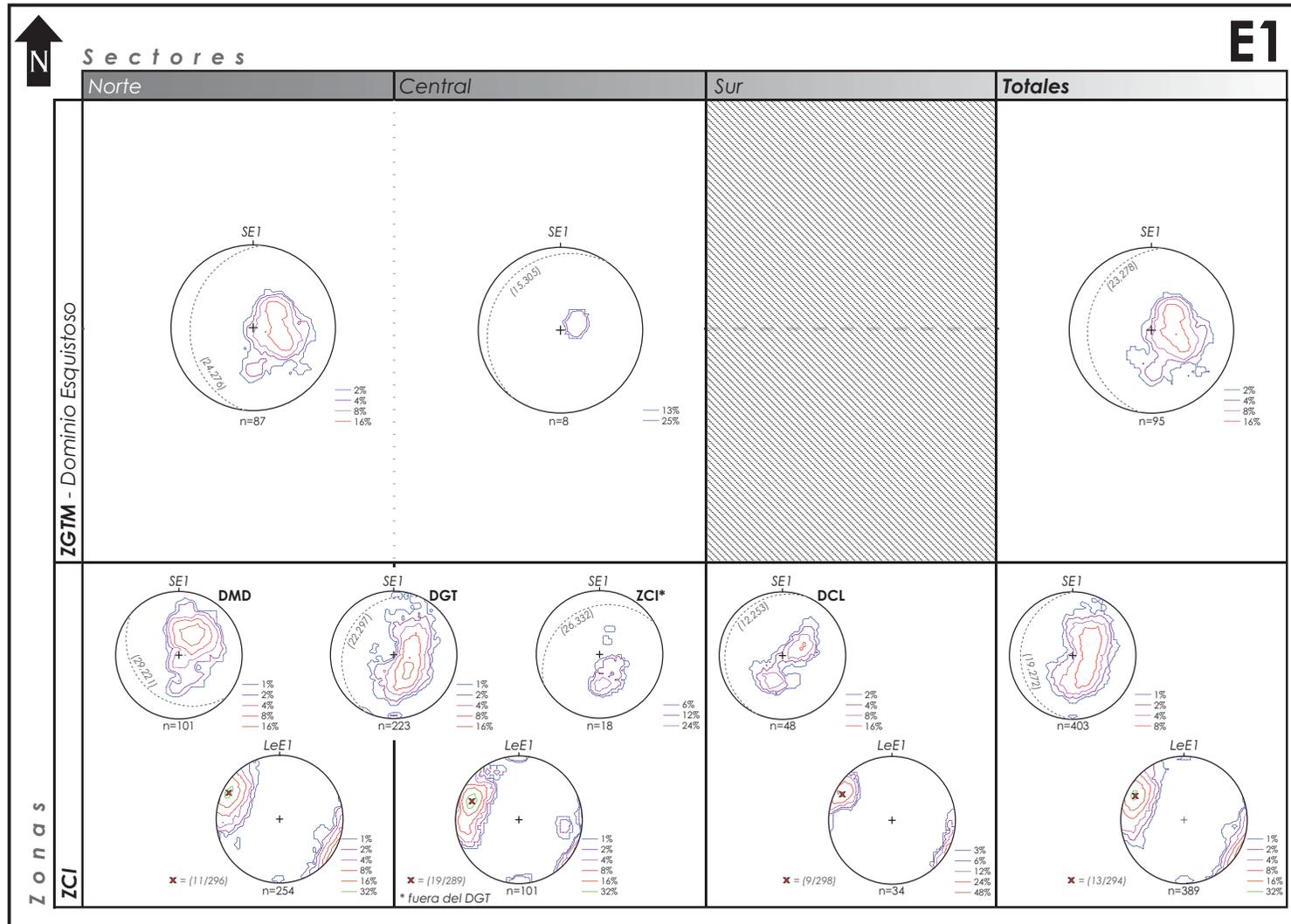


Figura 6.18 - Proyección estereográfica de las densidades de los polos de los planos SE1 y de la lineación mineral LeE1, para la región estudiada. En la ZCI se han separado las proyecciones de SE1 de los dominios de los domos metamórficos y de la ZCI fuera del dominio del DGT, en el Sector Central. La inclinación media de SE1 se mantiene constante en toda la región, siendo ligeramente más horizontal en el DCL, variando apenas su dirección. La dispersión de los polos de SE1 y de LeE1 muestra que las fábricas de fase E1 se encuentran afectadas por un plegamiento posterior de ejes sub-paralelos a la lineación LeE1.

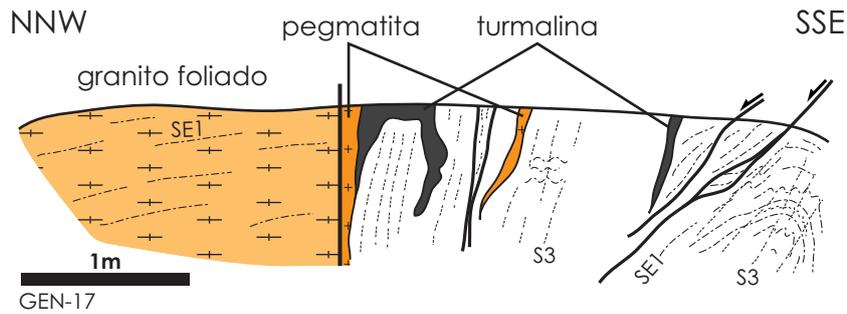


Figura 6.19 - Corte geológico simplificado de la estación GEN-17, en la zona del núcleo del DMD, donde se observa la intrusión de granitos con venas de turmalina asociadas, sincrónicas con la deformación E1. Los metasedimentos presentan un bandeo gnésico-migmatítico verticalizado por la fase C3 (pliegue a la derecha), estando el conjunto afectado por abundantes fallas frágiles, posiblemente de origen alpino.

El paso a la Unidad Superior en bajo grado (Capítulo 8) se hace gradualmente a través de una banda de grado intermedio compuesta por micaesquistos biotítico-sillimaníticos y, en los niveles más superficiales, por micaesquistos moscovíticos con biotita y andalucita. La fábrica SE1 se presenta como un bandeo composicional, compuesto por bandas de cuarzo y filosilicatos+andalucita, con una LeE1 bien definida por los blastos de biotita. Los criterios cinemáticos se mantienen iguales a los del núcleo del domo. Gradualmente hacia arriba se identifican mejor los aspectos sedimentarios de las rocas y desaparecen rápidamente las intrusiones graníticas lenticulares.

Hacia techo de esta unidad metamórfica, el grado metamórfico disminuye aún más, hasta la zona de la clorita. La SE1 evoluciona a un clivaje de crenulación penetrativo, anastomosado o paralelo, donde se identifican restos de la S1, preservada especialmente en las pizarras con mayor componente arenoso-limolítico (Figura 6.20A y B), facilitando su identificación a la mesoescala. En las litologías más pizarrosas, se observa la esquistosidad anterior preservada en los microlitones de la SE1 pero también en las sombras de presión de los porfiroblastos del metamorfismo Barroviense (como el cloritoide) y de las andalucitas sin-E1.

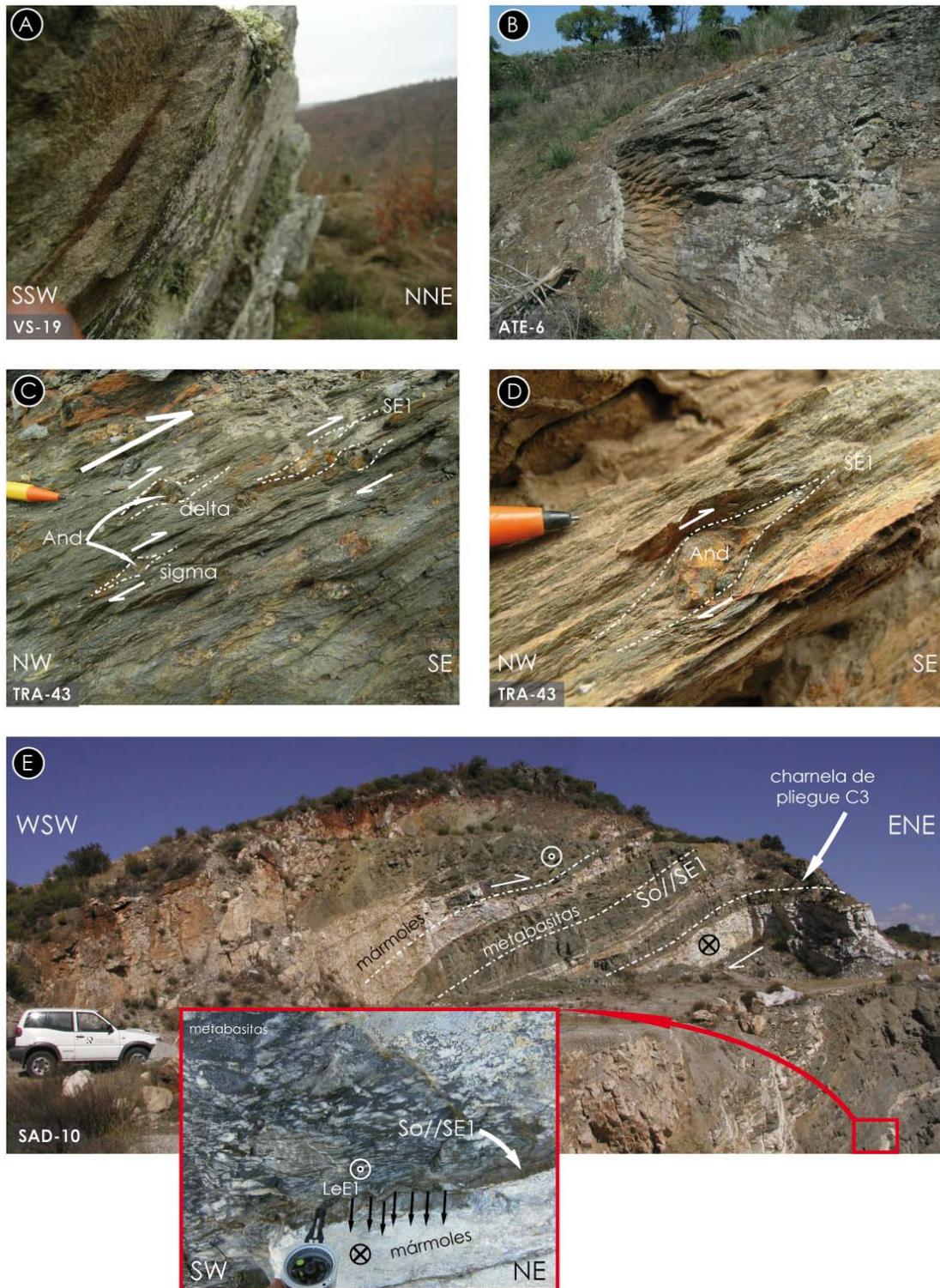


Figura 6.20 - Aspectos de la deformación en las litologías a techo de los domos metamórficos de Miranda do Douro (A, B y E) y del Tormes (C y D). **A** – Cuarzitas impuras del miembro Vilar Seco de la Formación Marão con SE1 cortando la laminación sedimentaria; **B** – Crenulación de So y SE1 (paralelas) con SE1 de plano axial, en las cuarzitas y filitas de la Formación Marão; **C** y **D** – Colas de presión de los tipos delta y sigma en andalucitas (And) sintectónicas con E1 en las pizarras grises de la Formación de Campanhó, indicando sentido de movimiento con techo para SE; **E** – Frente de cantera de las Minas de Santo Adrião que expone los mármoles y las metabasitas de la Formación Santo Adrião en la estación SAD-10. Se observan posibles repeticiones por pliegues isoclinales, y boudinage paralelamente a la lineación de estiramiento (LeE1) contenida en la SE1. El conjunto está afectado por pliegues C3 de plano axial sub-vertical.

En el Sector Norte se han identificado *boudins* en los materiales más competentes de la Formación Santo Adrião (Figuras 6.20E y 6.21) expuestos en las cortas de las canteras localizadas al Norte de Granja. Se observa un *boudinage* de las capas de mármol dentro de las rocas metabásicas paralelamente al estiramiento principal (LeE1).

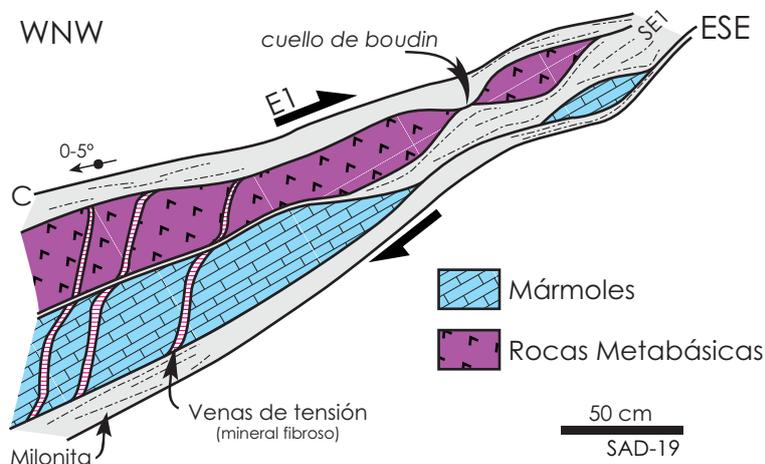


Figura 6.21 - Esquema interpretativo del afloramiento de la estación SAD-19 (mármoles y rocas metabásicas de la Formación Santo Adrião). Se observan pliegues intrafoliares de fase E1, con SE1 de plano axial, boudinage paralelo a SE1 y algunas venas con un mineral fibroso (¿asbestos, wollastonita?) con las fibras indicando el sentido de extensión (como el representado en la figura). El arrastre de las venas de tensión indica un cizallamiento con techo hacia el SE.

La foliación principal de fase E1 (bandeado o clivaje de crenulación) tiene en este sector, un buzamiento medio de $29^{\circ}/221^{\circ}$ (Figura 6.18), con una variación entre los cuadrantes SW y NE, relacionada con el plegamiento C3. La lineación LeE1 presenta una inclinación y dirección medias de $11^{\circ}/296^{\circ}$, aproximadamente paralela al eje de los pliegues C3.

Las estructuras E1 asociadas al Domo Gnéisico del Tormes (DGT) presentan aspectos idénticos a las del DMD. En las zonas más profundas, localizadas entre Bemposta y Peredo de Bemposta, afloran gneises glandulares parcialmente fundidos, intercalados en láminas dentro de los metasedimentos de alta temperatura (Figura 6.22C; Unidad Inferior, zona de la sillimanita-feldespató potásico), o como enclaves dentro de granitos sin- y post-E1. El bandeado principal corresponde a SE1 e incluye una lineación de estiramiento principal (LeE1), a lo largo de la cual se observan criterios cinemáticos de techo al ESE y SE, tales como pliegues intrafoliares y bandas S-C y S-C' (Figuras 6.22B y 6.23). También se han identificado algunos planos de cizalla frágil que cortan a las dúctiles con cinemáticas al WNW y NW (Figuras 6.22A y 6.23). Estos fenómenos ya habían sido citados para este sector por Escuder Viruete (1993; 1994a; 1999a, b; 2000b; 2004).



Figura 6.22 - Aspectos de las litologías observadas en el DGT (unidades Inferior: A, B y C; e Intermedia: D y E). **A** – Gneises migmatíticos con bandedo SE1, con venas de pegmatita sin-E1. La fábrica dúctil está afectada por cizallas menores frágil-dúctiles posteriores, que indican una cinemática tardía de techo al NW (ver corte esquemático de la Figura 6.23 para detalles de la cinemática E1 inicial); **B** – Planos C' con SE1 asociada de cinemática inicial de la E1 con techo al SE, donde se han instalado sincrónicamente venas de pegmatita; **C** – Pliegue C3 afectando a los gneises migmatíticos bandedos, con el SE1 compuesta por bandas de biotita-sillimanita y bandas cuarzo-feldespáticas, de aspecto granítico; **D** – Micaesquistos biotito-moscovíticos con *boudinage* de un nivel calcosilicatado con granate paralelamente a SE1; **E** – Micaesquistos idénticos a los anteriores, con una vena de pegmatita tardi-E1 dispuesta sub-paralelamente la SE1, afectados por cizallas frágiles que muestran una cinemática tardía de techo al NE de esta fase extensional (representado en el corte esquemático de la Figura 6.25).

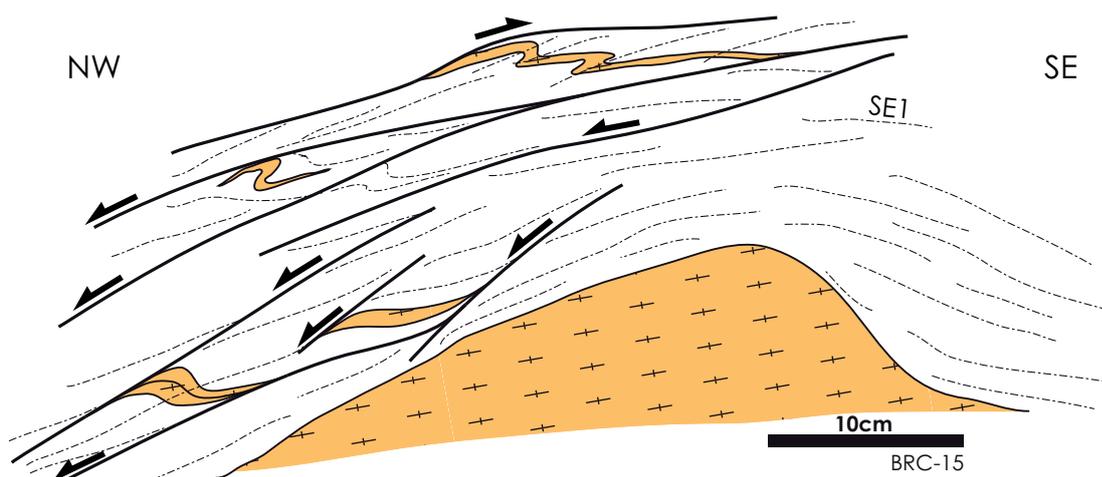


Figura 6.23 - Corte esquemático de la estación BRC-15, donde se han representado los detalles no visibles en la Figura 6.22A. Las venas de pegmatita sin-E1 se encuentran deformadas con pliegues intrafoliares sin-SE1, que indican una cinemática de techo hacia el SE, relativa a la instalación inicial del DGT. Se observan también cizallas menores frágil-dúctiles tardi-E1 con techo de cinemática al NW.

A semejanza del DMD, se observa una de transición rápida pero gradual a las litologías en bajo grado a través de la Unidad Intermedia (Capítulo 8), compuesta en la parte inferior por micaesquistos biotíticos con sillimanita y en la superior por micaesquistos moscovíticos con biotita, andalucita y localmente cordierita. Estas litologías presentan pliegues intrafoliares vergentes al ESE y *boudinage* paralelo al estiramiento principal (marcado por el alineamiento de los blastos de biotita, andalucita y cordierita) que afecta a las rocas más competentes (como las rocas calcosilicatadas con granate, cuarcitas y cuerpos tabulares aplito-pegmatíticos), al que está asociado un bandeado SE1 bien definido (Figuras 6.22D y E, y 6.24 y 6.25).

En la parte media de esta unidad de “transición” son frecuentes las intrusiones sin a tardicinemáticas de aplitas y pegmatitas dispuestas paralelamente a SE1. En esta unidad intermedia, se han identificado, algunas cizallas menores con cinemática al WNW y NW de aspecto más frágil que las anteriores, cuya importancia puede ser relevante para el estudio de dinámica extensional tardi-E1 en la región estudiada (Figuras 6.22E y 6.25).

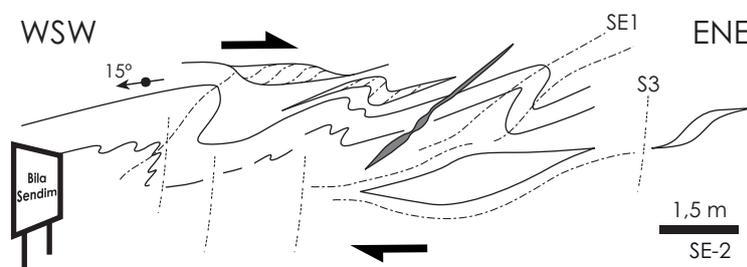


Figura 6.24 - Corte en la carretera nacional a la entrada oriental de Sendim. Se observan pliegues menores de segunda fase vergentes al Este, que afectan a los micaesquistos con biotita, moscovita y andalucita. La SE1 se encuentra ligeramente afectada por una crenulación posterior, contemporánea de la fase C3.

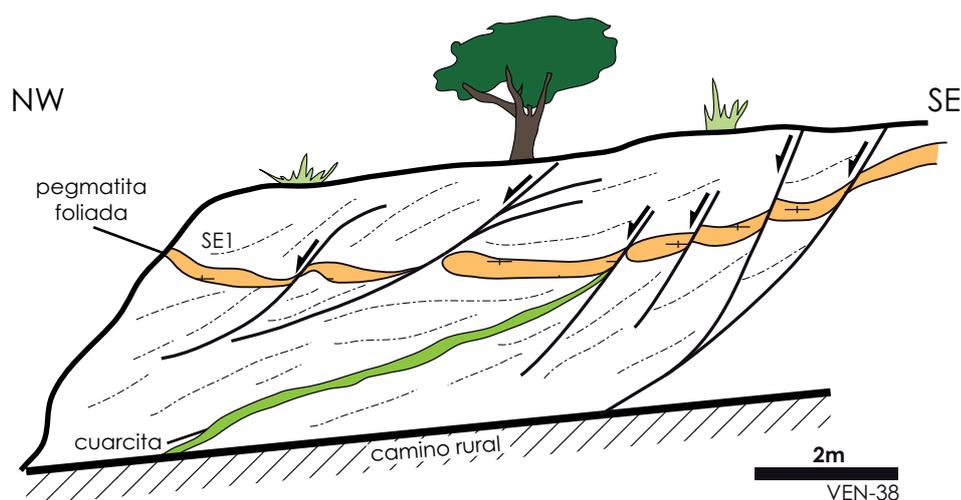


Figura 6.25 - Esquema del afloramiento de la Figura 6.24E. Los micaesquistos con biotita y moscovita incluyen una capa de cuarcita muy estirada, paralelamente a SE1, estando ambos cortados por una vena de pegmatita tardi-E1. Se observan varias cizallas frágiles menores que revelan la cinemática tardía de techo al NE de la fase E1 en la Unidad Intermedia del DGT.

En los niveles estructuralmente más someros, la blastesis de andalucita sin-E1 del tipo quiaestolítico, acompaña la llegada de la deformación extensional. Esto se observa en las litologías más pizarrosas de la región entre Palaçoulo, Atenor y Travanca. La blastesis de andalucita en este tramo ha tenido un desarrollo espectacular, originando cristales idiomorfos de hasta 20 cm de largo y 1,5 cm de ancho, que registran los criterios de cizalla simples con techo al SE, como sigmoides y deltas producto de la rotación sintética de estos minerales con la deformación E1 (Figura 6.20C y D y Figura 6.26).

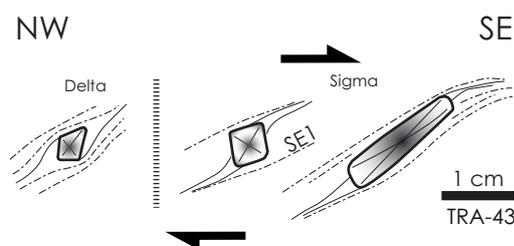


Figura 6.26 - Representación esquemática de algunas figuras tectónicas que indican cinemática con techo para el SE en el afloramiento de la estación TRA-43 (Figuras 6.20C y D). Los blastos de andalucita pre- a sin-tectónicos con la E1 están afectados por SE1, con sombras de presión asimétricas en delta y sigma, características de un régimen de deformación progresivo no coaxial.

La dirección media del buzamiento de SE1 en el DGT es de $22^\circ/297^\circ$ con una dispersión de los polos de los planos de esquistosidad concordante con un plegamiento posterior de fase C3, cuyos ejes son aproximadamente paralelos a la lineación de estiramiento de primera fase extensional (LeE1: $19^\circ/289^\circ$, Figura 6.18).

En la ZCI, la deformación E1 vuelve a ser evidente a partir del borde Sur del Sinforme de Poiares, aumentando de intensidad hacia el área de La Fregeneda en dirección al Domo de Cerralbo-Lumbrales (DCL), a pesar de existir algunas evidencias de la fase E1 ya al Sur de Mazouco (Figura 6.27). El metamorfismo térmico sin-E1 ha llegado hasta las pizarras aluminosas del Ordovícico Inferior, como indica la presencia de blastos ovalados de andalucita en algunas capas decimétricas de su tramo inferior.

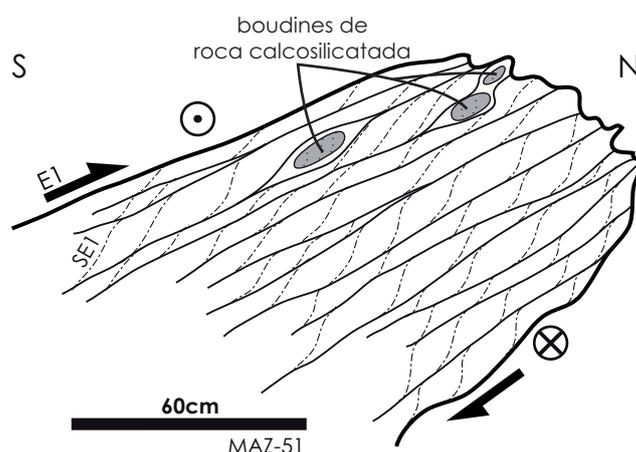


Figura 6.27 - Corte esquemático de un afloramiento en la estación MAZ-51, que indica la proximidad en la vertical a un domo extensional no aflorante. La deformación E1 afecta aquí las pizarras laminadas de la Formación Desejosa, con planos de cizalla menores con SE1 asociada, que indican sentido cinemático de techo al ESE a lo largo de la lineación de estiramiento definida por el alineamiento de blastos milimétricos de cordierita. Este es uno de los pocos sitios donde ha sido posible identificar indicios de deformación extensional E1 entre el granito de Fornos y el DCL.

En el Sector Sur, las evidencias más claras del fenómeno E1 se encuentran en el área de La Fregeneda, en el DCL. En este tramo la SE1 vuelve a ser el bandeo/esquistosidad principal, observándose una rápida subida del grado metamórfico desde la zona de la clorita en el extremo Oeste hacia el Este de esta área, donde los metasedimentos se encuentran en la zona metamórfica de la biotita-sillimanita. A pesar de presentar una LeE1 bien definida por blastos alineados, solamente al microscopio se han observado algunos criterios cinemáticos, de los que se deduce una cinemática de techo al ESE.

En este sector, también se encuentran abundantes cuerpos aplo-pegmatíticos que cortan o se instalan concordantemente con el bandeo tectónico. Un intenso proceso de fracturación frágil posterior (con fallas y fracturas de direcciones WNW-ESE y NNE-SSW, sub-verticales) desplaza estos cuerpos dando un patrón cartográfico que asemeja diques posteriores sub-verticales (Figuras 6.28 y 6.29). Este fenómeno se encuentra detalladamente descrito en Dias da Silva y González Clavijo (2008) y Dias da Silva *et al.* (2009).

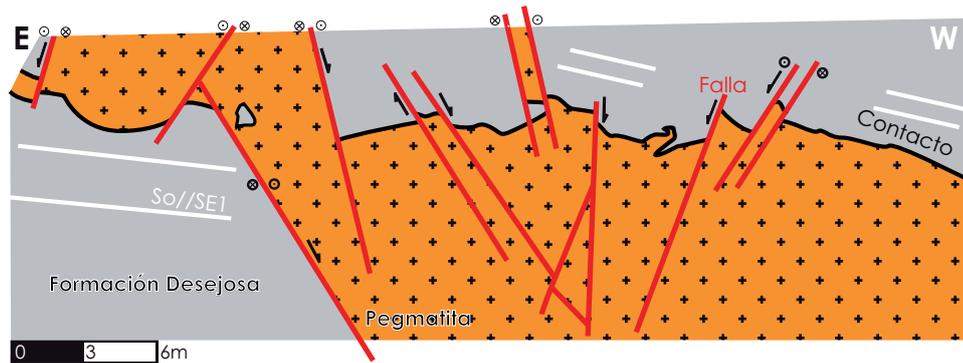


Figura 6.28 - Corte esquemático de la intrusión pegmatítica de la cantera de feldespato y petalita para cerámica a la salida de La Fregeneda en dirección a Barca d'Alva (Mina Alberto I). Su forma compleja es consecuencia de la superposición de eventos magmáticos y tectónicos. Posteriormente a la instalación del cuerpo intrusivo a lo largo de las estructuras precoces (So, SE1, S3, fallas y fracturas) ocurrió un intenso cizallamiento frágil de desgarre (senestro y dextro) pero también vertical (normal e inverso) a lo largo de fallas N-S a NE-SW y WSW-ENE, provocando brechificación, milonitización y argilización de la intrusión. La geometría final es un cuerpo aproximadamente tabular elongado en la dirección NNE-SSW, como se ha representado en la Figura 6.29.

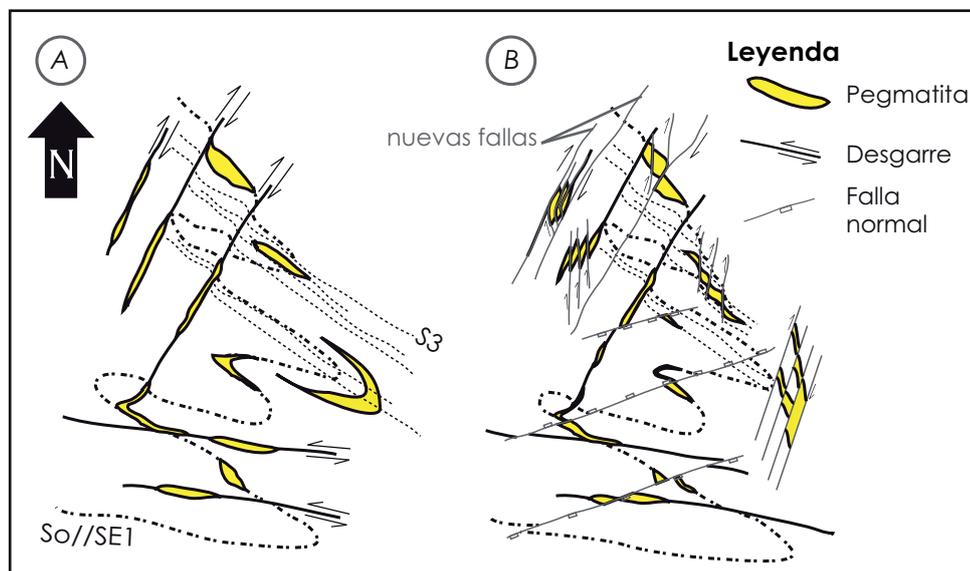


Figura 6.29 - Modelo esquemático para la geometría final del enjambre pegmatítico de La Fregeneda. **A** – Instalación de pegmatitas a lo largo de las principales discontinuidades existentes y en distintos momentos de la deformación: SE1 durante E1, la S3 durante C3, y fracturas de dirección N-S, NW-SE y WNW-ESE, tardi-variscas; **B** – Durante la deformación Alpina se reactivó del sistema de fallas de dirección NE-SW (representadas como desgarres dextros) provocando el escalonamiento horizontal, y el alineamiento de algunos filones pegmatíticos que se observa en la cartografía. Además se formaron nuevas fallas frágiles con movimiento vertical, que limitan *grabens* y *horsts* de dirección WSW-ENE y que producen geometrías escalonadas en la vertical observadas en sección.

Las isogradas, como las fábricas SE1 y LeE1 están afectadas por las deformaciones posteriores, especialmente en el límite Sur del área estudiada, donde las fábricas de fase E1 se encuentran verticalizadas por la cizalla frágil-dúctil tardi-C3 de Cerralbo.

La dirección media del buzamiento de SE1 en la zona de La Fregeneda es de $12^{\circ}/253^{\circ}$ y de LeE1 de aproximadamente $10^{\circ}/300^{\circ}$. La proyección estereográfica de la esquistosidad y la lineación de la fase E1 revela su plegamiento aproximadamente cilíndrico durante la fase C3.

En los núcleos de los domos metamórficos se identifica un bandeo tectónico SE1 formado por bandas cuarzosas y micáceas con biotita, moscovita, andalucita, estauroлита cordierita y localmente granate, que indican condiciones intermedias de temperatura para los domos. En los grados metamórficos más elevados se observan bandas de moscovita y sillimanita, intercaladas con bandas compuestas por biotita y por otras de composición cuarzosa. Gradualmente el feldespato potásico sustituye a la moscovita, evidenciando los procesos de fusión parcial típicos de las zonas centrales de los domos. El cuarzo está recrystalizado dinámicamente, con mosaicos de nuevos granos poligonales con límites a 120° , evidencia de deformación de alta temperatura (Passchier & Thouw, 1996). No obstante, no se aprecia deformación plástica del feldespato, limitando la temperatura de deformación por debajo de los 600°C . En el seno de las bandas más ricas en filosilicatos es posible identificar “peces” sin-tectónicos de biotita, que marcan criterios cinemáticos de techo hacia el SE a lo largo de la lineación de estiramiento (LeE1) (Figura 6.30A y B). También en dichas bandas son frecuentes las cizallas extensionales sintéticas (C') que confirman el sentido cinemático hacia el SE. En blastos de andalucita sin a tardi-SE1 se pueden identificar dominios de S1 preservados dentro de los microlitones limitados por SE1 donde la andalucita engloba la foliación marcada previamente por filosilicatos.

En los dominios estructuralmente superiores, las fábricas de E1 están caracterizadas por un clivaje de crenulación, generalmente anastomosado, que preserva en sus microlitones las estructuras tectónicas anteriores (Figuras 6.30C y D). La blastesis de minerales pre- a sin-E1, también ha favorecido la preservación de S1, en colas de presión (Figuras 6.30C y D), y como una foliación relictas en su interior (Figura 6.6D).

La presencia de porfiroblastos pre- a sin-tectónicos ayuda en la caracterización de la dinámica de esta fase de deformación. En la mayoría de los casos, la fase E1 es claramente no coaxial, pero en algunas láminas, las relaciones entre las esquistosidades E1 y C1 muestran una coaxialidad de los vectores principales de deformación. Se comprueba que el régimen de deformación E1 es heterogéneo, mostrándose localmente dominado por cizallamiento puro y más frecuentemente por cizallamiento simple, con movimiento del techo hacia el ESE.

Cuando la foliación S1 dentro de los porfiroblastos es paralela o sub-paralela a la foliación SE1 fuera de ellos, significa que ambas han sido coaxiales y que la fase sincrónica con el crecimiento de los porfiroblastos fue dominada por cizallamiento puro, porque no ha producido una rotación preferente de estos minerales neoformados (Figura 6.30E).

Cuando los porfiroblastos pre a sin-S2 preservan patrones de inclusiones que definen una foliación oblicua o perpendicular a la SE1, y presentan rotaciones aleatorias generadas por un aplastamiento fuertemente oblicuo a las fases anteriores, implica que E1 es no coaxial con C1, pero probablemente la dominó la componente de cizallamiento puro (Figura 6.30C y D).

Si la foliación relicta en el núcleo de los porfiroblastos se presenta oblicua o perpendicular a la SE1, observándose una rotación en un sentido preferente hacia el ESE, con la formación de figuras en delta y sigma que indican movimiento del bloque de techo hacia el SE, puede suponerse que el cizallamiento simple y no coaxial fue el mecanismo dominante (Figuras 6.26 y 6.30F).

La componente de cizallamiento simple para la fase E1, se comprueba también por la presencia de porfiroblastos sin-tectónicos que incluyen en su interior relictos de la SE1 rotados desde su posición inicial, mostrando que su crecimiento se ha dado cuando ya se había instalado la deformación extensional de primera fase. Este fenómeno también se observa en los bordes de las andalucitas quiastolíticas pre- a sin-E1, donde las inclusiones de la foliación SE1 en los recrecimientos sin-tectónicos son muy oblicuas junto al núcleo, paralelizándose gradualmente hacia su límite exterior con la foliación principal de la matriz, indicando una cinemática hacia el ESE (Figura 6.30F).

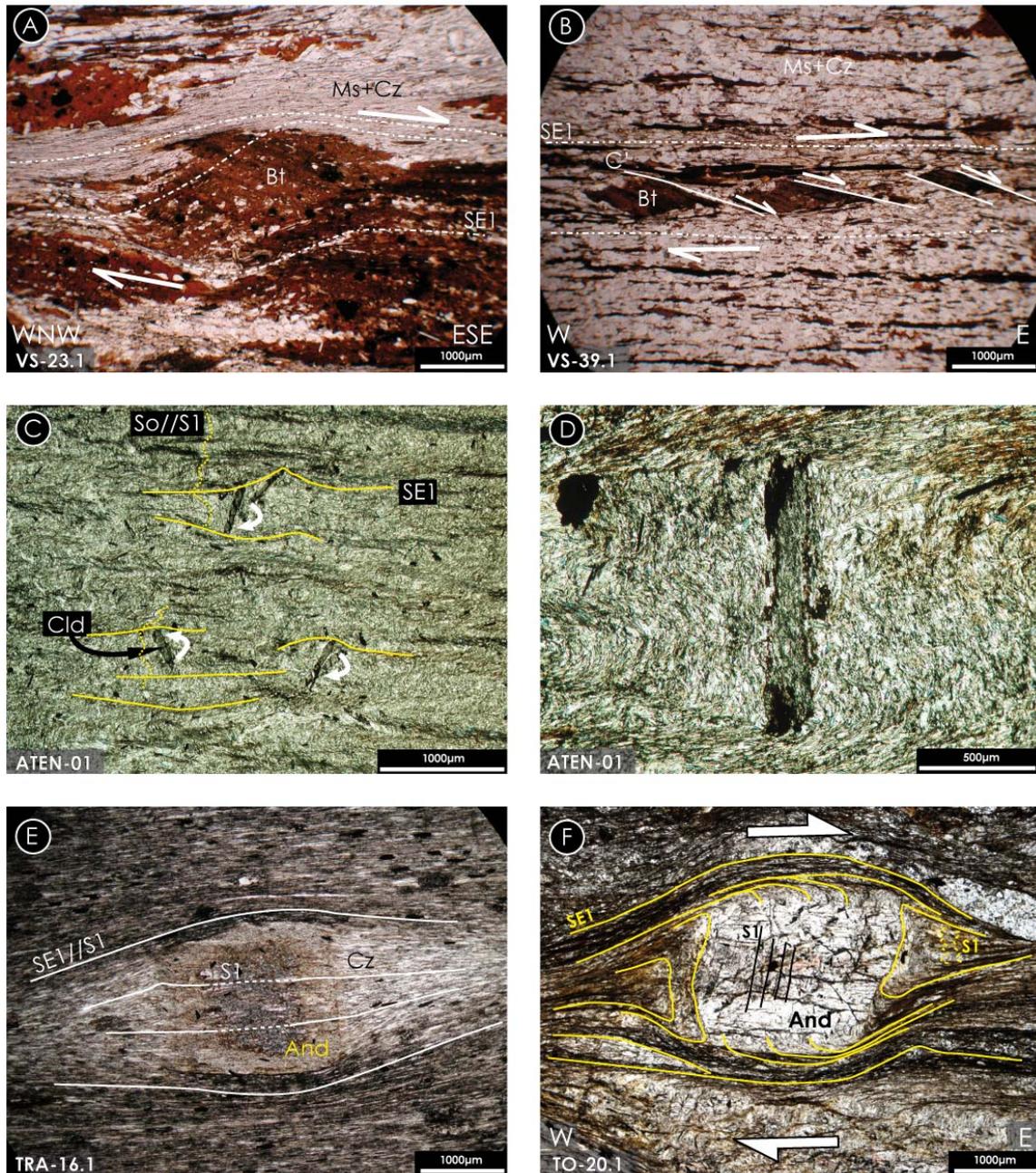


Figura 6.30 - Aspectos de las fábricas de fase E1 (nícoles paralelos). **A** – Micaesquistos biotíticos de la formación Genísio en el DMD, con blastos de biotita sin-SE1, formando “peces” tectónicos con criterio cinemático de techo hacia el SE; **B** – Cizallas extensionales (C) con estructura *bookshelf* en porfiroblastos de biotita en las pizarras laminadas de la misma unidad estratigráfica en el DMD, indicando cinemática de techo hacia el SE (nícoles paralelos); **C** y **D** – Porfiroblastos de cloritoide (Cld) con S1 preservada en su interior y en sus colas de presión oblicua o perpendicularmente a la foliación SE1. Se observa la rotación con sentidos opuestos del cloritoide (marcada por flechas blancas en la fotografía C) mostrando una componente de cizallamiento puro; **E** y **F** – Porfiroblastos de andalucita (And) pre a sin-SE1 deformados en régimen de cizallamiento puro y simples (respectivamente) durante E1. La foliación preservada en el interior del blasto es paralela a la foliación de la matriz en E y perpendicular en F, que sugiere un régimen de deformación coaxial en el primer caso, y no coaxial en el segundo.

Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes

En el DEGTM la primera fase de deformación extensional varisca es notoriamente más penetrativa por encima del CPTM que en las unidades litoestratigráficas subyacentes. La baja intensidad de la deformación de fase E1 en las litologías del Parautóctono Inferior y de la ZCI, contrasta con la intensa crenulación y esquistosidad penetrativa observada en todo el Parautóctono Superior, de tal modo que oscurece o transpone localmente las fábricas de las fases anteriores. Este factor aconseja una descripción separada de la fase E1 en ambas unidades del DEGTM.

No obstante, considerando todo el dominio, la SE1 presenta una orientación media $24^{\circ}/276^{\circ}$ en el Sector Norte, variando a $15^{\circ}/305^{\circ}$ en el Sector Central. La distribución estereográfica de los polos de SE1 muestra una dispersión asociada al plegamiento de fase C3 que se identifica a todas las escalas (Figura 6.18).

o E1 en el Parautóctono Inferior

Los fenómenos extensionales se observan en la base del Parautóctono Inferior por la presencia de estructuras de reactivación del DBPI. La deformación E1 ha producido un clivaje de crenulación anastomosado que corta a las fabricas filoníticas de fase C2 con una cinemática de techo al WNW y más localmente al ESE, visible a escala del afloramiento y al microscopio (Figuras 6.12A y C, 6.31A y 6.35A y B).

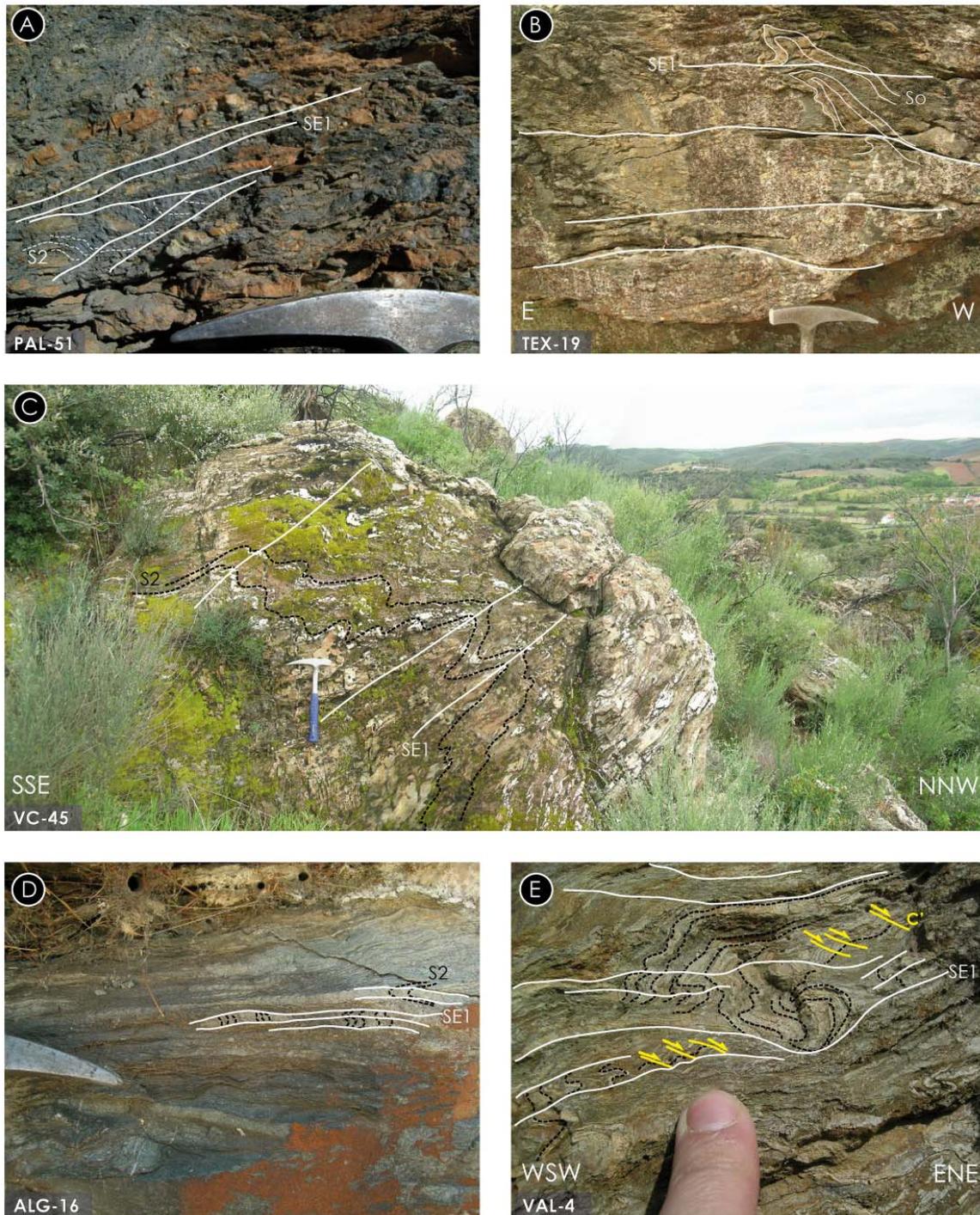


Figura 6.31 - Características de las fábricas de fase E1 en las litologías del DEGTM. **A** – Ampelitas filoníticas del DBPI, con la esquistosidad principal S2 crenulada por el plegamiento extensional de fase E1, con SE1 de plano axial, poco inclinada hacia el W; **B** – Clivaje SE1 penetrativo en bandas muy espaciadas y débil entre ellas, en las litologías de la formación Travanca. Afecta a lo que parece ser un pliegue; **C** – Cuarzovacas con venas de cuarzo sin-fase C2 afectadas por un plegamiento con SE1 de plano axial, que buza hacia el SE, aparentando una vergencia del pliegue hacia el NW; **D** – Bandas de crenulación de fase E1, con microlitones que contienen el bandeado tectónico S2, en el complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha; **E** – Bandas de crenulación con microlitones centimétricos limitados por SE1 con pliegues intrafoliares del bandeado S2 y microcizallas C' con cinemática al Este (amarillo).

Por encima del DBPI, las litologías de la formación Travanca presentan un clivaje espaciado y sub-horizontal SE1 que corta a la fábrica anterior. Criterios cinemáticos de fase E1 se observan únicamente a techo del DBPI y se concentran en las bandas donde la de deformación de fase C2 fue más intensa, y casi nunca fuera de ellas, sugiriendo que la deformación está particionada en la vertical, desde un régimen de cizallamiento simple dominante en la base, hacia el campo del aplastamiento puro, más arriba (Figuras 6.31B y 6.32).

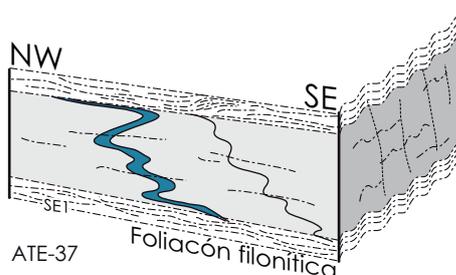


Figura 6.32 - Bloque esquemático de la distribución de las bandas de clivaje penetrativa filonítica de fase E1 y como se encuentra espaciada y débil fuera de esos dominios, identificándose la estratificación (capa azul). También se ha representado la crenulación de fase C3 en la cara perpendicular.

En algunos puntos del Parautóctono Inferior se han observado pliegues vergentes al NW definidos por niveles competentes, como cuarcitas o venas de cuarzo producidas durante la fase C2, que presentan SE1 de plano axial, en general poco inclinada (Figuras 6.31C y 6.33).

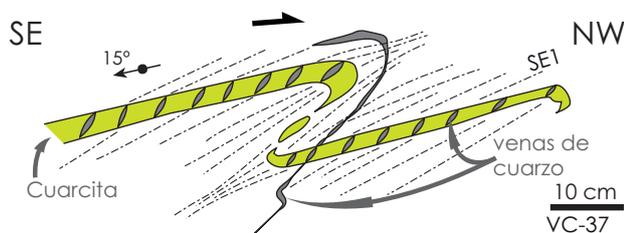


Figura 6.33 - Plegamiento E1 vergente al NW en una capa cuarcítica de la formación Vila Chã, en la estación VC-37. Se observa la refracción de SE1 en la cuarcita, a lo largo de la cual se han exudado algunas venas de cuarzo.

Al microscopio los indicios de la deformación E1 en las filonitas carbonosas del DBPI son más evidentes que a macro- y mesoescala. Las fábricas de fase C2 están cortadas por un clivaje anastomosado penetrativo y por micro cizallas C', que indican un sentido de transporte al NW (Figura 6.35A y B). Se han identificado en todo el tramo estudiado del DBPI, pero es muy evidente en la región de Granja, en el Sector Norte, y en el tramo entre Castelo Branco y Quinta das Quebradas, en el Sector Central.

o E1 en el Parautóctono Superior

Localmente, también las rocas de falla del CPTM están afectadas por la tectónica de fase E1, con crenulación y formación de algunos pliegues menores. Pero a diferencia del caso anterior, en la base del Parautóctono Superior, no se han observado criterios de deformación no coaxial asociados a la extensión, sugiriendo una fuerte componente de cizalla pura durante la fase E1 a lo largo de este accidente mayor.

Hacia arriba, la SE1 se hace muy penetrativa y se concentra en bandas que limitan zonas de intensa crenulación de fase E1. Esto genera microlitones centimétricos de SE1, donde se observa a micro- y mesoescala la S2 (Figuras 6.16C y 6.31D y E). En los niveles estratigráficos donde predominan las pizarras verdes sobre las cuarcitas, se formaron pliegues muy aplastados de geometrías diversificadas (Figura 6.31E), con la SE1 de plano axial. En estos casos, ésta es la esquistosidad principal en las pizarras, estando frecuentemente traspuestas todas las fábricas anteriores.

En las vulcanitas de Saldanha y de Mora la deformación extensional E1, o bien es poco penetrativa, o es muy difícil de distinguir de las fábricas de la fase C2, debido a la falta de contrastes de competencia entre litologías, lo que dificulta el desarrollo de micropliegues E1.

Con esa excepción, la SE1 es bastante penetrativa hasta el límite superior del tramo estudiado del DEGTM. Los pliegues de fase C1 marcados por la ortocuarcita de la formación Algosó, se encuentran ligeramente doblados por pliegues menores de ejes sub-horizontales y esquistosidad SE1 de plano axial. También se han observado algunos pliegues menores de fase E1 definidos por niveles volcánicos poco potentes a techo de la ortocuarcita, en la formación Peso (Figura 6.34).

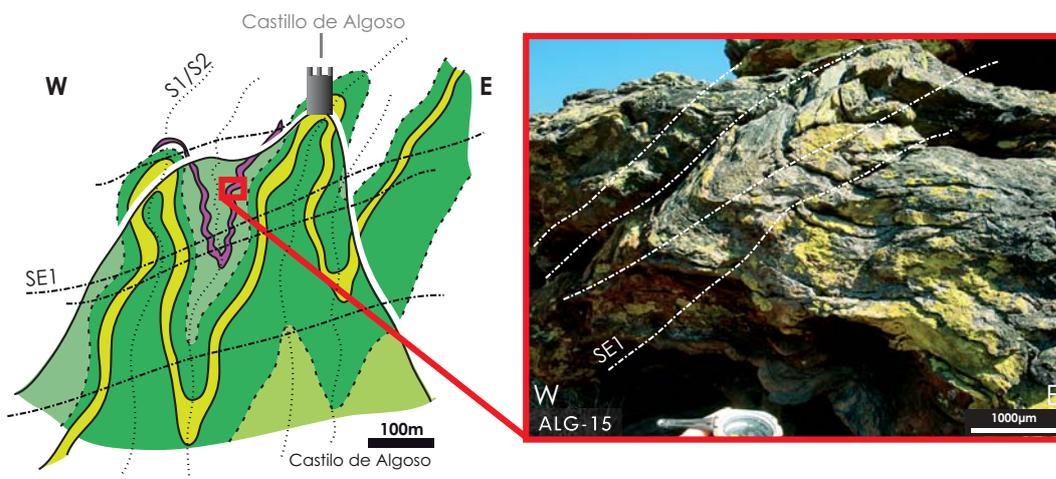


Figura 6.34 - Cortes de los pliegues C1 observados en la colina del Castillo de Algosó, con detalle fotográfico de un pliegue menor E1 (con SE1 de plano axial) en las rocas volcánicas básicas de la Formación Peso. La deformación ha producido variaciones de buzamiento en los flancos de los pliegues C1 que afectan a la formación Algosó.

A microescala, la esquistosidad SE1 del Parautóctono Superior se concentra en los materiales más filíticos que rodean los microlitones cuarzosos. Forma bandas espaciadas donde las fábricas anteriores fueron completamente borradas (Figura 6.35 C y D). Dentro de los microlitones más protegidos de la SE1, aún se preservan otros más finos de la fase C2, con una fuerte recristalización dinámica del cuarzo, y que son oblicuos a la esquistosidad SE1. Los dos grupos de microlitones están afectados por microplegues de fase C3.

No se han encontrado criterios cinemáticos que sugieran una componente no coaxial para la deformación extensional de primera fase en el Parautóctono Superior, lo que sugiere una componente dominante de cizallamiento puro, con la compresión máxima sub-vertical.

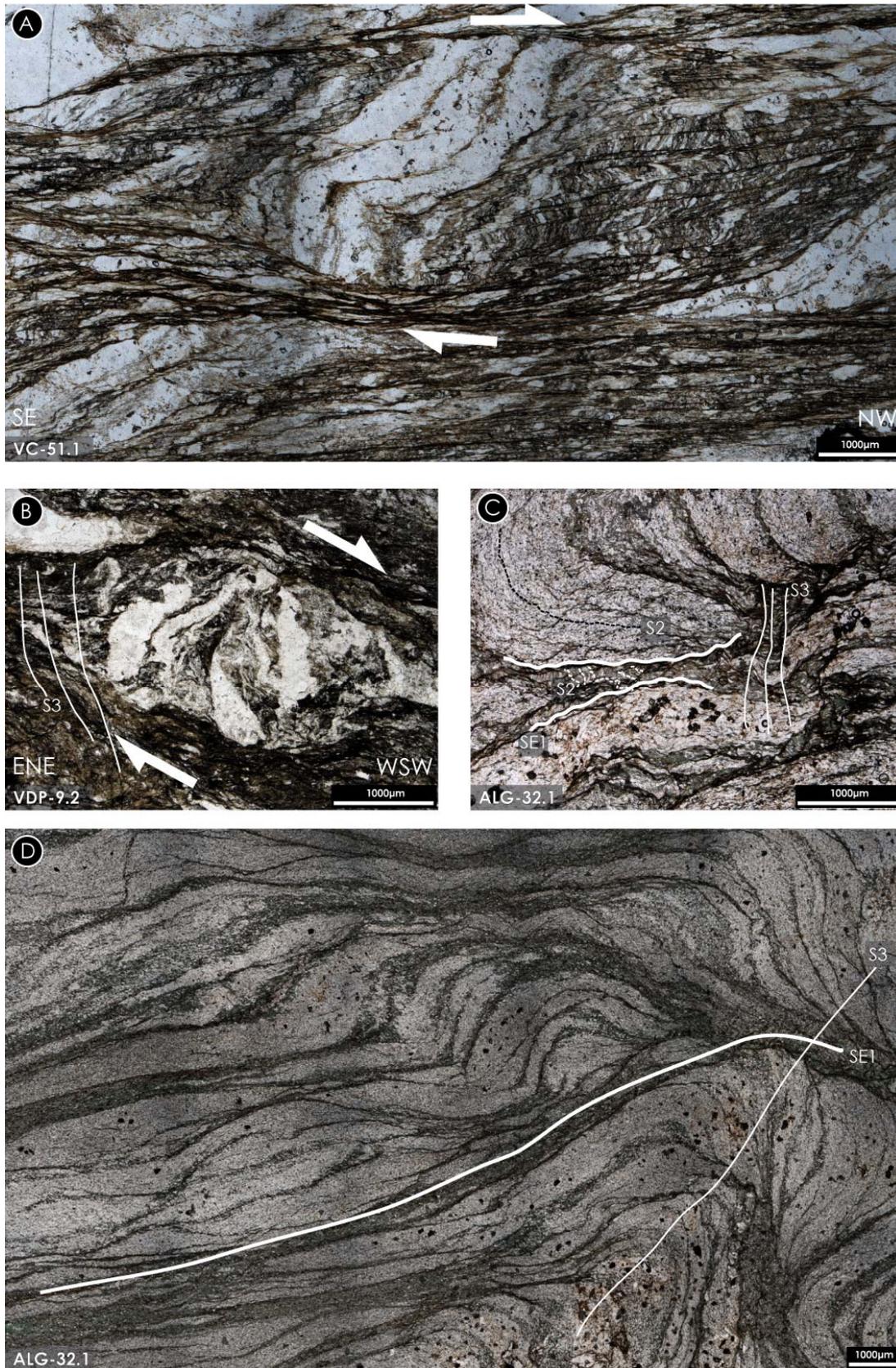


Figura 6.35 - Microestructuras de fase E1 en las litologías del DEGTM (nicoles cruzados). **A** – Criterio cinemático E1 de techo al NW en un microlitón sigmoidal que preserva fabricas filoníticas de fase C2, en las ampelitas deformadas del DBPI. También se observa un pliegue de arrastre que afecta a una venilla de cuarzo filonítica que confirma la cinemática; **B** – Forma sigmoidal en un núcleo rígido compuesto por cintas de cuarzo y foliación filonítica S2, típicas del DBPI, que indica transporte tectónico de techo al

Oeste para la fase E1. Se ha destacado la microcrenulación de fase C3 que corta la fábrica SE1; **C** y **D** – Detalle y aspecto general de la esquistosidad de crenulación y microlitones milimétricos a centimétricos de fase E1 que caracterizan las litologías filito-cuarcíticas del Parautóctono Superior. La sección de la fotografía C es ortogonal a la de la D, observándose más claramente cómo SE1 está crenulada por la fase C3. Además se aprecia que S2 es un bandeado tectónico con recristalización dinámica del cuarzo.

6.2.4. Tercera fase de deformación compresiva (C3)

Esta fase produjo un tren de pliegues de escala cartográfica, con longitudes de onda de entre 1 y 7 km para los mayores, y amplitudes de centenares de metros. Su dirección es aproximadamente NW-SE, y sus planos axiales están próximos a la vertical (Mapa Geológico y Corte A, en Anexo). Afectan a la ZGTM, la ZCI y a su límite común, el DBPI (Ribeiro, 1974; Alonso & Rodríguez Fernández, 1981; Farias, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 2004b; González Clavijo, 2006; Martínez Catalán *et al.*, 2007). También se superponen a los domos y cubetas creados durante la primera fase extensional, de modo que los pliegues mayores que preservan los klippen con los Complejos Alóctonos y el propio DEGTM son estructuras E1, aunque retocadas por la fase C3 (Martínez Catalán *et al.*, 2007, 2009).

A lo largo de esta fase orogénica actuaron un conjunto de zonas de cizalla en dirección, dúctiles o frágil-dúctiles, a veces conjugadas, que son responsables de parte del acortamiento varisco. Las cizallas cortan a veces a los pliegues C3 ya formados, pero otras, los propios pliegues parecen haberse generado durante el movimiento transcurrente (González Clavijo *et al.*, 1991; Villar Alonso *et al.*, 1992; González Clavijo *et al.*, 1993; González Clavijo & Díez Montes, 2008).

La foliación de crenulación S3 ha sido datada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 316 y 308 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997) y mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con una media de 307 Ma en las cizallas frágil-dúctiles tardi-C3 (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010a).

En las regiones próximas destacan pliegues mayores como el Antiforme de Ollo de Sapo (Barrois, 1882; Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007) y los sinformes de Alcañices y Verín (Alonso & Rodríguez Fernández, 1981; Vacas & Martínez Catalán, 1987; Farias, 1990; González Clavijo, 2006), mientras en la zona de presente estudio cabe citar el Antiforme de Miranda do Douro (Ribeiro, 1974; Villar Alonso, 1990; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2009) y los sinformes de Moncorvo-Vilvestre y de Poiars-Saucelle (Dias, 1986; Ferreira da Silva & Ribeiro, 1994; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2009). Las zonas de cizalla más importantes en las regiones cercanas son, de Norte a Sur, las de Villalcampo (González Clavijo *et al.*, 1993), Pereña (González Clavijo & Díez Montes, 2008) y Juzbado-Penalva do Castelo (Villar Alonso *et al.*, 1992; Valle Aguado *et al.*, 2000; González Clavijo & Díez Montes, 2008).

La región estudiada se encuentra en la parte oriental y suroriental del núcleo del sinforme donde se ha preservado el Complejo de Morais (Ribeiro, 1974). Al igual que sucede en la parte noroccidental del Sinforme de Verín (Alonso & Rodríguez Fernández, 1981; Farias *et al.*, 1987; Farias, 1990), los pliegues de tercera fase muestran un plano axial fuertemente inclinado con una cierta disposición en abanico vistos en planta, y lo mismo sucede con la foliación S3 relacionada con ellos. Sus ejes (Lx3) muestran inmersión débil hacia el NW o nula, y convergen suavemente hacia el SE (Figuras 6.1 y 6.36). Esta disposición se debe a la presencia de núcleos rígidos que refractan la S3, principalmente el Complejo de Morais, y en menor medida, de granitoides pre- o sin-cinemáticos (Corte A en Anexo).

La orientación media de S3 es 88°/205°. Buzamientos menores aparecen relacionados con la refracción de S3 entre pizarras y cuarcitas, que mantiene la dirección local (Figura 6.36). El cabeceo medio de Lx3 es de 11°/298°, aproximadamente paralelo a la intersección de S3 con las fábricas anteriores (Li3 – 11°/297°) y a las lineaciones de estiramiento de fase C2 y E1 (Figura 6.36).

Los aspectos principales de la C3 se pueden observar a escala cartográfica (Figura 6.1), donde resulta evidente que esta fase afectó a todas las estructuras mayores anteriores, como los escasos pliegues C1 identificados, los cabalgamientos DBPI y CPTM, y los domos metamórficos. Sus pliegues mayores son más aplastados en la ZCI que en el DEGTM, reflejando un posible contraste de competencias entre las unidades alóctonas y la parte superior del autóctono, en bajo grado metamórfico, o bien el efecto protector de las unidades alóctonas, hoy erosionadas, de la prolongación hacia el SE del Complejo de Morais. También las bandas de cizalla frágil-dúctiles presentan una dispersión selectiva, concentrándose en las zonas estructuralmente más bajas, en los dominios de mayor temperatura, pudiendo observarse alguna que alcanza niveles más altos de la corteza.

A continuación, se describen por separado los tipos de estructuras mayores de la deformación C3 y en cada uno se detallan las características macro-, meso- y microscópicas de las estructuras de primer orden (Figura 6.1).



Figura 6.36 - Proyección estereográfica de las fábricas C3 observadas en la ZCI y en el DEGTM. La dispersión de los planos S3 en cada sector puede estar relacionada con una disposición en abanico de esta foliación, que se produce por refracción entre los materiales de diferentes competencias a varias escalas. El buzamiento medio de S3, de plano axial de pliegues de las fábricas anteriores (S2 y SE1 sobre todo) es 88°/205°. La proyección de los ejes de los pliegues D3 indica un cabeceo medio de 13°/294°.

Pliegues C3

Para la descripción, se han seleccionado 6 pliegues mayores de fase C3 (Figura 6.1), los denominados Antiforme de Miranda do Douro, Sinforme de Morais, Sinforme de Lagoaça, Sinforme de Moncorvo, Sinforme de Poiares, y Antiforme de La Fregeneda, que se describirán de Norte a Sur.

o **Antiforme de Miranda do Douro (AMD)**

Aflora en el extremo NE de la región estudiada (Figura 6.1 y Corte A en Anexo), donde afectó al domo metamórfico que aflora en su núcleo, apretando su geometría abovedada.

La deformación C3 afectó al bandeado gnéisico y migmatítico de la Unidad Inferior del DMD, generando pliegues meso- y microscópicos de geometrías diversas, a los que se asocia localmente, un clivaje de crenulación penetrativo de plano axial de dirección N110°E, sub vertical. Los ejes de los pliegues C3 (Lx3) son sub-paralelos a la lineación de estiramiento de fase E1, con un cabeceo medio de 10°/296°. Esto hace que la LeE1 se mantenga constante, a pesar del intenso plegamiento que afecta localmente la SE1. La deformación afectó también a los granitoides sin-cinemáticos con E1.

Sincrónica a tardíamente en relación con C3 se instalaron a lo largo de la zona axial del antiforme, algunos cuerpos graníticos que cortan esta estructura más al W, en la zona de Caçarelhos.

o **Sinforme de Morais (SMor)**

Es el pliegue de mayor expresión cartográfica en la región estudiada, cubriendo una gran parte de los Sectores Norte y Central (Mapa Geológico y Corte A, en Anexo), y acogiendo en su núcleo al Complejo Alóctono de Morais, al Oeste del área estudiada. Su tamaño se debe al hecho de que no es en puridad una estructura C3, sino una cubeta estructural de la fase extensional E1, aplastada por la tercera fase compresiva.

En el flanco Norte del Sinforme de Morais, la S3 tiene un buzamiento medio de 85°/211°, haciendo que los pliegues mayores sean ligeramente vergentes hacia el Nordeste. La estructura de plegamiento se identifica en las litologías más competentes, como se puede constatar por el trazado de una capa cuarcítica del miembro Vilar Seco de la Formación Marão, por el patrón de afloramiento del Miembro Ermida y por la traza de los accidentes mayores C2 del DEGTM. Los pliegues y las fábricas C3 están dispuestos en abanico, como se puede observar en las proyecciones estereográficas de la Figura 6.36 y en el mapa de la Figura 6.1. La S3 varía desde una crenulación espaciada y poco penetrativa, que produce en las zonas de charnela una estructura en

lápiz y *mullions* paralelos al eje de los pliegues, hasta una esquistosidad de crenulación S3 muy penetrativa en las litologías más pizarrosas.

A semejanza con lo observado por Alonso y Rodríguez Fernández (1981) en el Sinforme de Verín, también aquí el plegamiento de fase C3 se atenúa hacia arriba, en el DEGTM del Sinforme de Morais, donde se han identificado pliegues de escasa expresión cartográfica y con geometrías abiertas. Localmente, no obstante, el clivaje S3 es bastante penetrativo, localizándose en bandas (Figura 6.37C y D). Los pliegues de fase C3 en este dominio son también responsables de los cambios de cabeceo al Norte y al Sur, observados en los ejes de los pliegues de fase C1 del Castillo de Algosó.

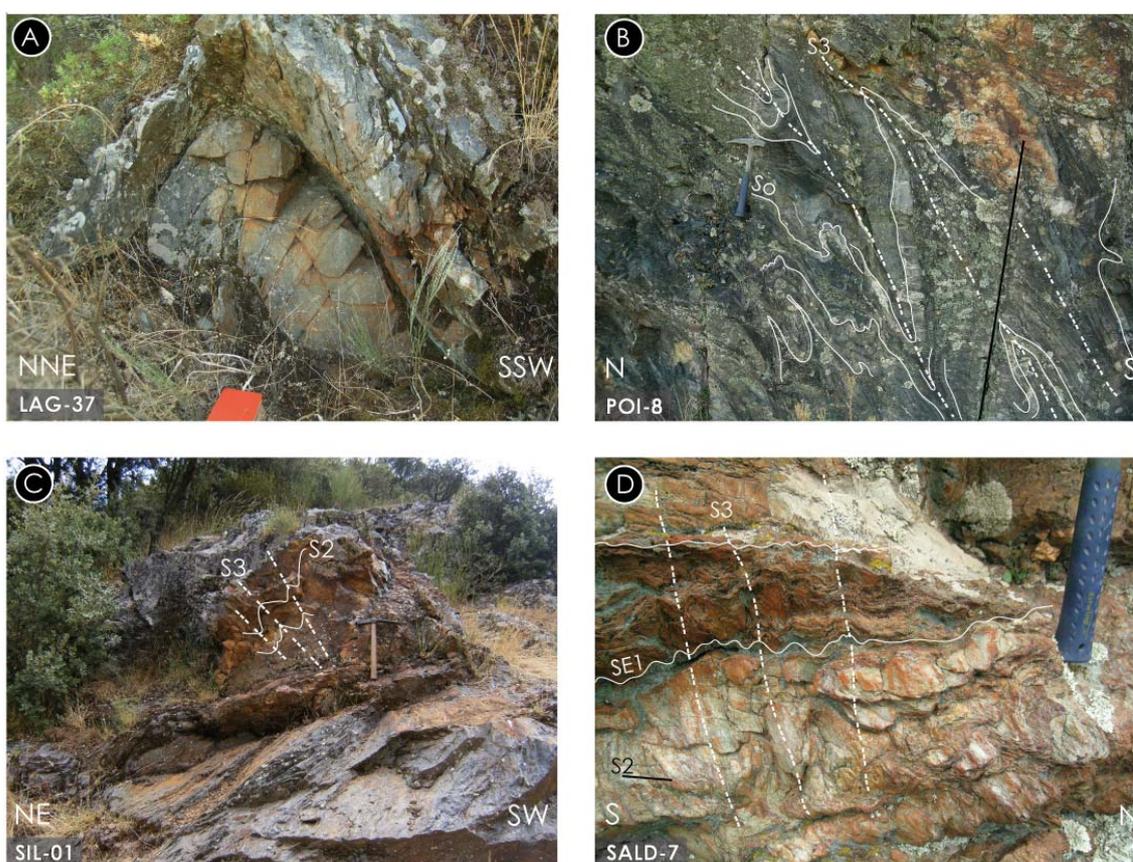


Figura 6.37 - Pliegues menores C3 en la ZCI (A y B), en el DBPI (C) y en el DEGTM (D). **A** – Pliegue métrico en las cuarcitas de la Formación Marão, con refracción de S3, representada en la Figura 6.40; **B** – Pliegues muy aplastados, casi isoclinales, de una banda de deformación C3 penetrativa en el corte de Ribeira dos Mosteiros. Las características multicapa de este tramo del miembro Mazouco de la Formación Marão, favorece la formación de pliegues intensos con geometrías complejas; **C** – Pliegues C3 de plano axial de la foliación filonítica (S2) de las pizarras ampelíticas de la Formación Campanhó; **D** – Crenulación C3 con ejes sub-verticales en los planos de S2 (sub-verticales), y en los planos de clivaje de fase E1, con ejes sub-horizontales.

Por debajo y hacia el Este del Sinforme de Morais afloran los dominios de metamorfismo de alta temperatura del DGT, junto con abundantes cuerpos graníticos tardi-E1 a tardi-C3. La fase C3 produjo allí un plegamiento de mayor amplitud, aunque pequeña en comparación con la longitud de onda, que aplastó la curvatura abovedada del domo metamórfico de la fase E1, como en el caso del DMD. Se desarrollaron abundantes pliegues menores concentrados en bandas donde la deformación C3 fue más intensa, y localmente verticalizan las fábricas gnéisico-migmatíticas de fase E1, pero no se difuminaron las características de la deformación extensional precedente. Como en el caso del Antiforme de Miranda do Douro, los ejes del plegamiento de fase C3 son aproximadamente paralelos al estiramiento de fase E1.

En los niveles más someros, los pliegues mayores muestran geometrías muy abiertas, como los pliegues entre Atenor y Travanca. Aquí también se atenúa la deformación de fase C3 en el DEGTM, quizás por la presencia de los cuerpos graníticos situados inmediatamente por debajo, pero también porque las litologías de este dominio y de las unidades alóctonas suprayacentes ya se encontraban más metamorfozadas que las unidades de la ZCI, haciendo que C3 sea menos penetrativa por encima del DBPI que por debajo.

En el flanco Sur del Sinforme de Morais, los pliegues C3 tienen el plano axial vertical y con dirección aproximada N110°E. El buzamiento medio de la lineación de intersección y de los ejes C3 (respectivamente Li3 y Lx3) muestran un cabeceo medio de 15°/300°. Localmente, tanto en la ZCI como en el DEGTM, la estratificación define algunos pliegues C3 de eje sub-vertical (como los observados en las capas de cuarcita de la Formación Marão), resultado de la interferencia con las fábricas de eventos anteriores. En este tramo, los pliegues de mayor expresión se observan al Sur del granito de Brunhozinho. Sus trazas axiales definen una curvatura que parece contornear el granito, y forman una banda donde se han concentrado las estructuras C3. Estos pliegues están cortados por el granito de Vila de Ala.

Hacia el Suroeste, hay un tramo de una docena de kilómetros, donde las estructuras mayores de fase C3 son escasas y de menor tamaño, apareciendo sobre todo pliegues menores de escala métrica, desarrollados en las capas de cuarcita de la Formación Marão (Figura 6.38). La fase C3 afecta a las fábricas y a las estructuras anteriores, bien como una simple crenulación de las foliaciones anteriores, o como un plegamiento de sus estructuras mayores.

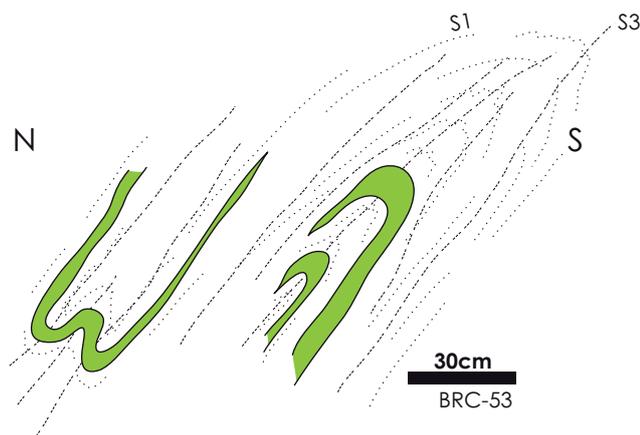


Figura 6.38 - Pliegues C3 isoclinales doblando a cuarcitas de la Formación Marão y la foliación de fase C1, con formación de ganchos.

Los pliegues de fase C1 observados en este tramo, visibles en una vía de tren abandonada al Este de Bruçó, presentan un arqueamiento local de sus charnelas con cambios de la inmersión de sus ejes hacia el NE y el SW, que se interpreta como una interferencia de plegamiento.

Otro ejemplo de interferencia está representado en un corte en carretera nacional N221, al Oeste de Bruçó, donde los pliegues C3 tienen ejes fuertemente verticales en las capas de cuarcita de la Formación Marão. También se observa que C3 afecta a las fábricas tectónicas anteriores, como es el caso de los *mullions* y a la esquistosidad que los intersecta (SE1).

Alrededor del cuerpo intrusivo de Bruçó, los pliegues C3 se presentan sub paralelos a su límite, sugiriendo que se adaptan al granitoide. En los bordes Norte y Sur del granitoide, S3 es concordante con la dirección media en esta región, pero en el borde Noroeste, esta esquistosidad y las trazas axiales de los pliegues menores se presentan con una dirección aproximada E-W por haber sido afectados por un cizallamiento en dirección (Figura 6.1).

En el extremo más meridional del Sinforme de Morais, este pliegue mayor C3 ha producido una crenulación intensa que verticaliza las fábricas asociadas al DBPI. Sus filonitas carbonosas están localmente transpuestas por S3, lo que borra sus criterios cinemáticos. Los pliegues mayores y menores están cortados por las fallas frágiles y por una esquistosidad sub-horizontal poco penetrativa y espaciada, que desorganiza las secuencias estratigráfica y tectónica (Figura 6.39).

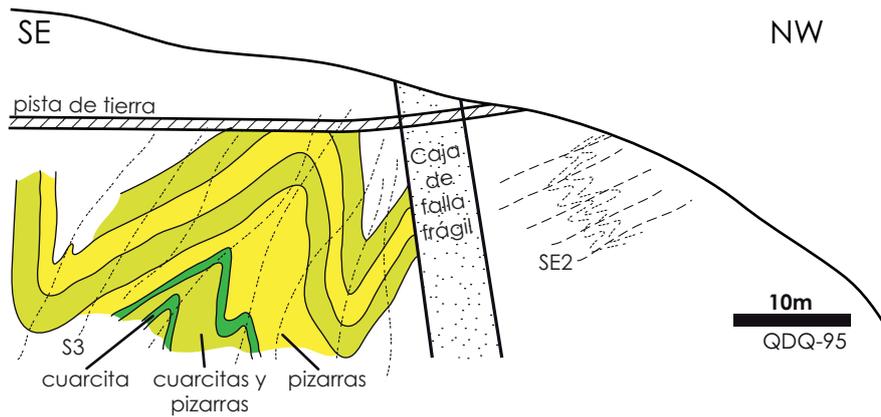


Figura 6.39 - Corte esquemático de pliegues de fase C3 y crenulación de fase E2 en una ladera al Oeste de Quinta das Quebradas. Ambos están cortados por una falla frágil alpina.

o **Sinforme de Lagoaça (SLag)**

Se encuentra entre los granitos de Bruçó y de Fornos, (Figura 6.1 y Corte A, en Anexo). Se presenta como un pliegue abierto, de eje sub-horizontal y dirección E-W, cuyo flanco Sur se encuentra más vertical que el Norte, evidenciando una vergencia suave al Norte. Esta estructura se prolonga muchos kilómetros hacia el Oeste a lo largo del borde Sur de la ZGTM (Dias, 1986). A escala del afloramiento, son visibles pliegues menores verticales y vergentes al SW, con una distribución en abanico de las fábricas C3 (Figuras 6.37A, 6.40, 6.41 y 6.42).

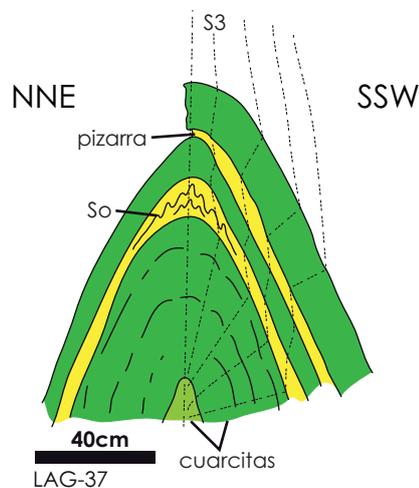


Figura 6.40 - Esquema del pliegue C3 de la Figura 6.37A, mostrando la refracción de S3, que produce un patrón en abanico en la zona de charnela.

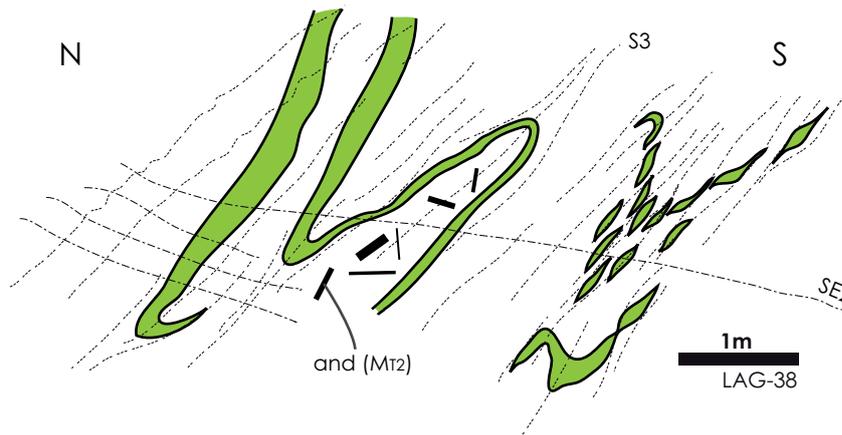


Figura 6.41 - Esquema de pliegues C3 en un tramo multicapa de la Formación Marão, que muestra *boudinage* de las capas de cuarcita, y un trazado discontinuo de algunos flancos debido a disolución por presión. Se han representado los blastos de andalucita (and) que crecieron posteriormente al plegamiento.

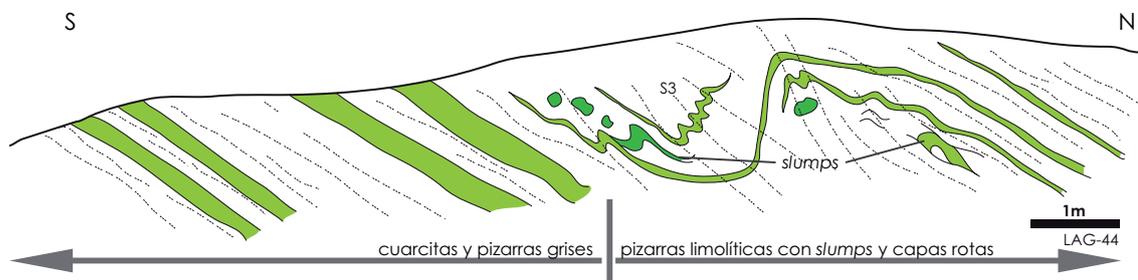


Figura 6.42 - Corte esquemático de la estación LAG-44, donde se han representado las estructuras sedimentarias definidas por capas rotas de cuarcita, en la Formación Marão. Se observa una vergencia al Sur del plegamiento de fase C3 que afecta al conjunto de pizarras, limolitas y cuarcitas de esta unidad estratigráfica.

o **Sinforme de Moncorvo (SMonc)**

Al Sur de granito de Fornos la deformación con mayor expresión, tanto cartográfica como a menores escalas, es la de fase C3, que generó los pliegues mayores de Moncorvo y de Poiares (Mapa Geológico y Corte A, en Anexo), cuya esquistosidad de plano axial es una crenulación de una fábrica tectónica planar anterior subparalela a So.

El Sinforme de Moncorvo (Figuras 6.1 y 6.43) es un pliegue mayor de fase C3 muy abierto y de poca amplitud, que está formado por otros menores de geometrías diversas, claramente retocados por las fases posteriores. Los pliegues C3 presentan una distribución en abanico a varias escalas, siendo frecuente la aparición en el mismo afloramiento de pliegues verticales y otros vergentes al NNE o al SSW. Los ejes son sub-horizontales, formando una estructura alargada 20 kilómetros hacia el Oeste. Pero a la escala de la estructura mayor, el Sinforme de Moncorvo exhibe una doble vergencia centrífuga, es decir, una geometría de los planos axiales en abanico, que sugiere la presencia, por encima de las secuencia preservada, de una unidad más competente, probablemente el DEGTM.

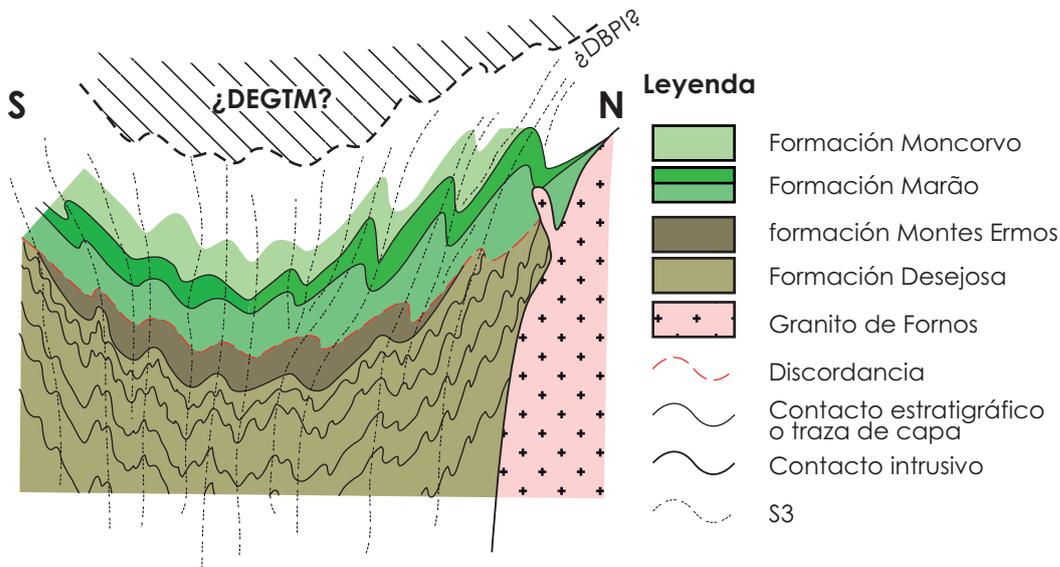


Figura 6.43 - Corte simplificado del Sinforme de Moncorvo. Se observa la geometría en abanico de sus pliegues menores y de la S3, que fue producto de una deformación heterogénea como respuesta al contraste reológico entre las unidades afectadas.

Como se puede ver en la cartografía anexa y en las Figuras 6.1 y 6.43, en la zona axial del Sinforme de Moncorvo se observan las litologías de la formación Montes Ermos, localizadas bajo la Discordancia Toledánica y por encima de la Formación Desejosa. El patrón de afloramiento es representativo del plegamiento de fase C3 que afecta las unidades pre-Ordovícicas, con pliegues cilíndricos de plano axial vertical y terminaciones periclinales. Las características multicapa de la Formación Desejosa, hacen que la deformación sea localmente más penetrativa que en la formación Montes Ermos. En la primera, son comunes los pliegues armónicos centimétricos a decimétricos, con algunos pliegues de flancos verticales, que muestran un aplastamiento superior al observado en la segunda, que presenta una secuencia estratigráfica muy homogénea, compuesta casi exclusivamente por arenas finas y limo, y donde los pliegues son muy abiertos, de poca amplitud, y tienen un clivaje poco penetrativo y débil.

La deformación de fase C3 vuelve a ser penetrativa por encima de la Discordancia Toledánica, donde los mejores pliegues están definidos por las capas de ortocuarcita de la Formación Marão. Se observan las terminaciones periclinales de algunos de los pliegues menores, cuya inmersión es $1-2^\circ/280^\circ$. En los tramos multicapa con predominio de pizarras sobre las cuarcitas, se observan pliegues de geometrías diversas, localmente muy aplastados. La deformación de fase C3 ha sido muy heterogénea, pues alternan áreas extensas donde los pliegues son muy abiertos y tienen un clivaje de plano axial espaciado o incluso ausente, con otras donde ha sido más intensa, produciendo pliegues muy apretados y un clivaje anastomosado muy penetrativo (Figura 6.44).

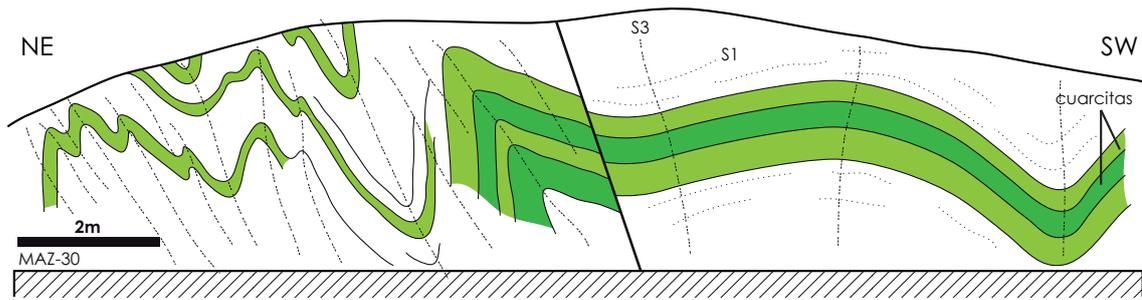


Figura 6.44 - Corte de un talud de carretera nacional de Fornos a Freixo de Espada à Cinta, que muestra la heterogeneidad de la deformación de fase C3, con la formación de pliegues abiertos en la mitad SW con la disposición de S3 espaciada y en abanico, mientras en la mitad NE de la sección, los pliegues son apretados, tienen un clivaje de plano axial más penetrativo, y muestran una vergencia hacia el NE.

o Sinforme de Poiães (SPoi)

Es un sinforme asimétrico con el flanco Norte vertical y corto, y un flanco Sur largo e inclinado unos 30° hacia el N (Figuras 6.45 y 6.46), que le confiere una vergencia general al SSW. A semejanza con el Sinforme de Moncorvo, los pliegues de segundo orden muestran cierres que dibujan un patrón cartográfico que recuerda una interferencia del tipo “caja de huevos”, al intersectar con una topografía suavemente ondulada (Figura 6.45).

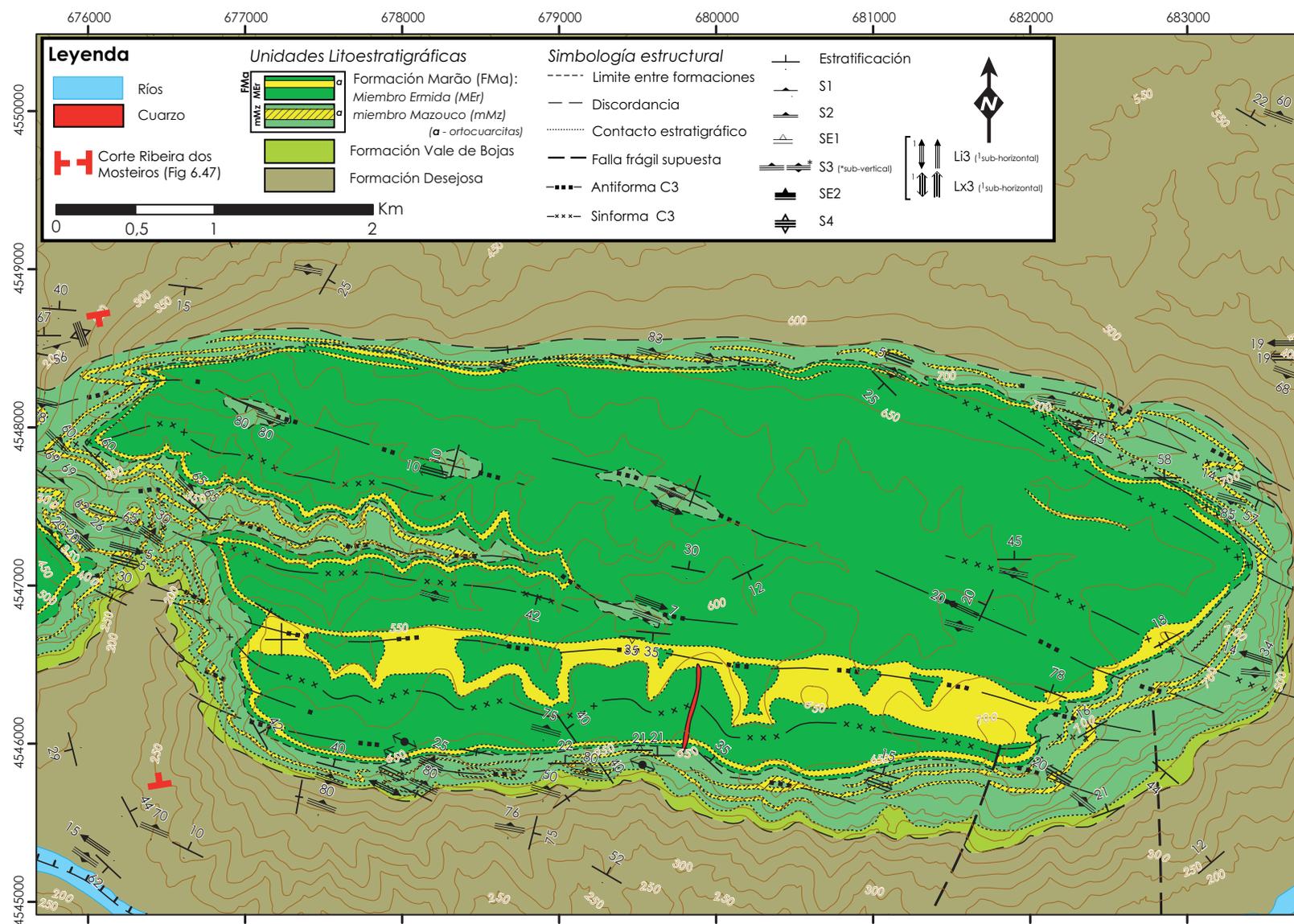


Figura 6.45 - Mapa del Sinforme de Poiars. El aparente patrón de domos y cubetas de los pliegues de fase C3 es consecuencia de la instalación de la red de drenaje.

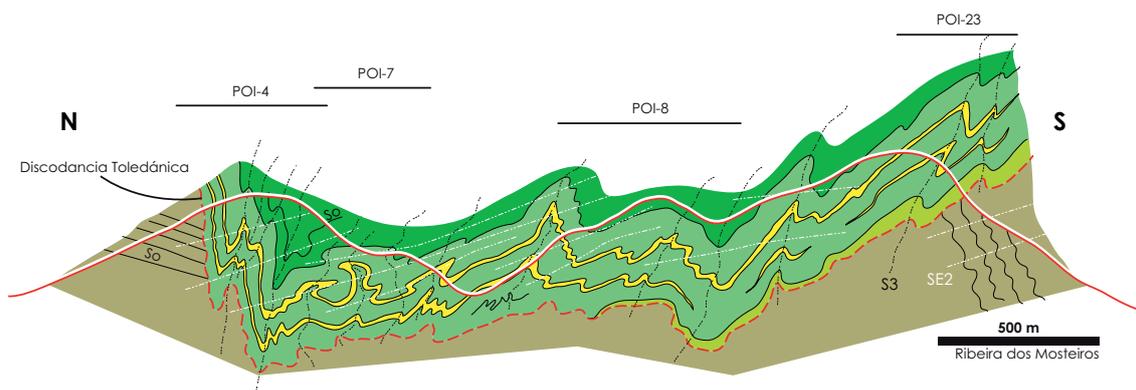


Figura 6.46 - Corte geológico (vista hacia el Este, sin escala vertical), de la transversal de la Ribeira dos Mosteiros en el Sinforme de Poiães (Figura 6.45). Este pliegue de primer orden presenta una vergencia general al Sur, con el flanco Norte corto y vertical, con pliegues de tercer orden aplastados con S3 de plano axial sub-vertical, y el flanco Sur largo y con pliegues de tercer orden generalmente vergentes hacia el Sur. En la parte central de este corte hay un antiforame y un sinforme C3 de segundo orden. Al conjunto de estructuras C3 se superpone un plegamiento de fase E2 con SE2 de plano axial, ligeramente inclinada hacia el Norte. Los cortes de las estaciones POI-4, POI-7, POI-8 y POI-23 están representados por rayas negras para facilitar la localización e interpretación de los datos presentados en esta sección.

En el flanco Norte del Sinforme de Poiães, la estratificación se encuentra vertical y es sub-paralela a S3, presentando una dirección aproximada entre el E-W en el tercio occidental y la parte central, y una dirección N100° en el extremo oriental. Los pliegues de órdenes inferiores definidos por las ortocuarcitas de la Formación Marão son muy aplastados, con geometrías angulares, un clivaje S3 de plano axial vertical y ejes sub-horizontales. Los pliegues de dimensiones centimétricas a decimétricas presentan morfologías idénticas. A lo largo de este flanco existe una discordancia angular entre las unidades pre-Ordovícicas y la Formación Marão. La relación angular es de casi 90°, con la So en la Formación Desejosa buzando entre 10-15° hacia el Sur. Esto se puede observar especialmente bien en el corte geológico transversal a la estructura en la Ribeira dos Mosteiros (Figuras 6.45 y 6.46), donde se observa el estilo de los pliegues mayores y menores, típicos de este flanco. También se puede observar que la zona de charnela del sinforme está formada por un conjunto de pliegues cilíndricos de plano axial vertical y ejes sub-horizontales.

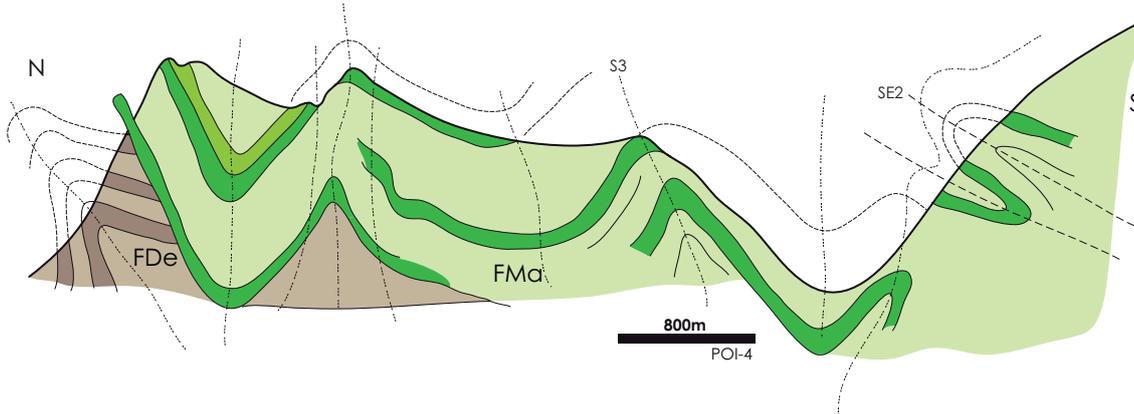


Figura 6.47 - Corte geológico de la vista hacia Este desde la estación POI-4, en el flanco Norte del Sinforme de Poiars. Se observan la heterogeneidad de la deformación de fase C3, con pliegues angulares con S3 de plano axial vertical en las unidades ordovícicas (Formación Marão – FMa) y vergentes hacia N en la Formación Desejosa (FDe) en el extremo septentrional, y pliegues abiertos en el restante tramo. Al Sur se ha representado los pliegues tumbados de la fase E2, con SE2 de plano axial, que interfieren con los de fase C3.

En el flanco Sur, se observa una vergencia general de los pliegues hacia el Sur, y más localmente verticales (Figuras 6.47, 6.48 y 6.49). Los pliegues menores desarrollados en los tramos multicapa del miembro Mazouco de la Formación Marão han producido geometrías más diversificadas, desde pliegues armónicos y disarmónicos, fuertemente aplastados, casi isoclinales (Figura 6.37B), hasta bandas donde los pliegues están casi ausentes. El grado de intensidad del clivaje de tercera fase también acompaña este fenómeno, siendo más penetrativa en los dominios de mayor aplastamiento. A la microescala, se observa que este clivaje resulta de la crenulación de una esquistosidad previa, que es aproximadamente paralela a So.

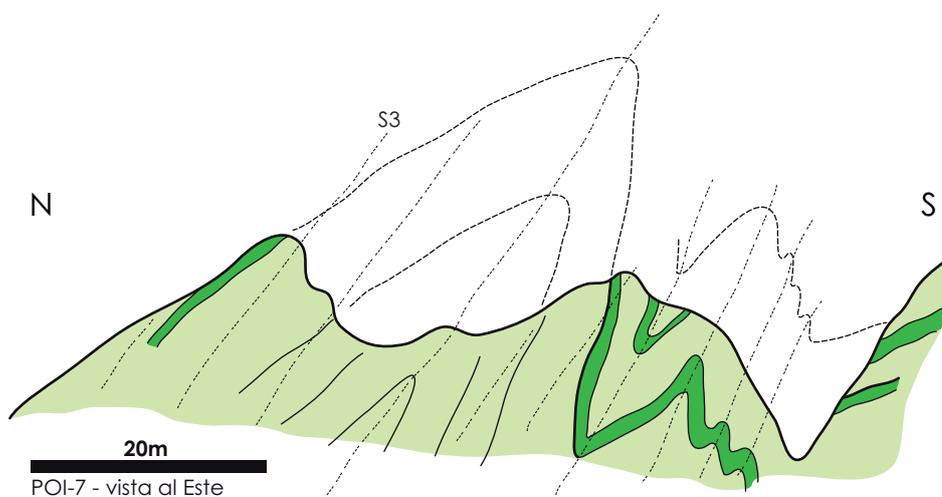


Figura 6.48 - Corte geológico de la estructura de fase C3 vista desde la estación POI-7 hacia al Este (Figura 6.49). Los pliegues presentan una vergencia hacia el Sur definida también por el sentido de buzamiento de su clivaje de plano axial (S3).



Figura 6.49 - Vista panorámica hacia el Este desde la estación POI-7 (Figura 6.48), donde se puede observar el patrón de afloramiento definido por la interferencia de los sinformes y antifformes de fase C3 con la topografía.

A lo largo del borde Sur del Sinforme de Poiares, los pliegues de segundo orden (Figura 6.50), interfieren con la topografía, produciendo en la ladera un patrón con formas cerradas alternando con afloramientos anchos de capas de cuarcita delgadas (Figura 6.45). Estos pliegues están afectados por una deformación posterior, E2, que alteró sus geometrías originales y produjo nuevos pliegues en sus flancos.

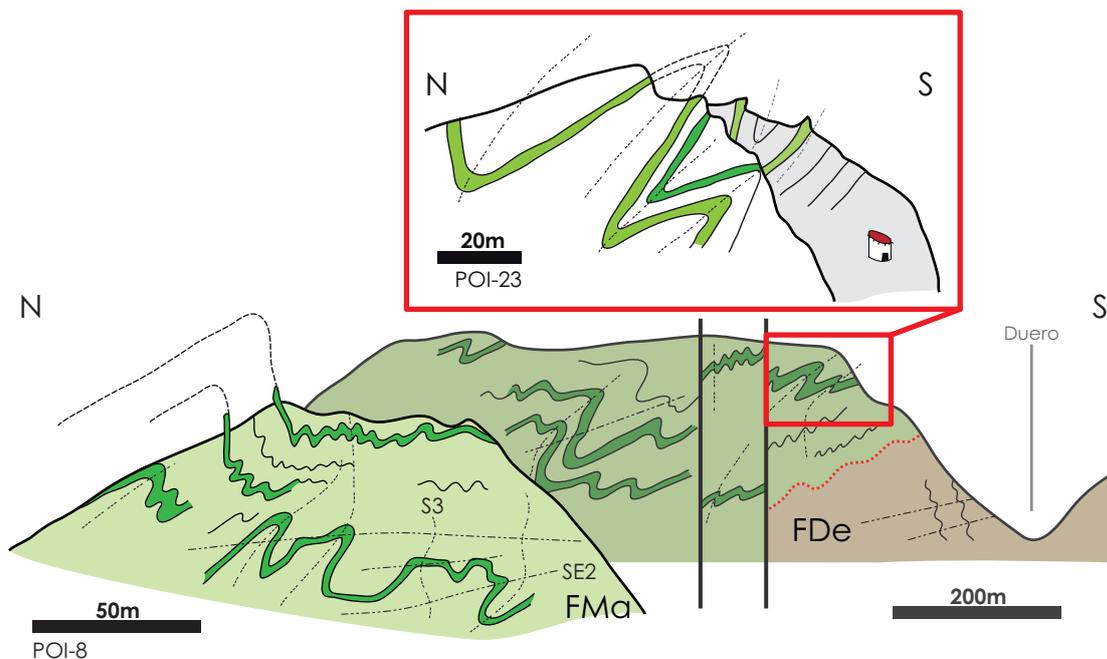


Figura 6.50 - Cortes del flanco Sur del Sinforme de Poiares, con los pliegues C3, vergentes al Sur, retocados por un plegamiento de fase E2 con SE2 sub-horizontal, de plano axial. Hay una fuerte heterogeneidad de la deformación en ambas fases, que unido al contraste de competencias favorece la generación de pliegues de geometrías diversas.

○ **Antiforme de La Fregeneda (AFreg)**

En el límite Sur de la región estudiada, en el área de La Fregeneda, se encuentra el núcleo de una estructura antiformal mayor de fase C3, formado en los materiales pre-Ordovícicos por el plegamiento de las fábricas de fase E1 y de las isogradas del metamorfismo térmico asociado al Domo de Cerralbo-Lumbrales.

Existen pliegues menores en los que se observa localmente una foliación tectónica de crenulación visible en afloramiento que, en algunas bandas discretas, es muy penetrativa.

○ **Microfábricas asociadas a los pliegues C3**

El desarrollo de la S3 asociada a los pliegues muestra una distribución e intensidad heterogénea, por lo que es frecuente observar zonas donde las fábricas de esta fase son muy débiles (Figuras 6.51A y B) y otras zonas donde la S3 es la foliación tectónica dominante (Figura 51C y D).

Los micropliegues de la C3 suelen tener geometrías cilíndricas, pero son habituales las geometrías más complejas, evidenciando variaciones locales del estilo tectónico, relacionadas con los contrastes reológicos entre los distintos materiales afectados y con las deformaciones que le afectan posteriormente.

Las fábricas tectono-metamórficas asociadas al plegamiento de fase C3 no alteran demasiado las características de las anteriores (Figura 6.51A, B y D), produciendo en general reorientaciones locales de la mineralogía previa, acompañadas de fenómenos de disolución por presión en los planos de S3 y de una retrogradación de los filosilicatos dentro de los microlitones. En las litologías más filíticas, la foliación de crenulación S3 es muy evidente, y se muestra frecuentemente anastomosada. Los contrastes reológicos hacen que este clivaje se abra en abanicos en la zona de límite entre materiales de diferentes competencias, como en el caso de las pizarras con las cuarcitas (Figura 6.51D), alrededor de los porfiroblastos crecidos durante los episodios metamórficos precedentes (Figuras 6.6D y 6.51A) o con el cuarzo en cintas de las filonitas de fase C2 (Figura 6.51B). También se han identificado micropliegues C3 con una foliación bien desarrollada, afectando las crenulaciones y esquistosidad de la fase E1, tanto en los dominios de los domos metamórficos como en el DEGTM.

En los materiales más competentes, como ortocuarcitas, cuarcitas impuras y limolitas, apenas es posible identificar algunos arcos poligonales de mica o incluso una foliación muy débil.

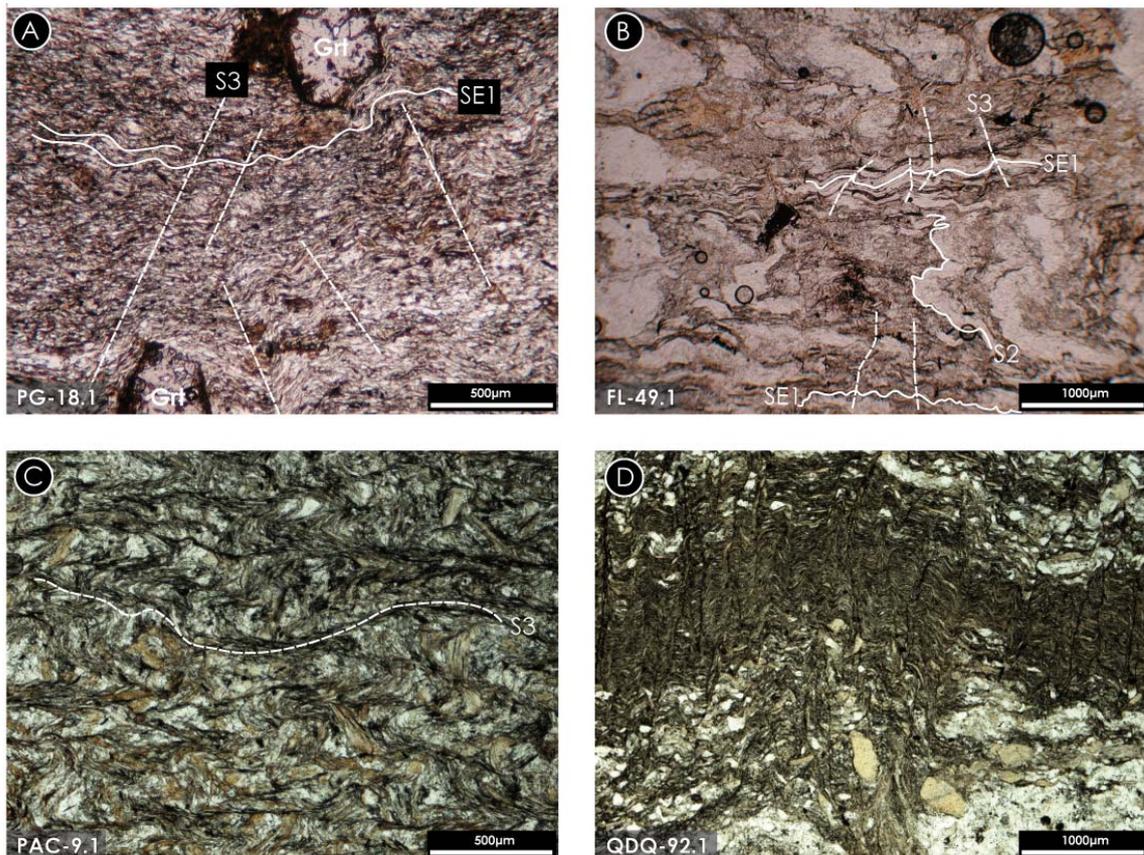


Figura 6.51 - Microfotografías (nícoles paralelos) de las fábricas asociadas al plegamiento de fase C3. **A** – Crenulación de SE1 por la fase C3, con disposición en abanico de los micropliegues y de S3, contornando los blastos de granate (Grt); **B** – Crenulación S3 en las filonitas del DBPI, que afecta a S2 y SE1; **C** – Clivaje de crenulación anastomosado S3, doblando a una fábrica planar anterior ($S_1?$); **D** – Disposición en abanico de una banda de intensa crenulación S3 que corta los niveles arenosos (abajo y arriba de la foto, respectivamente) y pizarrosos, siendo más penetrativa en esta última litología.

Cizallas frágil-dúctiles tardi-C3

La deformación frágil-dúctil tardi-C3 afecta especialmente las zonas estructuralmente más profundas, en los dominios de los domos metamórficos y los granitos pre- a tardi-C3, pero con alguno de estos accidentes llegando a afectar a niveles más superficiales de la corteza (Corte A, en Anexos).

En general, estos accidentes son zonas de cizalla sub-verticales, con direcciones comprendidas entre NE-SW y el NW-SE, formando sistemas conjugados con la compresión máxima según la bisectriz de su diedro obtuso, de modo semejante al propuesto por González Clavijo *et al.* (1991; 1993). Las estructuras menores más comunes que se observan a lo largo de estas cizallas son los planos C y C', con una esquistosidad S3 asociada, que indican el sentido cinemático para cada banda de cizalla. Las lineaciones de estiramiento y las estrías incluidas en

estas estructuras, son aproximadamente sub-horizontales indicando que los movimientos de desgarre fueron los dominantes.

La deformación localizada en las zonas de cizalla es muy penetrativa, observándose la trasposición y retrogradación local de las fábricas anteriores. El desarrollo de las fábricas tardi-C3 depende no solo del nivel estructural afectado, sino también de la reología del material afectado. De un modo general, las bandas de cizalla son más anchas y anastomosadas dentro de los domos metamórficos, con los metasedimentos en alto grado afectados con bandas menores donde ocurre la trasposición total de las fábricas anteriores y donde no son frecuentes los criterios cinemáticos macroscópicos. En las rocas graníticas y en las pizarras con andalucita de la Unidad Superior de los domos, son evidentes los criterios del tipo S-C y S-C'. El espaciado de estas bandas aumenta con el tamaño del grano de estos dos tipos litológicos y son, por lo tanto, más penetrativas en las rocas de grano más fino. Hacia los niveles más someros, estas bandas son gradualmente menos potentes y menos ramificadas, hasta que se diluyen con los aspectos de la deformación generalizada de fase C3.

Indicios de este tipo de deformación han sido igualmente descritos por todo el Macizo Ibérico, desde la Zona Axial de los Pirineos (Carreras, 2001; Druguet, 2001) hasta Portugal en la región de Viseu (Valle Aguado *et al.*, 2000) donde se observa la terminación occidental de una de las estructuras mayores de este evento, denominada Zona de Cizalla Juzbado-Penalva do Castelo (Villar Alonso *et al.*, 1992).

Al Este de la región estudiada, están descritas numerosas bandas de cizalla conjugadas que cortan a las estructuras extensionales de fase E1 representadas por los domos metamórficos del Tormes y el de Villadepera (Villar Alonso, 1990; González Clavijo *et al.*, 1991; González Clavijo *et al.*, 1993; Escuder Viruete, 1999b; Escuder Viruete *et al.*, 2004; González Clavijo & Díez Montes, 2008). Algunas de estas cizallas se prolongan hasta las estudiadas en este trabajo, demostrando la importancia de este fenómeno al nivel regional. A pesar de ser intensa la deformación en las bandas de cizalla, no se han identificado grandes desplazamientos asociados al desgarre, como los asociados a la Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (Villar Alonso *et al.*, 1992; Valle Aguado *et al.*, 2000).

Otro aspecto a destacar es la presencia de bandas de cizalla tardi-C3 paralelas y con cinemáticas opuestas, a semejanza con lo descrito en el tramo español más cercano (González Clavijo & Díez Montes, 2008), que demuestra que la deformación y la acomodación de esfuerzos durante esta fase fue bastante compleja.

A continuación se presentan, de Norte a Sur, los principales aspectos macro-, meso- y microestructurales de este tipo de accidentes.

o Cizallas en el Domo de Miranda do Douro

En el extremo septentrional se han identificado varias bandas de cizalla frágiles-dúctiles sub-verticales con direcciones N140°E a N100°E, con cinemáticas de desligamiento dextras y senestras, respectivamente, y que se encuentran concentradas en la zona axial del AMD, afectando al núcleo del domo metamórfico y a las intrusiones graníticas del límite Noroccidental de la región (Figuras 6.1 y 6.52).

Las bandas de cizalla frágil-dúctil verticalizan localmente las fábricas del Domo de Miranda do Douro, produciendo en ellas una retrogradación metamórfica de las fábricas previas, confiriéndoles una coloración blanquecina típica que contrasta con los colores pardos de fuera de estas bandas. También se han identificado cizallas con criterios dextras y, más localmente, senestros en los cuerpos graníticos localizados al WNW de Caçarelhos y al Norte de Genísio, que se anastomosan y se prolongan por los metasedimentos hasta el Este, en dirección hacia Miranda do Douro (Figuras 6.1 y 6.52).

Los granitos de la región de Caçarelhos cortan el AMD y las cizallas cortan a los granitos, por lo que se puede decir con seguridad que los accidentes frágiles-dúctiles son posteriores al plegamiento mayor de fase C3. De este modo, se puede afirmar que estas cizallas deforman a los pliegues C3 y son responsables por la verticalidad actualmente observada en el flanco Norte del Antiforme de Miranda do Douro, dándole una vergencia aparente al NNE.

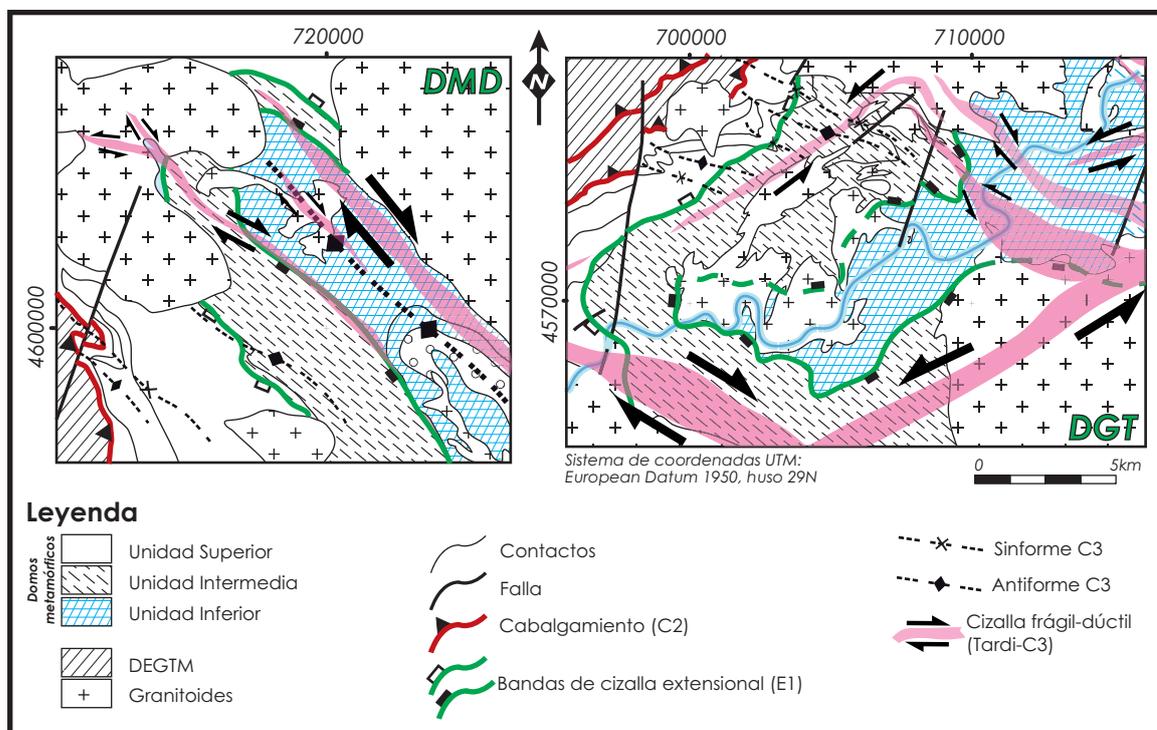


Figura 6.52 - Mapas simplificados del DMD y el DGT, donde se han representado las unidades estructurales definidas los domos metamórficos. Se observa cómo las isograsas están afectadas por los pliegues C3 y por las cizallas tardi-C3.

o **Cizalla de Urrós**

En la transición del Sector Sur al Central (Figura 6.1), se ha identificado una banda de cizalla frágil-dúctil con cinemática dextra, de dirección azimutal N170°-130°E, que corta a todas las fábricas tectono-metamórficas anteriores, tanto en los niveles estructuralmente más bajos del DGT, como en niveles más someros. Es más ancha en los niveles profundos, cuando afecta a las fábricas del DGT con retrogradaciones locales y verticalización de las fábricas gneiso-migmatíticas de los metasedimentos. Corta también los cuerpos graníticos instalados en el DGT.

Cuando se acerca a los niveles más someros se estrecha rápidamente, llegando a cortar a los pliegues C3 definidos por las ortocuarzitas de la Formación Marão y las pizarras con andalucita sin-E1 pertenecientes a las formaciones Moncorvo y Campanhó. En esas litologías, la cinemática quedó registrada por las relaciones de los planos C, S y C', identificables en el campo y al microscopio (Figuras 6.1 y 6.54).

La Cizalla de Urrós presenta continuidad hacia España, donde conecta con el sistema de cizallas frágil-dúctiles menores identificadas por González Clavijo y Díez Montes (2008) y por Escuder Viruete (1999a, b) en el núcleo del DGT.

o Cizallas en el Domo Gnéisico del Tormes (Bemposta, Ventozelo)

En el núcleo, y bordeando el DGT, son frecuentes las bandas de cizalla frágil-dúctiles sub-verticales tardi-C3, compuestas por bandas menores, que modifican fuertemente la geometría original del domo (Figura 6.52). Se observan dos direcciones principales, una N130°E, con cinemática dextra y otra de orientación media N60°E, conjugada de la primera con cinemática senestra. Afectan no sólo los metasedimentos, induciéndoles una retrogradación metamórfica local, sino también a los granitos y cuerpos pegmatíticos sin- a tardi-E1 y sin- a tardi-C3. Este fenómeno es fácilmente identificable en las inmediaciones de la localidad de Bemposta, en el núcleo del DGT, con especial representatividad en la cantera abandonada localizada en la vertiente oeste del pueblo, donde una cizalla senestra menor afecta a un granito porfiroide sin- a tardi-C3 (Figura 6.53C).

En la zona de Bemposta, dos de las cizallas identificadas muestran cinemáticas antitéticas a pesar de que sus direcciones son aproximadamente paralelas (Figura 6.52).

Tal como en el caso de la Cizalla de Urrós, algunas de estas cizallas presentan continuidad en España, denominadamente las cizallas de la zona de Bemposta, que conectan en profundidad con el sistema de cizallas senestras que cortan los metasedimentos en alto grado y los granitos del DGT (Escuder Viruete, 1999a, b; González Clavijo & Díez Montes, 2008). También la cizalla

dextra que limita el granito de Bruçó al NE parece presentar continuidad en el sector español del DGT, juntándose con la banda de cizalla que se extiende desde Vitigudino (al SE).

o **Cizalla de Fonte Santa**

En la zona de las Minas de Fonte Santa (Oeste de Quinta das Quebradas), se han observado indicios de deformación frágil-dúctil afectando al contacto superior del pequeño cuerpo granítico allí existente. Se asume que este accidente pertenece al grupo de cizallas tardi-C3 aquí descrito, siendo uno de los de dirección NE-SW con componente de desgarre senestro. Ya Dias (1986) había propuesto la presencia de una banda de intensa deformación con la dirección y cinemáticas aquí descritas, que se extendería desde el Suroeste, fuera de la región estudiada, pasando por esta zona hasta la región al Norte de Ventozelo, conectando así con las cizallas del DGT.

o **Cizalla de Fornos**

Ha sido inferida a partir de los datos direccionales de las fábricas tectónicas identificadas en el borde septentrional del granito de Fornos, que indican la continuación de una de las ramificaciones de la banda de cizalla de Moronta-Traguntía. No han sido identificados claramente criterios de cizalla como los descritos para las anteriores cizallas tardi-C3, por lo que se asume el criterio senestro definido en su tramo español (González Clavijo & Díez Montes, 2008).

o **Cizalla de Lumbrales**

En el extremo meridional se observa que el contacto Norte del cuerpo granítico localizado al sur de La Fregeneda está retocado por una banda de cizalla frágil-dúctil de movimiento senestro de dirección aproximada E-W, sub-vertical, que afecta a los metasedimentos en alto grado y al granito, con criterios S-C y S-C' (Figura 6.1). Esta banda se prolonga hacia el Este, donde se une con la cizalla de Cerralbo, y hacia el Oeste en Portugal, a lo largo del borde Norte del granito de Lumbrales. A semejanza con los casos anteriores, la Cizalla de Lumbrales ha provocado una retrogradación local del grado metamórfico y la trasposición y verticalización de las fábricas previas.

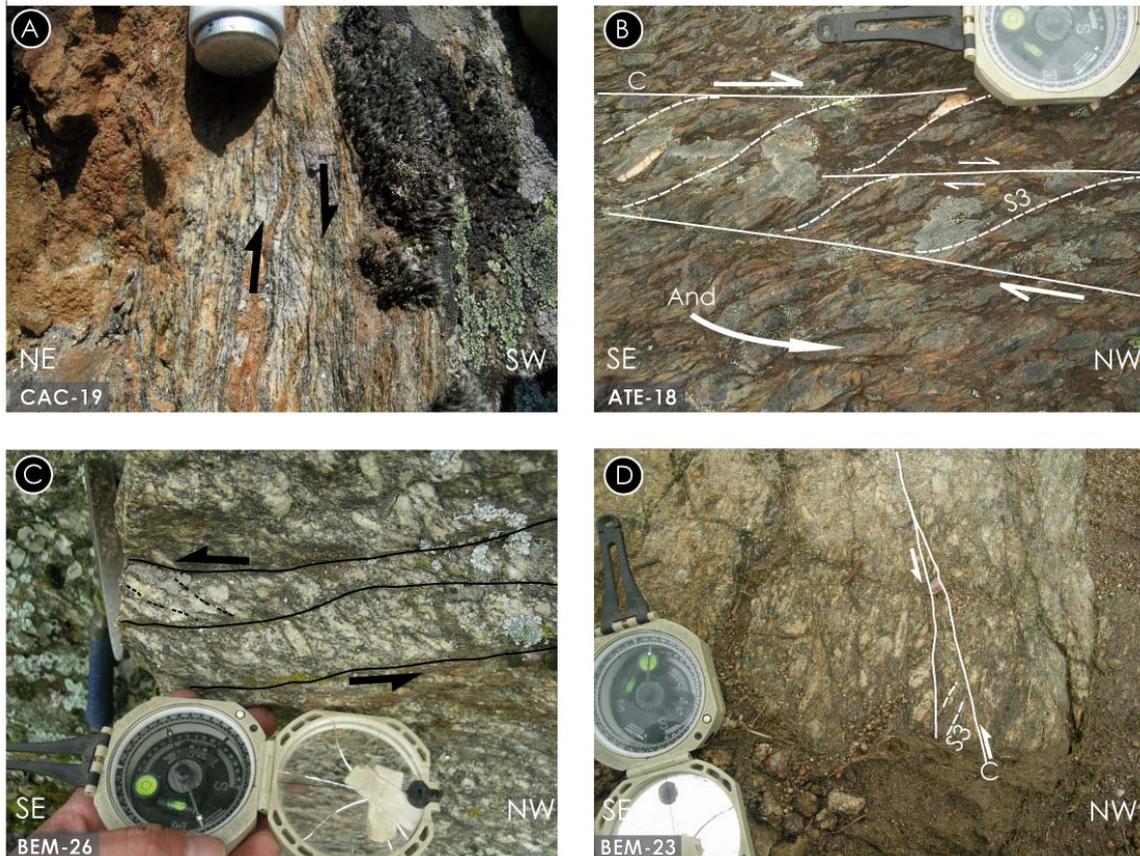


Figura 6.53 - Aspectos de campo de las cizallas frágiles-dúctiles tardi-C3. **A** – Criterios S-C dextros en los gneises migmatíticos del núcleo del DMD. La transposición de las fábricas de fase E1 es completa; **B** – Cizalla de Urrós en los niveles más altos estructuralmente, afectando con cinemática dextra a las pizarras negras con andalucita pre- a sin-S2 de la Formación Moncorvo; **C** – Criterios cinemáticos senestros en las estructuras S-C desarrolladas en el granito porfiroide de Bemposta; **D** – Cizalla senestra tardi-C3 en el granito porfiroide de Brunhozinho, reorientada hacia la dirección N-S debido, posiblemente, al arrastre de una cizalla diestra.

o Las microfábricas asociadas a las cizallas frágiles-dúctiles de fase C3

Los aspectos microscópicos del cizallamiento frágil-dúctil de fase C3 observados en las rocas graníticas incluyen fábricas como facoides del tipo sigma, “peces” tectónicos en las micas y estructuras S-C que dan información acerca de su cinemática (Figura 6.54). Son frecuentes los fenómenos de recristalización dinámica del cuarzo, con formación de cintas, la extinción ondulante, y la formación de subgranos y nuevos granos. Generalmente el feldespato acompaña este proceso con fracturación intra- e intergranular, sin que se observen evidencias de deformación en el dominio plástico (Figura 6.54A), lo que indica temperaturas de deformación superiores a 150°-200°C e inferiores a 350°-400°C (Passchier & Thouw, 1996). Se forma clorita y moscovita que definen tanto los planos de foliación S, como los planos C y C’.

Los granitos de la región de Caçarelhos afectados por esta deformación presentan una recristalización dinámica del feldespato que acompaña las elevadas tasas de deformación del cuarzo (Figura 6.54B). El feldespato presenta extinción ondulante, formación de subdominios, además de fracturación intra- e intercrystalina. El cuarzo por su lado, forma bandas, indicando tasas de deformación miloníticas asociadas a la elevada plasticidad que este mineral presenta en estas condiciones térmicas. Este fenómeno indica que la deformación se ha dado por encima del límite de plasticidad del feldespato, localizado cerca de 350°C. Se estima pues una temperatura de deformación de 450°-500°C, de acuerdo con Passchier y Thouw (1996), lo que indica un proceso contemporáneo con el enfriamiento de estos cuerpos graníticos.

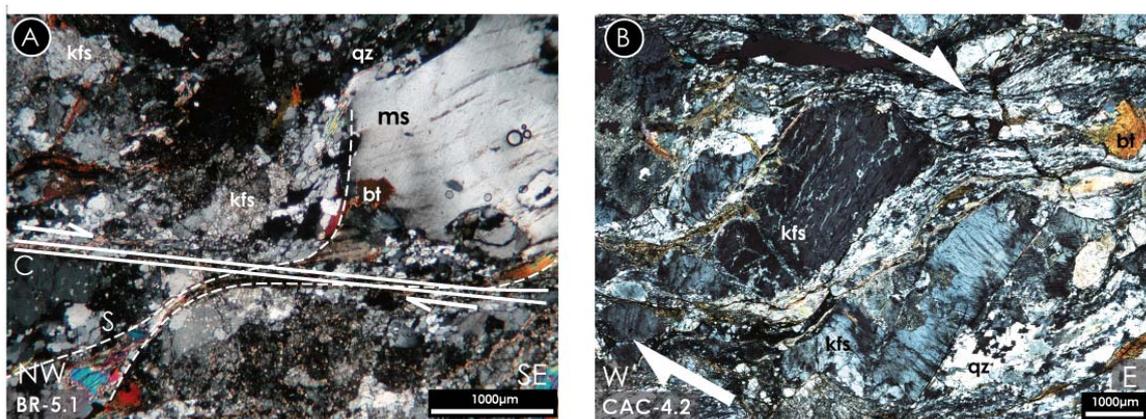


Figura 6.54 - Microfábricas de cizalla frágil-dúctil tardi-fase C3. **A** – Cizalla de Urrós, afectando a un granito de grano medio. Se observan criterios cinemáticos dextros definidos por “peces” de mica y estructuras S-C. Hay una disminución intensa del tamaño de grano del cuarzo, con formación de nuevos granos poligonales, mientras que los feldspatos (kfs) se presentan fracturados, lo que indica una deformación en el rango de temperaturas comprendido entre 150°-350°C; **B** – Milonitas en un granito de grano grueso de la región de Caçarelhos, indicando tasas de deformación elevadas a temperaturas intermedias, por la deformación plástica observada en el cuarzo y en el feldespato potásico (kfs). El feldespato presenta extinción ondulante y formación de subdominios, características de deformación plástica en este mineral a temperaturas superiores a 350°C. El cuarzo forma bandas donde se encuentra muy recristalizado, presentando un aspecto milonítico.

En los metasedimentos en alto grado, las cizallas tardi-C3 han producido la transposición completa de las fábricas de fase E1, con la retrogradación de la matriz a la facies de los Esquistos Verdes, sericitización de los feldespatos, cloritización de la biotita, y moscovitización de la sillimanita, a la que le acompaña la recrystalización dinámica del cuarzo y la deformación frágil de los granos de feldespato potásico y plagioclasa, indicadores de deformación en grado muy bajo (Capítulo 8, Passchier y Thouw, 1996).

La retrogradación en las bandas de cizalla afectó también las pizarras negras con andalucita sin-E1 del techo del DGT, además de haberse producido abundantes criterios cinemáticos como los planos C y C' que cortan a los porfiroblastos.

6.2.5. Las deformaciones tardías

En esta sección se describen los aspectos de las deformaciones tardi-variscas, posteriores a la fase C3, que han afectado las fábricas previas en condiciones de baja temperatura, características de los niveles someros de la corteza. Las dos fases identificadas se caracterizan por la presencia de *kink-bands* horizontales y verticales, pero no ha sido posible establecer la edad relativa de ambos eventos.

Segunda fase de deformación extensional (E2)

Es responsable, en sectores próximos del NW del Macizo Ibérico, de una crenulación sub-horizontal que afecta a los pliegues C3. Evidencias de la fase E2 se encuentran en zonas como el Sinforme de Truchas (Barros Lorenzo, 1989), el Antiforme del Olló de Sapo (Díez Montes, 2007), el Sinforme de Alcañices (González Clavijo, 2006) y el Antiforme de Villadepera (Villar Alonso, 1990). En todas las localidades, esta fase se caracteriza por una crenulación de ejes y planos axiales sub-horizontales producidos por causas gravitacionales relacionadas con la relajación de esfuerzos tardi-varisca (Martínez Catalán *et al.*, 2007; Alcock *et al.*, 2009; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Martínez Catalán *et al.*, 2012). Cuando produce una crenulación suave, esta fábrica es conocida como panilla por la industria pizarrera de la región del Sinforme de Truchas.

Los efectos de la fase E2 se observan por toda la región estudiada, tanto en el DEGTM como en la ZCI. Ha producido desde pliegues menores y *kink-bands* plano axial sub-horizontal, hasta pliegues mayores como los observados en el Sector Sur, en el Sinforme de Poiaras. Cuando se desarrolla un clivaje de crenulación SE2, tiene un buzamiento medio de 19°/198° (Figura 6.55).

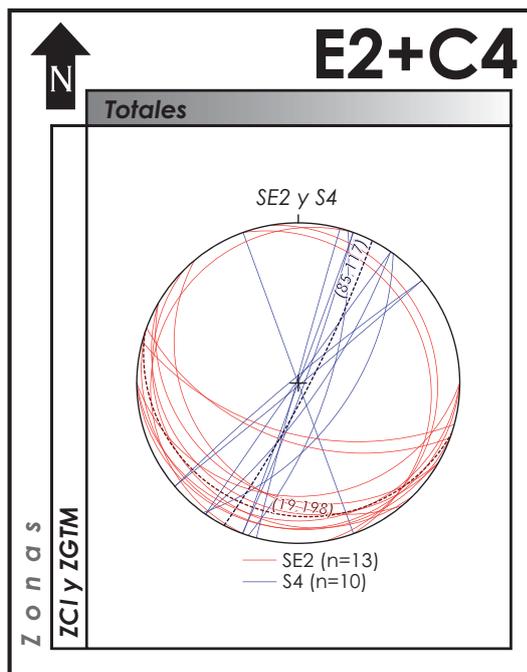


Figura 6.55 - Proyección estereográfica de los planos de clivaje asociados a las fases E2 (en rojo) y C4 (en azul). Las líneas negras representan los planos medios de cada grupo de clivajes.

En el Sector Norte, y dentro del DEGTM, destaca la presencia de pliegues angulares menores y mayores, con ejes de dirección NE-SW sub-horizontales, que afectan a las vulcanitas de Saldanha y a los metasedimentos del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha en la zona de Variz. Ocasionalmente ocasionan cambios del sentido de buzamiento de S2 y So, y a menor escala, una crenulación espaciada observable al microscopio y en afloramiento (Figuras 6.56 y 6.60).

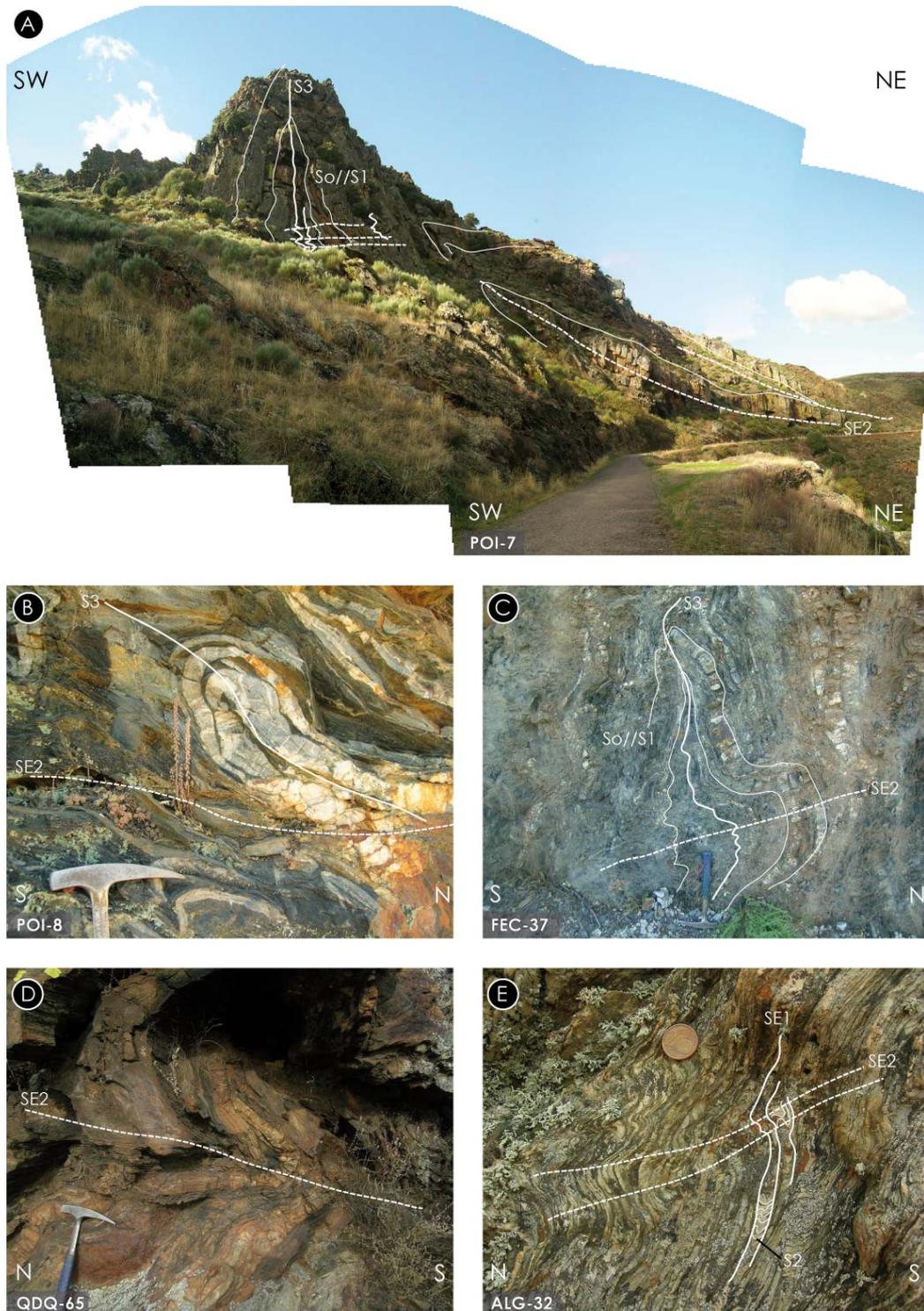


Figura 6.56 - Aspectos de la deformación de fase E2. (A, B, C y D – litologías de la Formación Marão; E – litologías del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha). **A** – Pliegue de fase C3, afectado por el plegamiento posterior de fase E2 que produce el aplastamiento en la vertical de las fábricas anteriores.; **B** – Pliegue C3 isoclinal, con rotura de sus flancos y formación de venas de cuarzo radiales, afectado por una flexión E2; **C** – Pliegues de plano axial vertical C3, plegados por la fase E2, que produjo el arqueamiento de sus flancos y del clivaje S3; **D** – Pliegues angulares de fase E2, afectando el flanco de un pliegue mayor C3 al Sur de Quinta das Quebradas; **E** – Crenulación de fase E2, afectando a microlitones de primera fase extensional (SE1), que incluyen a su vez al bandeo tectónico S2.

En Sector Central, estos pliegues están bien desarrollados en la zona de Quinta das Quebradas, donde retocan a los pliegues de fase C3 marcados por las capas de ortocuarcita de la Formación Marão (Figuras 6.56D y 6.57). S3 se presenta también crenulada, pero la E2 no ha sido suficientemente fuerte como para producir un clivaje penetrativo.

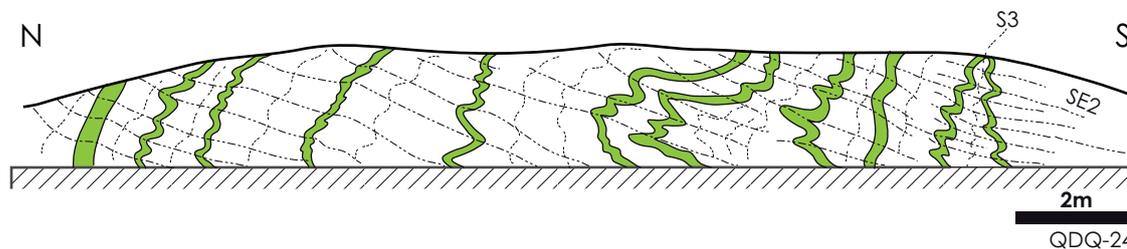


Figura 6.57 - Corte geológico al Sur de Quinta das Quebradas mostrando cómo los pliegues de fase E2 afectan a la estructura anterior de fase C3, con pliegues definidos por barras de cuarcita (verde) y S3 en los niveles pizarrosos crenulada por pliegues de plano axial sub-horizontal.

Sin embargo, es en el Sector Sur donde se observan mejor los efectos de este evento de deformación. En el Sinforme de Moncorvo, los pliegues menores y mayores de fase C3 se encuentran frecuentemente retocados por las estructuras de fase E2 (Figura 6.58). También las charnelas C3 sufren un aplastamiento importante, estando muchas veces reorientadas de tal forma que aparentan una vergencia mayor u opuesta a la original (Figura 6.58). Por consiguiente, la interferencia de fases crea geometrías complejas en los pliegues resultantes, con la formación de ganchos y roturas de los flancos y charnelas.

La deformación extensional de fase E2 es heterogénea, siendo una condición para su desarrollo la existencia de fábricas previas muy inclinadas. Aparece a lo largo de bandas de pliegues donde a veces se forma un clivaje de plano axial. Entre bandas, la deformación está prácticamente ausente, pudiéndose observar con más claridad los aspectos de las fases de deformación anteriores.

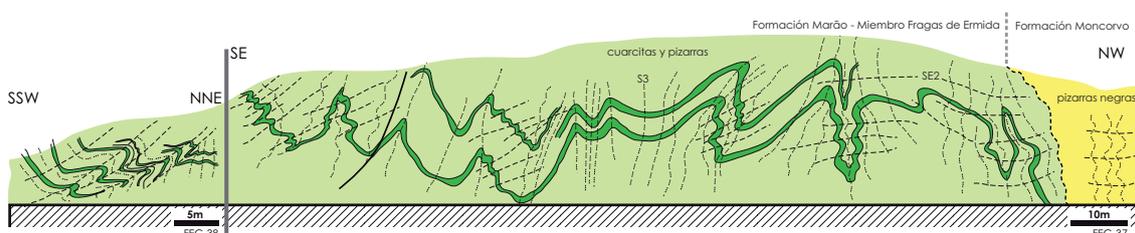


Figura 6.58 - Corte geológico esquemático, de la orilla Oeste del embalse de Ferradosa, en el Sinforme de Moncorvo, donde se observa que la estructura C3, con pliegues aparentemente vergentes al N, está afectada por E2. Se han generado interferencias de pliegues de tipo gancho, y se ha desarrollado una foliación de crenulación sub-horizontal poco penetrativa (SE2). El aplastamiento sobrepuesto a las charnelas de los pliegues menores C3, oscurece sus criterios originales de vergencia.

En el Sinforme de Poiares, a lo largo del corte de la Ribeira dos Mosteiros, existen afloramientos excepcionalmente buenos de las estructuras de esta fase y de sus relaciones con las de fases anteriores (Figuras 6.46, 6.47, 6.50 y 6.59). Allí se confirma que la E2 ha contribuido de modo importante a la geometría final de los pliegues mayores y menores de fase C3. La interferencia de las fases C3 y E2 ha afectado al tren de pliegues sub-verticales C3, que fue fuertemente aplastado en la vertical durante la fase E2, provocando que sus charnelas se plegaran en sentidos opuestos. En las zonas axiales de estas interferencias, se confirma que la esquistosidad de fase C3 está intensamente crenulada por SE2 (Figura 6.59).

Hacia el borde Sur del Sinforme de Poiares, los patrones de deformación de la fase E2 se mantienen, doblando a los pliegues C3 con otros menores de plano axial ligeramente inclinado al N en los flancos, y con una geometría en caja en las charnelas. Esta fase también ha exagerado la vergencia al Sur de las estructuras anteriores, haciendo que algunos pliegues aparezcan tumbados, como los observados a lo largo del flanco Sur (Figura 6.50). A menor escala, y a lo largo de todo el corte, abundan los ganchos y los pliegues isoclinales con los flancos horizontalizados y a veces rotos, que se concentran en bandas donde la E2 ha sido más intensa (Figura 6.56 B).

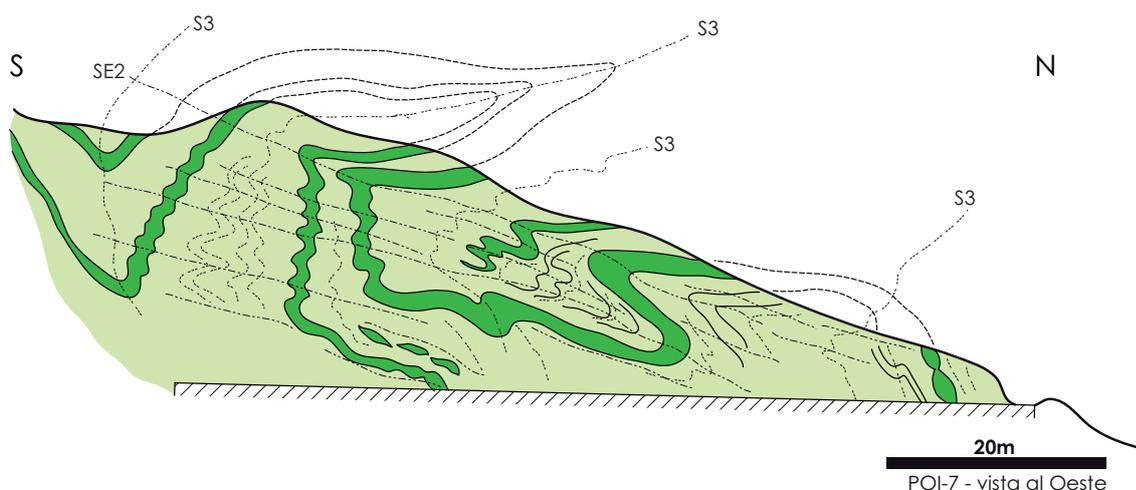


Figura 6.59 - Corte geológico en la Ribeira dos Mosteiros, que muestra aspectos de la fase E2. El aplastamiento vertical, ha sido responsable de la interferencia con los pliegues C3, que ha provocado la reorientación de sus charnelas hacia una posición horizontal, o las ha abierto disminuyendo su curvatura inicial. Los flancos y la S3 marcan mejor esta estructura tardía, con crenulaciones centimétricas a métricas, dando también origen a pliegues acostados.

Como consecuencia, la vergencia actual de los pliegues de los sinformes de Moncorvo y de Poiares es aparente, y ha sido amplificada o invertida por la fase E2.

Pese a la aparente intensidad de la deformación E2, al microscopio no se aprecia recristalización asociada, observándose simplemente una crenulación espaciada en los materiales competentes, como las vulcanitas de Saldanha, al SE de Variz (Figura 6.60A), o más penetrativa, como en las pizarras negras ordovícicas en los sinformes de Moncorvo y Poiares (Figura 6.60B).

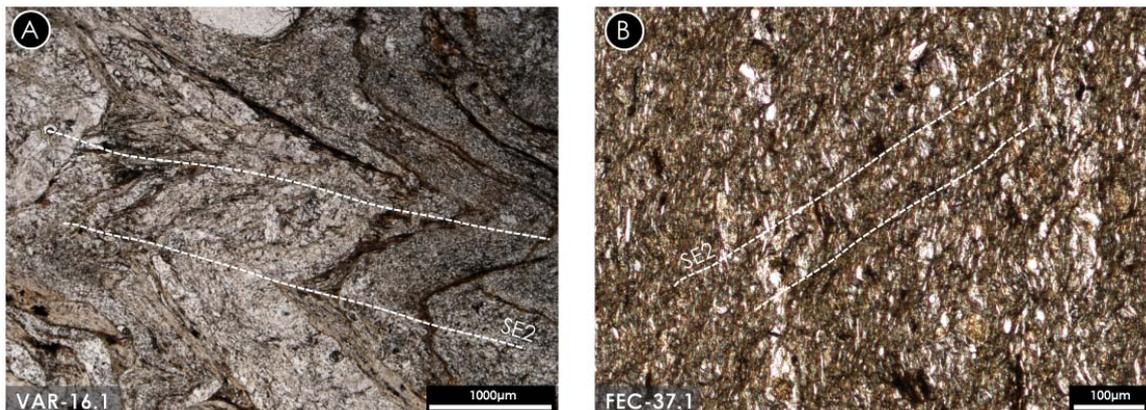


Figura 6.60 - Aspectos microscópicos (nicos paralelos) de las fábricas de fase E2 en el DEGTM (A) y en la ZCI (B). **A** – Vulcanitas de Saldanha, mostrando un bandeado tectónico S2, crenulado por SE2, sin que se aprecie disolución por presión ni recristalización que provoquen la formación de un clivaje; **B** – Pizarras de la Formación Moncorvo en el corte de la Figura 6.58, mostrando un clivaje (¿S3?) crenulado por E2, con una crenulación SE2 de plano axial muy débil y espaciada.

Cuarta fase de deformación compresiva (C4)

La presencia de *kink-bands* sub-verticales ha sido citada en casi todo el Macizo Ibérico por diferentes autores, pero han sido los trabajos de Gil Toja (1985), Villar Alonso (1990), de Villar Alonso *et al.* (1992) y de González Clavijo *et al.* (1991; 1993) donde se ha propuesto una relación con los fenómenos compresivos variscos más tardíos. Como en esos trabajos, no ha sido posible aquí establecer la relación temporal con la deformación E2, así que se propone simplemente una cronología tardi- a post-varisca y pre-alpina para estas estructuras.

Las direcciones de los *kink-bands* sub-verticales más comunes se encuentran entre N-S y NE-SW, siendo el buzamiento medio de 85°/177°. Pero no solamente los *kink-bands* de escala centimétrica a métrica están relacionados con esta fase, pues se ha constatado que existen también pliegues mayores C4 con ejes de dirección NNE-SSW, que no han desarrollado un clivaje.

Son responsables por el arqueamiento del eje del antiforme mayor al Sur de Tó, pero es en el Sector Sur, donde se observan los mejores ejemplos de este tipo de estructuras, especialmente a lo largo del borde oriental del Sinforme de Moncorvo (Mapa Geológico, en Anexo). En la Figura 6.61, se representa el tren de pliegues de fase C4, con ejes NNE-SSW sub-horizontales, localizados en la zona al Norte de Mazouco. En general, el plano axial de estos pliegues se inclina fuertemente hacia el Oeste, mostrando una vergencia sutil al Este. Este plegamiento afecta también la esquistosidad más penetrativa y a las quistolitas sin- a tardi-C3 en ella contenidas, mostrando que esta deformación es posterior a la fase C3 y al metamorfismo de contacto producido por el granito de Fornos.

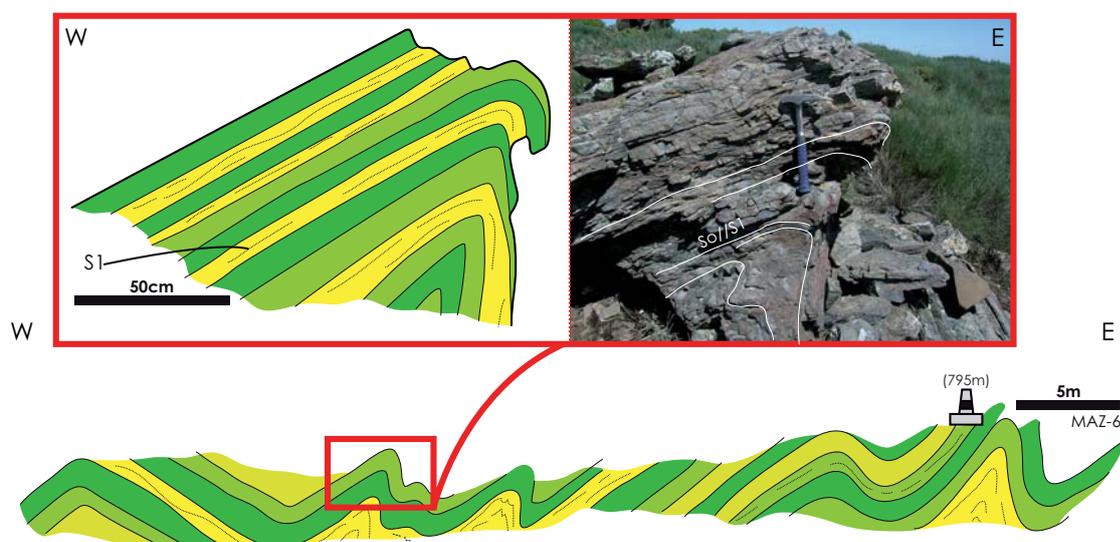


Figura 6.61 - Corte geológico de los pliegues de fase C4, localizados al Norte de Mazouco, que deforman las estructuras previas. Estos pliegues afectan no sólo a una esquistosidad previa, sino también a los blastos alargados de andalucita de las pizarras negras intercaladas entre las capas de cuarcita, relacionadas con el metamorfismo de contacto tardi- a post-C3 inducido por los cuerpos graníticos cercanos.

Estos pliegues prueban la existencia de una deformación ortogonal a las estructuras de las fases C2, E1 y C3, haciendo que las fábricas plano lineares anteriores sufran una ondulación que queda registrada en el mapa. Se comprueba que los ejes de los pliegues C3 y las lineaciones de estiramiento de las fases C2 y E1, cambian frecuentemente el sentido de cabeceo, algo difícil de explicar con la geometría original de sus estructuras. Esto hace que el patrón cartográfico sea a veces complejo, como en la región al Sur de Tó, el Sinforme de Moncorvo y el de Poiares, donde explican el cierre periclinal de los pliegues C3 y crean ondulaciones de dirección NNE-SSW que dan lugar a que la Formación Montes Ermos aflore con un patrón de interferencia del tipo caja de huevos.

Probablemente, esta fase de deformación es, junto con la fase C3, responsable de la formación de las cubetas ordovícicas de los sinformes de Vilvestre y de Saucelle (Díez Montes *et al.*, 2000).

6.2.6. Síntesis, correlación de estructuras y evolución tectónica Varisca

El tramo estudiado del orógeno varisco del NW del Macizo Ibérico tiene características correlacionables con las estructuras y fases orogénicas identificadas en otros sectores. A semejanza con ellos, una primera fase compresiva (C1), de ámbito regional inició el engrosamiento en la ZCI y el DEGTM, generando pliegues con sentido de transporte desde las zonas internas hacia las externas del orógeno (Martínez Catalán, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Martínez Poyatos *et al.*, 2004a; González Clavijo, 2006; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Díez Fernández, 2011; Martínez Catalán, 2011a). En la región estudiada dio lugar a pliegues muy apretados, tumbados hacia el Este en el flanco Norte del Sinforme de Morais y hacia el Sureste en su flanco Sur. Se han identificado pocas estructuras mayores, pero la foliación S1, de plano axial de los pliegues, es penetrativa y se desarrolló en todos los niveles estructurales (Figura 6.62), lo que da idea de su importancia a escala cortical. En las litologías más comunes, pelíticas y semipelíticas de la ZCI, es un clivaje pizarroso bien desarrollado, mientras que en las del Parautóctono Superior pudo evolucionar hasta una esquistosidad que incluyera mecanismos de recristalización dinámica del cuarzo.

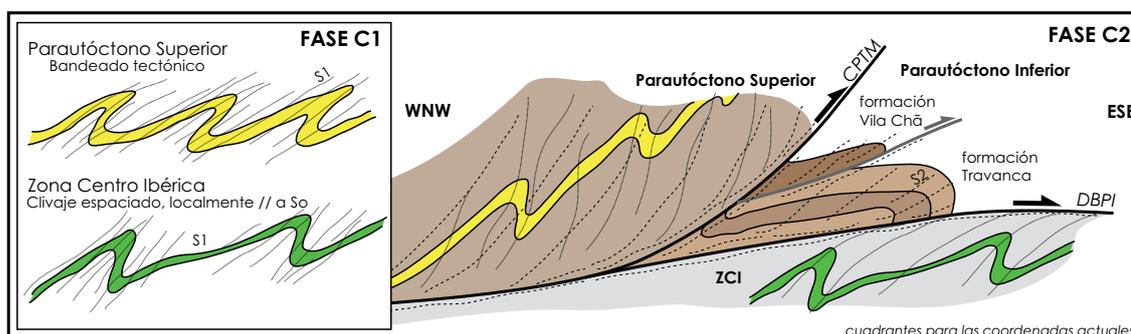


Figura 6.62 - Síntesis de la evolución de las fases C1 y C2 para la ZCI y el DEGTM en el sector estudiado. La C1 produjo un plegamiento casi isoclinal vergente hacia las zonas externas, con un clivaje S1, de plano axial, muy penetrativo en la ZCI, y una esquistosidad con recristalización dinámica en el Parautóctono Superior. Le siguió la fase C2, con cabalgamientos imbricados según una secuencia de tipo *piggy back*, con el CPTM como el accidente basal. El emplazamiento del Parautóctono Superior, más cristalino por haber sido deformado y metamorfozido a profundidad mayor, sobre las pelitas silúricas, carbonosas y menos deformadas, favoreció el despegue del Parautóctono Inferior sobre la ZCI formando el DBPI, que incluyó en su emplazamiento la secuencia sin-orogénica. El enraizamiento de nuevos accidentes C2 en el frente de los Complejos Alóctonos (en este caso del DEGTM), pudo hacer que las láminas tectónicas más antiguas y sus estructuras se verticalizaran por la rotación del bloque de techo.

Durante la fase C2 (Figuras 6.62 y 6.63), se produjo el apilamiento de los Complejos Alóctonos y el Parautóctono por un sistema de cabalgamientos imbricados según una secuencia de tipo *piggy back* (Schermerhorn & Kotsch, 1984; Ribeiro *et al.*, 1990; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; González Clavijo, 2006; Ribeiro *et al.*, 2006), con el CPTM como el accidente basal (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990). La imbricación de las láminas tectónicas

verticalizó los pliegues C1 en las escamas superiores. La cinemática de esta etapa es coherente con la primera fase compresiva, continuando el transporte de zonas relativamente distales del margen gondwánico hacia el SE y ESE actuales (Figura 6.63), ahora mediante estructuras discretas que no penetraron en la ZCI. En el frente de los cabalgamientos se depositó la secuencia sin-orogénica devono-carbonífera representada por las formaciones Travanca y Vila Chã, y se produjo el despegue sobre las pelitas carbonosas silúricas de su autóctono relativo. Así se formó el DBPI en la base del DEGTM, desenraizando los sedimentos sin-orogénicos por el empuje del Parautóctono Superior (Figura 6.62).

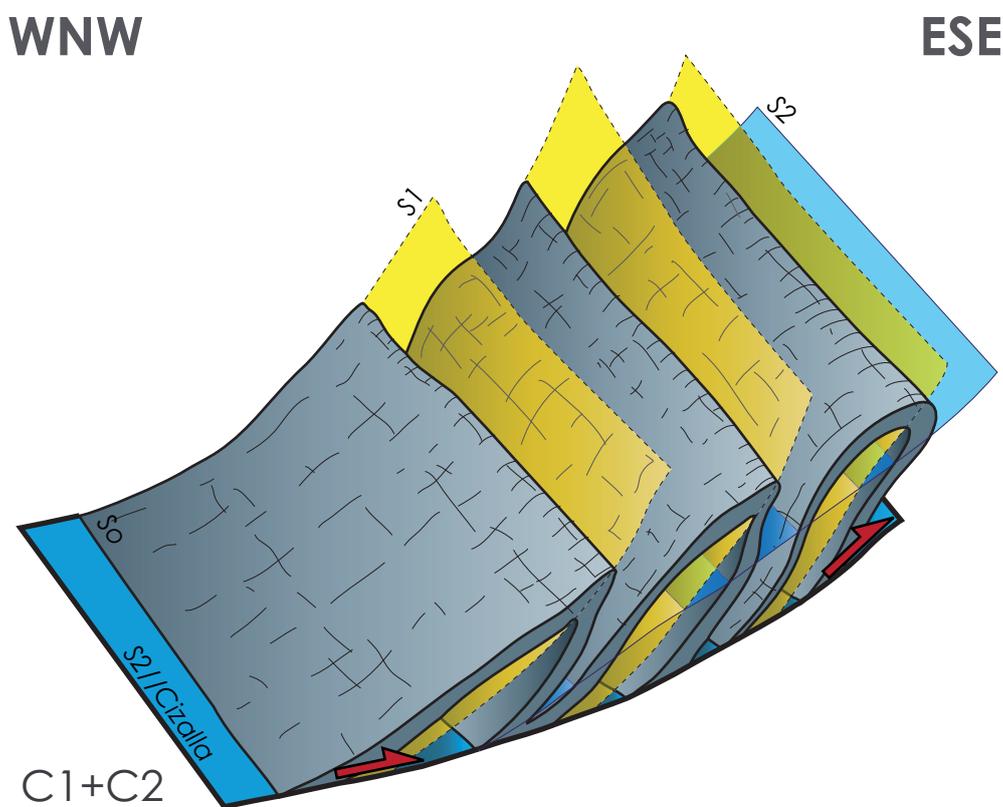


Figura 6.63 - Esquema de la cinemática de fase C2 y cómo afecta a los pliegues de fase C1, exagerando su aplastamiento y su vergencia hacia el SE.

La recristalización, especialmente del cuarzo, fue generalizada en el Parautóctono Superior, donde se desarrolló un clivaje de crenulación penetrativo en todas las litologías estudiadas.

Este impulso compresivo, que marca las fases C1 y C2 fue el resultado de un cizallamiento relacionado por la colisión varisca. En la ZCI, la componente coaxial fue importante al principio, pero evolucionó hacia un carácter no-coaxial con el emplazamiento de las unidades alóctonas, que acabó concentrándose en zonas de intensa deformación como el CPTM o el DBPI.

La primera fase extensional (E1) se inició con la inestabilidad gravitacional, producida por el engrosamiento cortical relacionado con el primer plegamiento y el apilamiento de los complejos alóctonos, y la relajación térmica consiguiente (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Díez Montes, 2007; Gómez Barreiro *et al.*, 2007; Rubio Pascual *et al.*, 2012). Esto favoreció el colapso extensional a lo largo de una banda ancha de cizalla dúctil sub-horizontal en los niveles de corteza media, a través de la cual fueron gradualmente exhumadas las litologías de zonas profundas hacia niveles más someros, formando domos gnéisicos y migmatíticos limitados por despegues dúctiles, similares a los *metamorphic core complex* (Dewey, 1988; Díez Balda *et al.*, 1992; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Díez Balda *et al.*, 1995; Whitney *et al.*, 2004; Yin, 2004; Díez Montes, 2007; Rubio Pascual *et al.*, 2012). Este fenómeno acompañó el proceso de descompresión adiabática descrito en el Capítulo 8, y dio como resultado de una subida rápida de temperatura en la Unidad Superior por encima y a los lados de los domos metamórficos, induciendo la blastesis sin-tectónica de minerales de metamorfismo térmico que registran una cinemática de techo hacia el ESE (Figura 6.66).

Los espacios entre domos estaban ocupados por cubetas estructurales, caracterizadas por el bajo grado metamórfico de las sucesiones del autóctono, y en el caso de las mayores, por la preservación del apilamiento de mantos de los Complejos Alóctonos y el Parautóctono. Durante la formación de los domos y cubetas, la deformación de fase E1 se caracterizó además por un conjunto de estructuras frágiles a frágiles-dúctiles, que presentan una cinemática opuesta a de la fase C2, con techo hacia el NW actual (Figura 6.66). Este fenómeno produjo el rejuego de DBPI con esta nueva cinemática, afectando las fábricas previas con el desarrollo de crenulaciones y micro cizallas frágiles (Figura 6.64).

En la ZGTM, la deformación se atenúa hacia arriba en la formación Travanca, en el Parautóctono Inferior, pero aumenta drásticamente a partir del CPTM, en el Parautóctono Superior. La causa puede ser que las fábricas previas estaban más verticalizadas debido a la rotación asociada a la imbricación durante la fase C2 (Figura 6.62). La falta de criterios cinemáticos de deformación no coaxial en el Parautóctono Superior sugieren una componente dominante de cizallamiento puro, con el esfuerzo mayor sub-vertical, lo que crenularía fácilmente a las fábricas previas.

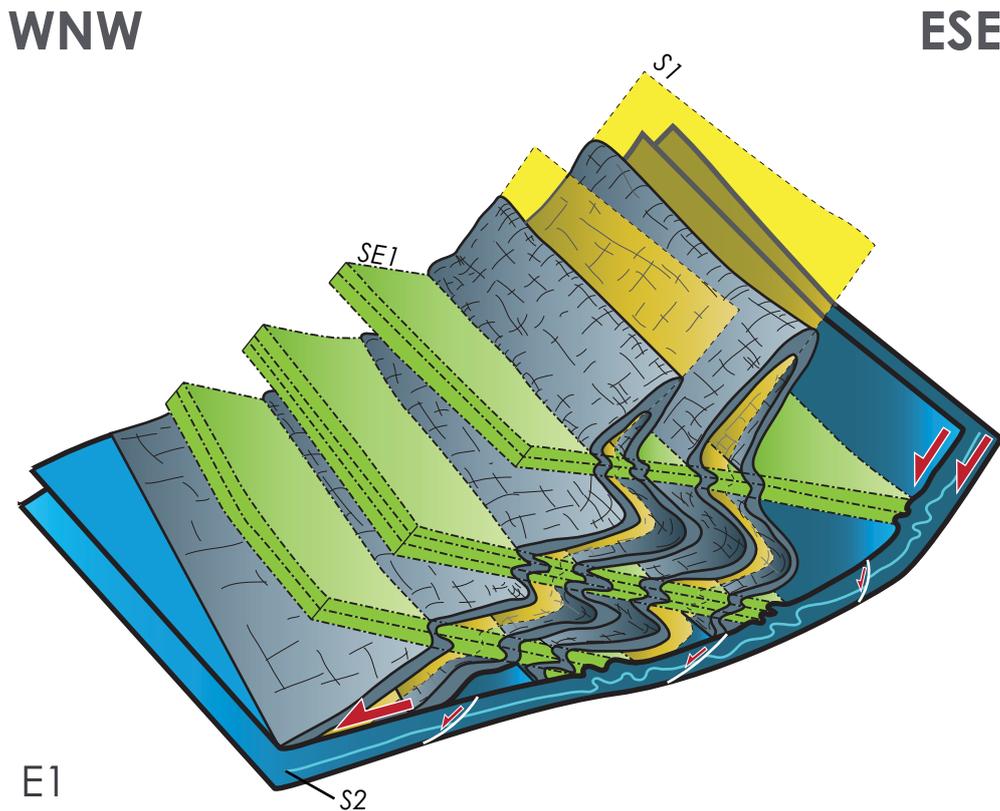


Figura 6.64 - Esquema de cómo la deformación extensional de fase E1 afecta a los accidentes C2 y las fábricas anteriores. Se produjo una inversión local del plano de cizalla C2, con techo hacia el WNW, que corta a las fábricas miloníticas precoces con microcrenulaciones y accidentes menores C'. Fuera de estos dominios, se formaron bandas donde se concentró la deformación E1, caracterizadas por una crenulación muy penetrativa con SE1 limitando los microlitones que conservan todavía las fábricas de fases anteriores.

En los dominios estructuralmente profundos, un régimen local de cizallamiento simple dominante se localizó a techo de los domos gnéissicos y migmatíticos, pero evolucionó hacia arriba a un aplastamiento sub-vertical.

El acortamiento varisco posterior (C3) (Figuras 6.65 y 6.66) produjo un conjunto de pliegues de plano axial sub-vertical, con una disposición en abanico alrededor del Sinforme de Morais, provocado posiblemente por el contraste reológico entre las litologías autóctonas y los Complejos Alóctonos, que ya estaban superpuestos al DEGTM y a la ZCI. Esta fase es responsable del plegamiento superpuesto a los domos y cubetas de la fase E1, y de su amplificación, acentuando el contraste en dominios con diferente grado metamórfico.

El clivaje de crenulación asociado a los pliegues C3 no involucró mecanismos de recristalización dinámica importantes, siendo en cambio importantes los procesos de disolución por presión y reorientación de las fábricas anteriores.

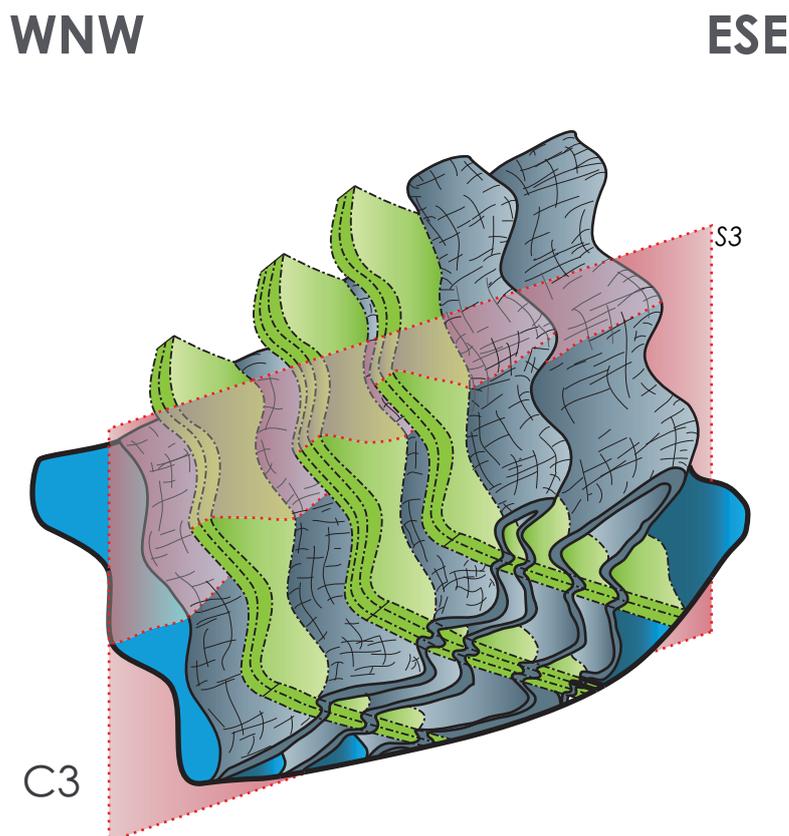


Figura 6.65 - Esquema representativo del plegamiento de fase C3, y del modo como afecta a las estructuras previas de las fases C1, C2 y E1.

La etapa final de la fase C3 se caracteriza por la actividad de zonas de cizalla simple conjugadas, con deformación frágil-dúctil, responsables de la acomodación de una compresión de orientación NNE-SSW en niveles relativamente profundos. Se han identificado varias de estas bandas, unas de dirección NW-SE con cinemáticas dexas y otras NE-SW de cinemática senestra. Estas estructuras deforman los pliegues C3 y a los granitoides tardi-C3 que intruyen en la región (Figura 6.66). La deformación en estas bandas de cizalla, se caracteriza por una respuesta plástica del cuarzo, y localmente también de los feldspatos. Las fábricas previas a esta fase de deformación experimentaron una reorientación importante hacia la dirección y buzamiento de los planos C, C' y S, acompañada por fenómenos de retrogradación.

Las estructuras de tercera fase compresiva sugieren que los pliegues de fase C3 se formaron en un régimen de deformación coaxial, con un vector de compresión máxima de dirección NE-SW, sub-horizontal. Este mecanismo evolucionó hacia un régimen localmente no-coaxial, en niveles profundos con bandas de cizalla frágiles-dúctiles sub-verticales conjugadas, que acomodan el aplastamiento principal de dirección NE-SW, sub-horizontal, localizado según la bisectriz del ángulo obtuso de las zonas de cizalla conjugadas. El hecho de algunas bandas de cizalla senestras se presentaren sub-paralelas a otras de cinemática opuesta, parece indicar el arrastre por parte de cizallas dexas que, en este caso, serían ligeramente más tardías.

Aerden (2004) y Martínez Catalán (2011a, b, 2012), han propuesto la existencia de un oroclinal en la ZCI, dibujado por algunos de los pliegues mayores variscos y por las anomalías magnéticas. En su núcleo aflora la ZGTM, y la región estudiada formaría también parte de él, lo que ofrece la posibilidad de contrastar las estructuras descritas aquí con la hipótesis de su existencia. De acuerdo con estos autores, el arco Centroeibérico se formó durante la fase C3, cuyos pliegues son en general paralelos al plano axial del oroclinal y contemporáneos con su formación, mientras serían los pliegues C1 los que dibujan el arco. La zona de charnela del arco debe, pues, incluir pliegues C1 y C3 perpendiculares entre sí.

Los únicos pliegues C1 de escala cartográfica identificados en este estudio en la ZCI son los desarrollados en las cuarcitas de la Formación Marão (Miembro Ermida) al NE de Quinta das Quebradas (Figura 6.4). Su dirección es NE-SW, prácticamente perpendicular a la de los pliegues C3, y su vergencia es hacia el Sureste, ambas coherentes con una localización en la zona de charnela del arco.

También se han identificado algunos pliegues C1 en el Parautóctono Superior, afectando a las cuarcitas de la Formación Algozo, por debajo del Castillo de Algozo (Figura 6.7). Su dirección, N-S y a 45° del de los pliegues C3, y su vergencia al Este marcarían una posición más alejada de la charnela del arco, a medio camino entre ésta y su flanco NE. Su azimut, es también coherente con su situación dentro del oroclinal.

Por tanto, la dirección de los pliegues C1 y sus vergencias apoyan un giro de los mismos alrededor de un eje vertical. Los cabalgamientos C2 en cambio, no ayudan, pues al tratarse de estructuras sub-horizontales, probablemente respondieron al arqueamiento doblándose según ejes poco inclinados. Lo mismo puede decirse del cizallamiento sub-horizantal y extensional de la fase E1. Los domos y cubetas asociados a esta fase tampoco son buenos indicadores, al ser estructuras equidimensionales que no marcan alineaciones claras.

Podría esperarse una disposición radial de las lineaciones Le2 y LeE1 en relación a la charnela del arco. Pero a diferencia de la estratificación que define los pliegues, las lineaciones minerales y de estiramiento son estructuras activas, que no sólo se reorientan pasivamente durante las deformaciones sucesivas, sino que se reconstruyen continuamente en función del elipsoide de deformación incremental local de cada nueva fase. En este caso, cabe esperar que las lineaciones Le2 señalen la dirección de transporte de los cabalgamientos, y las LeE1 la del colapso resultante del engrosamiento cortical. No es sorprendente por tanto que la dirección de ambas sea similar ni que cuando exhiben criterios cinemáticos, las últimas indiquen sentidos tanto iguales (ZCI) como opuestos (DBPI) al de las primeras, lo que sugiere deformación esencialmente coaxial a escala regional.

El aplastamiento posterior por la fase C3 ha reorientado las lineaciones previas hacia su dirección de mayor elongación, que es sub-horizontal, NW-SE, y paralela a la superficie axial propuesta para el arco Centroibérico. Esto ha paralelizado posibles oblicuidades entre Le2 y LeE1, y también ha podido rotarlas en los flancos del arco oscureciendo una disposición radial. En el Antiforme del Olo de Sapo en Sanabria, la reorientación de la lineación LeE1 es heterogénea, pero cuando no es paralela a los ejes de pliegues C3, su azimut es menor que el de ellos, con un máximo relativo en dirección E-W (Díez Montes, 2007).

La orientación de las lineaciones por sí misma no demuestra la existencia del arco. Pero que las lineaciones C2 sean NW-SE, paralelas al trazado del plenamente aceptado arco Ibero-Armoricano, es sospechoso para unos alóctonos que aparentemente han viajado muchas decenas a centenares de kilómetros. En cambio, esta dirección, que en cualquier caso no es la original, es más coherente con un transporte fuertemente oblicuo al margen de Gondwana si admitimos que tanto él como los propios alóctonos fueron doblados por el arco Centroibérico, además de por el Ibero-Armoricano.

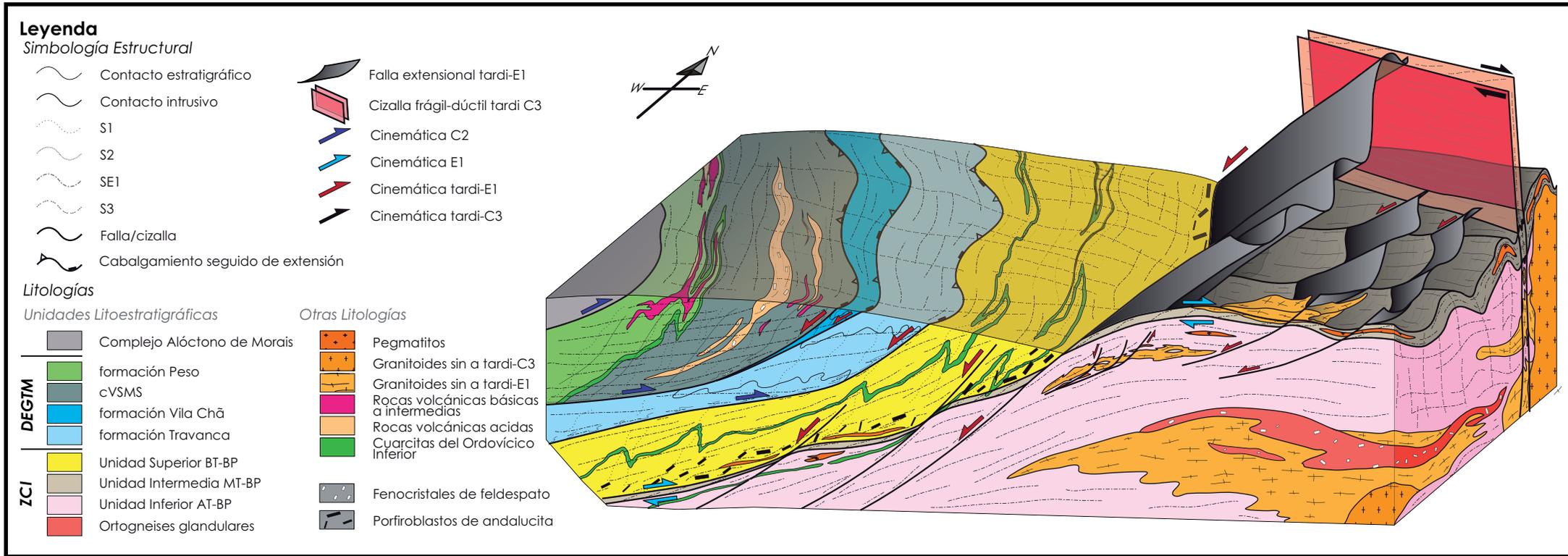


Figura 6.66 - Bloque diagrama mostrando los aspectos característicos de cada fase de deformación varisca hasta la C3. Después del plegamiento de fase C1 que afectó a la ZCI y la ZGTM, se desarrolló la tectónica de cabalgamientos C2, con el CPTM como el accidente basal al principio. La continuación del acortamiento provocó el despegue en la base del Parautóctono Inferior (DBPI). El resultado de las fases C1 y C2 fue el transporte de partes relativamente distales del margen Norte de Gondwana hacia el ESE, junto con otras unidades aún más alóctonas. La primera fase extensional E1 produjo una amplia banda de cizalla dúctil a frágil-dúctil de escala cortical, cuya inestabilidad gravitatoria dio lugar al desarrollo de domos gnésico-migmatíticos y macizos graníticos relacionados. La cinemática inicial de esta cizalla fue concordante con la de C2, con movimiento de techo hacia el ESE. Los fenómenos tardíos de fase E1 produjeron extensión en sentido contrario, con fallas frágil-dúctiles a frágiles en la corteza superior, de cinemática general hacia el WNW. Este fenómeno afectó también a los accidentes mayores C2 y a las litologías del DEGTM con una crenulación que es más penetrativa en el Parautóctono Superior que en las unidades subyacentes. Finalmente tuvo lugar el plegamiento de la fase C3, que plegó a las estructuras C1, C2 y E1, y aplastó los domos metamórficos y las cubetas estructurales existentes entre los domos, y que contienen a los complejos alóctonos. La deformación frágil-dúctil tardi-fase C3, desarrolló zonas de cizalla que se enraízan en los niveles profundos de la corteza cortando a los granitos tardi-cinemáticos y a los pliegues de fase C3.

Los eventos finales variscos se caracterizan por fenómenos gravitacionales tardíos y de poca intensidad, que se manifiestan por un plegamiento de plano axial sub-horizontal en un régimen de cizallamiento puro con la compresión máxima sub-vertical. Esto favoreció la formación de estructuras menores como crenulaciones y *kink-bands*, y de pliegues de mayor escala, como los observados en el corte de la Ribeira dos Mosteiros en el Sinforme de Poiares (Figura 6.67).

Por último, se formaron los pliegues y *kink-bands* sub-verticales de dirección media NNE-SSW durante la fase C4. Marcan una rotación importante del campo de esfuerzos, en un régimen ambien de cizallamiento puro, con la compresión máxima sub-horizontal de dirección aproximada E-W (Figura 6.67). Este fenómeno marca el final de la orogenia en el sector estudiado, pues las estructuras frágiles que les cortan están asociadas a las deformaciones Meso-Cenozoicas del ciclo Alpino.

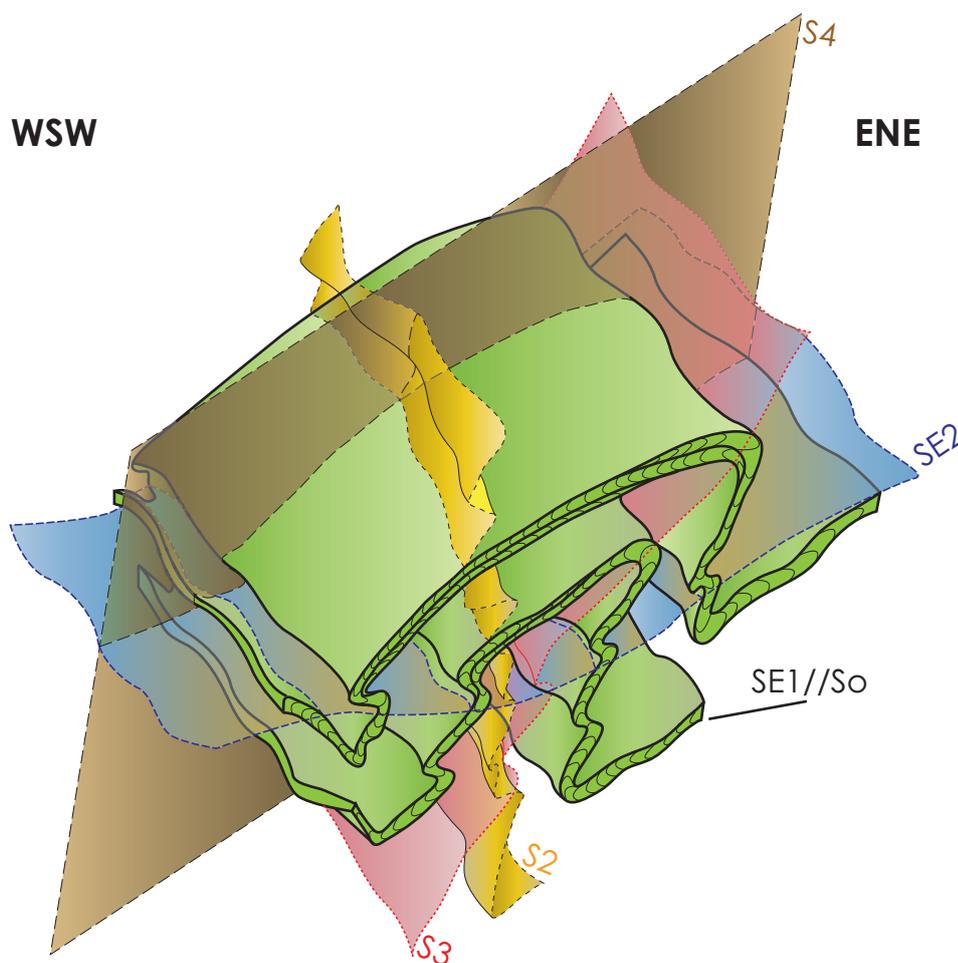


Figura 6.67 - Esquema con las relaciones de corte idealizadas entre las diferentes generaciones de esquistosidades identificadas en este trabajo, para ambas ZCI y ZGTM.

6.3.LA DEFORMACIÓN ALPINA

Este nuevo ciclo orogénico se manifiesta en esta región por la activación de un conjunto de fallas con direcciones N-S, NNE-SSW, NE-SW, E-W y WNW-ESE. Son fácilmente identificables en el campo, por llevar asociadas fallas menores que incluyen diferentes tipos de cataclasitas. Es posible que muchas, si no todas las fallas mayores, sean en realidad tardi-variscas, aunque muestren evidentes signos de reactivación alpina.

Este tipo de accidentes produjo un conjunto de lineamentos fácilmente identificable en fotografía aérea y en el Mapa Geológico anexo. A través de su análisis puede constatarse que la dirección principal es aproximadamente N30°E, paralela a la dirección del Río Duero y de las principales líneas de agua.

La deformación Alpina ha producido desplazamientos de órdenes métrico a kilométrico, que afectan a las estructuras variscas, lo que facilita su interpretación.

CAPÍTULO 7

Rocas plutónicas variscas

7. Rocas plutónicas variscas

En este capítulo se presentan las características generales de los cuerpos intrusivos variscos intruidos a lo largo del proceso orogénico. Sus aspectos geoquímicos y geocronológicos no son objetivo de este estudio, y la presente descripción se basará exclusivamente en los criterios texturales macroscópicos y microscópicos, y en sus relaciones de superposición con las diferentes estructuras variscas, que ayudan a definir la cronología relativa de cada cuerpo intrusivo con las fases de deformación. Se harán referencias a los trabajos publicados hasta la fecha relativos a los granitos estudiados, complementando así las informaciones de campo y petrográficas.

Los granitos de esta región se han separado en 3 grupos, según su relación temporal con las fábricas tectónicas. Estos grupos se han reflejado en la cartografía y los cortes geológicos (Anexo), y aparecen sintetizados en el mapa de la Figura 7.1. El primer grupo incluye los cuerpos graníticos intruidos durante o tardíamente en relación con la fase E1, el segundo engloba los granitos sin-cinemáticos con la fase C3 y el tercero agrupa los granitoides tardi- a post-cinemáticos respecto a la fase C3.

En relación con la Orogenia Varisca se generó y emplazó un gran volumen de rocas graníticas en el NO peninsular. Capdevila (1969), en su trabajo sobre Galicia oriental, propuso una clasificación de los granitos que sirvió de base para las clasificaciones posteriores, no sólo de los granitos del NO, sino de todo el Macizo Ibérico. En ella quedan establecidos cuatro grupos (G1 a G4), así como su nivel de emplazamiento asociado a las distintas isogradas metamórficas, su relación con las etapas de deformación y sus edades de intrusión. En líneas generales, esta

clasificación sigue vigente actualmente y queda reflejada en trabajos posteriores como por ejemplo los de Bellido Mulas *et al.* (1987) y López-Plaza y Martínez Catalán (1987).

Una relación temporal semejante para estos granitos fue enunciada por Martínez (1974a, b), que relacionó la intrusión polifásica de los cuerpos intrusivos variscos con los fenómenos metamórficos del Domo del Tormes. Posteriormente, López-Moro y López-Plaza (1993), López-Plaza y Gonzalo (1993) y López-Plaza y López-Moro (2004) propusieron un origen anatético para estos granitos, con una evolución asociada a la descompresión adiabática regional sin-orogénica, responsable de la diversidad de fenómenos magmáticos observados. Valverde-Vaquero *et al.* (2007a) relacionan los fenómenos graníticos en el Domo Gnéisico del Tormes con la tectónica extensional E1 que produjo migmatización y anatexia durante el evento M2. Estos fundidos han intruido durante la fase C3 en zonas más someras de la corteza dando origen a diversos plutones con edades comprendidas entre 325 y 310 Ma.

Más recientemente, Gomes *et al.* (2011) realizaron un estudio geoquímico y geocronológico de estas rocas en el sector portugués del Domo del Tormes, que demuestra la existencia de un magmatismo esencialmente sin- a tardi-tectónico en relación con la fase C3. En la región de La Fregeneda, Vieira *et al.* (2011) proponen una relación espacial y temporal entre la génesis tardía del enjambre pegmatítico y la intrusión precoz de los granitos aflorantes y profundos, basada en los datos composicionales y geocronológicos obtenidos en ambos tipos de intrusiones.

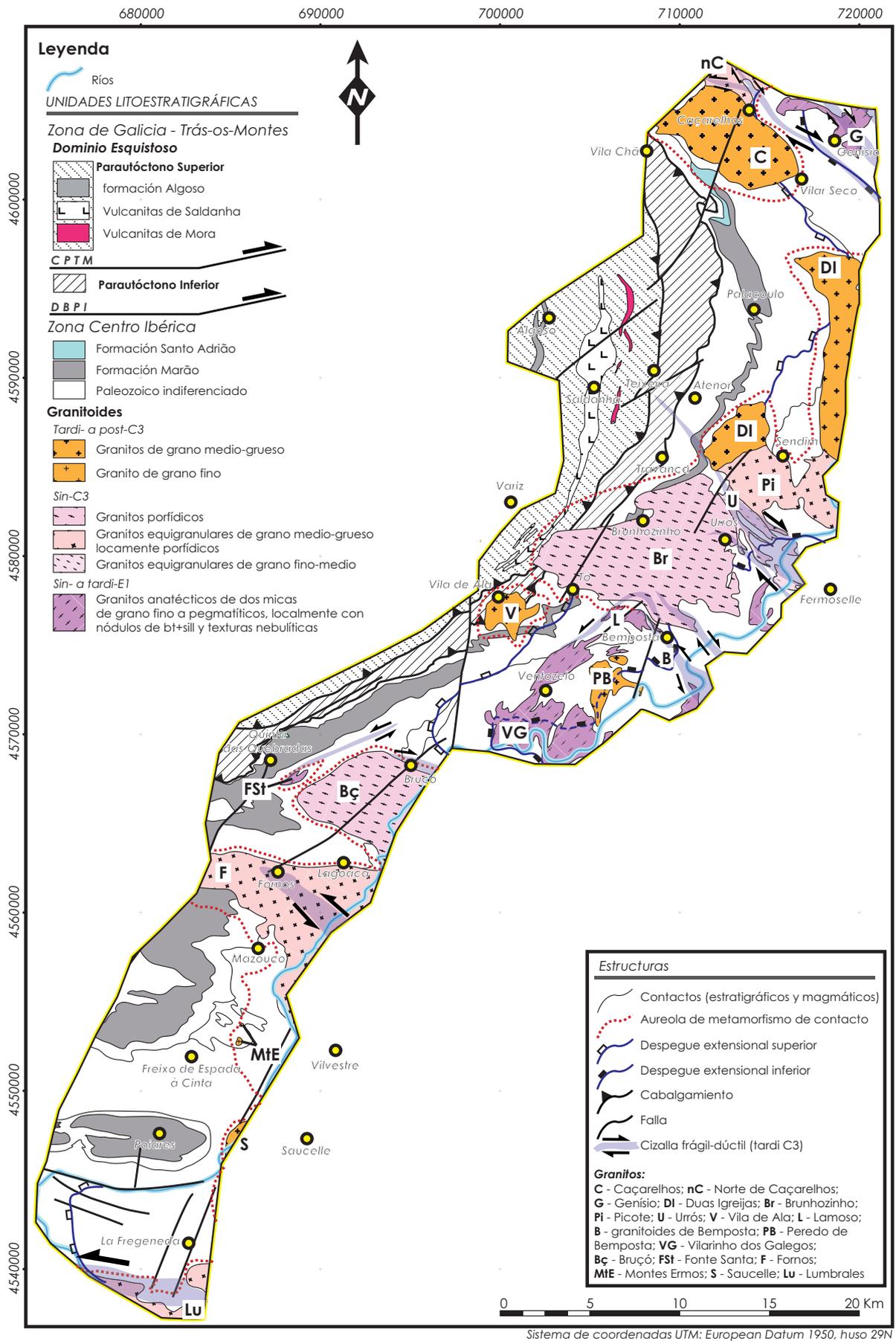


Figura 7.1 - Mapa geológico simplificado con la propuesta de clasificación de las rocas plutónicas variscas en relación con las fases de deformación.

7.1. GRANITOIDES SIN- A TARDI-CINEMÁTICOS CON LA FASE E1

Los granitos de este tipo están asociados a procesos tectono-metamórficos sincrónicos con la fase de deformación E1, y serían los primeros fundidos asociados al desarrollo del domo térmico del Tormes. Se observan diferentes aspectos texturales, desde granitos de grano fino (1-3 mm) hasta muy grueso (>10 mm), generalmente con una foliación bien definida, paralela a SE1 (foliación extensional de los domos metamórficos). Se presentan como masas de fundidos intercaladas con los metasedimentos migmatizados, cuyas potencias y longitudes varían desde <1 cm hasta decenas de metros. Otros cuerpos, con características más autóctonas, han intruido no muy lejos de las zonas de fusión parcial (en la segunda zona de la sillimanita, Capítulo 8) posiblemente durante las etapas tardías de la deformación E1 (Capítulo 6), en las unidades Intermedia y Superior de los domos metamórficos.

Los granitoides intrusivos más precoces son los observados en los núcleos de los domos. Las elevadas tasas de fusión parcial observadas en la Unidad Inferior han producido granitos anatéticos que se han preservado “in situ” (autóctonos), dentro de los metasedimentos biotítico-sillimaníticos, presentando texturas nebulíticas, nódulos de biotita y sillimanita, y enclaves de metasedimentos (Figura 7.2A y B). Estos cuerpos magmáticos presentan dimensiones variadas, siendo más abundantes y potentes en la Unidad Inferior que en las unidades metamórficas superiores.

Según Pereira *et al.* (2006a), en Portugal este conjunto de granitos incorpora los “Granitos sintectónicos relativamente a la D2”, más concretamente al “Complejo de paragneises, granitos gnéisicos y migmatitas (granitos nodulares)”. Gomes *et al.* (2011) proponen para este sector que parte de este magmatismo pertenezca a los granitos más precoces. En el tramo español del Domo del Tormes, Martínez (1974a) ha incluido este tipo de intrusiones en el “Grupo II (granitos de tendencia alcalina)”, y López-Plaza y Gonzalo (1993) en los “Leucogranitos no porfídicos”.

Granitoides de Genísio y Bemposta

Generalmente presentan un tamaño de grano grueso (7-10 mm) a muy grueso (>10 mm) y están formados por cuarzo, feldespato, moscovita y biotita, aflorando como cuerpos tabulares lateralmente discontinuos o con formas lobulosas.

Estos granitoides tienen una foliación subhorizontal (SE1) y se encuentran afectados por la fase C3, con plegamiento y cizallamiento frágil-dúctil tardío (Figura 7.2B). En Genísio, se puede observar turmalina como mineral accesorio, apareciendo localmente de forma masiva en diques y venas.

Según Valverde-Vaquero *et al.* (2007a), el proceso de migmatización que los ha formado tuvo lugar durante el pico del evento metamórfico de alta temperatura (M2), entre 323 y 320 Ma.

Granitos de Lamoso, Vilarinho dos Galegos y Fonte Santa

Hacia la Unidad Superior de los domos metamórficos son más comunes las intrusiones aisladas de granitos sin-cinemáticos con la fase E1. Estos están posiblemente relacionados con los fenómenos de fusión cortical, habiendo intruido posteriormente (granitos alóctonos) en los niveles someros (epizonales) de la corteza, hacia la parte final del evento E1. Según Gomes *et al.* (2010; 2011) este conjunto de granitos son los más precoces en la región estudiada, y presentan una edad radiogénica U-Pb en circones magmáticos comprendida entre $318,6 \pm 0,5$ Ma y $316,6 \pm 0,6$ Ma. Ya Martínez (1974a) había propuesto que estas intrusiones variscas son las más precoces del conjunto de macizos graníticos del Domo del Tormes pertenecientes a su “Grupo II”.

En los contactos orientales de los macizos graníticos de Lamoso y de Vilarinho dos Galegos se puede apreciar un paso gradual desde las rocas gnéisicas o migmatíticas hasta los granitoides, y se pueden observar indicios de fusión parcial, con producción de magmas graníticos de aspecto migmatítico, nebulítico, y con enclaves biotítico-sillimaníticos (restitas) que caracterizan la parte inferior de la Unidad Intermedia. Son comunes los enclaves de metasedimentos, con tamaños centimétricos a métricos, hasta el punto de resultar muy difícil definir el límite de estos granitos con las rocas encajantes. En los contactos occidentales, ambos macizos presentan unas características más homogéneas, con aspecto leucocrático, estando formados por facies equigranulares de grano fino a grueso, con moscovita y biotita definiendo la foliación de fase E1 (Figura 7.2E y F). Estos cuerpos marcan aproximadamente la transición entre la primera zona de la sillimanita y la segunda zona de la andalucita (Capítulo 8).

El granito de Fonte Santa es un cuerpo intrusivo (alóctono) de grano medio (2-4 mm), equigranular, de dos micas, que ha intruido tardíamente con respecto a la fase E1, en la Unidad Superior del Domo Gnéisico del Tormes. Se encuentra afectado, así como la aureola de metamorfismo de contacto asociada, por los eventos tardíos de la tercera fase compresiva (cizallamiento frágil-dúctil).

Pegmatitas precoces en los domos metamórficos

Entre Ventozelo y Bemposta afloran diversos diques pegmatíticos tabulares de potencias y longitudes variables (centimétricas a métricas) que han intruido sub-paralelamente a la esquistosidad SE1 (Figura 7.2D), algunos cortándola oblicuamente, y aparecen deformados por la

fase C3. Presentan fenocristales de cuarzo, feldespato, moscovita y biotita, con minerales accesorios como turmalina, apatito y óxidos, que aparecen en cantidades variables. Localmente, en el interior de estos filones y a lo largo de su contacto con los metasedimentos, se han observado cristales centimétricos de andalucita junto con fenocristales de moscovita.

También al Sur del granito de Génisio se han observado intrusiones de pegmatitas semejantes a las anteriores, pero con mayor abundancia de turmalina y menor expresión cartográfica, emplazadas paralelamente a SE1 en las litologías de la Unidad Intermedia del Domo de Miranda do Douro (Figura 7.2C).

En La Fregeneda, el fenómeno magmático más precoz está formado por un conjunto de venas y venillas cuarzo-feldespáticas con mica blanca y aspecto pegmatítico, que cortan a la estratificación y están afectadas por la foliación SE1, indicando un emplazamiento previo o al inicio de la deformación extensional en las unidades superiores del Domo de Cerralbo-Lumbrales.

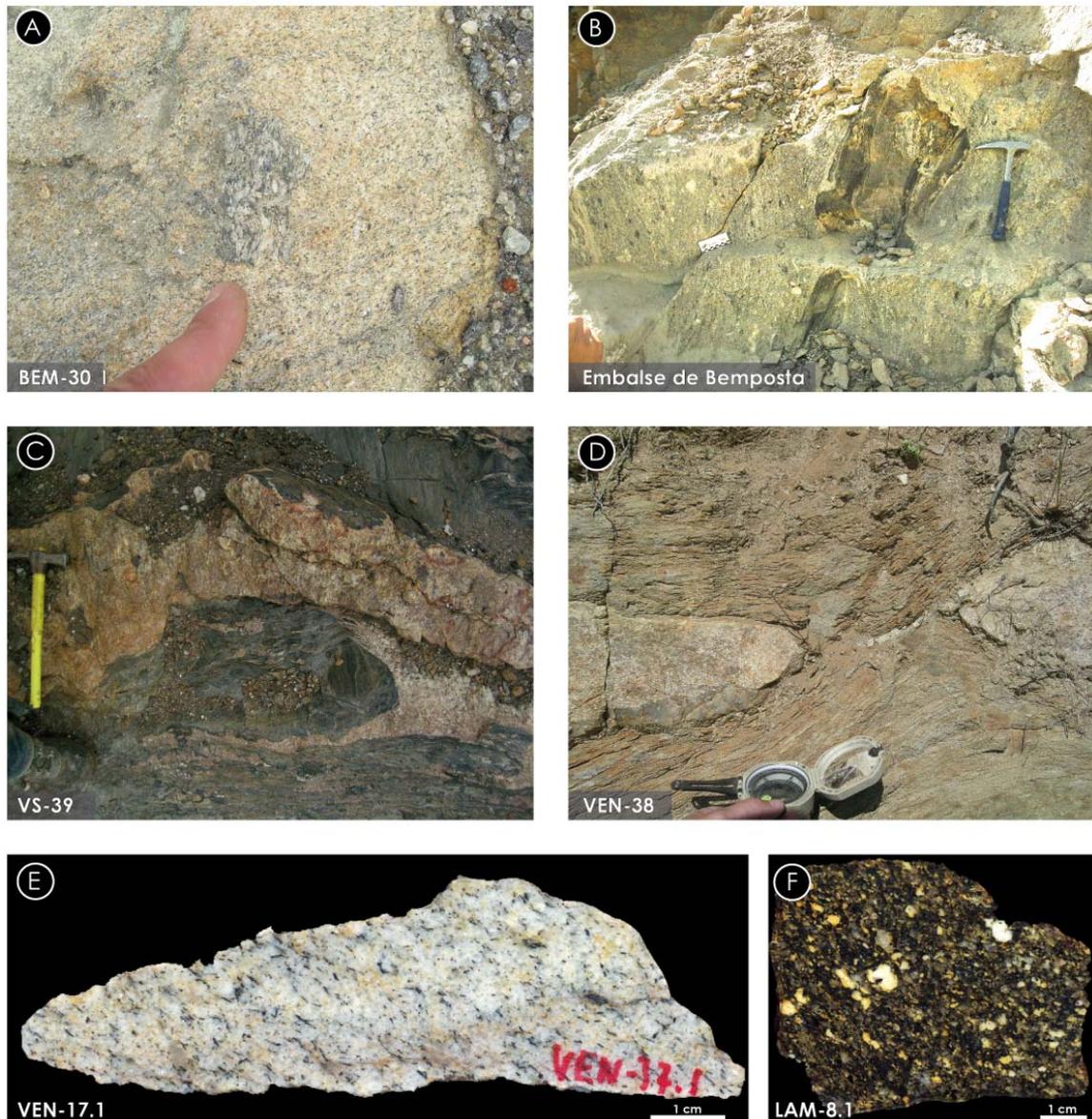


Figura 7.2 -Aspectos de los granitos sin- a tardi-cinemáticos con la fase E1. **A** – Nódulo biotítico-sillimanítico (restita) en un granito de grano medio foliado (SE1); **B** – Enclaves de metasedimentos de alto grado en un granito porfídico de grano grueso con megacristales de feldespato y nódulos de biotita alineados según la foliación tectónica SE1, reorientada por una cizalla tardi-C3; **C** – Diques pegmatíticos con apófisis paralelas a SE1 en los metasedimentos de la Unidad Intermedia del Domo de Miranda do Douro; **D** – Dique pegmatítico intruido sub-paralelamente a la esquistosidad SE1 en los metasedimentos de la Unidad Intermedia del Domo Gnéisico del Tormes, cortados por una falla extensional; **E** – Granito leucocrático con la foliación tectónica (SE1) definida por biotita; **F** – Enclave de granitoide heterogéneo en el granito de Lamoso.

7.2. GRANITOIDES SIN-CINEMÁTICOS CON LA FASE C3

Este grupo de macizos intrusivos se individualizan de los restantes por cortar a las estructuras de fase E1, encontrándose claramente deformados por las cizallas frágil-dúctiles tardías.

Son granitos a monzogranitos de grano medio a grueso, biotíticos, a veces de dos micas, porfídicos. El carácter porfídico está marcado por fenocristales de feldespato potásico de forma tabular (5-7 cm, “dientes de caballo”) que muestran orientaciones según N110°-150°E.

En el sector español del Domo del Tormes (en el sentido de López-Plaza & Gonzalo, 1993), los granitos de esta generación encuentran equivalentes en el Granito de Villar del Buey (Escuder Viruete *et al.*, 2000c), en el Macizo de Mieza-Cabeza de Caballo (Escuder Viruete *et al.*, 2000a), en los granitos de los “Grupos Ib (granitos monzoníticos y granodioritas de megacristales)” de Martínez (1974a) y en los granitos de los tipos “Almendra” y “Sayago” (López-Moro & López-Plaza, 1993; López-Plaza & Gonzalo, 1993). El granito de Lumbrales ha sido recientemente incorporado por Vieira *et al.* (2011) al Complejo granítico Meda-Penedono-Lumbrales, y su datación Ar-Ar ha proporcionado una edad de $311,2 \pm 3,7$ Ma.

En el sector portugués, estos granitoides están incluidos en los “Granitos de dos micas sintectónicos relativamente a la D3” (Pereira *et al.*, 2006b) y en los granitos del tipo G2 de Gomes *et al.* (2010; 2011), quien consiguió una edad U-Pb en circones magmáticos de $313,3 \pm 0,6$ Ma, solapada con las edades 312 ± 7 Ma y 307 ± 4 Ma obtenidas por Martínez (1974a).

Granitos de N de Caçarelhos, Brunhozinho, Picote, Urrós y Lumbrales

Con la excepción del granito de Urrós, todos los incluidos en este grupo presentan tonos leucocráticos y texturas porfídicas a microporfídicas, con una matriz de grano medio a grueso compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, mica blanca y biotita. En ellos se observa una orientación preferente de los fenocristales de feldespato según la dirección N110°-130°E, paralela a las lineaciones de las fases E1 y C3, que se interpreta como producto del flujo magmático (Figura 7.3A). En los sectores afectados por las bandas de cizalla frágil-dúctiles tardi-C3 se aprecia una foliación tectónica subvertical relacionada con ellas y estructuras S-C que suministran criterios cinemáticos.

Los granitos de Brunhozinho y de Picote (Figura 7.3A, B y C), que engloban el plutón de Urrós y la granodiorita de Bemposta (Grupo Ib de Martínez, 1974a), exhiben un contacto interdigitado con las rocas en alto grado (segunda zona de la sillimanita), contienen abundantes enclaves de metasedimentos biotítico-sillimaníticos, y muestran texturas nebulíticas, que evidencian los procesos de fusión parcial característicos de este nivel estructural. A semejanza de

los granitos N de Caçarelhos (Figura 7.3D y E) y de Lumbrales (Figura 7.3F), estos cuerpos intrusivos están compuestos por rocas leucocráticas porfídicas a microporfídicas, de grano medio a grueso de dos micas. Son comunes las bandas de cizalla tardi-C3 que los afectan a la par que a los metasedimentos en alto grado (Figuras 7.3C y 7.4A-C). En niveles estructurales más altos se observa que el granito de Brunhozinho corta el Despegue Basal del Parautóctono Inferior (DBPI) y el Cabalgamiento Principal de Trás-os-Montes (CPTM), generando metamorfismo de contacto con blastesis de minerales como moscovita, biotita y andalucita sin- a tardi-cinemáticas de la fase C3.

El granito de Urrós está constituido por un conjunto de afloramientos alineados según la dirección NW-SE, localizados al E del granito de Brunhozinho. Presentan una textura fanerítica, equigranular de grano fino a medio compuesta por cuarzo, feldespatos, mica blanca y biotita. Están afectados por una fuerte foliación tectónica subvertical con dirección comprendida dentro del intervalo N130°-150°E (Figura 7.4E). La deformación es claramente posterior a las texturas magmáticas, con las facies de grano más fino pudiendo estar relacionadas con los fenómenos de recristalización dinámica y de cataclasis asociados con la deformación frágil-dúctil tardi-C3. Son frecuentes los criterios cinemáticos C/S dextros. No se descarta la posibilidad de que este macizo granítico se trate del granito de Brunhozinho/Picote, intensamente afectado por las deformaciones tardi-C3.

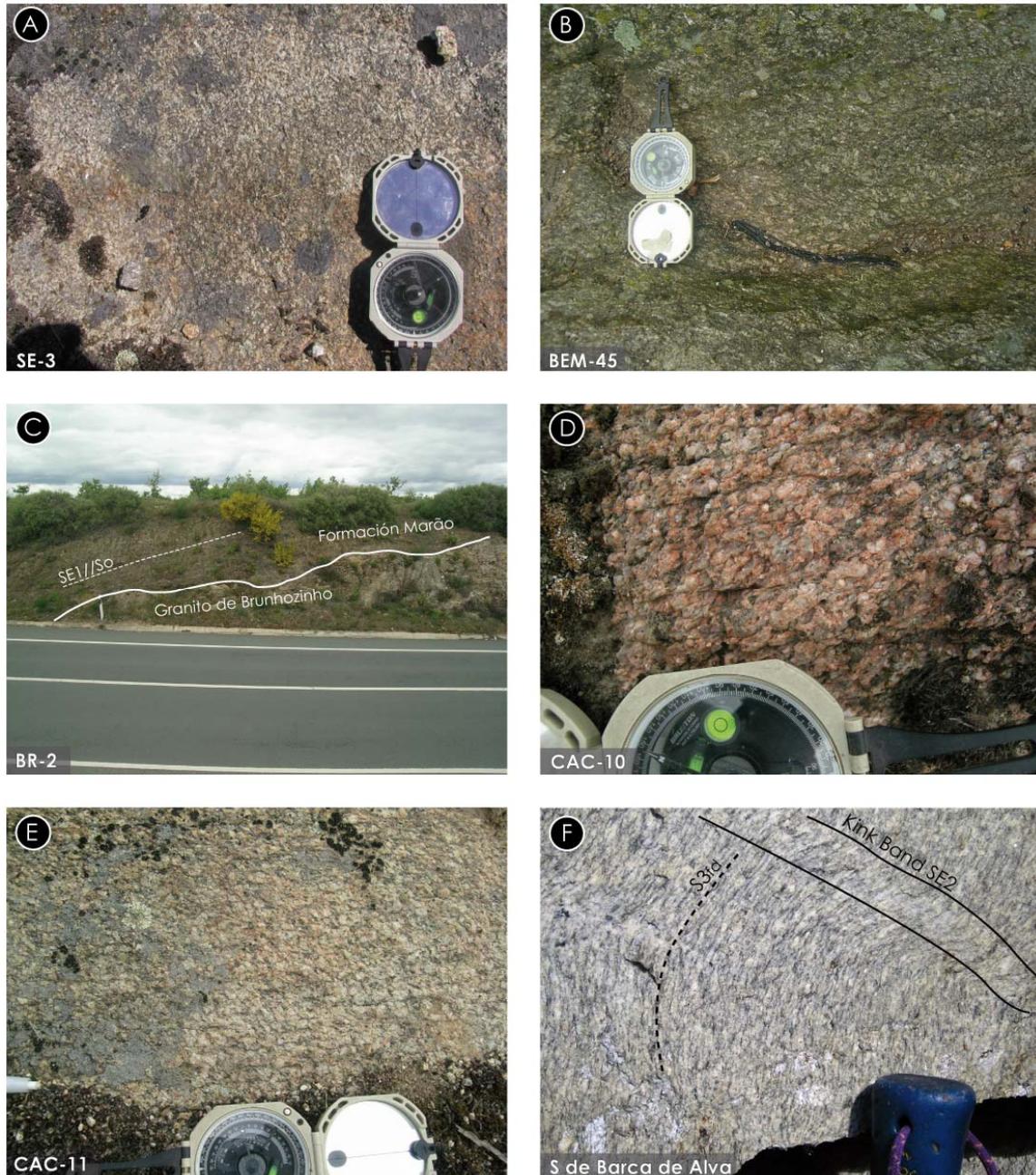


Figura 7.3 -Granitos sintectónicos con la fase C3. **A** – Lineación magmática de dirección N110°E, definida por fenocristales de plagioclasa en un granito porfídico; **B** y **E** – Granitos microporfídicos con los fenocristales de plagioclasa alineados según S3 y planos C, que definen un criterio cinemático tardi-C3 senestro; **C** – Contacto sub-paralelo a la estratificación y a SE1, del granito de Brunhozinho con los metasedimentos de bajo grado de la Formación Marão; **D** – Granito de grano grueso con bandas C/S dexas; **F** – Granito de Lumbrals al Sur de Barca de Alva, claramente afectado por una cizalla tardi-C3 que ha producido una intensa milonitización. Además se observa una crenulación sub-horizontal, relacionada con la fase E2.

Granito de Bruçó

Esta intrusión magmática está compuesta por un granito-granodiorita con un tamaño de grano medio a grueso, porfídico con fenocristales de feldespato, los cuales se presentan con una orientación N110°-130°E. Se encuentra afectado por cizallas frágil-dúctiles tardías. Corresponde, en el tramo español, al granito del Embalse de Aldeadávila de la Ribera (Escuder Viruete *et al.*, 2000a).

Granito de Fornos

El granito de Fornos presenta una dirección aproximada E-W y se encuentra muy foliado, en especial en el tercio N, mientras que al S no aparenta señales evidentes de deformación de fase C3. Está compuesto por dos facies, una porfídica de grano grueso y otra equigranular de grano fino a medio, presentando siempre moscovita y biotita, que configuran una zonación representada en Pereira *et al.* (2009).

El macizo desarrolla un metamorfismo de contacto más extenso en las rocas encajantes al S que al N, posiblemente mejor preservado allí por encontrarse levemente afectado por la fase-C3, al contrario de lo que se observa en su borde Norte.

En el tramo español del Domo del Tormes, encuentra equivalente en el Macizo de Mieza-Cabeza de Caballo, más concretamente a la Facies “Mieza” (Díez Montes *et al.*, 2000; Escuder Viruete *et al.*, 2000a).

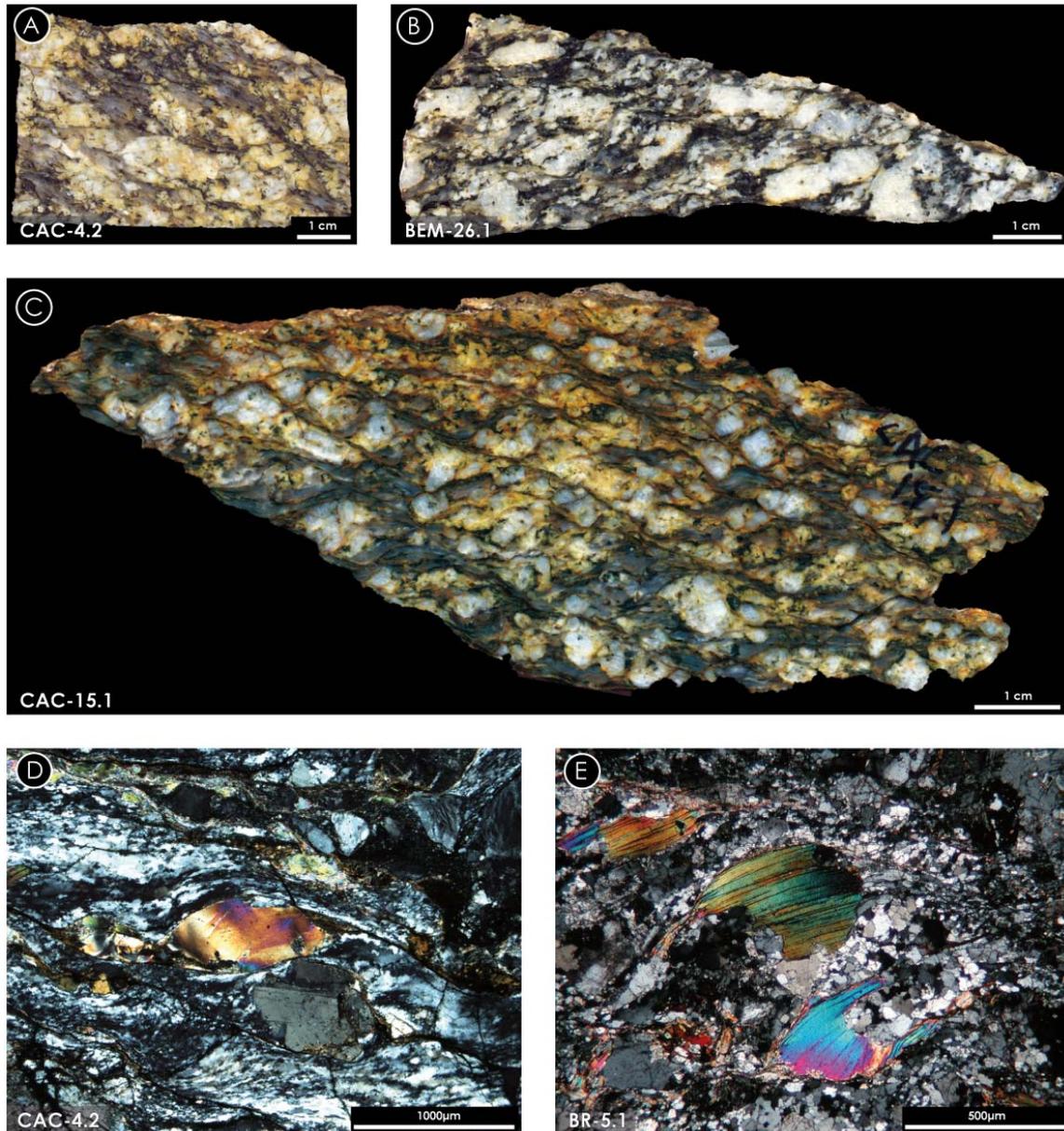


Figura 7.4 -Granitos deformados por cizallas frágil-dúctiles tardi-C3. **A**, **C** y **D** – Muestra de mano y aspecto petrográfico del granito de grano grueso al N de Caçarelhos, con formación de cintas de cuarzo y peces de mica, que junto con los pares S-C definen la cinemática de la cizalla; **B** – Granito porfídico con fenocristales orientados según S3 regional y planos de cizalla S-C; **E** – Granito de grano fino a medio afectado por cizallamiento, con peces tectónicos de mica blanca indicando el sentido de cizallamiento.

7.3. GRANITOIDES TARDI A POST-CINEMATICOS

Estos granitoides intruyeron en los niveles epizonales de la corteza, en los estadios finales de la fase C3 o después. Su relación con la fase C3 no es clara, debido a la falta de evidencias concluyentes de fábricas magmáticas y tectónicas, pero siempre cortan a los granitos más precoces y a las isogradas metamórficas del evento M2.

La intrusión tardi- a post-cinemática de estos granitos ha provocado la formación de aureolas de metamorfismo de contacto estáticas, que afectan no sólo a las rocas en bajo grado, sino también a los gneises de los domos metamórficos. Esto ha acelerado la retrogradación de las fábricas metamórficas sin-E1.

Con la excepción del enjambre de pegmatitas observado en La Fregeneda, se pueden relacionar los granitos tardi- a post-cinemáticos con el Grupo II de Martínez (1974a), con los granitos del tipo “Almendra” (López-Moro & López-Plaza, 1993; López-Plaza & Gonzalo, 1993) y con los granitos “Sintectónicos” y “Tarditectónicos relativamente a D3” (Ferreira da Silva & Ribeiro, 1994; Pereira *et al.*, 2006a).

Granitos de Caçarelhos, Duas Igrejas, Peredo de Bemposta y Vila de Ala

Estos granitos han sido agrupados porque comparten características texturales y relaciones de superposición con las rocas encajantes, teniendo como principal característica la ausencia de foliaciones tectónicas y la presencia de una leve foliación magmática paralela a S3 (Figura 7.5A-E). En general, presentan una textura fanerítica equigranular de grano medio a grueso, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita (Figura 7.5A y B). En el granito de Duas Igrejas se observan fenocristales de feldespato potásico dispersos y localmente no orientados. En el contacto con las litologías encajantes se encuentran localmente apófisis de magma inyectado a lo largo de las principales zonas de fragilidad estructural (estratificación, foliación tectónica y fracturas).

Granito de Saucelle

Es un granito leucocrático de 2 micas, equigranular de grano medio muy homogéneo. No presenta ningún tipo de foliación (magmática o tectónica) y corta, fuera del sector estudiado, la cizalla tardi-C3 de Lumbrales.

Se encuentra fuertemente fracturado según la dirección N10°-30°E, paralelamente al cañón del Duero, indicando la presencia de deformación frágil tardi-varisca y alpina.

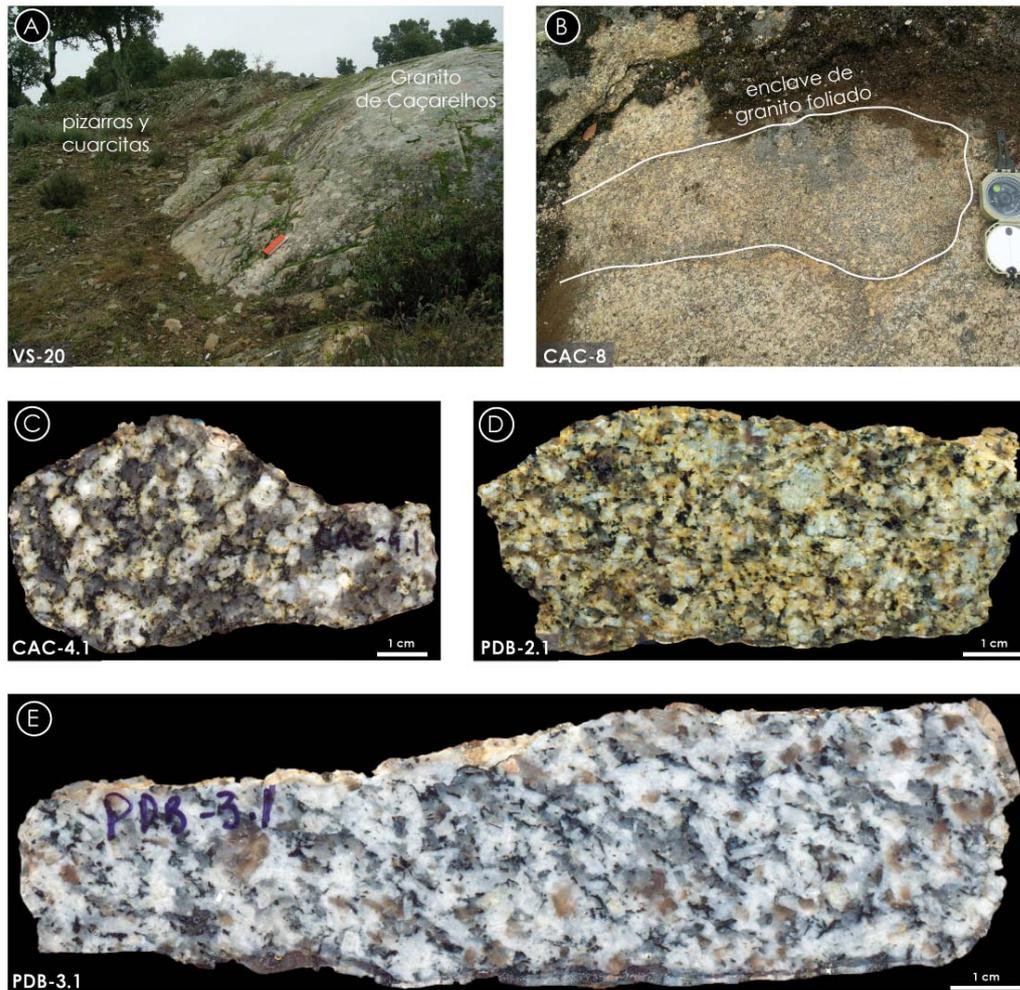


Figura 7.5 - Aspectos macroscópicos del granito de Caçarelhos. **A** – Contacto (Sur) concordante con la estratificación de los metasedimentos Ordovícicos; **B** – Enclave de granito porfídico foliado (N de Caçarelhos) en el interior del granito (facies microporfídica de grano grueso). Se observa la presencia de óxidos en el contacto entre ambos, por la alteración de la biotita; **C** – Aspecto de la facies de grano grueso del granito de Caçarelhos; **D** y **E** – Granito de Peredo de Bemposta, alterado y fresco respectivamente con orientación de los cristales de biotita sub-paralelamente a S3.

Granito de Montes Ermos

Está formado por dos afloramientos de granito leucocrático de grano fino, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y mica blanca, con la biotita presente puntualmente (Figura 7.6A). Tal como en el caso anterior, no se han observado evidencias de foliación tectónica ni magmática.

Posiblemente, este macizo se encuentra en gran parte subaflorante, como se deduce de la extensión de su aureola de metamorfismo de contacto, que sugiere una conexión en profundidad con los granitos de la región de Vilvestre (Díez Montes *et al.*, 2000).

Campo pegmatítico de La Fregeneda

En el sector de La Fregeneda destaca la presencia de un campo pegmatítico, que por su interés minero y buen afloramiento ha sido ampliamente estudiado a lo largo de las últimas décadas (Gonzalo, 1981; Roda, 1993; Roda *et al.*, 1996; Vieira *et al.*, 2007; Vieira *et al.*, 2011). Está compuesto por un conjunto de diques pegmatíticos cuarzo-feldespáticos, localmente enriquecidos en minerales de litio y estaño, que han intruido concordantemente con la estratificación, con las foliaciones de las fases E1 y C3 y en los sistemas de fracturas con direcciones medias N-S y E-W (Figura 7.6B). Está limitado al S por el granito porfídico de Lumbrales (Villar *et al.*, 2000), encontrándose ambos afectados por cizallas frágil-dúctiles tardi-variscas (Figura 7.3F). Predominan los filones dispuestos a lo largo de la dirección N10°-50°E que, como se ha explicado en el Capítulo 6 (Figuras 6.28 y 6.29), se trata de una reorientación tardía a lo largo de sistemas de falla frágiles tardi-variscos o alpinos (Dias da Silva & González Clavijo, 2008; Dias da Silva *et al.*, 2009). La geometría actual del filón estaño-litínífero principal de la Mina Feli (Gonzalo, 1981) está controlada por una falla frágil en su borde O, pero su aspecto zonado y continuidad cartográfica sugieren que este cuerpo intruyó a lo largo de una discontinuidad de dirección N15°E.

Las edades Ar-Ar para los filones pegmatíticos de La Fregeneda están comprendidas entre 304,8±4,7 Ma y 295,1±4,2 Ma (Vieira *et al.*, 2011), mostrando su relación tardía a posterior con las deformaciones de la fase C3 en este sector del Macizo Ibérico (Dallmeyer *et al.*, 1997; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010b, a).

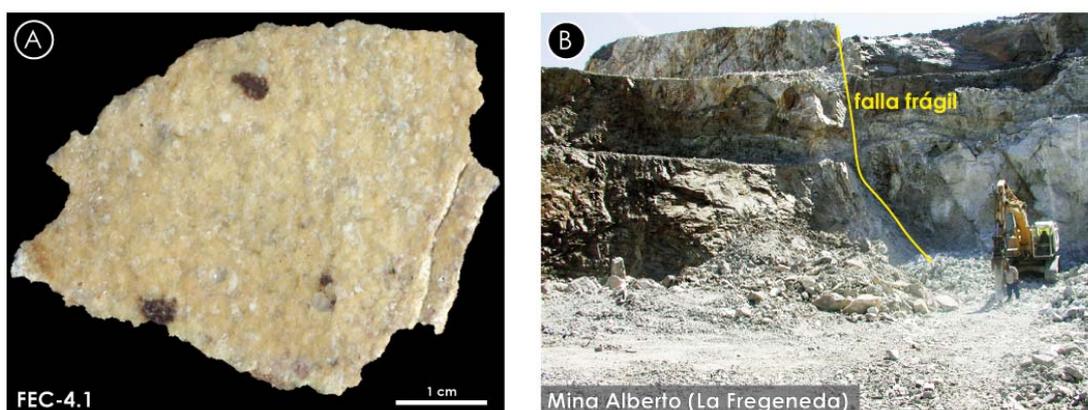


Figura 7.6 -Aspectos macroscópicos de algunas de las intrusiones graníticas tardi- a post-C3. **A** – Granito de Montes Ermos de grano fino, esencialmente moscovítico, con concentraciones de óxidos; **B** – Filón pegmatítico de la Mina Alberto, que ha intruido a lo largo de las principales discontinuidades de la roca encajante. Su geometría actual está fuertemente controlada por fallas frágiles sub-verticales de dirección N10°-30°E, que pueden haber reactivado estructuras tardi-variscas.

CAPÍTULO 8

Metamorfismo

8. Metamorfismo

La evolución metamórfica es importante para poder entender los procesos que han afectado a los diferentes niveles de la corteza durante un proceso orogénico. Estudios previos demuestran que la colisión varisca desarrolló, en el NW del Macizo Ibérico, un evento metamórfico progrado, con aumento de la presión y la temperatura, relacionado con el engrosamiento cortical causado por las primeras fases de deformación compresiva: C1 y C2. Este metamorfismo regional, del tipo Barroviense o de presión intermedia afecta a la ZCI y a la ZGTM (Schermerhorn & Kotsch, 1984; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete, 1999b; Escuder Viruete *et al.*, 2000b; Arenas & Martínez Catalán, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Castiñeiras, 2005; Abati *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2007; Gómez Barreiro, 2007; Gómez Barreiro *et al.*, 2007; Rubio Pascual, 2012). Los cabalgamientos generados hacia el final de la compresión (C2) imbricaron un conjunto de grandes unidades alóctonas, que superpusieron láminas corticales de grado metamórfico alto sobre otras de grado inferior. Esta inversión metamórfica ya fue observada en el Macizo de Morais por Ribeiro (1974) y por Schermerhorn y Kotsch (1984).

Al metamorfismo regional Barroviense le siguió un evento metamórfico de menor presión y que alcanzó altas temperaturas, asociado a la formación de domos metamórficos y despegues extensionales de la primera fase extensional varisca (E1) (Díez Balda *et al.*, 1992; Escuder Viruete, 1993; Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Díez Balda *et al.*, 1995; Arenas & Martínez Catalán, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Martínez Catalán *et al.*, 2012; Rubio Pascual, 2012). Después, una retrogradación metamórfica heterogénea tuvo lugar durante el

nuevo episodio compresivo C3 que desarrolló pliegues y cizallamientos transcurrentes (Gil Toja *et al.*, 1985; Farias, 1990; Villar Alonso, 1990; Díez Montes & Gallastegui, 1992; Villar Alonso *et al.*, 1992; López-Moro & López-Plaza, 1993; Valle Aguado *et al.*, 2000; González Clavijo, 2006; López-Plaza *et al.*, 2008).

Finalmente, la intrusión de cuerpos graníticos tardi- a post-cinemáticos con C3, ocasionó un metamorfismo térmico en aureolas de contacto, donde los blastos de cordierita y andalucita crecieron sobre las fábricas tectónicas previas (Martínez, 1974b, a; Díez Montes & Gallastegui, 1992; López-Moro & López-Plaza, 1993; López-Plaza & Gonzalo, 1993; Azevedo & Valle Aguado, 2006; González Clavijo, 2006).

Este esquema de eventos metamórficos variscos, sintetizado en Arenas y Martínez Catalán (2003) y Alcock *et al.* (2009; 2012), ha sido confirmado también en este sector del Macizo Ibérico, mediante el estudio microscópico de las relaciones entre las fábricas tectónicas, las asociaciones de minerales índices y los porfiroblastos (Figura 8.1). En la descripción se emplearán los conceptos de zonas metamórficas y facies metamórficas (Spear, 1995). Para deducir la evolución de las condiciones de presión y temperatura y dibujar sus trayectorias, se ha empleado la red petrogenética utilizada por Arenas y Martínez Catalán (2003), por adaptarse a las condiciones de presión, temperatura y composición de las litologías estudiadas en este trabajo.

Los diferentes eventos metamórficos se han reflejado esquemáticamente en la Tabla 8.1. En ella también se representan sus relaciones con las fases de deformación descritas en el Capítulo 6. Se ha realizado también un mapa geológico-estructural simplificado en que se han representado las unidades metamórficas del segundo evento de metamorfismo (M2), con sus isogradas y zonas (Figura 8.3) que, como veremos en este capítulo, son dominantes sobre las isogradas del evento barroviense progrado (M1).

A continuación se describen los diversos episodios metamórficos y su manifestación en las unidades estructurales descritas para la región.

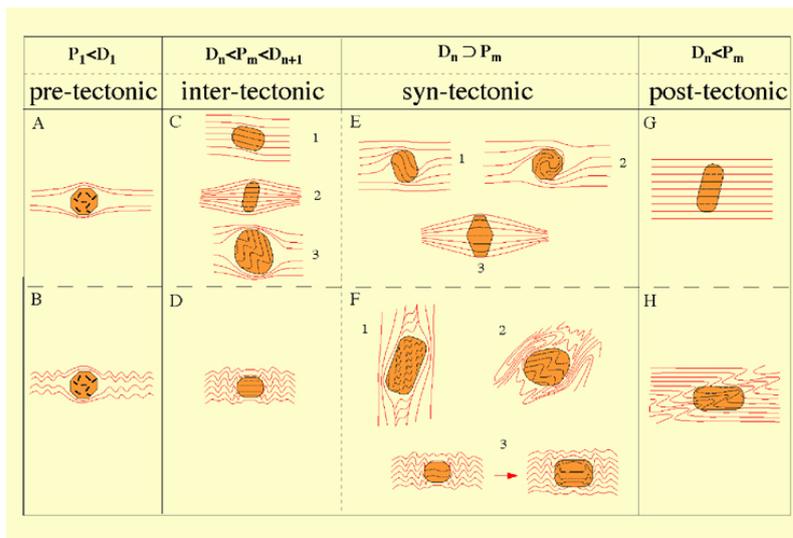


Figura 8.1 - Relaciones entre el crecimiento de porfiroblastos y las foliaciones tectónicas. A y B – Porfiroblastos pre-tectónicos; C y D – Porfiroblastos inter-tectónicos; E y F – Sin-tectónicos; G y H – Post-tectónicos. Tomado de Passchier y Thouw (1996).

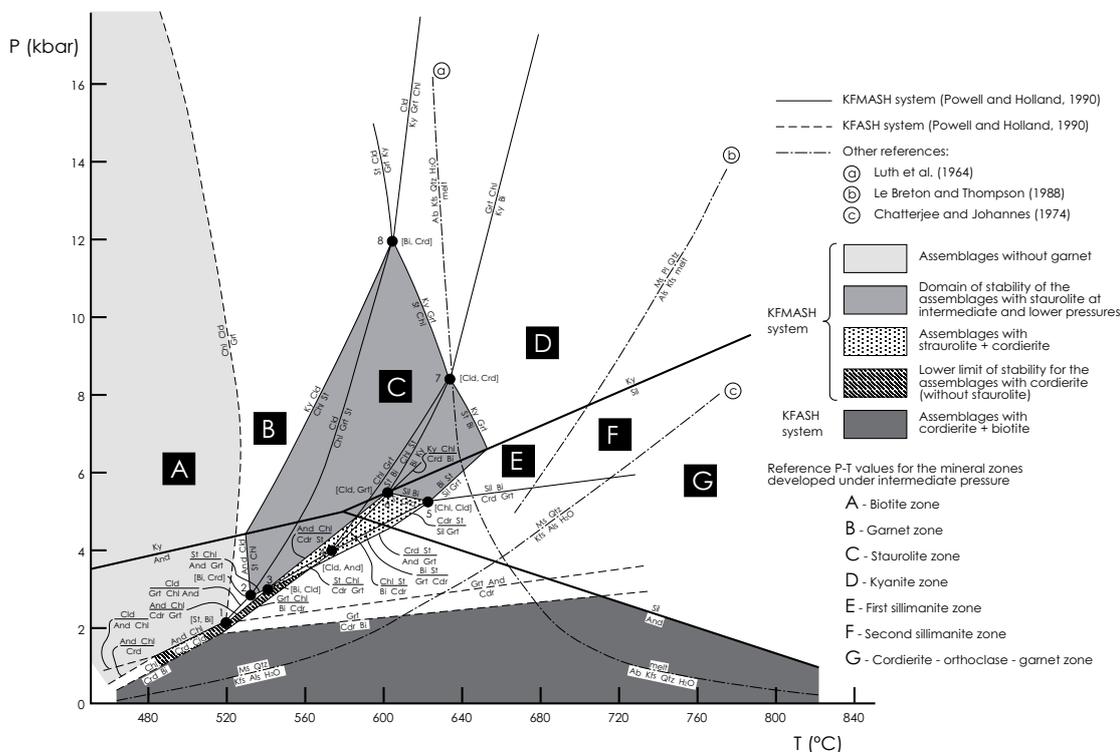


Figura 8.2 - Red petrogenética usada en este trabajo para la proyección de las asociaciones minerales de las rocas pelíticas presentes en las láminas delgadas observadas. Tomada de Arenas y Martínez Catalán (2003).

Tabla 8.1 -Tabla de correlación de los eventos metamórficos con las fases de deformación variscas.

Etapas Orogénicas		Varisco				Tardi-varisco		
Fases de deformación	Compresiva	C1	C2		C3		C4	
	Extensional			E1		E2		
Metamorfismo	Regional	M1		M2	M3			
	Térmico				MT			
	Características distintivas	Regional	Primer evento de metamorfismo regional, con el pico en la facies de los Esquistos Verdes (Zona de la Biotita)		Metamorfismo dinámo-térmico asociado con la formación de domos metamórficos	Segundo evento de metamorfismo regional, asociado a la retrogradación hacia la zona de la Clorita		
		Térmico				Aureolas de metamorfismo de contacto producidas por la intrusión de cuerpos graníticos		

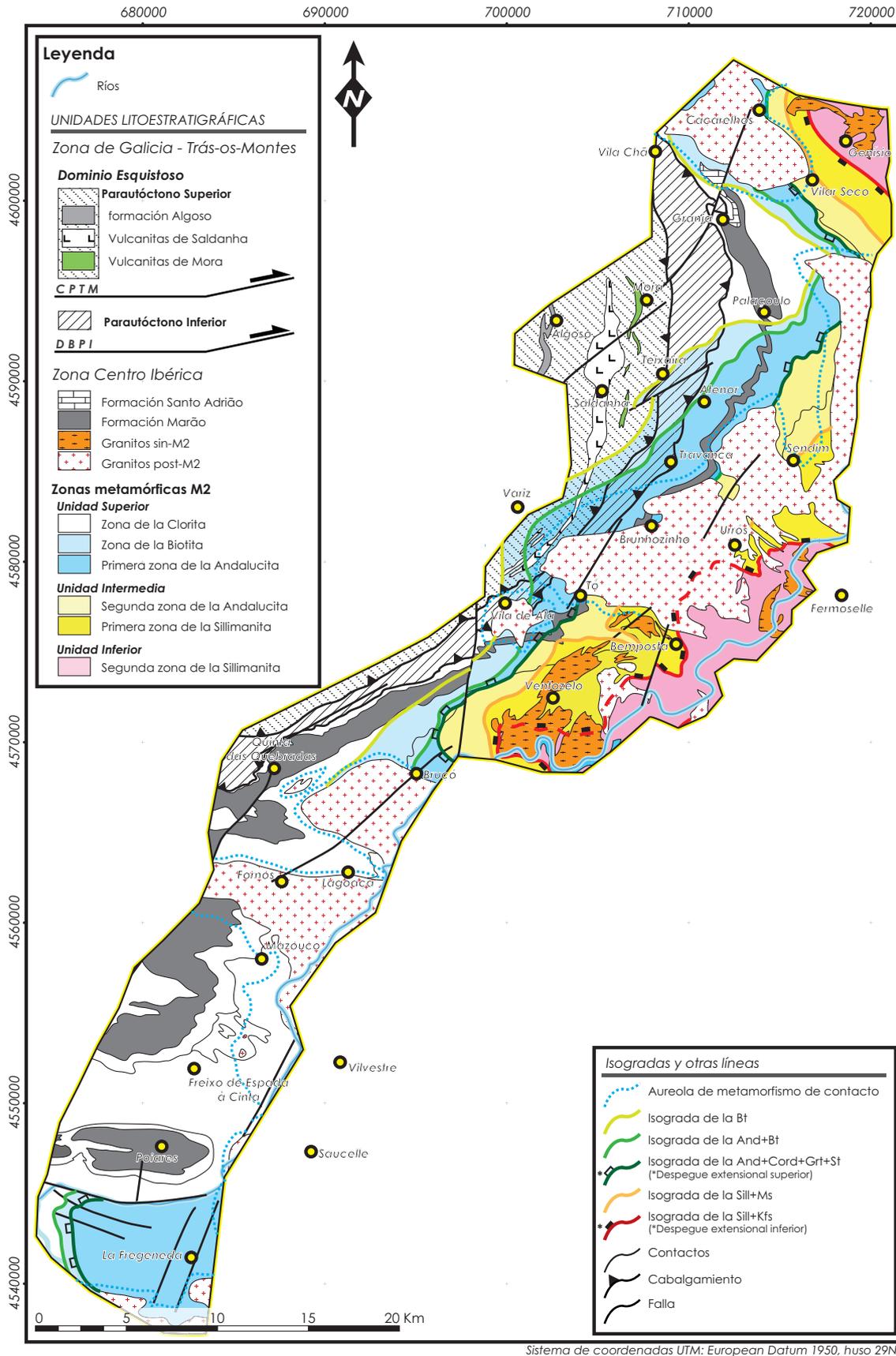


Figura 8.3 - Mapa de isogradas y de zonas metamórficas del evento M2 y aureolas de contacto del fenómeno MT del sector estudiado.

8.1. PRIMER METAMORFISMO REGIONAL PROGRADO (M1)

Afectó a todas las litologías estudiadas de la ZCI y del DEGTM, con asociaciones minerales que indican condiciones de bajo grado, en la facies de los Esquistos Verdes. Las zonas de metamorfismo Barroviense de mayor grado se disponen alrededor y en los núcleos de los domos metamórficos sin-E1, donde se pueden observar minerales relictos del evento M1 preservados en las fábricas de media a alta temperatura de sus unidades centrales (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete *et al.*, 1998; Escuder Viruete *et al.*, 2000b).

Las geometrías originales de las isogradas y de las zonas metamórficas de este evento se encuentran oscurecidas por la acción de los fenómenos tectono-metamórficos posteriores, los cuales produjeron progradación y/o retrogradación de las fábricas precoces e importantes saltos metamórficos que afectaron a su distribución. Por estas razones, no se han representado las isogradas de este evento en el mapa de la Figura 8.3.

A continuación, se describen las mineralogías tipo de las rocas pelíticas y básicas de cada zona metamórfica M1, desde los grados más bajos hacia los de mayor temperatura.

o Zona de la clorita M1

En las rocas pelíticas se desarrolló una asociación compuesta esencialmente por clorita y moscovita, que definen las foliaciones de las fases C1 y C2.

En el Parautóctono Superior del DEGTM, la clorita se presenta altamente pleocróica desde tonos verdosos hasta amarillentos e incoloros. Junto con el cuarzo, los filosilicatos definen el bandeo tectónico y las foliaciones principales (Figura 8.4B). Los minerales accesorios más frecuentes son epidota, pirita, óxidos y localmente calcita, que pueden aparecer como cristales idiomorfos aislados. En las litologías más arenosas, las bandas pelíticas están compuestas por moscovita, sericita y clorita, siendo esta última la menos abundante.

En las litologías más pizarrosas del Parautóctono Inferior, se observa una asociación mineral representativa de la zona de la clorita del evento M1, con S2 definida por los filosilicatos tipo y por el grafito, incluido a veces en blastos de cloritoide prismáticos, que han crecido posteriormente a la fase C1 y previa a tempranamente a la fase C2. Con la excepción de este caso, no se destacan otros fenómenos de recristalización y de blastesis sincrónicos, lo que indica que las condiciones de presión y temperatura durante la fase C2 se mantuvieron estables.

En las pizarras de la ZCI, además de los filosilicatos típicos que definen la foliación S1, la zona de la clorita se caracteriza por la blastesis de prismas idiomorfos de cloritoide que crecen por encima de S1 (Figura 8.4A). Este mineral es muy abundante en las pizarras negras de las

Formaciones Marão, Moncorvo y Campanhó, indicando un fuerte contenido aluminoso de estas litologías.

La M1 en las rocas ígneas básicas pre-variscas de la ZCI y del Parautóctono Superior, desarrolló una mineralogía compuesta por anfíboles del grupo tremolita-actinolita, que a veces sustituyen isomórficamente los minerales máficos magmáticos, u ocurren con hábitos prismáticos y fibrosos en la matriz, junto con clorita, epidota y calcita, definiendo la foliación tectónica principal. Localmente se han preservado fenocristales de plagioclasa que han sobrevivido al proceso de retrogradación que afectó estas rocas, y que se encuentran frecuentemente sausuritizados (Figura 8.4C).

o **Zona de la biotita M1**

Resulta difícil de identificar debido a los eventos tectono-metamórficos posteriores, que han producido una progradación y/o retrogradación intensa y trasposición de sus fábricas asociadas.

Solamente en la ZCI se han observado evidencias de la presencia de esta zona bajo la de la clorita M1, en la unidad metamórfica a techo de los domos metamórficos. Se han identificado blastos de biotita que a veces incluyen un bandeo tectónico pre-E1 definido por bandas de cuarzo (Figura 8.4D). No se excluye que por lo menos parte de los blastos de biotita neoformados durante el proceso metamórfico M2 sean producto del recrecimiento de blastos anteriores, indicando que condiciones termo-báricas locales de ambos eventos dentro del campo de estabilidad de la biotita (Figura 8.2).

o **Zona del granate M1**

En la ZCI y en el Parautóctono Superior, se han identificado algunos blastos de granate idiomorfos a sub-idiomorfos pre- a sin-E1, que han crecido en las pizarras negras de la Formación Marão (entre Atenor y Palaçoulo) y en las pizarras negras del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha, a techo de las vulcanitas de Saldanha, al Este de Variz. En ninguna de estas situaciones ha sido posible definir las paragénesis minerales características de este evento, pues la matriz micácea se encuentra muy retrogradada por los eventos posteriores.

En el primer caso, los blastos de granate M1 son idiomorfos y homogéneos. No se ha podido establecer su relación con las fases C1 y C2, pues no presentan inclusiones orientadas (Figura 8.4E). Por otro lado, la foliación SE1 es muy penetrativa, enmascara por completo las fábricas anteriores y contornea a los blastos, que además se encuentran afectados por una corona de reacción compuesta por biotita neoformada durante E1.

En el Parautóctono Superior, los granates son sub-idiomorfos, con una zonación clara, compuesta por un núcleo donde abundan las inclusiones orientadas que definen el bandeo S2, y un borde limpio recrecido posteriormente y previamente a S3 (Figura 8.4F).

En los dos casos, destaca la ausencia de blastos M1 de biotita y de cloritoide. Este último puede haberse consumido a través de la reacción $\text{chl} + \text{cld} \rightarrow \text{grt}$, característica de la isograda del granate (Figura 8.2). La blastesis de este mineral, puede estar condicionada por el contenido local en manganeso, que es frecuentemente elevado en las pizarras ricas en materia orgánica, lo que facilita la aparición de espesartina en rangos de presión y temperatura más amplios que los típicamente definidos para la zona del granate, cristalizando en condiciones de metamorfismo muy bajas, en la zona de la biotita (Spear, 1995). De cualquier modo, la temperatura mínima para la formación de este mineral demuestra que estas litologías han sido sometidas por lo menos a 425°C (@ Xsps=0.4, Spear, 1995), y por lo tanto muy cerca o ya dentro de la zona del granate del evento M1.

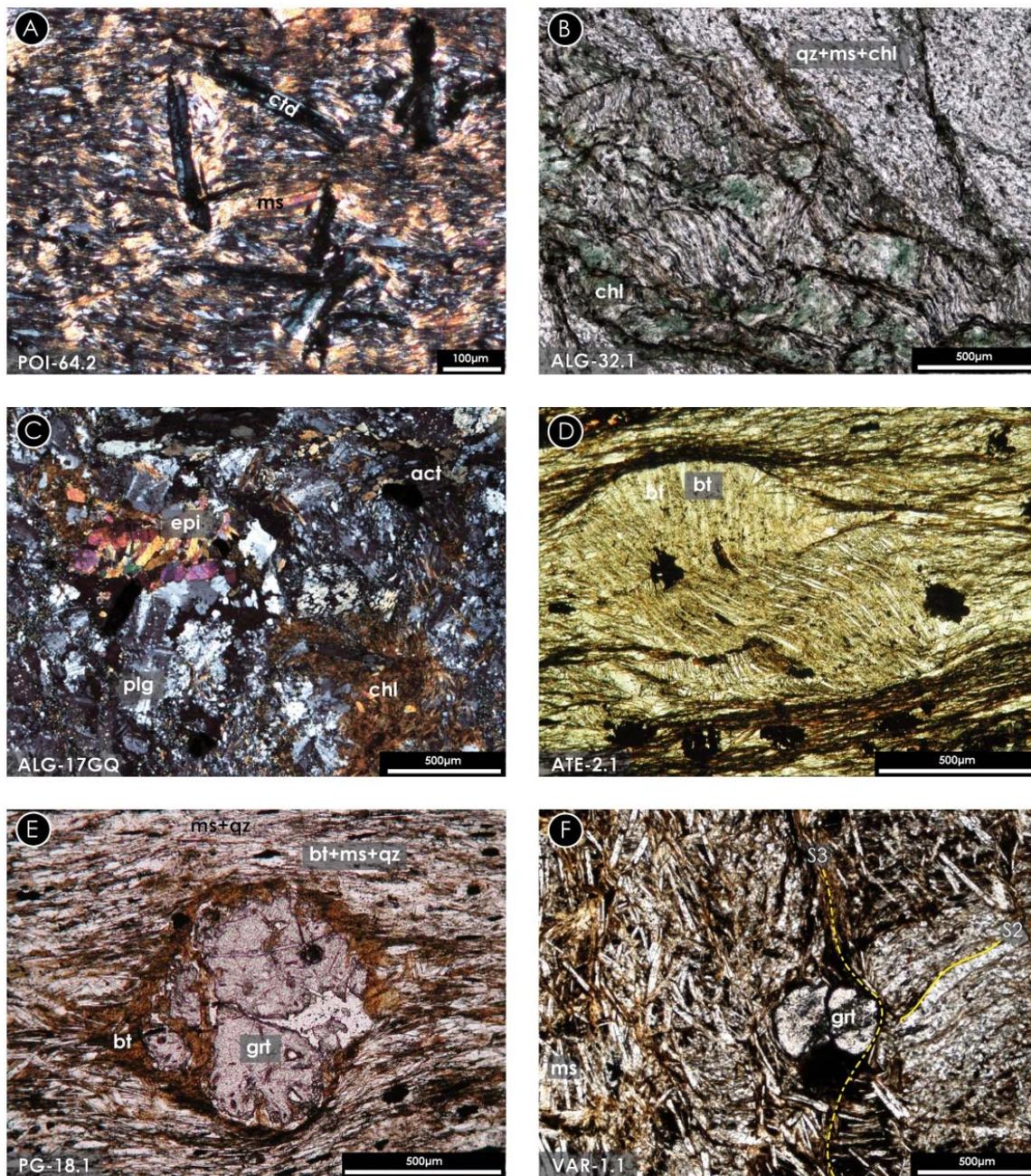


Figura 8.4 - Aspectos microscópicos de la mineralogía del evento M1. **A** – Blastos de cloritoide (cld), crecidos sobre S1, y aplastados y girados durante el desarrollo de la crenulación S3 (nícoles cruzados); **B** – Foliaciones S2 y SE1 definidas por clorita (chl) y por las bandas de cuarzo (qz) con moscovita (ms) y clorita (nícoles paralelos); **C** – Roca básica de la formación Peso, con los aspectos mineralógicos típicos de la facies de los esquistos verdes, con clorita, epidota (epi) y actinolita (act). Se observan relictos de plagioclasa (plg) (nícoles cruzados); **D** – Blastos de biotita (bt) M1 retrogradados con un bandeo tectónico definido por cintas de cuarzo en su interior (nícoles paralelos); **E** – Granate (grt) idiomorfo deformado, en forma de sigma, pre-tectónico en relación a la foliación principal (SE1), presentando una corona de reacción con biotita, indicadora de retrogradación durante el evento M2 (nícoles paralelos); **F** – Granate sub-idiomorfo, con inclusiones de la foliación S2 y bordes recrecidos previamente a S3. También se observa la orientación preferente de moscovita según la foliación S3 (nícoles paralelos).

Se encuentran además evidencias de esta zona en los núcleos de algunos porfiroblastos de granate pre a sin-E1, que han resistido el evento M2, indicando que las condiciones de presión y temperatura se mantuvieron dentro de su campo de estabilidad durante ambos eventos metamórficos. Localmente, se han preservado algunos de los blastos de granate M1, de pequeñas dimensiones y con formas sub-idiomorfas redondeadas, en las bandas más cuarzosas del bandeo SE1.

En un afloramiento localizado al Sur de Tó, los blastos de granate aparecen en una capa de pizarra de la Formación Marão. En este caso, el granate es idiomorfo y presenta una zonación clara, con un núcleo donde abundan las inclusiones de grafito que definen groseramente una foliación (S1?) previa a SE1, y un borde limpio de inclusiones, sincrónico de esa foliación (Figura 8.5A).

o **Zona de la estaurolita M1**

Inmediatamente por debajo de la zona del granate se encuentran granos relictos de estaurolita pre-E1, siempre de pequeñas dimensiones e incluidos en silicatos de aluminio, sobre todo andalucita (Figura 8.5B). Como en los casos anteriores, no ha sido posible definir la paragénesis mineral Barroviense, porque el desarrollo de los domos metamórficos y la intrusión de los granitos tardi-variscos, han provocado la blastesis de andalucita, biotita, sillimanita, granate y también una segunda generación de estaurolita.

o **Zona de la distena M1**

El pico termo-bárico de M1 ha sido definido en el DGT por Escuder Viruete (1993, 1999a, b) y Escuder Viruete *et al.* (1994a; 1998; 2000b; 2004) en el DGT. La presencia de la zona de la distena M1 se ha estimado con cálculos termo-barométricos en los núcleos pre-cinemáticos de los granates zonados y en las hornblendas, que han crecido sincrónicamente con moscovita y distena durante las fase finales del evento M1 (Escuder Viruete *et al.*, 2000b). Estos autores demuestran la presencia de un pico metamórfico regional M1 en la parte alta de la facies de las anfíbolitas, en condiciones de presión y temperatura comprendidas entre 6,5-7,5kbar y 550-625°C. En este trabajo no se ha encontrado evidencias de esta zona metamórfica, pero se asume que las observaciones en zonas profundas del DGT son extrapolables en un contexto regional.

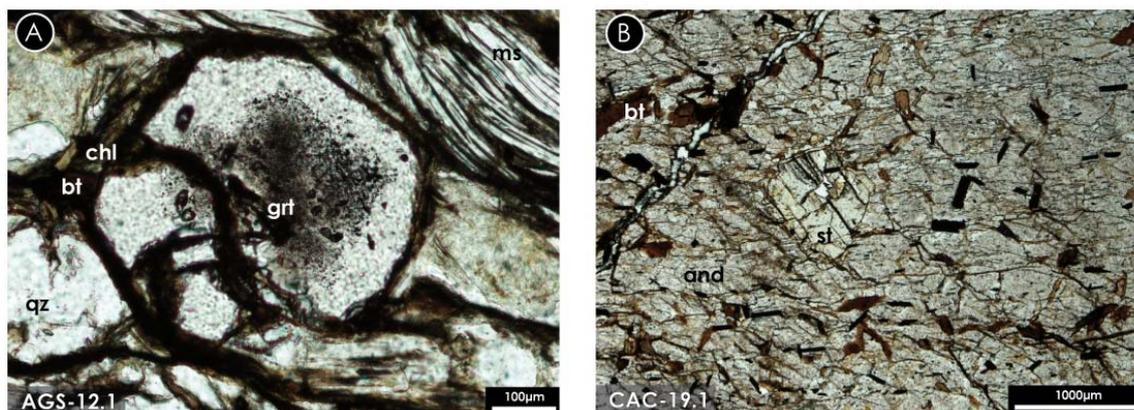


Figura 8.5 - Relictos del primer metamorfismo regional progrado en las zonas del granate y de la estauroлита (nícoles paralelos). **A** – Granate zonado (grt), con un núcleo rico en inclusiones no orientadas, y un borde “limpio”, indicando un crecimiento pre- y sin-E1; **B** – Blasto de estauroлита (st) incluido en uno de andalucita M2.

8.2. SEGUNDO EVENTO DE METAMORFISMO REGIONAL PROGRADO (M2)

Es un evento metamórfico regional asociado a la tectónica extensional E1 y al cual se asoció el emplazamiento de los domos metamórficos y la exhumación de la corteza media e inferior (Escuder Viruete *et al.*, 2000b; Arenas & Martínez Catalán, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009), creando una diversidad de fenómenos que incluyen la fusión parcial de los metasedimentos, como se observa en la Unidad Inferior, y la blastesis sin-cinemática de minerales típicos de metamorfismo de alta temperatura y baja presión, como cordierita y andalucita, en las rocas de las Unidades Intermedia y Superior.

Las isogradas metamórficas M2 asociadas a este fenómeno se disponen concéntricas a los núcleos de los domos y paralelas a la foliación principal SE1 (Figura 8.2), estando igualmente afectadas por los pliegues y cizallas frágil-dúctiles de fase C3. Estas isogradas definen la entrada de minerales índice que revelan un gradiente metamórfico alto, lo cual está relacionado con el contacto de las rocas calientes de los núcleos de los domos, con la corteza más fría de la Unidad Superior. Esto produce un patrón de metamorfismo que recuerda las aureolas de contacto alrededor de plutones graníticos en los niveles superiores de la corteza (Escuder Viruete *et al.*, 1994b).

Las isogradas M2 separan varias zonas metamórficas. En los núcleos de los domos, se encuentra la Unidad Inferior, que está compuesta únicamente por la segunda zona de la sillimanita (Figura 8.1) y se encuentra limitada a techo por la isograda de la sillimanita-feldespatopotásico (sill+kfs).

Para describir mejor la transición hacia las rocas más frías localizadas a techo, se ha redefinido la Unidad Superior propuesta por Escuder Viruete (1993), dividiéndola en dos nuevas unidades, denominadas de Intermedia y Superior. La Unidad Intermedia presenta dos zonas metamórficas que son, de base a techo, la primera zona de la sillimanita, limitada por arriba por la isograda de la sillimanita-moscovita (sill+ms), y la segunda zona de la andalucita, propuesta en este trabajo, y limitada a techo por la isograda de la andalucita-cordierita-granate-estauroлита (and+crd+grt+st).

La Unidad Superior está dividida en tres zonas metamórficas. En la base encontramos la primera zona de la andalucita (también propuesta en este trabajo) que está limitada a techo por la isograda de la andalucita-biotita (and+bt). Se individualiza fácilmente de la inferior por la presencia de blastos de andalucita del tipo quiastolita. En la parte alta de esta unidad se ha identificado la zona de la biotita que se encuentra limitada a techo por la isograda de la biotita (bt) y la zona de la clorita. Gradualmente, los aspectos metamórficos M2 y las fábricas de fase E1 se disipan hacia arriba, tornándose muy difícil definir el límite superior de influencia de los domos metamórficos, por lo que la zona de la clorita, ocupa una gran parte del mapa de la Figura 8.3.

A continuación, se describen los principales aspectos metamórficos relacionados con el evento M2, desde las unidades metamórficas más profundas, localizadas en los núcleos de los tres domos metamórficos estudiados (DMD, DGT y DCL), hacia las regiones de metamorfismo más superficial.

8.2.1. Unidad Inferior

o Segunda zona de la sillimanita M2

La segunda zona de la sillimanita de los domos metamórficos se caracteriza por la presencia de paragneises bandeados y glandulares migmatíticos, que presentan abundantes cuerpos graníticos sin-cinemáticos de dimensiones variadas (desde venillas hasta plutones) que se han instalado o formado *in situ*, paralelamente al bandeo de fase E1 (Figuras 8.3 y 8.6A). La asociación mineral índice está compuesta mayoritariamente por biotita y sillimanita fibrosa (Figura 8.6B y C) que constituyen las bandas más filíticas de carácter restítico, mientras que las bandas leucocráticas están formadas mayoritariamente por cuarzo y feldespato potásico (Figura 8.6A). Los blastos de biotita definen frecuentemente criterios cinemáticos para la fase E1, con la presencia de peces tectónicos de mica y estructuras *book-shelf* sintéticos limitados por planos C', que indican una cinemática de techo al ESE. La sillimanita fibrosa define la foliación principal junto con la biotita, pero también se encuentra concentrada en nódulos aplastados según SE1 (Figura 8.6A, B y C).

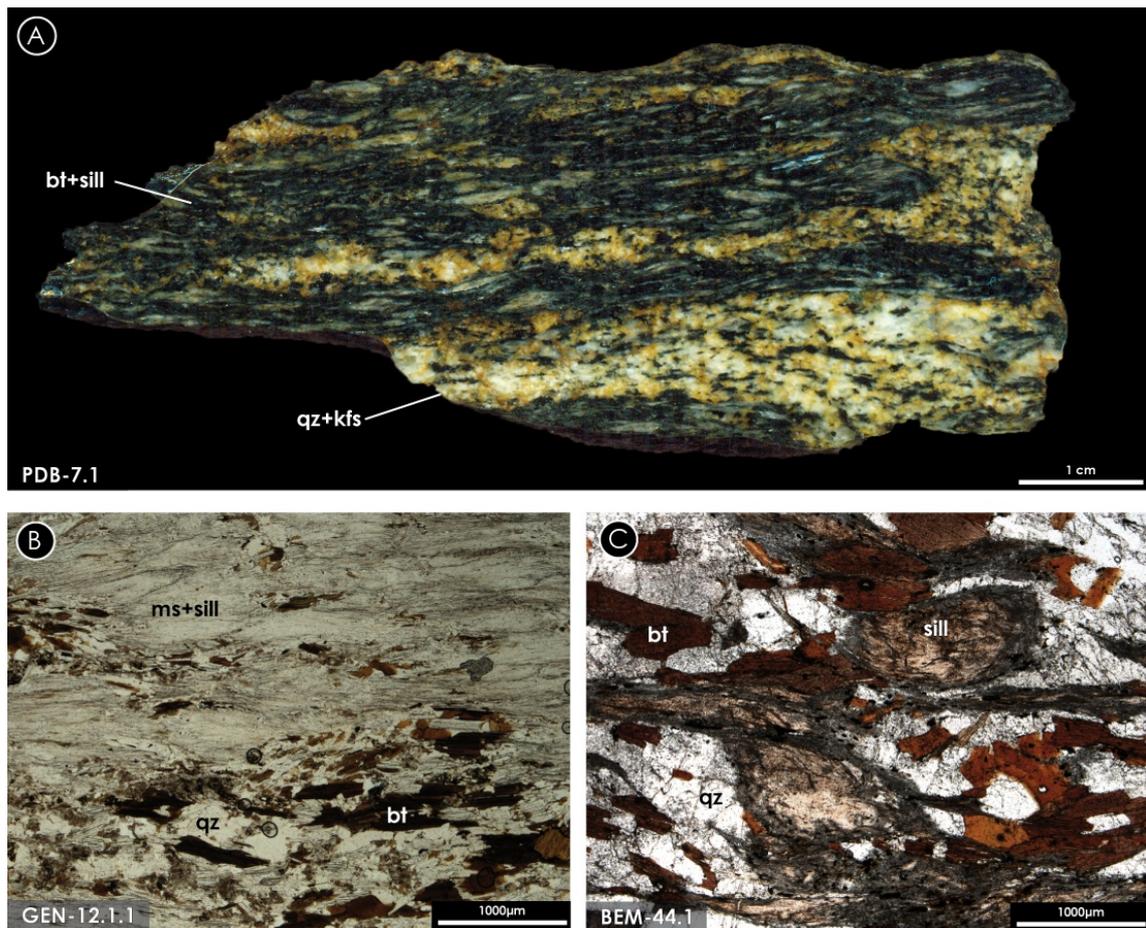


Figura 8.6 - Litologías de la Unidad Inferior. **A** – Muestra de mano con bandas leucocráticas con cuarzo (qz) y feldespato potásico (kfs), y bandas restíticas ricas en biotita (bt) y sillimanita (sill), que definen la esquistosidad principal (SE1); **B**- Aspecto al microscopio del bandeado restítico, con la foliación definida por la fibrolita (retrogradada a moscovita) y blastos de biotita; **C** – Nódulos de sillimanita fibrosa dentro de una matriz con cuarzo y biotita en mosaico. (B y C, nícoles paralelos).

8.2.2. Unidad Intermedia

o Primera zona de la sillimanita M2

Se encuentra por encima de la isograda de la sill+kfs, en la base de la Unidad Intermedia (Figura 8.1). En esta zona se observan gneises bandeados (Figura 8.7C y D) y micaesquistos biotítico-sillimaníticos (Figuras 8.7E). Los gneises bandeados están formados por bandas cuarzosas sin feldespato potásico, intercaladas con otras filíticas, de composición idéntica a la de los micaesquistos, compuestas por biotita, moscovita y sillimanita fibrosa. En algunas láminas se ha identificado un recrecimiento sin-fase E1 de los bordes de los granates M1 (Figura 8.5A), indicando condiciones de temperatura más baja para el evento M2 que las de la Unidad Inferior.

En el tramo superior de la primera zona de la sillimanita se han observado sillimanita y andalucita M2, que coexisten o presentan reacciones de sustitución en uno u otro sentido. En el primer caso, la sillimanita se encuentra en bandas cuarzo-moscovíticas (¿moscovita retrogradada de biotita?), mientras que la andalucita se concentra en las bandas más filosilicatadas, indicando que la composición tiene un papel importante en la blastesis de uno u otro mineral (Figura 8.7A y B).

En el segundo caso se pueden observar isomorfismos de quiastolita por moscovita y reacciones entre la fibrolita y estos porfiroblastos. Esto indica un aumento rápido de la temperatura que inicialmente produjo porfiroblastos de andalucita, sustituidos después por sillimanita y moscovita, a la vez que crecía biotita durante el evento M2 (Figura 8.7E). En otras situaciones, ocurre una reacción en el sentido opuesto, con la sustitución de sillimanita fibrosa por andalucita subhedral a anhedral con texturas esqueléticas. Como consecuencia, en estas litologías aparecen dos o más generaciones de cada uno de estos minerales, que sugieren oscilaciones térmicas en el límite entre ambas zonas metamórficas.

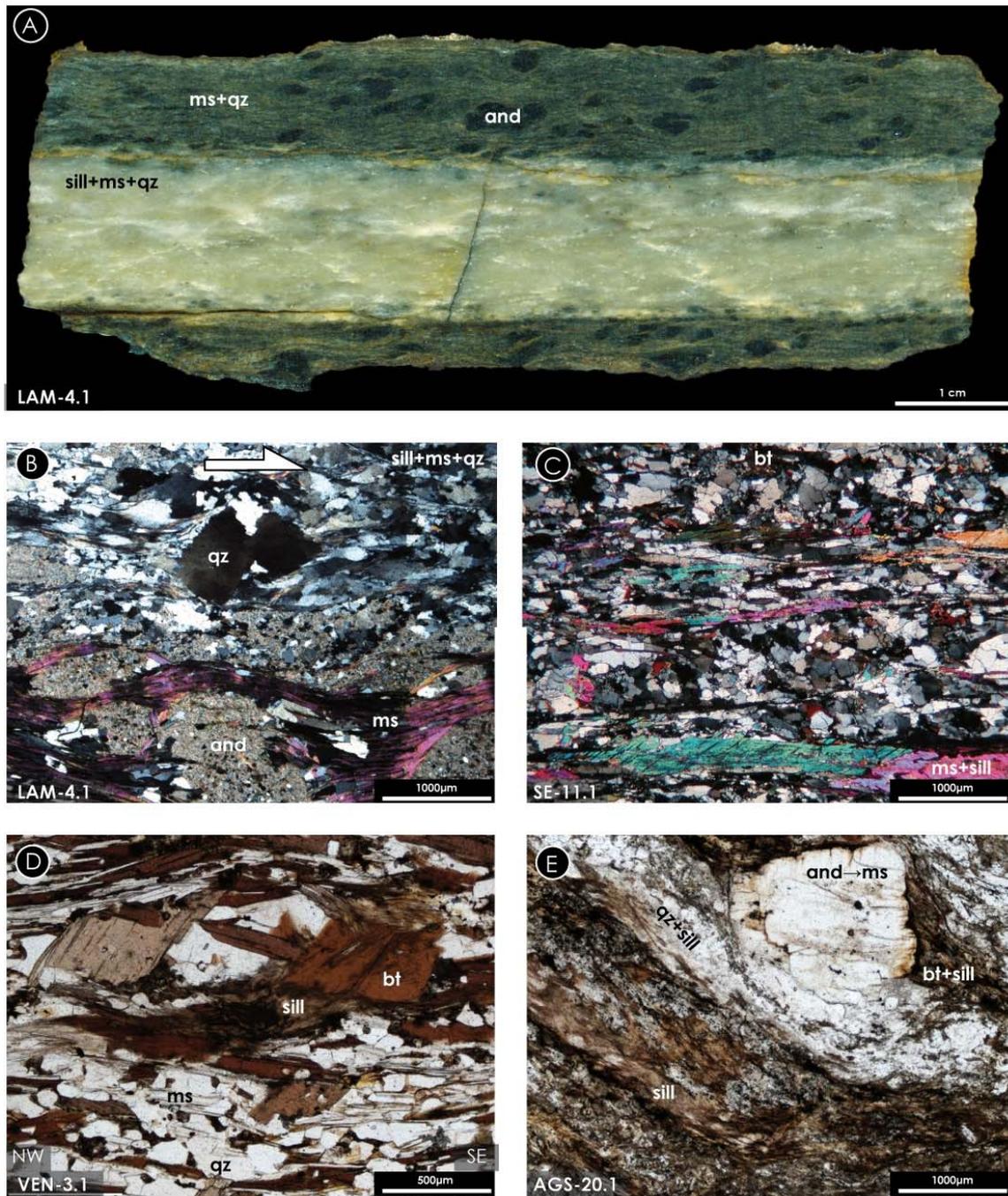


Figura 8.7 - Aspectos litológicos de la primera zona de la sillimanita en la Unidad Intermedia. **A** – Muestra de mano con una banda rica en sillimanita, moscovita y cuarzo, en el interior de pizarras andalucíticas con biotita y moscovita; **B** – Lámina delgada de la muestra anterior (nícoles cruzados), con la banda rica en sillimanita presentando fuerte recrystalización dinámica del cuarzo, con formación de un sigma en un grano relicto de ese mineral, y la banda de moscovita y andalucita, con este aluminosilicato muy retrogradado a sericita; **C** – Esquisto cuarzo-sillimanítico, con blastesis de mosaicos de moscovita M2 en las bandas ricas en sillimanita (nícoles cruzados); **D** – Blastos M2 de biotita y de sillimanita en equilibrio (nícoles paralelos); **E** – Blastos de quiaztolita sustituidos isomórficamente por moscovita, y recrystalizados en sillimanita durante el evento M2 (nícoles paralelos).

o **Segunda zona de la andalucita M2**

Hacia los dominios de temperaturas más bajas de la Unidad Intermedia, a techo de la isograda sill+ms, la andalucita es el silicato de aluminio índice, apareciendo junto con biotita, moscovita, granate, estauroлита y cordierita. Esta asociación no ha sido descrita anteriormente, pero es equivalente a la de estauroлита-cordierita del esquema de zonas metamórficas que Arenas y Martínez-Catalán (2003) establecieron para el Domo de Lugo, aunque allí la andalucita es muy escasa y no se ha demostrado la contemporaneidad del granate. La segunda zona de la andalucita se individualiza en este trabajo para facilitar la descripción e interpretación del metamorfismo M2. Su significado, a semejanza de la ampliamente utilizada segunda zona de la sillimanita, es el de una zona con andalucita acompañada de minerales índice de mayor temperatura que los que forman la asociación de la primera zona de la andalucita que se describe más adelante.

Este polimorfo presenta aquí formas características subidiomorfas a anedrales, muchas veces con texturas esqueléticas, y abundantes inclusiones orientadas de cuarzo, biotita y óxidos (¿ilmenita?) de la matriz, cuyas sombras de presión muestran formas facoides de los tipos sigma y delta que evidencian su carácter sin-cinemático (Figuras 8.1, 8.8B y 8.8C). La biotita M2 define la foliación junto con la moscovita y las bandas cuarzosas. Sus blastos presentan frecuentemente formas sigmoides o de peces tectónicos que confirman la cinemática para la fase E1 durante el evento M2.

En los micaesquistos biotíticos son frecuentes los blastos de granate y estauroлита subidiomorfos zonados en equilibrio con la biotita M2, con inclusiones de minerales opacos (óxidos, grafito), cuarzo y filosilicatos, que se concentran especialmente en su núcleo. En el borde de estos minerales, las inclusiones son más escasas pero presentan caras cristalográficas bien definidas, indicando un crecimiento polifásico.

Algunos de los granates presentan núcleos pre-E1 y sin-M1 (Figura 8.5A), caracterizados por abundantes inclusiones de minerales opacos, que marcan débilmente una foliación previa a la SE1 de la matriz. El borde se presenta recrecido y limpio de este tipo de inclusiones, pero incluye biotita y cuarzo de la matriz indicando que creció durante el evento M2.

Otros porfiroblastos de granate y de estauroлита muestran núcleos con inclusiones de cuarzo y filosilicatos, que definen una foliación (¿S1?) afectada por una esquistosidad de crenulación SE1. En la matriz, no se observan microplegues, indicando que la foliación anterior se encuentra totalmente transpuesta (Figura 8.8D y E). La relación de las fábricas tectónicas de los núcleos con la esquistosidad principal de la matriz, indica que la blastesis de estos minerales se produjo durante la fase E1, cuya cinemática propició la formación de sombras asimétricas de tipo delta y sigma.

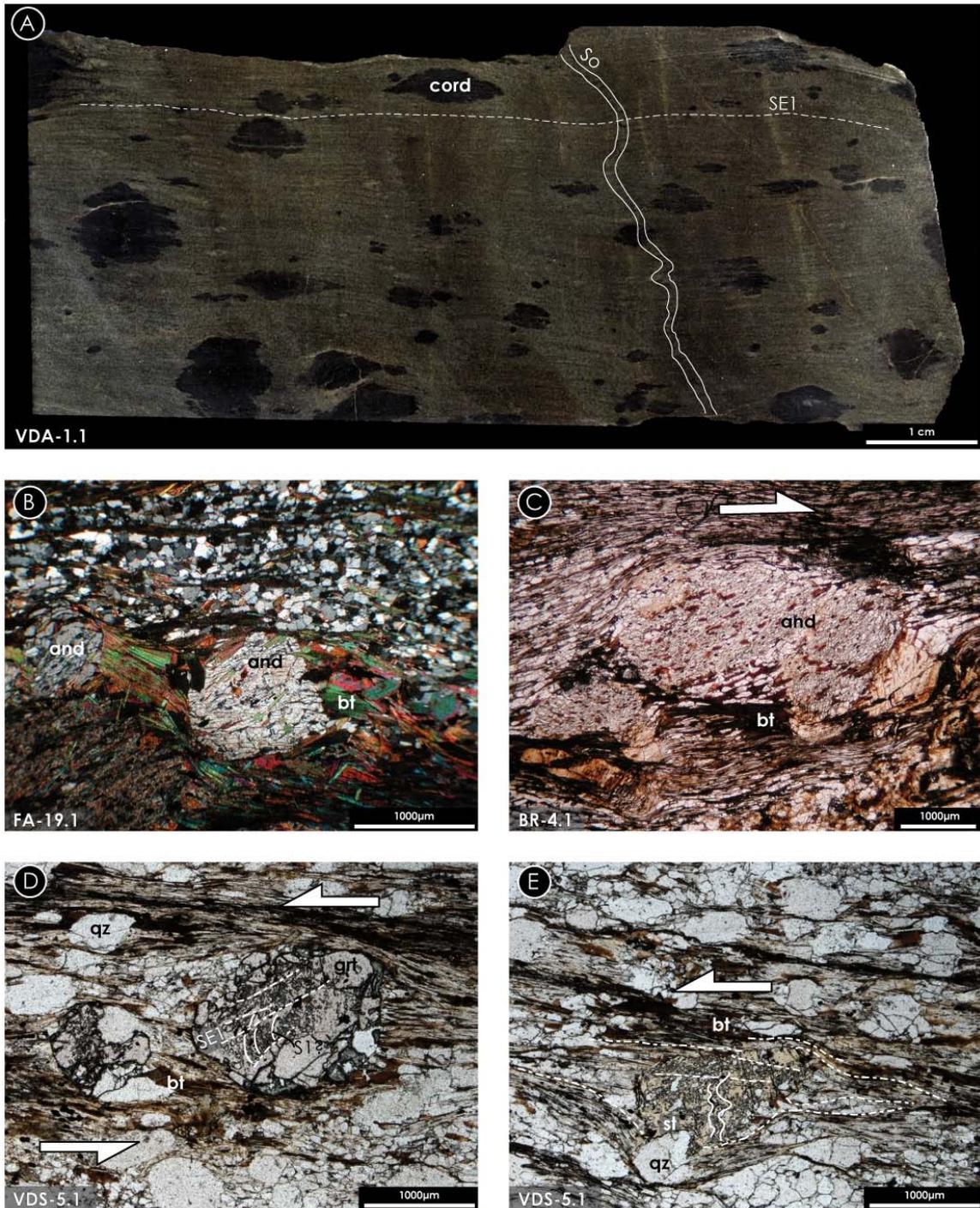


Figura 8.8 - Aspectos del metamorfismo M2 en la segunda zona de la andalucita en la Unidad Intermedia. **A** – Muestra de mano de las arenas arcóicas de la formación Montes Ermos con la blastesis sin- a tardi-E1 de cordierita. Los blastos incluyen elementos de la estratificación y de SE1, aunque ésta también los rodea; **B** – Blastos de andalucita con inclusiones orientadas y biotita en las colas de presión, que definen un criterio cinemático de tipo delta (nícoles cruzados); **C** – Blasto de andalucita con bordes esqueléticos y abundantes inclusiones, definiendo un sigma dextro. Se observa biotita en las colas asimétricas (nícoles paralelos); **D** y **E** – Blastos de granate y estauroлита sintectónicos, que incluyen un clivaje de crenulación (SE1) que afecta a una esquistosidad anterior, que ha sido transpuesta en la matriz. Los bordes se presentan limpios de inclusiones, evidenciando un proceso de crecimiento en dos periodos. Ambos blastos indican una cinemática idéntica (nícoles paralelos).

También se han observado granates M2, subhedrales, asociados a las capas calcosilicatadas intercaladas en la serie detrítica de la Formación Desejosa. Se presentan con texturas esqueléticas y formas redondeadas a ovaladas, con colas asimétricas de biotita y cuarzo, que evidencian un crecimiento sin-cinemático con la fase E1.

Otro aspecto a destacar es la presencia de blastos centimétricos de cordierita sin-E1 en las arenas arcóscas de la formación Montes Ermos de la región al NE de Bruçó, que crecen sobre la estratificación e incluyen una foliación de fase E1 definida por moscovita y clorita (Figura 8.8A).

8.2.3. Unidad Superior

o Primera zona de la andalucita M2

Su característica principal es la presencia en las rocas metapelíticas de la ZCI, de blastos de andalucita del tipo quiaistolítico con zonaciones pre- a sin-fase E1 y con dimensiones que pueden alcanzar los 8 cm de largo y 1,5 cm de sección basal. La blastesis de biotita M2 en esta unidad, afecta de forma homogénea a todas las rocas detríticas de la ZCI y del DEGTM. Estos blastos definen la foliación con la moscovita (Figura 8.9A), presentando a veces formas sigmoides que indican la cinemática de la deformación E1.

Los porfiroblastos de quiaistolita presentan una zonación clara (Figuras 8.9C, 8.9D y 8.11B). Los núcleos preservan frecuentemente patrones de inclusiones y texturas relictas que marcan la estratificación y las esquistosidades previas a la fase E1, mientras en los bordes y en la matriz, las últimas se encuentran parcial o totalmente transpuestas por SE1 (Figuras 8.9C, 8.9D y 8.11B). Pero el crecimiento de estos núcleos no se produjo de forma homogénea. A veces la blastesis empezó previamente a E1 y posteriormente a C2. En estos casos, las inclusiones de las foliaciones presentes en los núcleos no están afectadas por la deformación E1.

Otras veces, los núcleos de las quiaistolitas son precoces en relación a E1, como se puede observar por la crenulación de las foliaciones anteriores definidas por las inclusiones (Figura 8.11B). Además, los blastos de quiaistolita se presentan rotados desde su posición inicial, con la SE1 de los núcleos oblicua respecto a esa misma foliación en la matriz y los bordes (Figuras 8.9C, 8.9D y 8.11B). Esa rotación es coherente con la cinemática de las microcizallas que afectan estas litologías (Figura 8.9E) sincrónicamente con los pulsos principales de la fase E1 a techo de los domos metamórficos, aunque localmente también se han observado rotaciones independientes de estos blastos, indicando la presencia de un régimen local de cizallamiento puro.

Los bordes de las quiaistolitas incluyen elementos de la foliación principal SE1 de la matriz, como los filosilicatos y los opacos, frecuentemente rotados desde su orientación original (Figuras 8.9C y 8.9D). En las zonas internas del borde, las inclusiones son muy oblicuas a la foliación de la

matriz, pasando gradualmente a sub-paralelas hacia su límite externo. Los patrones de inclusiones ayudan a caracterizar el régimen de esfuerzos local durante el crecimiento de los porfiroblastos. Destacan las microestructuras milpiés (Passchier & Thouw, 1996) relacionadas con el aplastamiento coaxial local de fase E1, y los patrones sigmoides de inclusiones, que junto con la asimetría de las colas de presión, configuran los facoides del tipo sigma y delta que indican deformación no coaxial, con cinemática de techo al ESE (Figura 8.9E).

En algunas láminas se ha identificado una segunda generación de blastos de andalucita con formas globulares subidiomórficas (Figura 8.9B), posiblemente contemporánea del crecimiento de los bordes de las quiastolitas.

Estos datos indican que la blastesis de la quiastolita M2 es inter- a sin-cinemática en los núcleos, y sin- a tardi-cinemática en los bordes, sugiriendo la existencia de dos pulsos térmicos durante este evento metamórfico.

Posteriormente a la blastesis de biotita y de andalucita, se desarrollaron microbandas de cizalla frágil-dúctiles extensionales (C), con cinemática de techo al WNW, que cortan e inducen una retrogradación localizada de los porfiroblastos y de la matriz M2 (Figura 8.9E). Este fenómeno se observa especialmente hacia la base de la Unidad Superior y está relacionada con la tectónica tardi-fase E1.

Otro aspecto a destacar es la presencia de blastos retrogradados de andalucita en una capa de pizarra sericítica con cloritoide, altamente aluminosa, localizada en el borde Sur del Sinforme de Poiares, que crecen por encima de la foliación S1 y del cloritoide Barroviense, que se presenta también retrogradado en la matriz (Figura 8.9F). Las andalucitas solamente están afectadas por una microcrenulación y clivaje poco penetrativo S3, que indica que crecieron entre las fases C1 y C3, estando posiblemente relacionadas con el evento M2 en el Domo de Cerralbo-Lumbrales.

En el DEGTM no se han identificado blastos de andalucita como los descritos en la ZCI, ocurriendo solamente la blastesis de biotita y moscovita. En el Parautóctono Inferior, los cristales de biotita formados durante el evento M2 pueden tomar formas cuadrangulares, rómbicas y de pez tectónico, presentando inclusiones minerales a lo largo de los planos de exfoliación mineral, que indican que han crecido durante la fase E1 (Figura 8.9A). La moscovita define la foliación principal SE1 que limita los microlitones donde se han preservado las fábricas sedimentarias y las esquistosidades previas.

En el Parautóctono Superior, el evento M2 de la primera zona de la andalucita produjo blastos de biotita y de moscovita de pequeñas dimensiones, que definen localmente la foliación SE1. Se observa el recrecimiento del granate post-S2 a pre-S3 en las pizarras atecho de las

vulcanitas de Saldanha (Figura 8.4F), que confirman la influencia del fenómeno tectono-metamórfico M2 en este dominio.

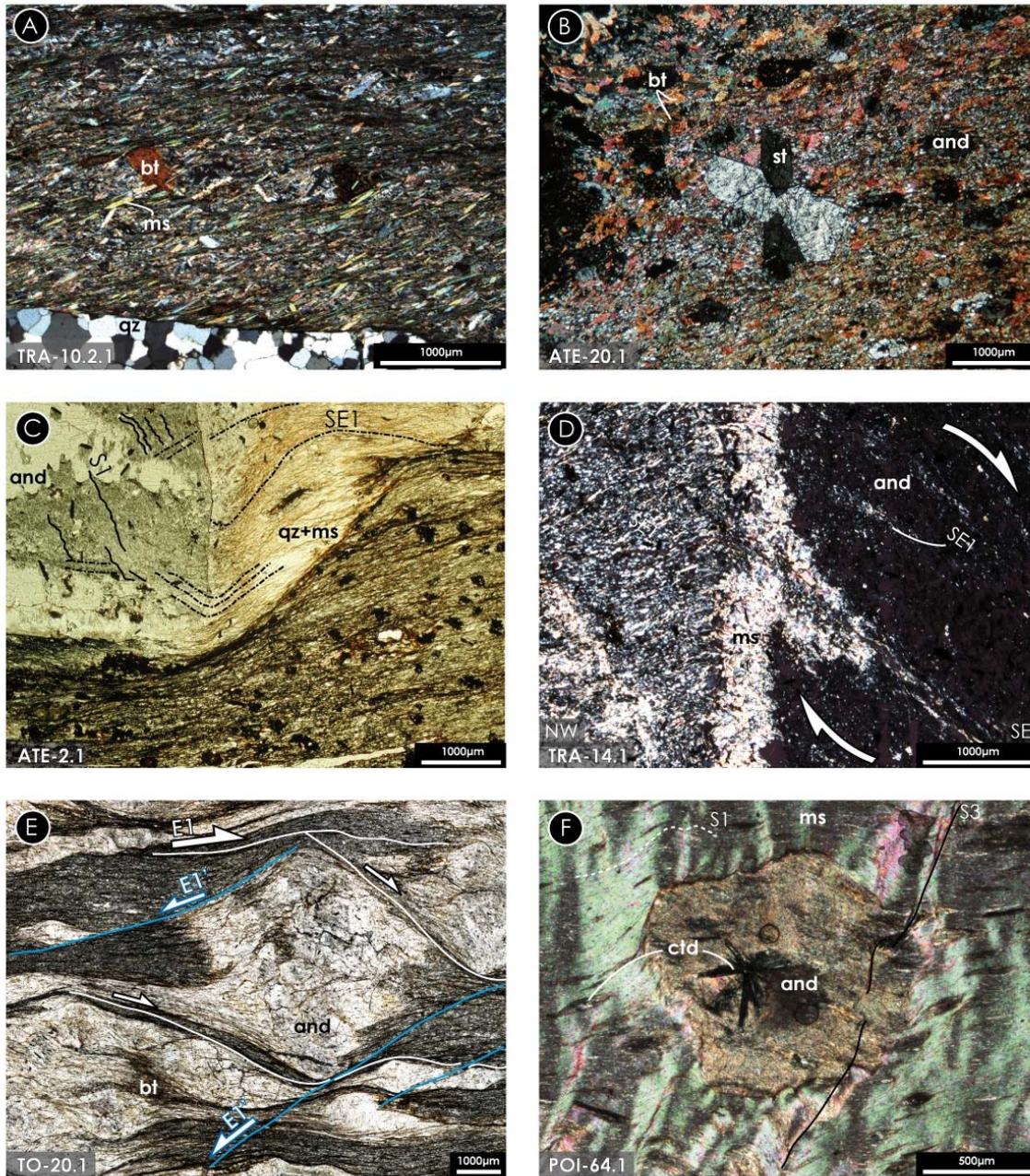


Figura 8.9 - Aspectos del metamorfismo M2 en la primera zona de la andalucita de la Unidad Superior. **A** – Blastesis de biotita y moscovita en la pizarras de la formación Travanca (nícoles cruzados); **B**- Blasto de estauroлита post-tectónico (M2) crecido sobre una matriz cuarzo-biotítica, con abundantes blastos de andalucita tardi-E1 (nícoles cruzados); **C** – Quiastolita sin-E1, que preserva una foliación (¿S1?) anterior a la principal de la matriz (SE1). SE1 presenta una rotación dextra de cerca de 45° en los bordes con respecto a la observada en la matriz (nícoles paralelos); **D** – Quiastolita sin-E1 que presenta una rotación dextra de cerca de 45°, como indica el patrón de inclusiones en su interior (nícoles cruzados); **E** – Blastos de andalucita, afectados por microcizallas dexas de fase E1 y por microcizallas senestras tardi-E1, de aspecto más frágil y que cortan las anteriores (nícoles paralelos); **F** – Blastesis de andalucita inter-tectónica sobre la foliación S1 y previa a la crenulación de fase C3. Este mineral ha crecido sobre un agregado en gavillas de cloritoide, formado posiblemente al final del evento M1. Se observa una sericitización posterior que caracteriza la retrogradación (M3) (nícoles cruzados).

o Zona de la biotita M2

Tanto en la ZCI como en el DEGTM, la zona de la biotita del evento M2 se caracteriza por pequeños blastos de biotita y de moscovita que definen la foliación SE1 y sustituyen a los minerales filosilicatados anteriores como la clorita, en los microlitones que contienen S1 y S2. En ninguno de los dominios se han observado criterios cinemáticos sincrónicos con la blastesis de estos minerales, lo que sugiere una componente coaxial de la deformación E1 en esta zona metamórfica (Figura 8.3).

o Zona de la clorita M2

Hacia arriba, la biotita da paso a la clorita como mineral índice que define la SE1 junto con otros filosilicatos y opacos. Este fenómeno afecta parcialmente la ZCI y la totalidad de las litologías estudiadas del DEGTM.

En la ZCI, este clivaje se torna más espaciado hasta su total desaparición hacia arriba, haciéndose muy difícil definir el límite superior de la influencia de los domos metamórficos y de la zona de la clorita del evento M2.

En el DEGTM la SE1 está siempre presente, siendo más penetrativa en el Parautóctono Superior que en el Inferior. Está definida por clorita y moscovita en la mayoría de las litologías, pero no es seguro que estos filosilicatos estén exclusivamente relacionados con el evento M2, porque pueden no haberse identificado las paragénesis minerales del evento M1 en las muestras estudiadas, o porque ambos eventos han producido patrones metamórficos similares.

8.3. METAMORFISMO REGIONAL RETROGRADO (M3)

Un evento metamórfico retrogrado con una distribución heterogénea afectó a las litologías del sector estudiado con la sustitución parcial o total de las paragénesis minerales de los eventos M1 y M2, con una mineralogía indicadora de condiciones de presión y temperatura bajas. Este evento se desarrolló durante y con posterioridad a la tercera fase compresiva, como indica su relación con las fábricas C3 y algunas estructuras posteriores.

La mineralogía tipo de M3 consiste en clorita, moscovita y sericita, indicadores metamorfismo en la zona de la clorita (Figura 8.10A, B, C y D). En general, la clorita sustituye isomórficamente a los porfiroblastos de biotita M2 de las rocas pelíticas y a los cristales de actinolita M1 de las rocas básicas, desde los bordes hacia el interior. La moscovita tiene un comportamiento idéntico, desarrollándose miméticamente sobre los minerales de los eventos metamórficos previos, como la sillimanita y la biotita M2 (Figuras 8.6B, 8.7A, 8.7C y 8.10B), o aparece como blastos orientados según la foliación S3 (Figura 8.10A y C). La sustitución de biotita por moscovita ha producido óxidos que precipitan alrededor y a lo largo de los planos de

exfoliación principal de las moscovitas, indicando un proceso de desferrificación de la biotita durante M3 (Figuras 8.4E, 8.4F, 8.5A). Los blastos de andalucita y cordierita sin-E1 se presentan frecuentemente sericitizados en los bordes, y también su interior en los casos de retrogradación intensa (Figura 8.10D).

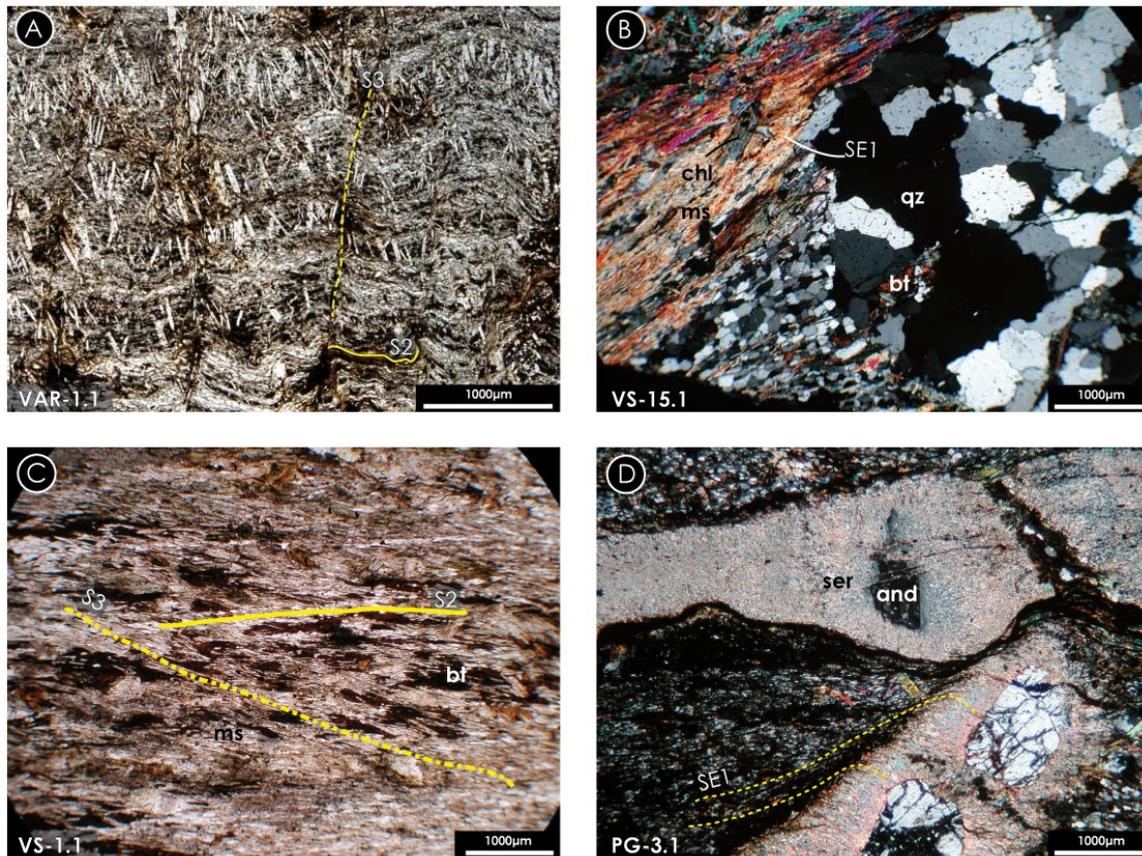


Figura 8.10 - Metamorfismo retrogrado (M3) en las pizarras del Parautóctono Superior (A) y en la ZCI (B, C y D). **A** – Blastos de moscovita que han crecido con una orientación preferente, según S3, en las bandas más pizarrosas (nícoles paralelos); **B** – Banda de cuarzo formada durante la fase E1, con moscovitización de la matriz y blastesis de clorita sobre la fábrica anterior (nícoles cruzados); **C** – Foliación S3 definida por cristales neoformados de moscovita, sobre esquistos biotíticos (nícoles paralelos); **D** – Retrogradación acentuada (ser: sericita) de los blastos de andalucita M2, producida durante M3 y MT (nícoles cruzados).

8.4. METAMORFISMO TÉRMICO (MT)

Este evento está relacionado con la intrusión de plutones graníticos tardi- a post-cinemáticos (Martínez, 1974a, b; López-Moro & López-Plaza, 1993; López-Plaza & Gonzalo, 1993; López-Plaza *et al.*, 2007; López-Plaza *et al.*, 2008; Gomes *et al.*, 2011), que afloran de Norte a Sur en el sector estudiado (Capítulo 7), y que han desarrollado, en las rocas encajantes, aureolas de metamorfismo de contacto que se disponen paralelamente a los bordes de esos cuerpos graníticos (Figura 8.3).

En general, las aureolas de metamorfismo MT se caracterizan por la transformación de sillimanita a moscovita y del feldespato a sericita y clorita. Los blastos de biotita, andalucita y cordierita MT, desarrollaron también una intensa moscovitización, sericitización y cloritización, que se superpuso a la retrogradación del evento M3.

Junto al contacto con los cuerpos graníticos se observan blastos de diferentes naturalezas, cuyas relaciones con las fábricas de fase C3, indican su carácter tardi- o post-cinemático. Estos aspectos quedan bien registrados en los blastos de quiastolita que aparecen en ambas situaciones. Las andalucitas sin-tectónicas con la tercera fase, como las observadas a techo del granito de las minas de Fonte Santa, presentan criterios de cizalla simple (en este caso dextros), evidenciando los procesos de deformación frágil-dúctiles a lo largo de las cizallas transcurrentes tradi-C3 (Figura 8.11A). Por otro lado, la blastesis post-cinemática de este mineral se atestigua por la presencia de cristales idiomorfos a sub-idiomorfos que crecen y engloban a las fábricas y minerales metamórficos anteriores, estando generalmente afectados por las deformaciones tardías de las fases E2 y C4 (Figura 8.11B, C y E). Este evento también es responsable del recrecimiento de los bordes en algunas quiastolitas M2. En este caso, se observa que el núcleo de estos cristales presenta una foliación previa a la observada en la matriz (SE1), a la vez que esa fábrica los rodea por fuera. El recrecimiento MT del borde ha incluido estos aspectos, mostrando que es posterior al evento metamórfico M2 (Figura 8.11B).

Otros blastos MT ayudan a caracterizar este evento metamórfico. Los de moscovita y biotita neoformadas se presentan como cristales bien desarrollados, orientados según S3 o dispersos en la matriz (Figura 8.11C y D). Los blastos de cloritoide se presentan con formas prismáticas aciculares y, a semejanza de los de clorita MT, no muestran orientaciones preferentes, formando a veces agregados en haces que crecen encima de las foliaciones tectónicas. La cordierita surge con formas ovaladas y presenta abundantes impurezas en su interior, relictos de las fábricas anteriores (Figura 8.11F).

Además de estos ejemplos, se han identificado localmente blastos de estaurolita (Figura 8.9B) y de granate idiomorfos (Figura 8.11D), que han crecido sobre las fábricas previas, y en caso del primer mineral, han preservando en su interior los patrones texturales desarrollados previamente (Figura 8.9B).

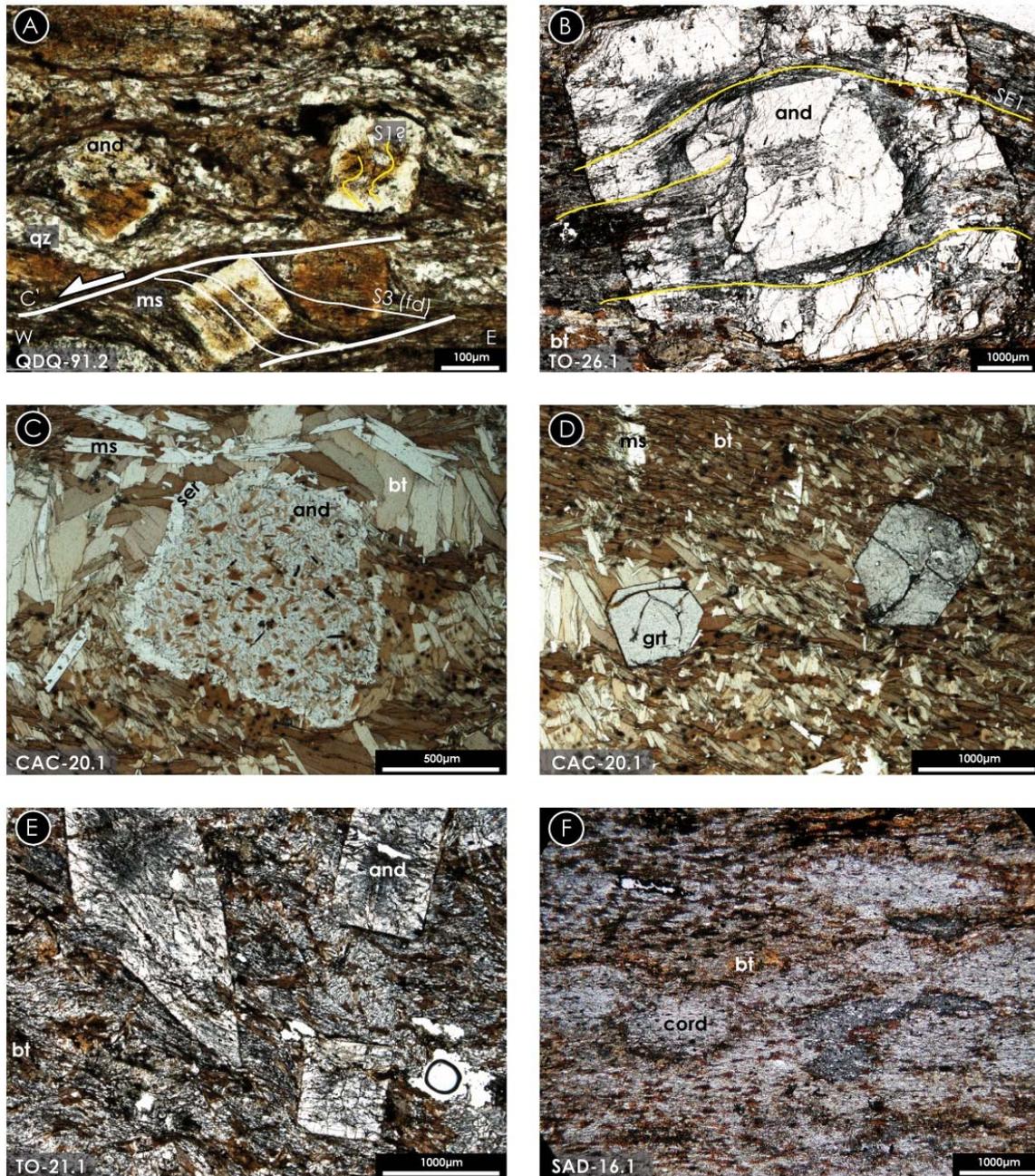


Figura 8.11 - Microtexturas del evento MT. **A** – Andalusitas sin-tectónicas con la deformación frágil-dúctil de fase C3 a techo del granito de Fonte Santa, indicando que la intrusión del granito y su aureola de contacto son sin-cinemáticas; **B** –Quizstolita zonada con un núcleo sin-fase E1, donde se observa una foliación crenulada que es previa a la foliación de la matriz (SE1). El recrecimiento del borde es posterior a la deformación E1 y posiblemente es tardi- a post-fase C3, durante el evento MT en la aureola de contacto al Sur del granito de Brunhozino (nícoles paralelos); **C** – Andalusita tardi- a post-C3, perteneciente a la aureola desarrollada al Norte del granito de Caçarelhos, que ha crecido sobre la biotita formada durante los eventos previos y ha incluido algunos de sus blastos. La andalusita es posiblemente sincrónica con la moscovita. Presenta una sericitización del borde, evidencia de retrogradación durante M3 o al final de MT (nícoles paralelos); **D** – Misma lámina anterior, donde se observan blastos de granate tardi- a post-C3, que han crecido sobre la biotita M2 (nícoles paralelos); **E** – Blastos de andalusita y de biotita post-C3 relacionados con la aureola del granito de Vila de Ala, con el primer mineral englobando las foliaciones de la matriz (nícoles paralelos); **F** – Blastesis de cordierita (sericitizada, con óxidos en los bordes) y biotita post-cinemáticas, que engloban a la foliación principal (SE1), al Sur del granito de Caçarelhos (nícoles paralelos).

Como en el caso del evento M2, en el DEGTM no se han identificado blastos MT de andalucita ni de cordierita, observándose solamente la blastesis de biotita tardi- a post-cinemática, especialmente a techo del granito de Brunhozinho, donde los porfiroblastos crecen sobre los metasedimentos del complejo Vulcano-Sedimentario Mora-Saldanha y sobre las Vulcanitas de Saldanha, sustituyendo parcialmente la clorita y la moscovita M1 (Figura 8.12A).

También se observan fenómenos de metasomatismo asociados al emplazamiento de los cuerpos graníticos, que han fomentado la aparición de turmalina en venas o dispersa en la matriz, o sustituyendo los filosilicatos que definen las fábricas tectónicas anteriores (Figura 8.12B).

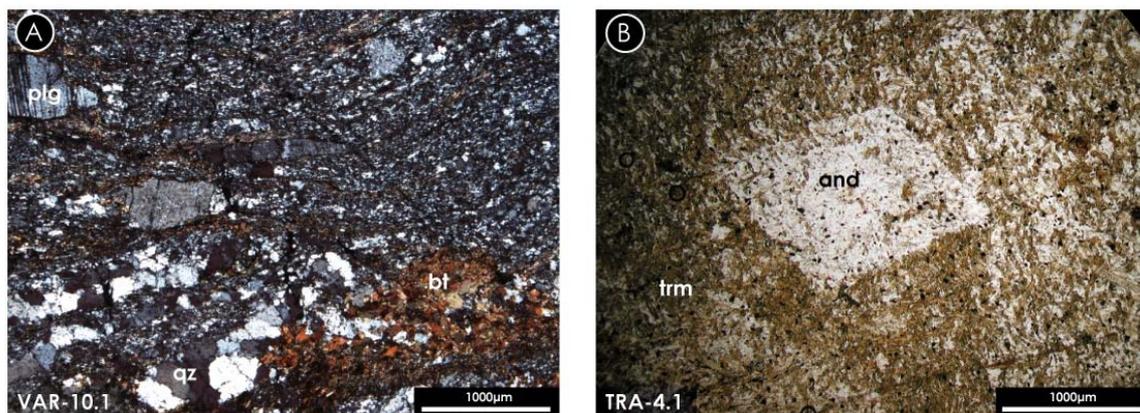


Figura 8.12 - Microtexturas del evento MT (continuación). **A** – Blastesis de biotita post-cinemática en las vulcanitas de Saldanha, a techo del granito de Brunhozinho (nícoles cruzados); **B** – Turmalinización asociada a fenómenos metasomáticos tardi- a post-cinemáticos, en la aureola al Norte del granito de Brunhozinho. Se produjo una sustitución isomorfa de un blasto de andalucita por cuarzo, y de los filosilicatos de la matriz por turmalina, mimetizando las fábricas anteriores (nícoles paralelos).

8.5. ANÁLISIS TEMPORAL Y CORRELACIÓN REGIONAL DE LOS EVENTOS METAMÓRFICOS

o El evento M1

El metamorfismo regional progrado iniciado durante la fase C1 y terminando al final de la fase C2 (Figura 8.13, paso 1) incluye asociaciones minerales que indican un gradiente metamórfico desde la zona de la clorita, característica de los niveles más someros preservados de la corteza, hasta la zona de la distena (Escuder Viruete *et al.*, 1994a, b; Escuder Viruete *et al.*, 2000b; Escuder Viruete *et al.*, 2004), representativa de los dominios estructuralmente más profundos de la ZCI y del DEGTM en esta región.

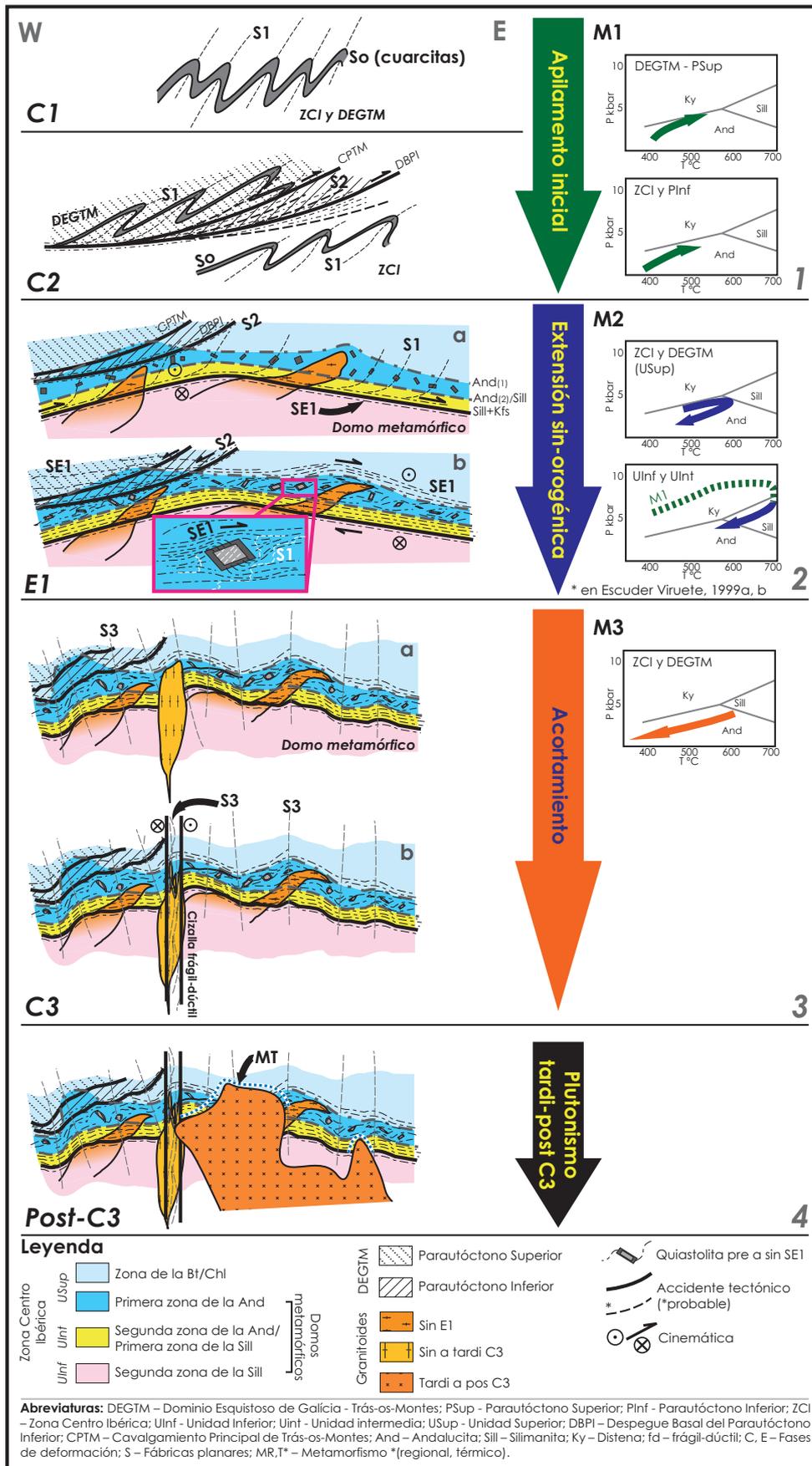


Figura 8.13 - Evolución tectono-termal de la región estudiada. 1 – Evento Barroviense M1; 2 – Evento de alta temperatura y baja presión M2; 3 – Evento retrogrado M3; 4 – Metamorfismo térmico tardi-varisco MT. Trayectoria P-T a trazos de M1 de los domos según Escuder Viruete (1999a, b).

La tectónica de cabalgamientos de fase C2, responsable del emplazamiento del Parautóctono Superior sobre el Inferior, a lo largo del CPTM, provocó seguramente una evolución a techo de este accidente diferente de la observada en la ZCI y en el Parautóctono Inferior. Como consecuencia de su exhumación por cabalgamiento, se estima que el Parautóctono Superior debió sufrir cierta descompresión y enfriamiento al final del evento M1, sin que cambiasen sustancialmente las condiciones metamórficas precursoras, localizadas en la zona de la clorita. A la vez, las unidades a muro del CPTM habrían sido sometidas a un aumento de presión y temperatura, llegándose a un pico bórico en la zona de la distena (Figura 8.13).

En otros sectores del NW del Macizo Ibérico, numerosas referencias al evento M1 lo relacionan con el apilamiento inicial varisco durante las fases C1 y C2. Estos procesos son diacrónicos, iniciándose en las zonas internas del orógeno, representadas por las unidades superiores de la ZGTM, y migrando hacia las más externas, en dirección a la Zona Cantábrica (Dallmeyer *et al.*, 1997). Dejando aparte los eventos pre-variscos y variscos precoces de algunas de esas unidades, el evento M1 s.s., ha generado asociaciones minerales Barrovienses, con un típico gradiente de presión media, en la ZCI y de la ZAOL (Escuder Viruete, 1999a; Escuder Viruete & Valverde-Vaquero, 1999; Valle Aguado *et al.*, 2000; Arenas & Martínez Catalán, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Valle Aguado *et al.*, 2005; Fernández-Suárez *et al.*, 2007; Alcock *et al.*, 2009; Alcock *et al.*, 2012). Este es el típico gradiente que caracteriza la fase de engrosamiento en un régimen de colisión continental (Thompson y England, 1984), y en este caso es el resultado de un engrosamiento distribuido a escala cortical (C1), y del emplazamiento de los terrenos alóctonos (C2).

o El evento M2

Está asociado al colapso orogénico que caracteriza la fase E1, que produjo una rápida exhumación adiabática de las rocas calientes de la Unidad Inferior hacia zonas más someras (Figura 8.13, paso 2). A su vez, el colapso parece relacionado con el debilitamiento cortical causado por la relajación térmica de la corteza engrosada, inducido por el calor radiogénico generado en ella y quizás por algún aporte adicional del manto. Puede suponerse que el evento M2 se inició una vez alcanzado el pico térmico, pero que éste no coincidió con el bórico, sino que tardó cierto tiempo en alcanzarse, 15 a 20 millones de años según las dataciones disponibles y los modelos termales (Alcock *et al.*, 2009, 2012).

La deformación E1 fue heterogénea, y el metamorfismo M2 afectó sobre todo a la corteza media y, seguramente, a la inferior. En consecuencia, la deformación dúctil extensional fue especialmente intensa en las tres unidades metamórficas de los domos, siendo dominada por una

componente de cizallamiento puro a escala de la corteza, aunque se concentró en algunas zonas donde la componente de cizallamiento simple fue más importante.

Las isogradas y zonas metamórficas M2 solapan y oscurecen las Barrovienses, aunque preservan localmente los minerales índice dentro de los blastos neoformados. Eso ha permitido definir las paragénesis que caracterizan las zonas metamórficas Barrovienses (M1), como la zona de la estauroлита y la zona del granate, que fueron exhumadas junto con la Unidad Intermedia (Figura 8.14), y la zona de la biotita, incluida dentro de la Unidad Superior (Figuras 8.15 y 8.16).

En la Unidad Inferior, la descompresión acelerada produjo la fusión parcial observada en las migmatitas bandeadas y nodulares, y la instalación de un conjunto de cuerpos graníticos sin-cinemáticos tabulares, paralelos a la foliación principal (SE1). Se formaron sillimanita fibrosa, feldespato potásico y biotita como minerales indicadores de la segunda zona de la sillimanita (Figura 8.14), preservados en restitas en las zonas más ricas en materiales derivados de la fusión cortical.

Es en el seno de porfiroblastos M2 de la Unidad Inferior, tales como granate o hornblenda, donde Escuder Viruete (1993, 1999a, b) y Escuder Viruete, *et al.* (1994a, b; 1998; 2000b; 2004) describen núcleos heredados de presión media-alta que caracterizan las condiciones termo-báricas del metamorfismo Barroviense previo (Figura 8.14).

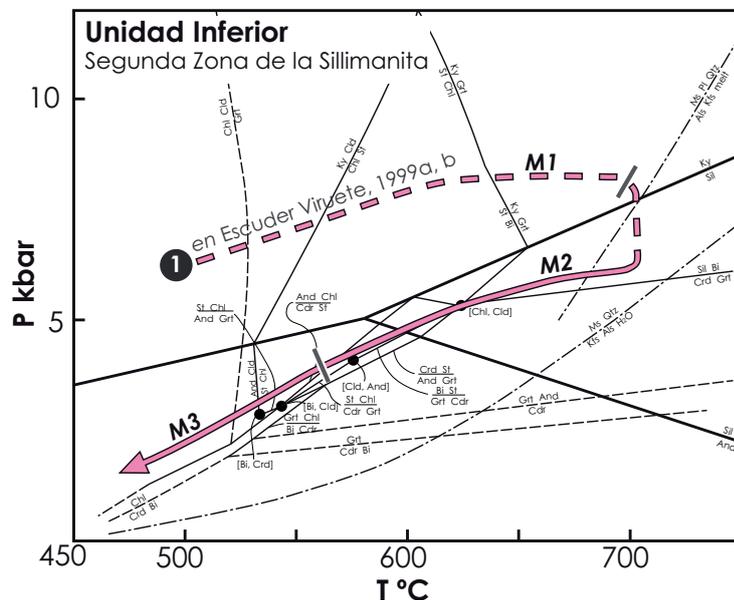


Figura 8.14 - Proyección en la red petrogenética de la Figura 8.2 (Arenas & Martínez Catalán, 2003) de la trayectoria P-T de las paragénesis minerales de la Unidad Inferior, incluyendo a trazos el metamorfismo progrado descrito por Escuder Viruete (1999a, b). El evento M1 alcanzó el pico bórico en la zona de la distena al final de la fase C2. Debió seguirle un calentamiento aproximadamente isobárico en la interfase C2-E1, y continuó con una descompresión adiabática en las fases iniciales de M2, hacia la segunda zona de la sillimanita, ya durante la fase E1. El resto de la trayectoria indica una retrogradación que empezó durante M2 y se prolongó durante M3.

En las Unidades Intermedia y Superior de los domos metamórficos tuvo lugar un rápido aumento de la temperatura (Figuras 8.14, 8.15 y 8.16), inducido por la exhumación de la Unidad Inferior durante la fase E1. Esto produjo un patrón de isograsas y zonas metamórficas aproximadamente paralelo a SE1, que recuerda al producido por el metamorfismo de contacto alrededor de plutones graníticos. Este patrón ayuda a definir la geometría de los domos metamórficos (Figura 8.3), mostrando que por lo menos dos de ellos, el DMD y el DGT, están conectados en profundidad y se han instalado a la vez durante la fase E1.

En la base de la Unidad Intermedia (Figura 8.14, trayectoria 2a), crecieron sillimanita fibrosa, moscovita y biotita, desapareciendo las evidencias de fusión parcial de los metasedimentos, aunque se instalaron numerosos granitos sin-cinemáticos con la fase E1. Esta asociación caracteriza la primera zona de la sillimanita. Pero en su parte superior se observa que M2 generó blastos de quistolita – típicos de metamorfismo de contacto en pizarras aluminicas – que marcan la llegada del frente térmico a niveles estructuralmente altos de la corteza, y que fueron después remplazados por sillimanita. La continuación del proceso extensional E1 favoreció el ascenso de las isograsas y la consiguiente sustitución de andalucita por sillimanita, indicando el sentido de la progresión del evento M2 hacia un gradiente metamórfico de mayor temperatura pero casi sin variación de la presión (Figura 8.14, trayectoria 2b), lo que sugiere que hasta este momento, el adelgazamiento cortical se concentraba por debajo de estos niveles.

También cerca del límite entre la primera zona de la sillimanita y la segunda zona de la andalucita, se observan sustituciones de sillimanita fibrosa por andalucita esquelética sin-cinemática, indicando un enfriamiento gradual con regresión de las isograsas y de las zonas metamórficas todavía durante la fase E1.

Hacia arriba, la andalucita sustituye a la sillimanita como el alumino-silicato índice, con texturas esqueléticas ricas en inclusiones orientadas, que indican un crecimiento hacia zonas empobrecidas en aluminio (Passchier & Thouw, 1996). Se le asocia el granate, la cordierita y la estauroлита, formando así la paragénesis mineral de la segunda zona de la andalucita (Figura 8.14, trayectoria 2c).

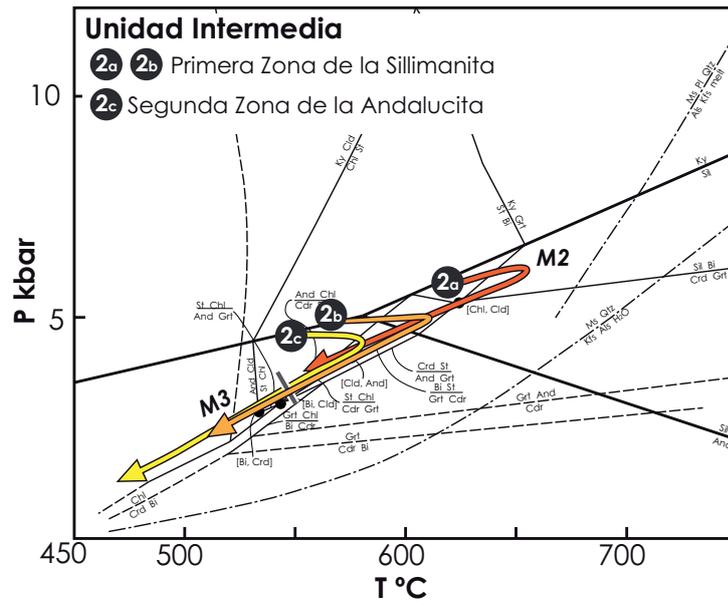


Figura 8.15 - Curvas de metamorfismo de la Unidad Intermedia, mostrando las trayectorias P-T para la primera zona de la sillimanita (2a), su parte superior (2b) y la segunda zona de la andalucita (2c). No se han dibujado las trayectorias del evento M1, por haber sido borrada sus características por M2. La exhumación de la Unidad Inferior produjo el calentamiento isobárico inicial en la Unidad Intermedia, llevando a las dos zonas metamórficas hacia su pico térmico durante M2.

En la Unidad Superior se observa la transición hacia niveles corticales libres de la influencia de los domos formados durante el evento M2. En la base se observa la primera zona de la andalucita (Figura 8.16, trayectoria 3a), que se caracteriza por la blastesis de quiasolita sobre las pizarras de la ZCI, con una zonación bien marcada, con núcleos pre- a sin-cinemáticos que registran la llegada del frente térmico M2 y bordes sin- a tardi-cinemáticos con la fase E1 (Figura 8.13, estadios 2a y 2b). Este dato muestra que el evento M2 se ha desarrollado en esta unidad en dos pulsos separados, uno justo antes o con la llegada del frente de deformación de la fase E1 y otro sincrónico a tardío respecto a ella, lo cual produjo recrecimientos en los bordes de las quiasolita y formación de nuevos cristales de biotita y andalucita sub-idiomorfa. Además, la blastesis de andalucita en la interfase C1-C3 en las pizarras del Ordovícico Inferior del borde Sur del Sinforme de Poiars, indica la presencia de un metamorfismo que puede estar asociado al evento M2 a techo del DCL, sin que se llegaran a sentir los efectos de la deformación de fase E1.

En el DEGTM, la ausencia de blastos de quiasolita en las pizarras, sugiere que las litologías de este dominio no tienen composiciones adecuadas para su blastesis, pero sí alcanzaron las condiciones termo-báricas (Figura 8.17, trayectoria 4a), pues se observa un crecimiento generalizado de porfiroblastos de biotita y muy localmente de granate.

En la zona de la biotita (Figura 8.16, trayectoria 3b y Figura 8.17, trayectoria 4b), la blastesis sin-E1 de biotita y moscovita indica que cuando M2 alcanzó este nivel estructural, la deformación de fase E1 ya se había producido. Hacia los dominios más superficiales, definidos actualmente

por la zona de la clorita del evento M2, la deformación E1 se va disipando gradualmente hasta su total desaparición, tornándose muy difícil localizar el límite superior de influencia del evento, que se confunde con el metamorfismo regional barroviense. Se asume que el límite coincide con el frente de la foliación SE1 observada en la ZCI dado que, en la región estudiada, todo el DEGTM presenta evidencias de este fenómeno extensional.

Las evidencias del evento M2 y de la deformación de fase E1 han sido descritas en diversos sectores del NW del Macizo Ibérico, tanto en la ZGTM como en la ZCI. En la ZGTM, se han identificado despegues extensionales y una esquistosidad asociada afectando a las unidades alóctonas superiores, que Gómez Barreiro (2007) ha relacionado con los procesos extensionales ligados a los domos migmatíticos que afectan a la ZAOL, la ZCI y el DEGTM, en los cuales están descritos patrones de metamorfismo semejantes a los nuestros (Martínez, 1974a, b; Villar Alonso, 1990; Díez Balda *et al.*, 1992; López-Moro & López-Plaza, 1993; López-Plaza & Gonzalo, 1993; Ares Yañez *et al.*, 1995; Díez Balda *et al.*, 1995; Escuder Viruete, 1999a; Escuder Viruete & Valverde-Vaquero, 1999; Arenas & Martínez Catalán, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Valle Aguado *et al.*, 2005; Díez Montes, 2007; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Castiñeiras *et al.*, 2008; Bea *et al.*, 2009; Martínez Catalán *et al.*, 2012; Rubio Pascual, 2012; Rubio Pascual *et al.*, 2012). Esto pone en evidencia la importancia del evento a nivel regional, y muestra la conexión espacial y temporal entre las estructuras y fábricas resultantes de la extensión sin-orogénica en estos dominios del NW del Macizo Ibérico.

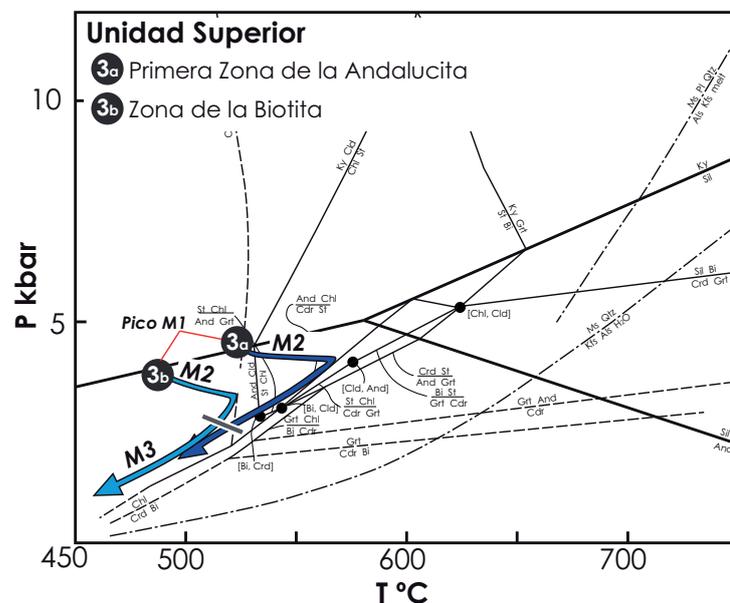


Figura 8.16 - Trayectorias P-T para la Unidad Superior, para la primera zona de la andalucita y para la zona de la biotita M2. A semejanza con la Unidad Intermedia, el trazado de ambas curvas indica que tuvo lugar un calentamiento casi isobárico, inducido por la exhumación de la Unidad Inferior. Como consecuencia, el pico térmico se alcanzó durante la fase E1, y al final del proceso se produjo una retrogradación, durante la exhumación tectónica de estas zonas.

o El evento MT

Tardía a posteriormente a la fase C3, y simultáneamente con la intrusión de los macizos graníticos tardi-variscos, se produjo un calentamiento isobárico de la roca encajante, generando aureolas de metamorfismo de contacto (Figura 8.13, estadio 4). A pesar haber alguna evidencia de blastesis sin-cinemática con la deformación frágil-dúctil de fase C3 y que se observan algunas andalucitas que materializan la foliación S3 (Figura 8.13, estadios 3a y 3b), los aspectos más frecuentes de los blastos indican que este fenómeno es en general estático, distinguiéndose claramente del metamorfismo térmico precoz sin-E1.

Para la región estudiada, Martínez (1974a, b) ha descrito aureolas de metamorfismo de contacto asociadas a la intrusión de granitos tardi- a post-cinemáticos, que se solapan con las isogradas del evento M2, con blastesis de biotita, andalucita y cordierita, que desestabilizan la estauroлита y sillimanita precoces. En otros sectores cercanos, también se observan las evidencias del metamorfismo térmico tardi- a post-C3, asociados a cuerpos intrusivos tardíos, con edades comprendidas entre 310 y 295 Ma, y que cortan a las estructuras tardías de fase C3 (Martínez, 1974a, b; Díez Montes & Gallastegui, 1992; López-Moro & López-Plaza, 1993; López-Plaza & Gonzalo, 1993; Díez Montes *et al.*, 2000; Azevedo & Valle Aguado, 2006; González Clavijo, 2006).

La historia metamórfica descrita, resumida en las trayectorias P-T (Figura 8.18) y en el esquema de la evolución estructural (Figura 8.13), es característica de una corteza continental engrosada por colisión. El lazo en sentido horario que dibujan las trayectorias refleja primero la presurización debida al engrosamiento, después la relajación térmica y más adelante, la despresurización resultante del colapso extensional de la corteza caliente y reológicamente débil. Las trayectorias terminan con una retrogradación unida a una exhumación lenta, producto de la combinación del reajuste isostático y la erosión.

Las trayectorias han sido trazadas usando una red petrogenética, pero combinándola con el conocimiento adquirido sobre la evolución estructural. El trazado de los lazos no es suave, sino que muestran irregularidades según el nivel estructural, con segmentos aproximadamente isotérmicos o isobáricos. Y tampoco los lazos son semejantes entre sí, como cabría esperar en una corteza que se hubiera deformado siempre de forma homogénea. Ambas características se deben a la presencia de estructuras discretas de escala cortical, cabalgamientos y, sobre todo, despegues extensionales, y a la transferencia de masas desde las partes profundas. El ascenso de grandes volúmenes de rocas metamórficas calientes y parcialmente fundidas en los domos, facilitado por los despegues, provocó el calentamiento de su encajante, produciendo asociaciones minerales y patrones cartográficos de las isogradas comparables a los del metamorfismo de

contacto, un efecto que se fue haciendo progresivamente más acentuado hacia el final del proceso extensional, y que culminó con la instalación de los cuerpos graníticos, derivados de la fusión parcial de la corteza media e inferior (López-Moro & López-Plaza, 1993; López-Plaza & Gonzalo, 1993; López-Plaza *et al.*, 2007; López-Plaza *et al.*, 2008).

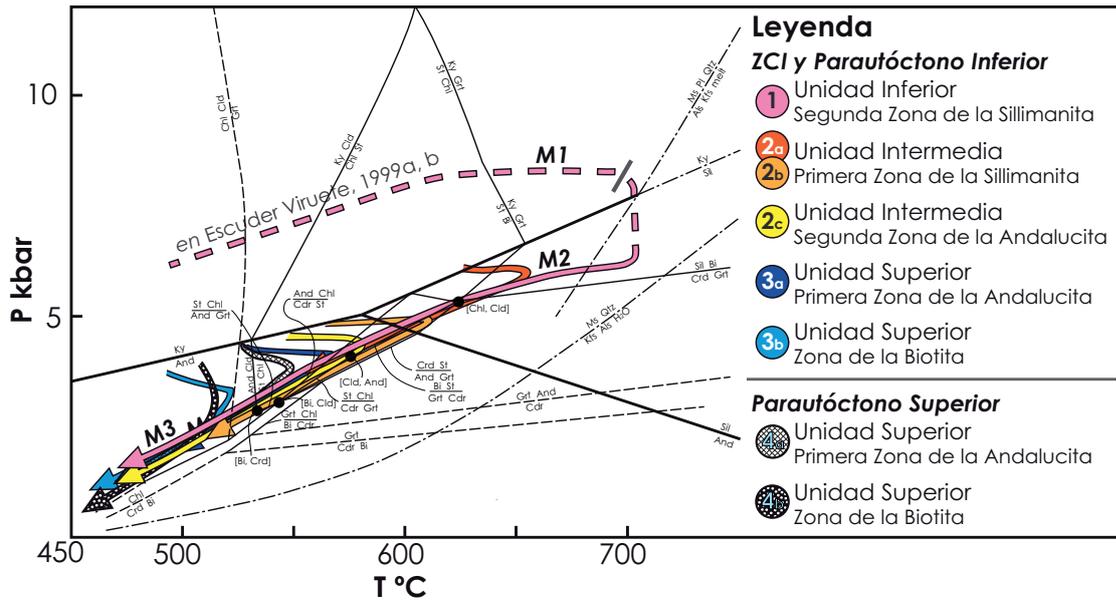


Figura 8.18 - Proyección de todas las trayectorias P-T de las unidades metamórficas estudiadas en la ZCI y en el DEGTM. Se observa una relación directa entre la exhumación adiabática de la Unidad Inferior y el calentamiento casi isobárico de las Unidades Intermedia y Superior. El evento metamórfico retrogradante (M3) afectó por igual a todas las unidades.

CHAPTER 9

Zircon geochronology

9. Zircon geochronology

Geochronology of detrital and magmatic rocks is focused on solving age problems of the lithologies occurring above the Basal Lower Parautochthonous Detachment (BLPD) and the Main Trás-os-Montes Thrust (MTMT). Detrital zircons from the Schistose Domain of Galicia – Trás-os-Montes (SDGTM) sedimentary units are complementarily used in an attempt to establish the provenance area and geotectonic setting for the syn-orogenic deposits.

9.1. SAMPLES AND METHODS

Four metasedimentary samples (*VC-21ZIR*, *VC-45ZIR*, *VC-57ZIR* and *SALD-1ZIR*) and two metavolcanic rocks (*MOR-18ZIR* and *SAL-01ZIR*) from the SDGTM (Figure 9.1 and Table 9.1) were collected using a hammer and stored on tagged plastic bags.

For each sample 2-5 kg of rock material were used to produce zircon concentrates. Detrital and magmatic zircon grains were prepared and examined separately following the specificity of the two U-Pb analysis methods used.

The detrital zircon grains were analysed with Laser Ablation with Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), during a scientific stay in the Sektion Geochronologie of the Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden (SNSD), Museum für Mineralogie und Geologie (Germany). The work developed in this institution was supervised by Ulf Linnemann and Mandy Hoffmann.

The magmatic zircon grains of the felsic rocks of Mora and Saldanha volcanics were prepared for Chemical Abrasion-Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry (CA-ID-TIMS) for the analysis of the U-Pb isotopes. This work was performed in collaboration and under the supervision of Pablo Valverde-Vaquero at the Tres Cantos Laboratory of the Instituto Geológico y Minero de España (IGME).

Table 9.1 -Synthesis table with a short description, stratigraphic position, maximum depositional age (Max dep age) and magmatic ages of the samples used for U-Pb geochronology.

Sedimentary zircons (n=4) - LA ICP MS						
Samples	Description	Lat	Long	Unit/Position	Max dep age (Ma)	
VC-21ZIR	Black slate and siltite with pebbles - olistostrome body	710449	4599150	Lower Parautochthonous: Travanca formation, near the BLPD	323±13	396±13
VC-45ZIR	Coarse arkosic dark-grey quartzite, with C2-mylonitic bands	708805	4600740	Lower Parautochthonous: Vila Chã formation, just above Travanca formation.	528±14	575±18
VC-57ZIR	Light brown metagreywacke and greenish-black slate.	708511	4599062	Lower Parautochthonous: Vila Chã formation	533±13	563±21
SALD-1ZIR	Folded impure quartzite with strong E1. S2//So in SE1 microlithons.	703576	4587710	Upper Parautochthonous: Mora-Saldanha Volcano-Sedimentary complex (above Saldanha volcanics)	486±10	
Magmatic zircons (n=2) - CA ID TIMS						
Samples	Description	Lat	Long	Unit/Position	Magmatic age (Ma)	
MOR-18ZIR	Massive rhyodacite with chlorite, with S2 bands and Le. It shows magnetite-rich bands.	706750	4592851	Upper Parautochthonous: Mora volcanics	493,70±0,76	
SAL-1ZIR	Felsic augengneiss, with large feldspar crystals and violet and yellow quartz grains surrounded by S2 and S3 cleavages (slightly altered)	704964	4588486	Upper Parautochthonous: Saldanha volcanics	483,73±1,5	

Coordinate system: UTM - European Datum 1950, 29N

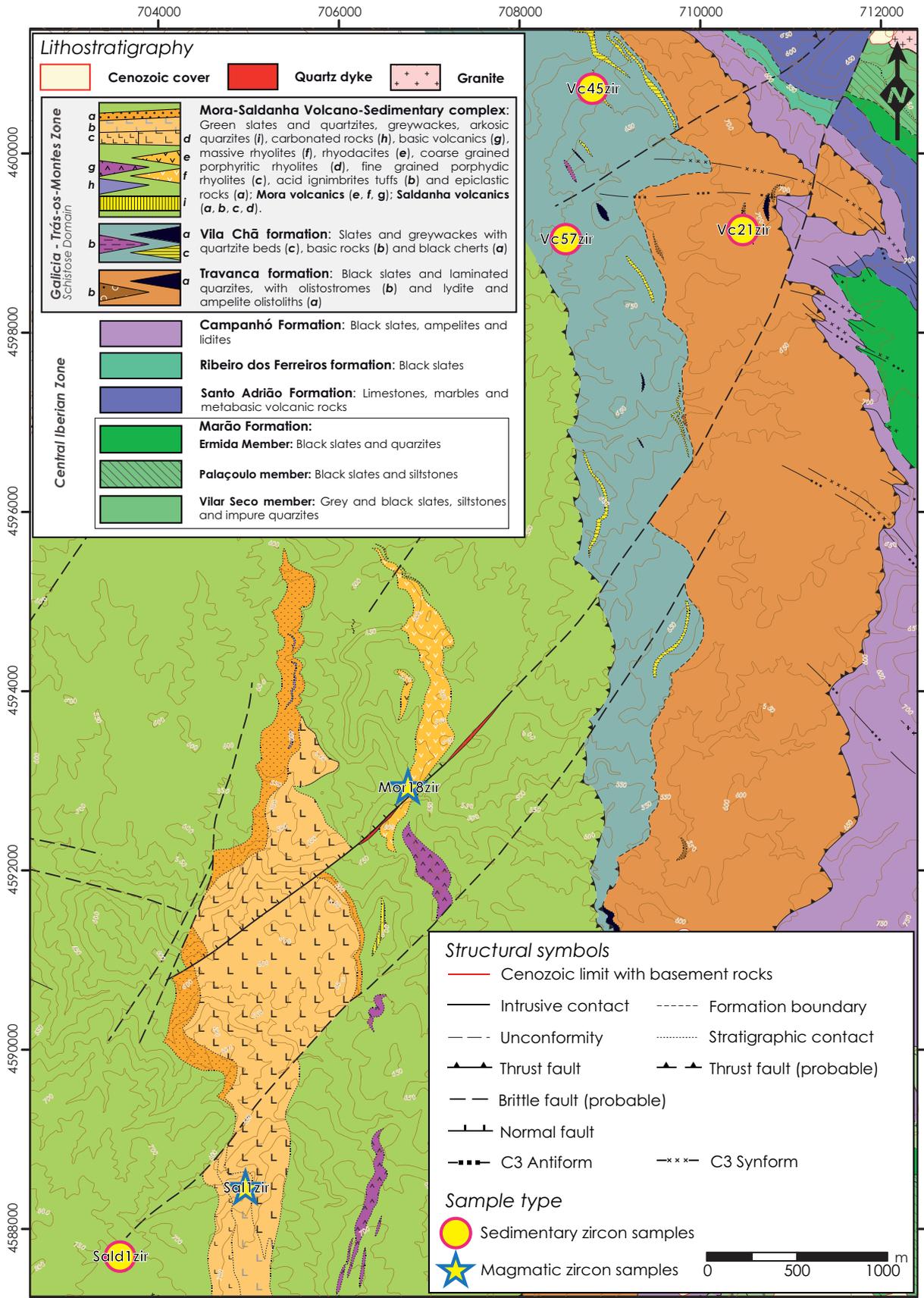


Figure 9.1 - Geological map with the location of the studied samples for zircon geochronology.

9.2. ZIRCON SEPARATION METHODS

The six samples were crushed into gravel size and then into ca. 2 mm sand grain size in the Scientific-Technical Services laboratories of the Oviedo University (Spain). This work was supervised by Alvaro Rubio-Ordoñez (Figure 9.2A, B and C).

Zircon concentrates were produced at the IGME laboratories in Tres Cantos (Madrid, Spain) with the supervision of Pablo Valverde-Vaquero. The procedure was firstly carried on a Wilfley table where the heavy minerals concentrate in thin dark lines (Figure 9.2D) and are collected with a pipette after shutting down the Wilfley table for short periods with the water running. This produced the concentrate that was processed for zircon grain separation in the Frantz Isodynamic magnetic susceptibility separator. The heavy mineral grains that fell off the table were collected and stored in tagged bottles as “Wilfley Table Down” (WT↓). This “leftover” can be used for heavy mineral characterization and also for future zircon picking. Before passing to the next step all the samples were dried at c.a. 60°C during a 24 hour period.

Heavy mineral concentrates were processed in a Frantz Isodynamic magnetic susceptibility separator. A fall inclination of 30° was used. The steps for obtaining the zircon super-concentrates were the following (Figure 9.1E and F):

INITIAL FRANTZ (IF): In this step the most magnetic minerals are separated from the others. An initial 10° lateral angle and stepped increasing electric intensities were used for each Wilfley concentrate (0.5, 1.0 and 1.6 A). The magnetic concentrates were bottled in small crystal containers and tagged according to the parameters used:

E.g.: VC-57ZIR (IF, 10°, 0.5A), VC-57ZIR (IF, 10°, 1.0A) and VC-57ZIR (IF, 10°, 1.6A).

FINAL FRANTZ (FF): In this stage, a constant electric intensity of 1.6-1.8 ampere was used, with a stepped decrease of the Frantz lateral angle (5°, 3°, 1° and 0°) thus obtaining different concentrates according to their magnetic susceptibility. The 0° concentrates were separated as magnetic (MAG) and non-magnetic (NM). Like in the initial stage, the different samples were stored in small bottles and tagged according to the parameters used in each passage:

E.g.: VC-57ZIR (FF, 5°, 1.6A), VC-57ZIR (FF, 3°, 1.6A), VC-57ZIR (FF, 1°, 1.6A), VC-57ZIR (FF, 0°, 1.6A) (MAG) and VC-57ZIR (FF, 0°, 1.6A) (NM).

The best zircon concentrates are found in the FF fractions of 3° and 1°. These were randomly hand-picked with a magnifying lens and prepared for the two U-Pb analysis methods used.



Figure 9.2 - Zircon grain separation method used in this work. **A** – Crushing the rock chunks of each sample into 1-2 cm size particles; **B** – Sample pulverization to obtain 2 mm diameter rock particles; **C** – Tagged plastic bags with the pulverized samples; **D** – Wilfley table separation with formation of a thin black heavy mineral line collected in a glass recipient. This line was collected with a pipette during the washout procedure and after shutting down the table for short periods; **E** – Frantz Isodynamic magnetic separator at the IF 10°, 0.5A position; **F** – Bottled samples of 2 fractions of the IF heavy mineral separation products.

9.3. DETRITAL ZIRCONS

The ages of the inherited zircons contained in sedimentary rocks are generally employed for provenance studies. Nevertheless, the age of the youngest is foreseen as the maximum age of the sediment. This age constrain is very useful in areas devoid of fossils as the SDGTM in the eastern rim of the Morais Massif. High-precision *in situ* dating methods (using for e.g. SHRIMP or LA-ICP-MS) are necessary for a meticulous study of the zircon age populations which are the fingerprint of the tectono-thermal events of the sediment's source areas (Fernández-Suárez *et al.*, 2003; Linnemann *et al.*, 2004; Abati *et al.*, 2007; Fernández-Suárez *et al.*, 2007; Linnemann *et al.*, 2007; Castiñeiras *et al.*, 2008; Díez Fernández *et al.*, 2010; Drost *et al.*, 2011; Meinhold *et al.*, 2011; Meinhold *et al.*, 2012). These data can be used to trace possible paleogeographic terrane positions based on the published data about the ancient orogenic belts and cratons. Usually, some of these populations are related with the latest regional event in the source area, such as orogenic or rifting events, but also with local episodes that affect the depositional or nearby areas, as for instance, volcanic eruptions, metassomatism or contact metamorphism.

Also, erratic or strange zircon populations can be explained by far travelling airborne sediments (and zircon grains) during seasonal storms or explosive sub-aerial volcanic eruptions.

Post-depositional local and regional tectono-thermal events also have to be accounted for. They can be responsible for the masking of older inherited ages by resetting or by contamination of the previous U-Pb ratios.

Previous works on the NW Iberian Massif divide the stratigraphic record of the GMTZ, the CIZ, the WALZ and the Cantabrian Zone (CZ) in pre-orogenic and syn-orogenic sequences related to the Variscan Orogeny.

The pre-orogenic sequences of NW Iberia show similar but not exactly the same zircon populations for each terrane. The most exotic populations are found in the allochthonous Upper Units of the GTMZ. They point for a West African Craton provenance because they are rich in Cadomian-Panafrican and Paleoproterozoic zircon age populations but lack a Mesoproterozoic population (Fernández-Suárez *et al.*, 2002; Fernández-Suárez *et al.*, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2008; Díez Fernández *et al.*, 2010; Díez Fernández, 2011).

The Basal Units of the GTMZ present moderately allochthonous populations and represent far-travelled domains but not truly exotic terranes. The zircon population of the basal allochthonous units suggests that this tectono-stratigraphic domain remained attached to the northern margin of Gondwana during the opening of the Rheic Ocean in Cambro-Ordovician times (Díez Fernández *et al.*, 2010; Díez Fernández, 2011). Identical age patterns were recently

described by Díez Fernández *et al.* (2012) for the SDGTM in the Lalín-Forcalei region (central Galicia).

The pre- and syn-orogenic record of the CIZ, WALZ and CZ enclose the same detrital zircon age populations (Fernández-Suárez *et al.*, 2000a; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Fernández-Suárez *et al.*, 2002; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; Fernández-Suárez *et al.*, 2003; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2004a; Martínez Catalán *et al.*, 2008) meaning that these stratigraphic domains were apparently attached to the same paleogeographic realm during the deposition of their Cambro-Carboniferous sequences (also during the Permian in the case of the CZ, Pastor-Galán *et al.*, 2012). These age patterns are also present in the zircon grain inheritance of the Cambro-Ordovician “Ollo de Sapo” magmatic rocks (Bea *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009a; Montero *et al.*, 2009b; Navidad & Castiñeiras, 2011), enhancing the fact that the NW Iberian pre-Palaeozoic basement shares a similar geological history to the one found on the sediment source rocks.

The first detailed sedimentary zircon studies stated these populations had a West-African Craton provenance (Fernández-Suárez *et al.*, 2000a; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Fernández-Suárez *et al.*, 2002; Fernández-Suárez *et al.*, 2003; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003), based on the known N Gondwana age populations published to that date.

Recent works in the North African cratons, old orogenic belts and Phanerozoic basins helped to a better constrain or the source of the Neoproterozoic-Palaeozoic sediments along the northern Gondwana Margin. These works reveal large scale sedimentary events and large fluvial erosion patterns that affected the continental mountain belts during this time period, which explain age population variations of the sedimentary record on the peripheral N Gondwana Palaeozoic basins (Linnemann *et al.*, 2008; Drost *et al.*, 2011; Meinhold *et al.*, 2011; Meinhold *et al.*, 2012).

Based in these data, a new interpretation of the paleogeographic position of the NW Iberian terranes was needed. Therefore, according to the age populations found in the sedimentary packages of the Basal Units (Díez Fernández *et al.*, 2010), SDGTM (Martínez Catalán *et al.*, 2008; Díez Fernández *et al.*, 2012), CIZ, WALZ (Fernández-Suárez *et al.*, 2000a; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Fernández-Suárez *et al.*, 2002; Fernández-Suárez *et al.*, 2003; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2004a) and CZ (Pastor-Galán *et al.*, 2012), the NW Iberia should had been located to the north of the Saharan Metacraton (SM), slightly to the east of the Trans-Saharan Belt (TSB), as proposed recently by Díez Fernández *et al.* (2010; 2012) and by Pastor-Galán *et al.* (2012). According to Meinhold *et al.* (2012), this region belonged to a larger sedimentary system called “Gondwana super-fan system” which supplied and fed on the detritus from the

“Transgondwana supermountain”. In this model, the Iberian terranes were located within the north-central Gondwana shelf under the influence of this sedimentary system.

This section shows the results of the analysis of four metasedimentary samples (Table 9.1 and Figure 9.1). The objective is to constrain the maximum depositional age of lithostratigraphic units of the SDGTM (Chapter 3), their possible sedimentary source and paleogeographic position, and their relation with the opening of the Rheic Ocean and its closure during the Variscan Orogeny. Before the detailed description of the samples and the presentation of the results, it is important to make a summary of what was previously published about the stratigraphy of the units where the samples were collected:

- **VC-21ZIR:** This sample was collected in a unit previously known as the Infraquartzitic Formation from the Sub-autochthonous Domain regarded as Silurian- Early Devonian in age (Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2006b). More recently it was incorporated to the Guadramil Formation, being interpreted as an Upper Ordovician glacio-marine till (Meireles *et al.*, 2006; Meireles, 2012);
- **VC-45ZIR** and **VC-57ZIR:** These samples were collected in the units previously known as Quartzitic and Supra-Quartzitic Formations respectively, from the Sub-autochthonous Domain of supposed Silurian-Early Devonian age (Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2006b);
- **SALD-1ZIR:** This sample was taken on the previously denominated Phyllithic and Quartzitic Formation of the Lower Allochthonous Complex, with a possible Upper Ordovician-Silurian age (Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Pereira *et al.*, 2006b; Ribeiro *et al.*, 2006).

9.3.1. Sample description

Sample VC-21ZIR was collected in an olistostrome body of the Travanca formation located a few meters above the BLPD. The sampled rock consists of thin layered black slates and siltites with intra-formational conglomerates with clasts of quartz, lidite, slate and quartzite pebbles (Figure 9.3A). Clast size varies from 0,5 to 15 cm (long axis) and are usually deformed with the fine-grained matrix. The sample presents a matrix composed by sericite, chlorite and quartz with minor oxides, zircon, tourmaline, apatite and organic matter. Deformation bands displaying quartz veinlets (0.1-10 mm thick) may be related to the underlying BLPD. Zircon grain sizes ranges from 80 to 180 μm . The grains are usually bipyramidal prismatic, showing a clear growing zonation and inheritance zonation patterns (Figure 9.4). Most of the grains show rounded to subrounded contours, but some of these still depict their prismatic and acicular shapes (angular

and subangular roundness). Many of them are fractured and broken crystals with sharp wedges (very angular). This assortment can be an evidence of a high energy and low transportation rates, as testified by the heterogeneous grain size observed in the rock matrix and pebbles. Zircon colours range from reddish-brown to dark yellow and light-rose, some of them being colourless.

Sample VC-45ZIR is a highly deformed dark-grey arkosic quartzite of the Vila-Chã formation, collected just above the limit with the Travanca formation. The low grade mineral assemblage is composed by quartz, sericite and chlorite with minor zircon, oxides and organic matter (Figure 9.3B). Most of the zircon grains are well-rounded to subrounded and just a few are subangular to angular, with bipyramidal prismatic shapes, showing frequently inherited cores (Figure 9.5). Size ranges from 80 to 230 μm and show a colour variation from pinkish-grey to colourless.

Sample VC-57ZIR is a weakly deformed and weathered brownish greywacke with black slate alternations from the Vila-Chã formation. The mineral assemblage includes quartz, feldspar, plagioclase, white micas, chlorite, oxides and zircon, evidencing a low metamorphic grade association (Figure 9.3C). Zircon size varies from 70 to 200 μm , with grain colour and morphologies showing similar characteristics with the ones found in sample VC-45ZIR (Figure 9.6). Nevertheless, the general grain roundness indicates that VC-57ZIR belongs to a more mature sediment than the previous sample.

The sample SALD-1ZIR is a deformed impure quartzite of the Mora-Saldanha Volcano-Sedimentary complex, collected a few meters above the Saldanha volcanics. Tight centimetre-scale isoclinal folds and crenulation cleavage is present. Mineral assemblage includes quartz, white micas, pyrite, oxides and zircon, evidencing a low metamorphic grade association (Figure 9.3D). The typical zircon morphologies observed are bipyramidal prisms, acicular prisms and dices, with a grain size between 70 and 200 μm and complex oscillatory zoning patterns (Figure 9.7). The rounding index ranges from well-rounded to subangular but some broken, very angular crystals also occur, indicating the immaturity of the sediment. Grain colour ranges from light-red, light-pink, pale-yellow and colourless.

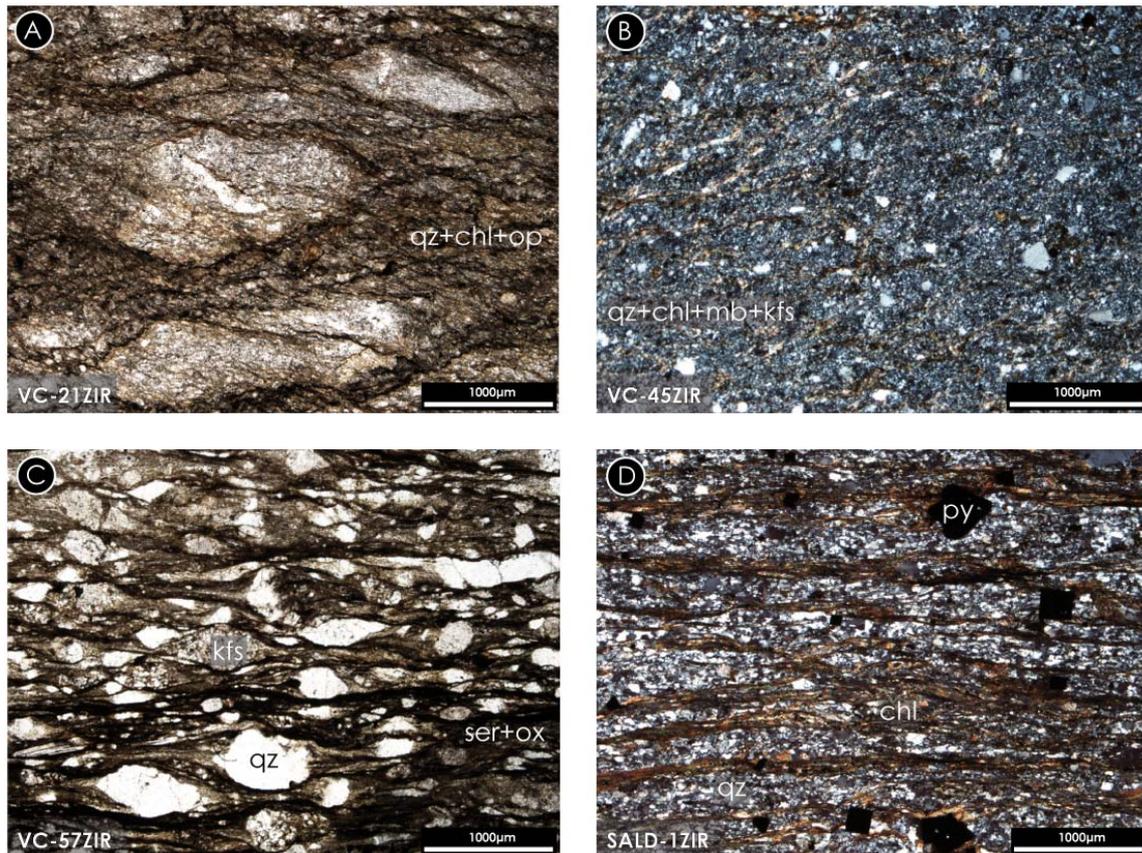


Figure 9.3 - Petrographic aspects of the studied samples. **A** – Low grade siltitic slates of the Travanca formation with convolute bedding (quartz rich beds) that is also affected by the Variscan deformation; **B** – Fine-grained arkosic quartzite of the Vila Chã formation with weak sorting; **C** – Medium grained meta-greywacke from the Vila Chã formation with abundant slaty matrix and 5 mm size quartz and k-feldspar grains; **D** – Impure deformed quartzite from the Mora-Saldanha Volcano-Sedimentary complex with phyllitic and quartz-rich bands. Some pyrite (py) cubes are also visible.

9.3.2. Sample preparation for LA-ICP-MS

A random hand-picking of zircon grains was made with the help of a binocular magnifying lens and a needle. All zircon grain sizes and morphologies were selected. These were mounted on a double sided tape that was previously glued on a crystal lamellae (2.8 x 4.8 cm). A Plexiglas ring with a diameter of 2.7 cm and a height of 0.5 cm was glued on the tape with the mounted zircons on its centre and then it was filled with transparent epoxy resin. The Plexiglas ring dimensions follow the exact specifications of the LA-ICP-MS mount port.

A five-step polishing of the zircon mount was carried until reaching approximately half the grain's thickness. A 1200 sandpaper was employed for the first and main abrasion process, on which the zircon nuclei were exposed. This stage was followed by a finer polish with 9, 6, 3 and 1 µ polishing disks and diamond paste that removed the majority of the scratches produced by the 1200 sandpaper.

9.3.3. LA-ICP-MS analysis

Zircons were analyzed for U, Th, and Pb isotopes by LA-ICP-MS techniques using a Thermo-Scientific Element 2 XR sector field ICP-MS coupled to a New Wave UP-193 Excimer Laser System. A teardrop-shaped, low volume laser cell developed by Ben Jähne (Dresden, Germany) was used to enable sequential sampling of heterogeneous grains (e.g. growth zones) during time resolved data acquisition. Each analysis consisted of 15 seconds of background acquisition followed by 25 seconds of data acquisition, using laser spot-sizes of 15, 20, 25, and 35 μm with a 10 Hz shot frequency. Up to a maximum of 3 laser spots in the same crystal were performed when the grain size allowed it, in order to have the age inheritance in the zircon nuclei and the different growth ages present in their borders.

The signal was tuned for maximum sensitivity for Pb and U while keeping oxide production, monitored as $^{254}\text{UO}/^{238}\text{U}$, well below 1%. A common-Pb correction based on the interference- and background-corrected ^{204}Pb signal and a model Pb composition (Stacey & Kramers, 1975) was carried out when necessary. The necessity of such a correction was judged on whether the corrected $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ lay outside the internal errors of the measured ratios. Discordant analyses were always carefully interpreted and discarded. The interference of ^{204}Hg (mean = 110 ± 14 cps; counts per second) on mass 204 was estimated using a $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ ratio of 0.2299 and measured ^{202}Hg . Raw data were corrected for background signal, common-Pb, laser-induced elemental fractionation, instrumental mass discrimination and time- and depth-dependant elemental fractionation of Pb/Th and Pb/U using an Excel® spreadsheet program developed by Axel Gerdes (Institut für Geowissenschaften, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main, Germany). Reported uncertainties were propagated by quadratic addition of the external reproducibility obtained from the standard zircon GJ-1 ($\sim 0.6\%$ and $0.5\text{-}1\%$ for the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, respectively) during individual analytical sessions and the within-run precision of each analysis. Concordia diagrams (2σ error ellipses) and concordia ages (90% confidence level) were produced using Isoplot/Ex 3.7 (Ludwig, 2008) and for frequency and relative probability plots, AgeDisplay (Sircombe, 2004) was used. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age was taken for the interpretation of all zircons >1.0 Ga, and the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages for younger grains. For further details on this analytical protocol and data processing see Frei and Gerdes (2009).

9.3.4. Backscattering SEM images

Back scattering compositional SEM images were taken on individual grains after the U-Pb analysis with a JEOL JXA-8200 Microprobe with coupled Scan Electron Microscope, to find whether or not zircon internal structure, fractures and physical defects could affect the age results. The characterization of the internal zonation of these grains could indicate age inheritance on the individual grains.

This work was developed in the Microprobe laboratory of the Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (Portugal) during a scientific stay at that institution, under supervision of António Mateus and Pedro Rodrigues, whose help in this task is kindly appreciated.

The polish quality of the mounts was not ideal for using the backscattering in all the samples. Only VC-21ZIR and SALD-1ZIR (Figures 9.4 and 9.7) were properly polished due to their high quality mount and epoxy resin filling. The other two samples (Figures 9.5 and 9.6) were imperfectly polished, mostly because of poor quality resins. For this reason, the images show an intense scratching pattern which masks the internal zonation of the zircon grains.

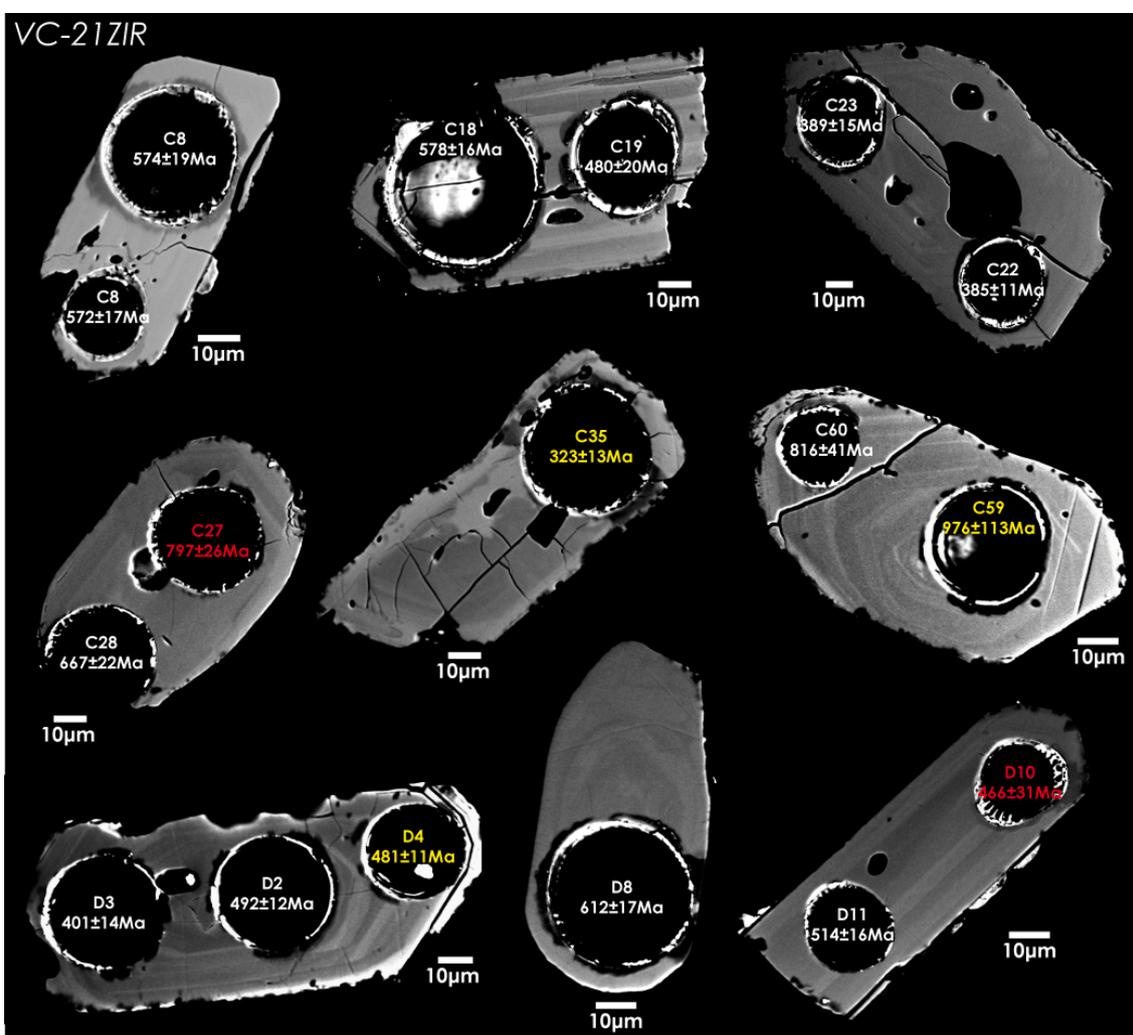


Figure 9.4 - Analyzed zircon grains of sample VC-21ZIR. All these grains show an internal structure evidencing zircon growth. Note the presence of angular to well-rounded grains that evidences the poorly sorted nature of this sample. Spots with red characters are no concordant U-Pb ages (concordance interval of 90%). Yellow are doubtful concordant ages, because the spot was made in a fractured, altered or in a compositional mixing zone. Zircon grain at the centre of the image (323 ± 13 Ma) is fractured and presents alteration zones (light grey areas) which can indicate U-Pb ratio contamination, related to a metasomatic event which produced Pb-loss (“artefact age”). White letters are concordant zircon ages.

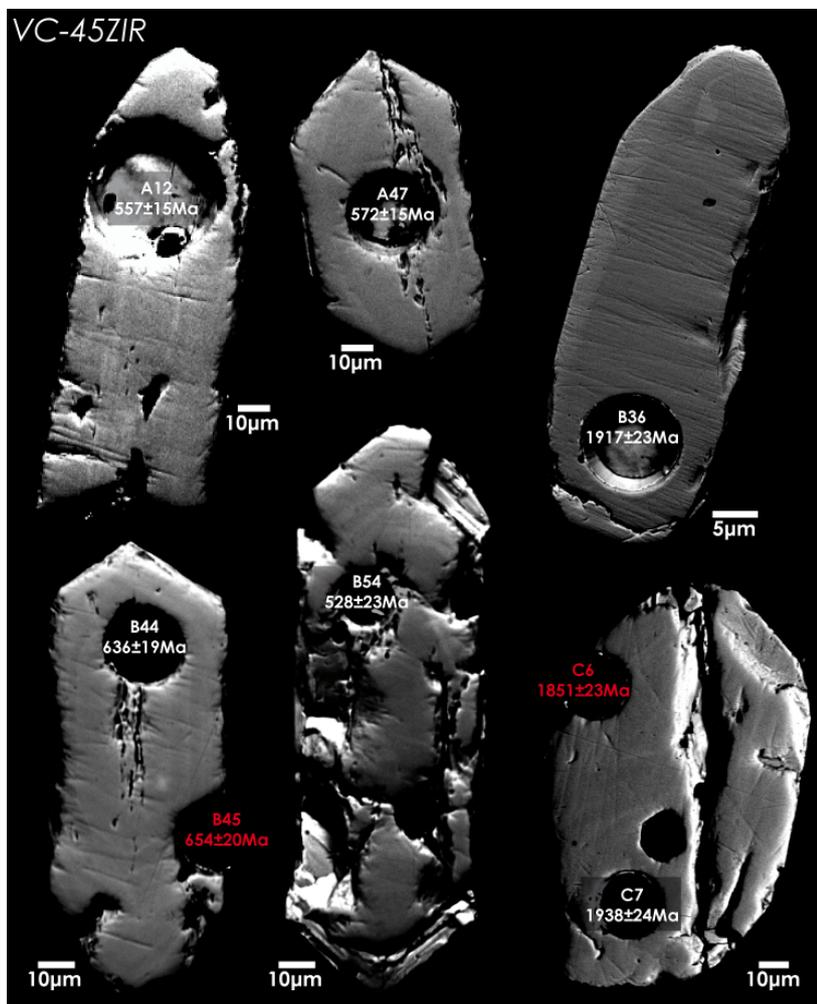


Figure 9.5 - Zircon grains from sample VC-45ZIR. All the grains show internal structure, even the upper right, poorly polished zircon. Note the presence of angular to well-rounded crystals. Many grains are fractured and some have mineral inclusions which were already identified during the LA-ICP-MS analysis and avoided when possible. Spots with red characters are U-Pb ages outside of the concordance interval of 90%. White letters are concordant zircon ages.

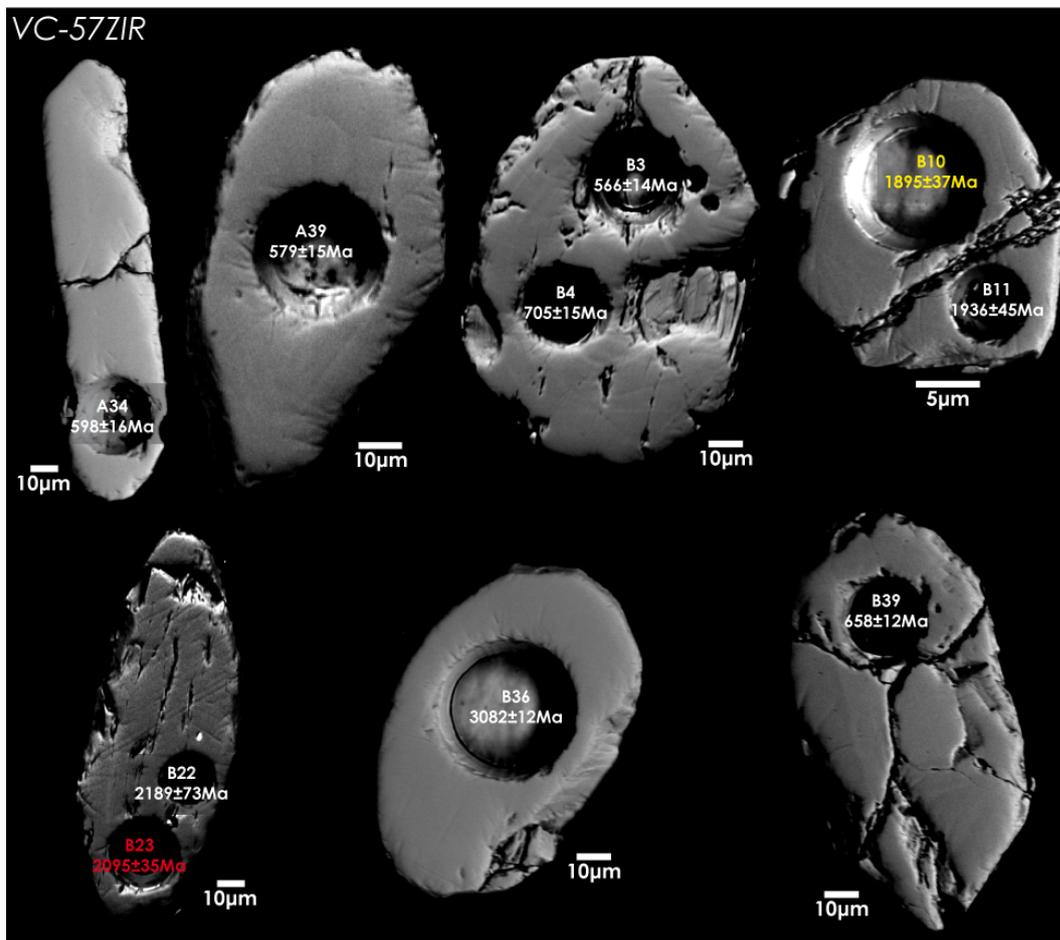


Figure 9.6 - Zircon grains from sample VC-57ZIR. In this sample the inadequate polish is responsible for masking of the internal zonation of the analyzed grains under the backscattering technique. Subangular and abundant rounded to well-rounded grains indicate the maturity of this sedimentary rock. In some grains it is still possible to observe their structure while on others the absence of a clear zonation may indicate the presence of single homogeneous crystals or well-rounded zircon fragments. Many grains are fractured and some show mineral inclusions. These features were already identified during the LA-ICP-MS analysis and avoided when possible. Spots with red characters are U-Pb ages out of the concordance interval of 90%. Yellow are “artefact ages” due to Pb-loss. White are concordant ages.

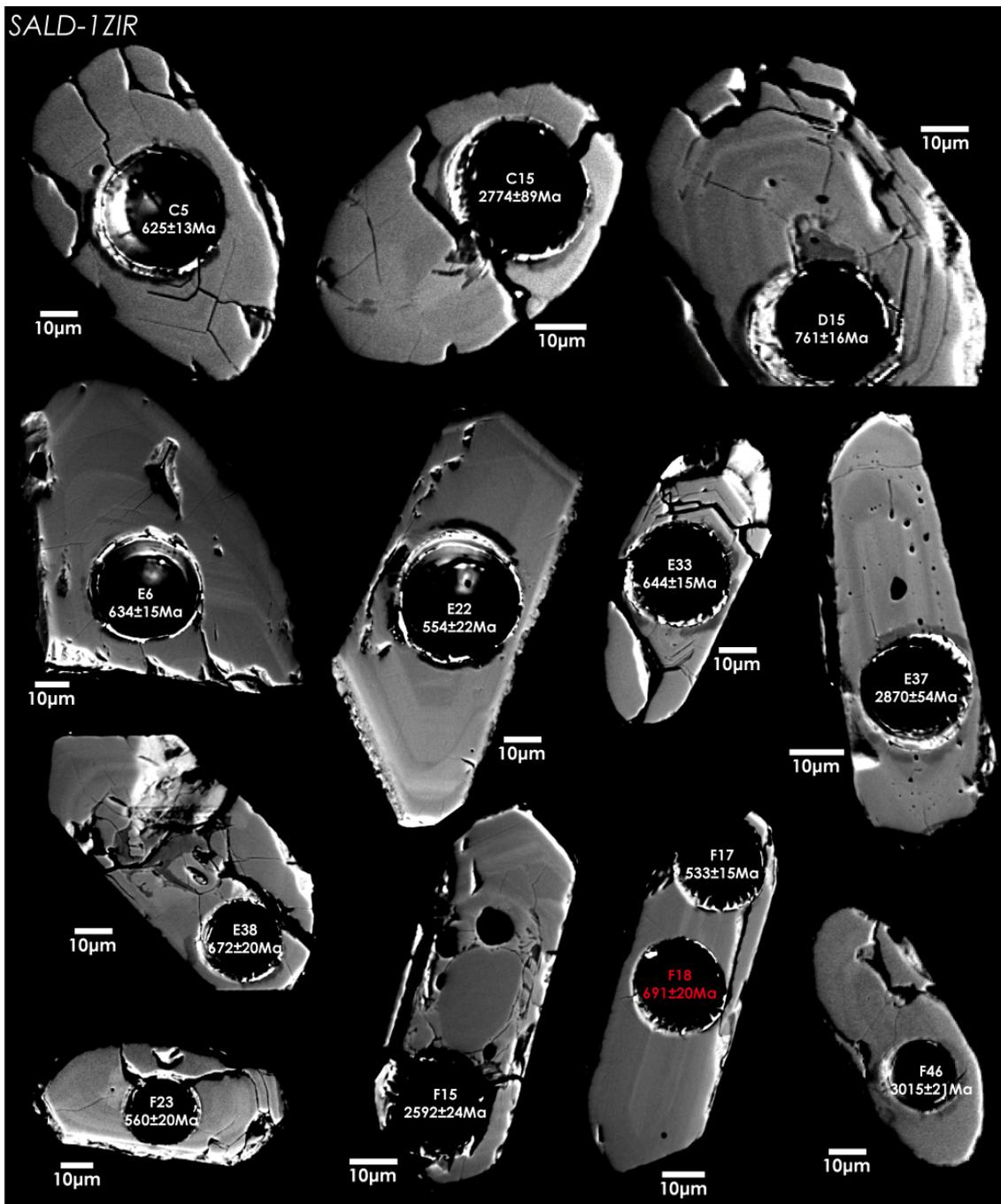


Figure 9.7 - Zircon grains from sample SALD-1ZIR. In all these grains, the internal structure evidences the presence of inherited cores (crystal with spot F15 shows a well-rounded zircon grain in the centre that was not analyzed) and of zircon growth. Note the presence of angular to well-rounded grains that evidence the poorly sorted nature of this sample. Fractures and inclusions were avoided during the ICP analysis when it was possible. Spots with red characters are U-Pb ages out of the concordance interval of 90%. White are concordant ages.

9.3.5. Results

The U-Pb age results obtained with LA-ICP-MS analysis are synthesized on Table 9.1 and the complete result tables are included in the Anexo.

The sample collected from an olistostrome body at the base of the Travanca formation (VC-21ZIR, Figure 9.1 and Table 9.1), yielded a total of 48 concordant ages (90% interval) out of a 96 analysis performed on 82 zircon grains (Figures 9.8, 9.9 and 9.10). The Archaean (3.5-2.5 Ga), Palaeoproterozoic (2.5-1.8 Ga), and Mesoproterozoic (1.8-1.0 Ga) are represented by one age (2%) each; 19 (40%) ages are Neoproterozoic (1.0-0.54 Ga), of which 1 (2%) is Tonian (1000-850 Ma), 8 (17%) are Cryogenian (850-635 Ma) and 10 (21%) are Ediacaran (635-540 Ma). Palaeozoic zircons are the most abundant in this sample with a total of 26 ages (54%) distributed as follows (Figure 9.10):

- 9 (19%) ages are Cambrian: 1 is Terreneuvian (540-521 Ma), 3 are Series 2 (521-509 Ma), 1 is Series 3 (509-497 Ma), and 4 are Furogian (497-485 Ma);
- 8 (17%) ages are Ordovician: 5 are Early Ordovician (485-470 Ma), 1 is Middle Ordovician (470-458 Ma), and 2 are Late Ordovician (458-443 Ma);
- 3 (6%) ages are Silurian (443-419 Ma);
- 5 (10%) ages are Devonian (419-383 Ma): 3 are Early Devonian (419-393 Ma) and 2 are Middle Devonian (393-383 Ma);
- 1 (2%) is Carboniferous with 323 ± 13 Ma, in the early-late Carboniferous boundary

The single Carboniferous zircon age might yield a maximum depositional age for the Travanca formation, but this is probably an “artefact age” related to Pb-loss due to hydrothermalism produced by the intrusion of the Variscan granites along high permeability zones such as the BLPD (Figure 9.4 – spot C35). Therefore, it is more reasonable that the youngest population is Middle Devonian (ca. 390 Ma), and the age of the formation can be Late Devonian-early Carboniferous by similarities with comparable syn-orogenic units in nearby areas (Pereira *et al.*, 1999; Martínez Catalán *et al.*, 2004a; Martínez Catalán *et al.*, 2008; Meireles, 2012). In any case, the Silurian and Devonian age populations prove that the Travanca formation is not an Upper Ordovician glacial till as previously suggested (Meireles *et al.*, 2006).

The presence of Early-Middle Devonian ages in the Travanca formation may imply that the units forming the allochthonous complexes were being eroded, as they include Early Devonian ophiolites (Díaz García *et al.*, 1999; Pin *et al.*, 2002) and their Upper Units underwent high-

pressure and high-temperature metamorphism of that age (Peucat et al., 1990; Dallmeyer et al., 1991; Gómez Barreiro et al., 2006; Fernández-Suárez et al., 2007). Silurian zircons would possibly derive from volcanic rocks of that age, and are consistent with the presence of millimetre- to decametre-scale Silurian lidite olistoliths inside the olistostrome bodies. Late Ordovician to Silurian zircon ages could point to the erosion of volcanic rocks comparable to those presently found in the Paraño Group of the Verín Synform (~440 Ma; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007b).

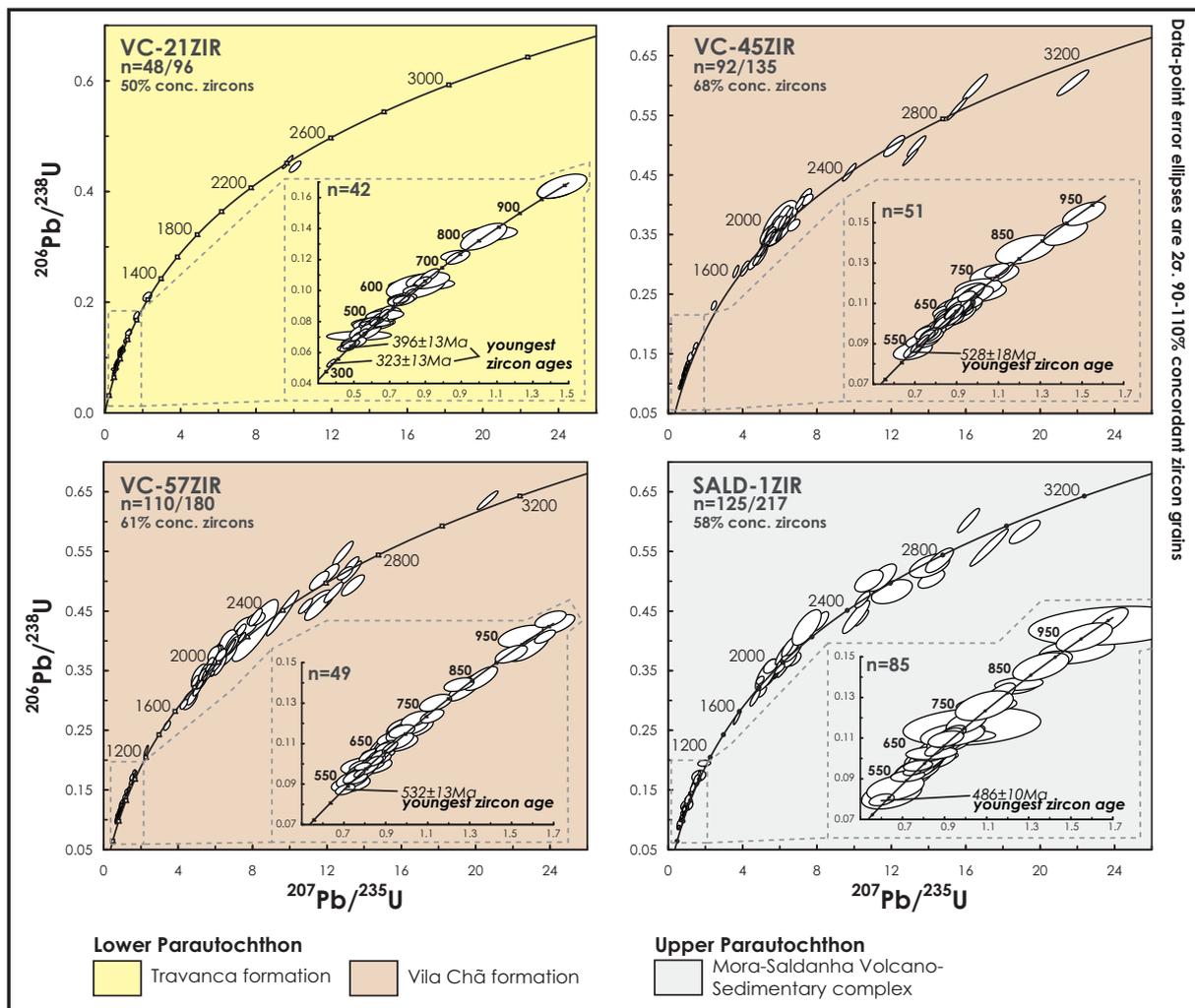


Figure 9.8 - Concordia diagrams of the studied samples for detrital zircon ages. The Neoproterozoic-Palaeozoic parts of the diagrams, including the youngest zircon ages (maximum depositional ages), are shown enlarged.

The Cambrian and Early-Middle Ordovician zircons can evidence the erosion of contemporaneous volcanic rocks, either from the autochthon, as for instance the Ollo de Sapo Formation (495-483 Ma; Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b), from the SDGTM parautochthon (Mora and Saldanha volcanics; ca. 493Ma and 483Ma, respectively, in Dias da Silva *et al.*, 2012; this work) and similar ages in Cabo Ortegal (ca. 475 Ma; Valverde-Vaquero *et al.*, 2005), or from both.

The abundance of Neoproterozoic, especially Cryogenian and Ediacaran ages, means that zircons formed during the Cadomian Orogeny were also carried into the Travanca formation basin. These grains could be derived from the erosion of cratonized Cadomian areas or by recycling of Cadomian-derived sediments and igneous rocks which are commonly present in the Cambro-Devonian sedimentary sequences and magmatic bodies of NW Iberia (Fernández-Suárez *et al.*, 2000a; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Fernández-Suárez *et al.*, 2003; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003; Abati *et al.*, 2007; Bea *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2008; Montero *et al.*, 2009b; Díez Fernández *et al.*, 2010; Pastor-Galán *et al.*, 2012).

The older zircon populations are represented by a small number of grains evidencing perhaps a paleogeographic position close to the CIZ, the Basal Units and the SDGTM of Galicia during the deposition of the Travanca formation (Martínez Catalán *et al.*, 2004a; Martínez Catalán *et al.*, 2008; Díez Fernández *et al.*, 2012; Pastor-Galán *et al.*, 2012). The reduced percentage of old grains in sample VC-21ZIR can indicate that these sediments only had proximal and very recycled sources with low transportation rates.

The two samples from the Vila Chã formation (VC-45ZZIR and VC-57ZIR) show similar age populations except for the absence of post-early Cambrian ages. 315 analyses were performed on 301 zircon grains yielding 202 concordant ages (90% concordance interval, Figure 9.9, grey in the stacked probability plot). Although both show the same age populations, sample VC-57ZIR has a bigger percentage of the older zircon grains and therefore it is important to describe them separately.

Sample VC-45ZIR produced 91 concordant ages from 135 analyses in 127 zircon grains (Figures 9.8, 9.9 and 9.10). Of these 6 (7%) are Archaean, 32 (35%) are Palaeoproterozoic, 2 (2%) are Mesoproterozoic and 49 (54%) are Neoproterozoic, of which 2 (2%) are Tonian, 28 (31%) are Cryogenian and 19 (21%) are Ediacaran. Only two (2%) early Cambrian (Terreneuvian) ages were found (Figure 9.10).

VC-57ZIR yielded 110 concordant zircon ages of 180 analyses done on 174 zircon grains (Figures 9.8, 9.9 and 9.10) of which 12 (11%) are Archaean, 48 (44%) are Palaeoproterozoic, 2 (2%) are Mesoproterozoic and 47 (42%) are Neoproterozoic, with 7 (6%) Tonian, 19 (17%) Cryogenian and 21 (19%) are Ediacaran zircon ages. This sample only provided one early Cambrian age (532 ± 13 Ma).

The absence of post-Cambrian age populations is a characteristic feature of both samples collected in the Vila Chã formation, and might suggest a middle Cambrian maximum depositional age. This can be a problematic issue because during the geological mapping of this area, a major tectonic contact between the Vila Chã and Travanca formations was never found. Thus to

propose a first order thrust fault based only on the age data collected on these 2 samples would be risky. Age patterns similar to those of Vila Chã formation have been found in well dated syn-orogenic deposits of Stephanian and Mississippian ages in the CZ (Pastor-Galán *et al.*, 2012), which may support an early Carboniferous age for the Vila Chã formation. However, an older age, implying that the samples are pre-orogenic, cannot be discarded, which would not be at odds with its incorporation in the Lower Parautochthon of the SDGTM.

In both samples it is evident the abundance of Cadomian-related zircons, with most of the grains presenting a Neoproterozoic age (Cryogenian and Ediacaran). These data point to the recycling of Cadomian-derived sediments (from the autochthon, Upper Parautochthon, the Basal Units, or all of them) and/or the erosion of a partially exposed Cadomian arc.

The presence of just 2% of Mesoproterozoic zircon ages points for a sediment provenance identical to the one found in the Basal Units and in the SDGTM of Galicia (Díez Fernández *et al.*, 2010; Díez Fernández *et al.*, 2012).

The only sample collected in the Mora-Saldanha Volcano-Sedimentary complex of the Upper Parautochthon (SALD-1ZIR, Figure 9.1 and Table 9.1) produced age clusters similar to those found in the Vila Chã formation. 217 analyses on 212 grains yielded 125 concordant ages (Figures 9.8, 9.9 and 9.10): 10 (8%) are Achaean, 29 (23%) are Palaeoproterozoic, 2 (2%) are Mesoproterozoic and 79 (63%) are Neoproterozoic of which 6 (5%) are Tonian, 31 (25%) are Cryogenian and 42 (33%) are Ediacaran. Only 5 (4%) of the zircon ages are early Palaeozoic, with a geological meaning of great importance for this study. Of these ages 4 (3%) are Cambrian (2 Terreneuvian, 1 Series 3 and 1 Furongian 486Ma) and 1 (1%) is Early Ordovician (~485Ma; Figure 9.10).

The Cambro-Ordovician zircons provide evidence for the partial erosion of the Saldanha volcanics, which lie a few meters below, or of other volcanic rocks of equivalent age, providing a Tremadocian maximum depositional age for this impure quartzite of the Mora-Saldanha Volcano-Sedimentary complex.

The largest zircon age population is Neoproterozoic, with Cryogenian and Ediacaran as the main age bearers, indication of recycling of the Cadomian orogen. These ages can also be derived from the GTMZ or the CIZ Cambro-Ordovician volcanics, since these rocks usually present abundant zircon and geochemical heritage which resulted from fast melting of a Cadomian crust during early Palaeozoic crustal extension related to the opening of the Rheic Ocean (Abati *et al.*, 2007; Bea *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2009b; Díez Montes *et al.*, 2010; Arenas *et al.*, 2011; Navidad & Castiñeiras, 2011). As in the previous samples the Mesoproterozoic, Paleoproterozoic and Archean age clusters point for a sediment source similar to the ones

described for the Basal Units and for the SDGTM in Galicia (Díez Fernández *et al.*, 2010; Díez Fernández *et al.*, 2012)

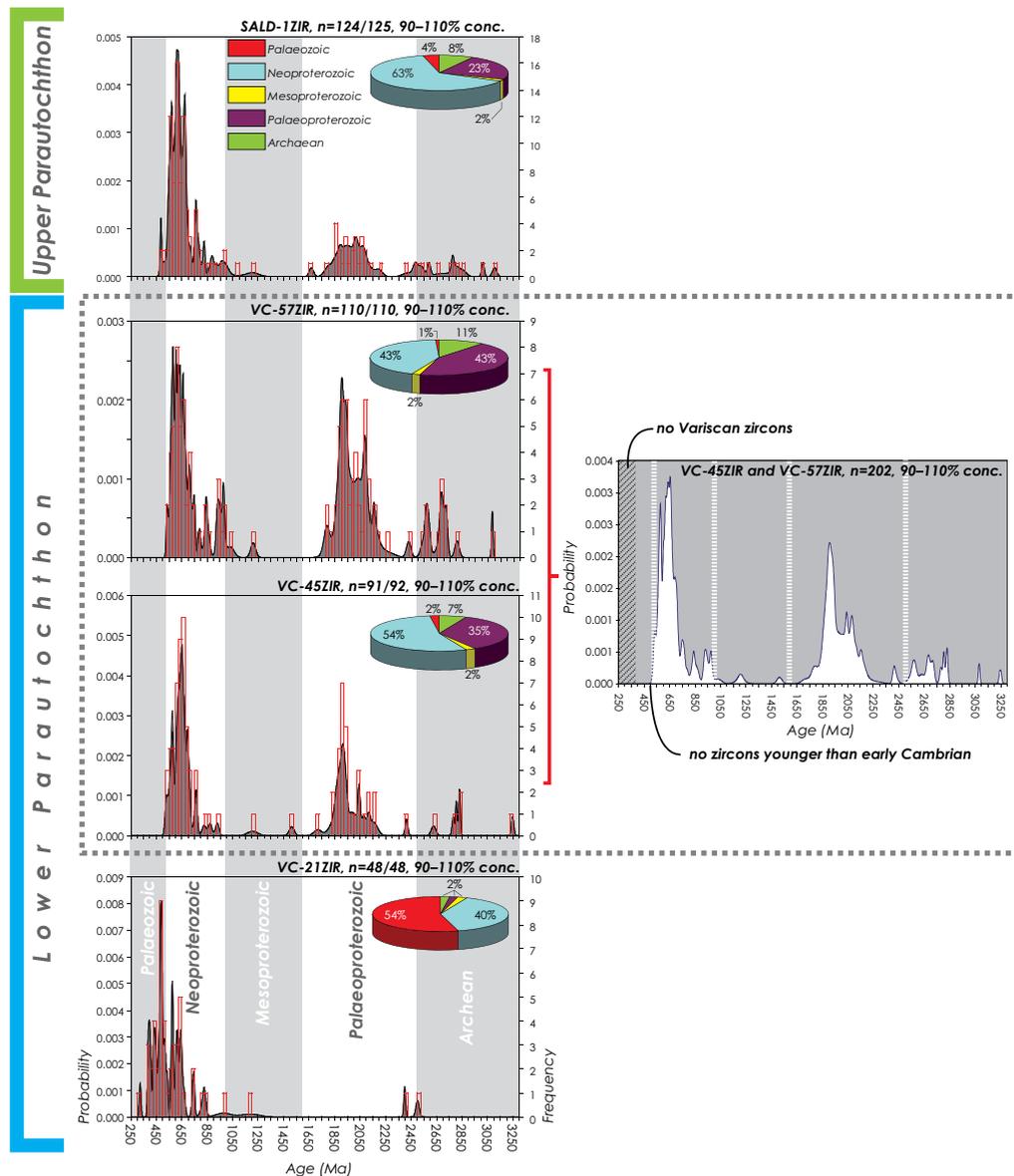


Figure 9.9 - Relative probability plots and histograms of the studied detrital zircon samples with the age distribution percentages in the pie-charts. The probability plot in grey represents the data stack of the Vila Chã formation samples. It is noteworthy the biggest proportion of old grains of sample VC-57ZIR related to VC-45ZIR and the scarcity of these populations in sample VC-21ZIR.

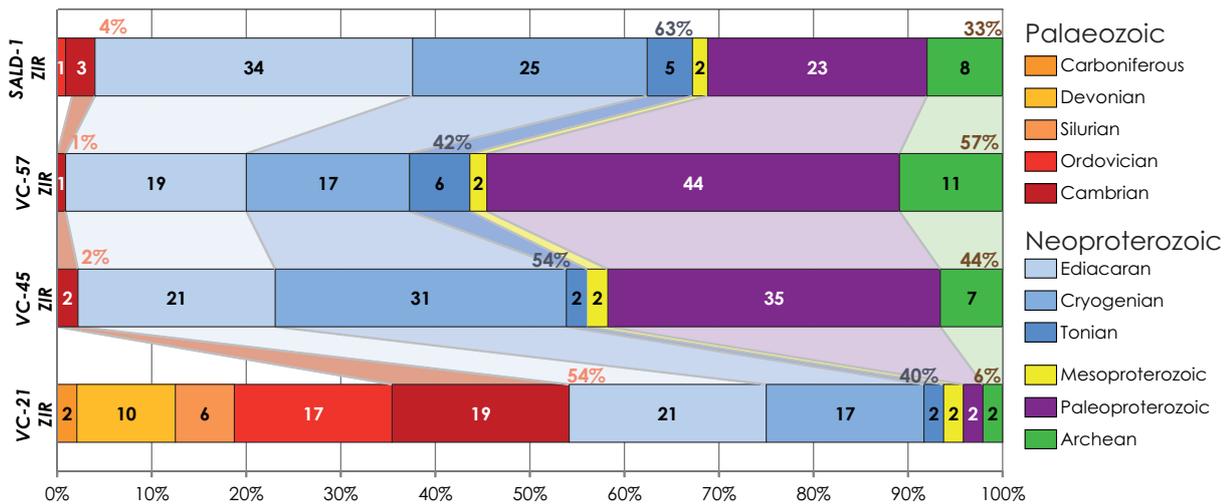


Figure 9.10 - Percentage of zircon ages in the different age populations established. Note the presence of Palaeozoic zircon ages in sample-VC-21ZIR (Travanca formation) and the absence of post-Cambrian ages on the Vila Chã formation samples. It seems that towards the upper stratigraphic units of the Lower Parautochthon, the zircon ages concentrate in the older populations. Only 2% of concordant analyses yielded Mesoproterozoic ages in all samples.

9.4. EARLY PALAEOZOIC IGNEOUS ZIRCONS

Dating volcanic rocks intercalated in sedimentary sequences is very useful to constrain the depositional age when the fossil record is absent. In these cases, precise age determinations with high resolution techniques (such as CA-ID-TIMS) of the primary magmatic minerals (zircon, monazite, titanite, etc.) are crucial. For that purpose it is important to have a good petrographic characterization of these rocks before dating, making sure that they are indeed volcanic (lavas, tuffs or other pyroclastic rocks) and if so, they can be used as an age tracer for a specific part of a stratigraphic column.

Previous works in the NW Iberian Massif have demonstrated the presence of extensive early Palaeozoic volcanism, with plutonic equivalents, that spans from the late Cambrian to the Early/Middle Ordovician.

Whilst in the Upper Units of the GTMZ this magmatic event is related to the formation of a Peri-Gondwanan Cambro-Ordovician active arc (Abati *et al.*, 1999; Abati *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2011). In the CIZ and WALZ it is generally accepted that it is associated to an extensional geodynamic setting, coeval with the opening of the Rheic Ocean (Bea *et al.*, 2006; Bea *et al.*, 2007; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Zeck *et al.*, 2007; Antunes *et al.*, 2009; Montero *et al.*, 2009b; Antunes *et al.*, 2010; Díez Montes *et al.*, 2010; Navidad & Castiñeiras, 2011). However, the Cambro-Ordovician magmatic event in the CIZ has also been related to an active arc setting (Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Rubio Ordoñez *et al.*, 2012). Both settings are not contradictory, as Cambro-Ordovician magmatism can result from back-arc extension of the continental crust behind the volcanic arc (Martínez Catalán *et al.*, 2009; Díez Montes *et al.*, 2010).

Some Ordovician volcanic episodes have also been dated in the SDGTM. In the Cabo Ortegal Complex, a rhyolite from the Queiroga Series has given a 475 ± 2 Ma U-Pb magmatic zircon age (Valverde-Vaquero *et al.*, 2005) while the Navallo trachyte from the Paraño Group in the Verín Synform has a magmatic age of 439.6 ± 5 Ma (Valverde-Vaquero *et al.*, 2007b).

This section deals with U-Pb CA-ID-TIMS zircon ages obtained from a rhyodacite (MOR-18ZIR; Figure 9.1 and Table 9.1) from the Mora volcanics and from a rhyolitic tuff (SAL-1ZIR) collected in the Saldanha volcanics (previously known as "Saldanha Gneiss" in Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2008a; Pereira *et al.*, 2009).

For sample MOR-18ZIR, the primary objective was to obtain an accurate magmatic age of the newly identified Mora bimodal volcanic complex (Chapter 3). For sample SAL-1ZIR, the aim was to constrain the age of the "Saldanha Gneiss" (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006), and explore its possible stratigraphic and petrogenetic correlation with the autochthonous "Ollo de Sapo" volcanic rocks in Sanabria (Díez Montes *et al.*, 2004; Díez Montes, 2007; Díez Montes *et al.*, 2010).

These ages can also be used to check whether a thrust fault exists at the base of the Saldanha volcanic, as previously proposed, or these rocks form part of the same stratigraphic sequence which includes the Mora volcanics. In the first case, the Saldanha volcanics would form the base of the Lower Allochthonous Complex of Morais, whilst in the second, which is supported by the cartographic and structural data collected in this thesis, the stratigraphic position and geological meaning of the Saldanha volcanics should be revised.

9.4.1. Sample description

Sample MOR-18ZIR is a poorly deformed, fine to medium grained calc-alkaline rhyodacite from the Mora volcanics bimodal suite (Chapters 3 and 5, and Dias da Silva *et al.*, 2012), consisting of K-feldspar, plagioclase, quartz (with corrosion marks) and magnetite phenocrysts (Figure 9.11A).

Sample SAL-1ZIR is a calc-alkaline coarse grained, porphyritic acid metatuff (Chapters 3 and 5, and Dias da Silva *et al.*, 2012) with low-grade metamorphism and pervasive deformation affecting the fine-grained quartz-sericite matrix. The common phenocrysts include idiomorphic to sub-idiomorphic K-feldspar, plagioclase and quartz crystals. Some volcanic relicts are found, namely the corrosion marks of quartz phenocrysts (Figure 9.11B) and some poorly preserved *fiamme* and devitrification textures.

Zircon grains were hand-picked under a petrographic microscope and magnifying lens. Only euhedral single crystals were selected, which could have primary fluid inclusions but without mineral inclusions. All grains presented prismatic bi-pyramidal shapes.

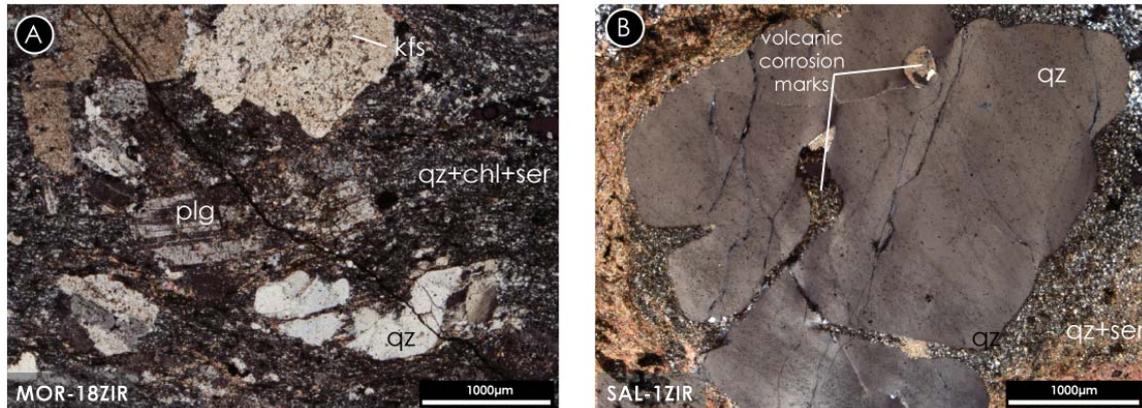


Figure 9.11 - Analysed felsic rock samples. **A** – Mora: Fine grained quartz+chlorite+sericite (qz+chl+ser) matrix, with feldspar (kfs), plagioclase (plg) and quartz fenocrysts; **B** – Saldanha: Large quartz fenocryst with corrosion gulfs in a fine-grained sericitic matrix.

9.4.2. Results

The ID-TIMS U-Pb analyses results are synthesized on Table 9.1. The details of the preparation and analysis techniques can be found in Rubio Ordoñez *et al.* (2012).

The massive metadacite sample from the Mora volcanics (MOR-18ZIR, Figure 9.12) shows a concordia age, obtained by the overlapping of 3 zircon fractions, of 493 ± 0.76 Ma. With a fourth discordant fraction, a discordia line is defined with a lower intercept at 492 ± 1.7 Ma and an upper intercept at 2853 ± 870 Ma. The data obtained for the 3 concordant fractions point for the crystallization age of this rhyodacite sample. A possible cooling age is given by the lower intercept of the discordia line while the upper intercept is a testimony of a strong zircon age inheritance from the crustal sources where the melts were originated.

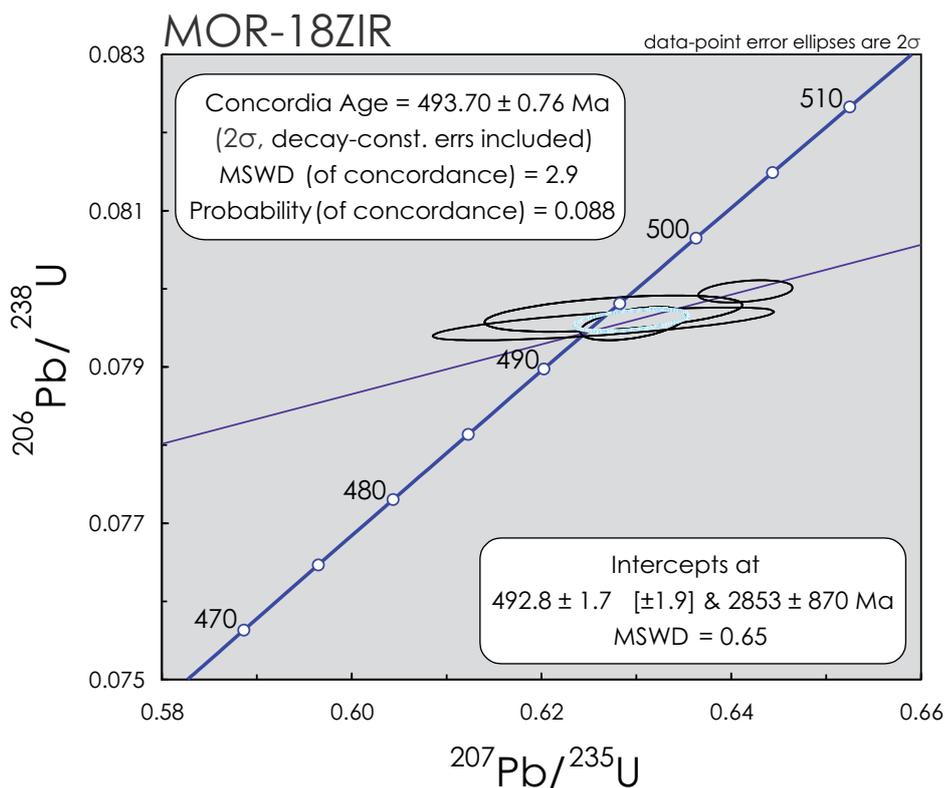


Figure 9.12 - Concordia diagram for the analysed zircon fractions of sample MOR-18ZIR, showing the concordia age and the discordia line and lower intercept.

The porphyritic acid metatuff from the Saldanha volcanics (SAL-1ZIR, Figure 9.13) provides a concordia age based on 3 concordant zircon fractions that yield an age of 483.73 ± 1.5 Ma, interpreted as the magmatic crystallization age. No discordia line was obtained from the analyzed zircon fractions.

Both volcanic rocks yield ages similar to Cambro-Ordovician magmatic rocks of the autochthon, namely those found in the Ollo de Sapo Domain and in the Slate and Greywacke Domain of the CIZ (Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Navidad & Bea, 2004; Bea *et al.*, 2006; Bea *et al.*, 2007; Díez Montes, 2007; Montero *et al.*, 2007; Zeck *et al.*, 2007; Antunes *et al.*, 2009; Montero *et al.*, 2009a; Montero *et al.*, 2009b; Antunes *et al.*, 2010; Díez Montes *et al.*, 2010; Navidad & Castiñeiras, 2011; Rubio Ordoñez *et al.*, 2012; Rubio Pascual, 2012).

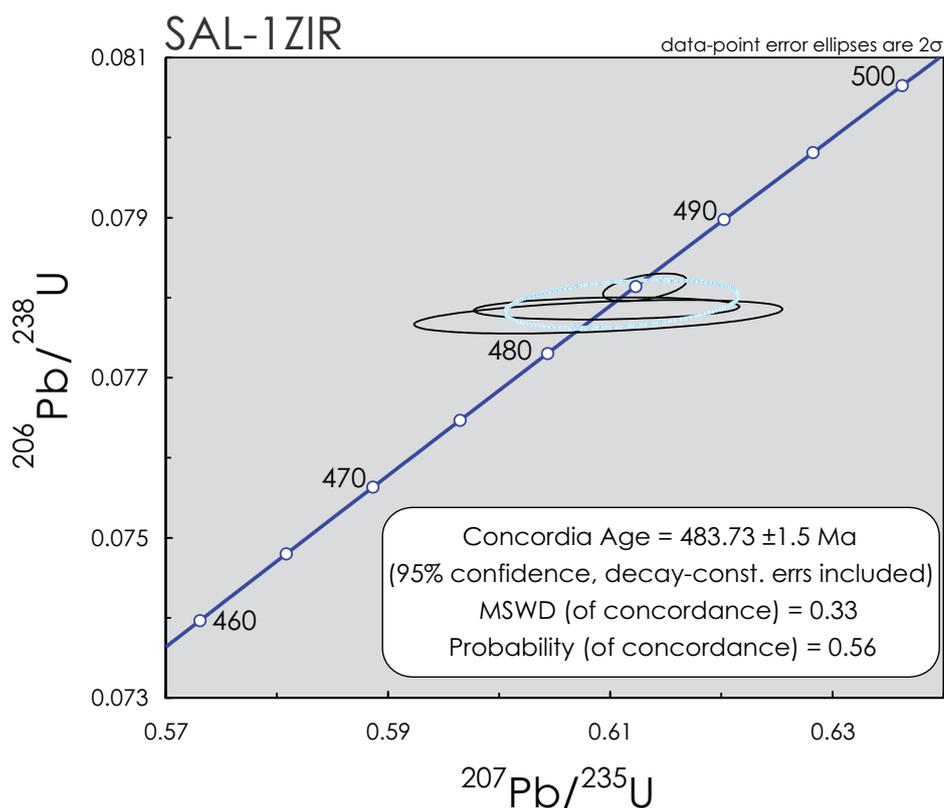


Figure 9.13 - Concordia diagram for the 3 zircon fractions analysed from sample SAL-1ZIR, with the obtained, supposedly crystallization age.

9.5. CONCLUSIONS

Magmatic ages in the SDGTM indicate that the Upper Parautochthonous sequence is pre-orogenic and formed by a Cambro-Silurian stratigraphic succession, with the youngest age given by Silurian graptolites located in a high tectono-stratigraphic position of the SDGTM, to the west of the study area (Piçarra *et al.*, 2006). The new data add new insights on the magmatic evolution of this domain, which now comprises a time span between ca. 493 to 440 Ma (Valverde-Vaquero *et al.*, 2005; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007b; Dias da Silva *et al.*, 2012). The data also prove the existence of a major thrust fault (the MTMT) at the base of the MSVSc, responsible for the tectonic superposition of late Cambrian slates and quartzites over early Carboniferous syn-orogenic deposits of the Lower Parautochthon.

The Travanca formation of the Lower Parautochthon is a syn-orogenic sedimentary unit of Late Devonian-early Carboniferous age, which can be correlated with the Gimonde Formation in Portugal (Pereira *et al.*, 1999; Martínez Catalán *et al.*, 2008; Meireles, 2012), whereas the age and meaning of the Vila Chã formation is open to discussion. The absence of Variscan zircon ages in samples VC-45ZIR and VC-57ZIR points to an early Cambrian maximum depositional age (<525 Ma), but deformation characteristics comparable with those of the Travanca formation,

plus the absence of clear shear indicators at its base, and its structural position permit two alternative interpretations:

- The Vila Chã formation is thrust-over the Travanca formation, but no generalized shear deformation took place at the fault zone. In this case, the zircon age populations would point to an age younger than early-middle Cambrian, but pre-Variscan, and the formation could be included into the Upper Parautochthon;
- Because trusting of the Vila Chã over Travanca formation is not proved, and because some well dated syn-orogenic deposits are free from post-Ordovician zircons (Pastor-Galán *et al.*, 2012), the Vila Chã formation may rest conformably upon the Late Devonian – early Carboniferous underlying unit and, therefore, its age would be much younger than the maximum depositional age deduced from zircon age populations. This would imply that erosion in the source area was denudating early Cambrian and pre-Palaeozoic rocks and/or recycled sediments. Probable source areas would then have been the Variscan accretionary prism responsible for stacking of the allochthonous units, and the peripheral bulge formed at its relative autochthon to the foreland of the syn-orogenic depocenter, as suggested by Martínez Catalán *et al.* (2008) and Pastor-Galán *et al.* (2012).

Detrital zircon age populations and inheritances of all the samples (VC-21ZIR, VC-45ZIR, VC-57ZIR and SALD-1ZIR, see Figure 9.14) point for a sediment provenance from northern Africa, including contributions from the Saharan Metacraton and the Trans-Saharan fold belt (also known as Hoggar megasuture; Drost *et al.*, 2011; Meinhold *et al.*, 2011; Díez Fernández *et al.*, 2012; Meinhold *et al.*, 2012). In the case of sample VC-21ZIR, which clearly represent a syn-orogenic deposit, all pre-Variscan zircons should be considered recycled, while those younger than ca. 400 Ma (Middle and Late Devonian and Carboniferous) can be Variscan zircons derived from the stack of allochthonous units being emplaced during flyschoid sedimentation.

Comparing with the proportion of zircon age populations of surrounding units, and their probable sources, the paleoposition of the Upper Parautochthon can be considered intermediate between that of the NW Iberia autochthon (Fernández-Suárez *et al.*, 2000a; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2004a; Martínez Catalán *et al.*, 2008; Pastor-Galán *et al.*, 2012) and that of the Basal Units of the GTMZ (Díez Fernández *et al.*, 2010; Díez Fernández, 2011). This position was to the NE of the West African craton, roughly in front of the Pan-African (Hoggar) megasuture/Trans Saharan fold belt.

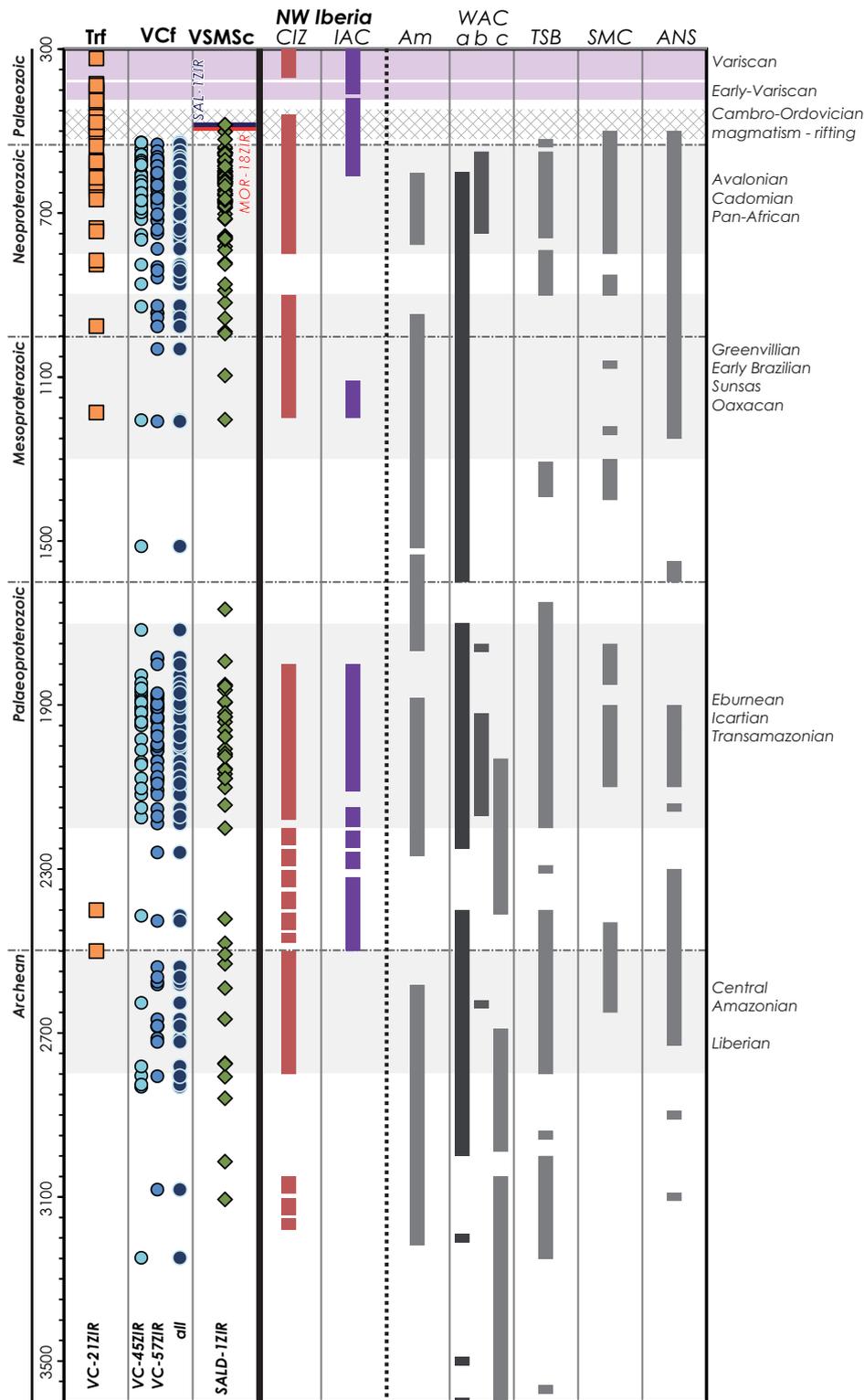


Figure 9.14 - Provenance diagram with the possible detrital zircon sources for the studied samples. They show age populations similar to those of the CIZ, and comparable to the TSB and SMC populations, evidencing a paleogeographic position along the N-central Gondwana margin at least since the Early Ordovician until the Late Devonian-early Carboniferous. For NW Iberia, data taken from Martínez Catalán *et al.* (2008, and references therein). N Gondwana data, modified after Drost *et al.* (2011). Legend: Trf – Travanca formation; VCf – Vila Chã formation; MSVSc – Mora-Saldanha Volcano-Sedimentary complex; CIZ – Central Iberian Zone; IAC – Iberian Alochthonous Complexes (GTMZ); Am – Amazonian Craton; WAC – West African Craton s.l. (a: Volta Basin; b: Morocco; c: West African Craton s.s.); TSB – Trans-Saharan Belt; SMC – Saharan Metacraton; ANS – Arabian-Nubian Shield.

CHAPTER 10

Final conclusions and geological evolution

10. Final conclusions and geological evolution

This chapter has been divided in two sections. The main results and achievements of this work are summarized in the first one, while in the second part an evolutionary model is proposed for the studied region in the frame of the NW Iberia.

10.1. CONCLUSIONS

The initial objective of this work was to study the structural and metamorphic evolution of the Variscan Orogeny in the eastern rim of the Morais Allochthonous Complex (MAC). However, the detailed geological and structural mapping of the area provided new stratigraphic insights, some of them of relevance for the knowledge of the Palaeozoic geological evolution in the NW Iberia.

10.1.1. Stratigraphy

In the eastern rim of the MAC there are three main structural units limited by first order thrust or detachment structures, each one displaying a different stratigraphic sequence. From bottom to top they are the Autochthonous Unit (AU), whose geological characteristics are those of the Central Iberian Zone (CIZ), the Lower Parautochthon (LP) and the Upper Parautochthon (UP), the last two belonging to the Schistose Domain Galicia – Trás-os-Montes (SDGTM).

Autochthonous Unit

The lowermost formation of the AU studied in this work is Desejosa, previously considered as Cambrian *s.l.* by the presence of poorly preserved trilobite debris (Rebelo & Romano, 1986). It can be now regarded as being Cambrian Age 3 or younger, based on the finding of *Rosselia socialis* and *Teichichnus rectus* ichnospecies towards the top. This association is typical of the *Cruziana* Ichnofacies representative of a shallow-marine depositional environment, between fair-weather and storm wave base, consistent with earlier assumptions for the depositional conditions of the upper part of the Desejosa Formation in this sector (Sousa, 1983b, a).

Above the Desejosa Formation a new lithostratigraphic unit, called the Montes Ermos formation, has been mapped in the eastern border of the Moncorvo Synform. This azoic unit could be envisaged as younger than the Cambrian Age 3 with no further precision. Nevertheless the absence of middle and late Cambrian rocks in the CIZ points to an age in the upper part of the early Cambrian for this formation.

The regional Toledanic Unconformity (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990) is clearly recognized in the studied area, especially in the southern sector, with the overlying Ordovician strata displaying high-angle unconformable relationships with the Montes Ermos and Desejosa formations.

The Ordovician started with the discontinuous deposition of centimetric to metric sandy-conglomeratic beds that can be correlated to the basal Ordovician conglomerate formations, elsewhere in Iberia. In this region, it is known as the Vale de Bojas Formation (Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005).

The complexity of the local Tremadocian-Arenigian sequence led to the redefinition of the stratigraphic members of the Marão Formation below the Ermida Member (local equivalent to the Armorican Quartzite; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2005), to the E of the MAC. In the N Sector two new members are proposed – Vilar Seco and Palaçoulo – being the first composed by alternations of slate and quartzite beds and the second mainly by grey siltites and black slates. The Central and S Sectors display a somewhat different member arrangement. So a new unit is proposed – Mazouco member – being composed by quartzite and slate alternations, with abundant disruption of the stratigraphic laminations, bioturbation, and a large variety of shallow marine lithofacies with slate predominating in its upper section with no representation in the map. These pelitic beds can be correlated with the Palaçoulo member in the N Sector.

One important feature of this regions' Early Ordovician strata is the reduced thickness and pureness of the quartzite beds in the Ermida Member of the Marão Formation when compared to the other "Armorican Quartzite" formations in Iberia, namely in nearby areas as Alcañices,

Marão, or Sanabria, and in Toledo (Coke, 2000; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; González Clavijo, 2006; Díez Montes, 2007).

A transitional quartzite-to-slate unit lies on the Ermida Member, showing cartographic relevance in the Central and S Sectors of the studied region where it is known as Fragas de Ermida Member (Sá *et al.*, 2005), whereas in the N Sector it was unified with the underlying unit.

This transition beds are a testimony of environment changes that drove to a homogenous pelitic deposition, characteristic of the Moncorvo Formation and the other Middle Ordovician formations of the CIZ (Palero, 1992; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Sá *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2006a).

A low angle unconformity capped the previous formations allowing the Late Ordovician limestones and basic rocks of the Santo Adrião Formation to rest directly on top of the Marão Formation in the N Sector. Overlying the Santo Adrião Formation (Sá *et al.*, 2005) rests conformably a dark gray slate unit (Ribeiro dos Ferreiros formation, proposed in this work). This unit is geochemically similar to the Late Ordovician pelitic rocks from other areas of the CIZ (Dias da Silva *et al.*, 2011).

Concordantly over the Ribeiro dos Ferreiros formation, a Silurian condensed sequence made of black slates, ampelites, lidites and limestones was deposited. This unit is known as Campanhó Formation (Pereira *et al.*, 2006a) and is the uppermost unit of the CIZ to the E of the MAC. It was strongly sheared during the tangential Variscan tectonic events and its original thickness is masked by thrust and detachment faults.

Schistose Domain of Galicia – Trás-os-Montes

Two lithostratigraphic units have been identified and mapped in the LP (Rodrigues *et al.*, 2006b), the Travanca and Vila Chã formations, which replace the previously denominated Infraquartzitic, Quarzitic and Supraquartzitic formations (Ribeiro, 1974; Pereira *et al.*, 2006a). The Travanca formation yielded a youngest zircon population of 393-383 Ma which, together with its facies and the presence of olistoliths, indicates a syn-orogenic character. The overlying Vila Chã formation presents a ca. 530 Ma maximum depositional age. Nevertheless it has been also cautiously interpreted as a syn-orogenic sequence based on the sedimentary and deformational characteristics, very similar to those found in the underlying Travanca formation, but further studies are needed to prove this assumption. Zircon grain populations of both deposits, point to a provenance from northern Africa including contributions from both the Saharan Metacraton and the Trans-Saharan fold belt (or Hoggar megasuture; Díez Fernández *et al.*, 2012; Meinhold *et al.*, 2012). This is compatible with recycling of the Basal and Ophiolitic Units of the Galicia –

Trás-os-Montes Zone (GTMZ) located in the Variscan accretionary prism, and also with recycling of the exhumed formations in a peripheral bulge formed ahead the advancing allochthon, to the foreland of the depocenter where the synorogenic sequences were laid down.

The LP tectono-stratigraphic unit was detached over the weak carbonaceous slaty and ampelitic Middle Ordovician and Silurian formations along a regional-scale structure named as Basal Lower Parautochthon Detachment (BLPD). This huge fault is the same found in the Alcañices Synform at the sole of the structural units of Bajo Esla, Río Aliste and Río Manzanas (González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; González Clavijo, 2006; Martínez Catalán *et al.*, 2008), and to the detachment found in places at the base of the synorogenic San Clodio Formation, in the Sil Syncline (Martínez Catalán *et al.*, 2004a).

The UP (Rodrigues *et al.*, 2006b) is composed in this region by a continuous Cambro-Silurian lithostratigraphic sequence. This tectono-stratigraphic unit is used in this work to locally redefine the units previously known as Culminating Slate and Greywacke Formation and the Lower Allochthonous Complex (Ribeiro, 1974; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006).

The stratigraphic continuum in the UP is supported by high-resolution geochronological data obtained in this work, which revealed the presence of two significant volcanic events that yielded late Cambrian (493 Ma) and Lower Ordovician ages (483 Ma). Their volcanic rocks are intercalated in slate and quartzite alternations in the newly proposed Mora-Saldanha Vulcano-Sedimentary complex (MSVSc).

The older and stratigraphically lower ensemble is called the Mora volcanics. It shows a clearly bimodal volcanic suite with arc-related felsites displaying sulphide mineralization and N-MORB basic rocks, which indicates some asthenospheric contribution to crust-derived melts.

The younger ensemble is named the Saldanha volcanics, and it is largely composed of rhyolitic tuffs, with a central rhyolitic dome – both mainly porphyritic – and derived epiclastites. These felsic rocks are almost identical in chemical composition and age to the Ollo de Sapo gneiss in Sanabria (Spain), both showing a calc-alkaline, arc-type signature that could be inherited from the protolith, as a result of accelerated partial melting of the continental crust (Montero *et al.*, 2007; Díez Montes *et al.*, 2010; Navidad & Castiñeiras, 2011).

The age results and the stratigraphic evidences of the MSVSc show that there is no major tectonic accident at the base of the Saldanha volcanics as previously proposed (Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2008b). On the other hand, it raises the importance of the major accident placed at the base of UP – the Main Trás-os-Montes Thrust

(MTMT) – as late Cambrian rocks are placed on top of the early Carboniferous syn-orogenic sediments.

The MSVSc is covered by a white quartzite of the “Armorican type” called in this work the Algosó formation, and is tentatively correlated here with the Marão Formation of the AU. This constrains the age of the MSVSc between middle-late Cambrian and the Arenigian (Early-Middle Ordovician).

The Algosó formation is overlain by a pelitic volcano-sedimentary unit, described here as Peso formation and previously known as Vulcano-Siliceous Complex (Ribeiro *et al.*, 1990; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Pereira *et al.*, 2006a; Ribeiro *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2008a). This unit can be correlated to the Middle Ordovician Moncorvo Formation of the CIZ, differing in the greater volume of acidic and basic volcanic rocks in the UP than in the AU. The geochemistry of these Middle Ordovician volcanic rocks indicates the presence of N-MORB and OIB type basalts together with acid rocks showing calc-alkaline and tholeiitic trends (Pereira *et al.*, 2006a; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007b; Pereira *et al.*, 2008a; Pereira *et al.*, 2009). These compositions show similarities to minor basic bodies intercalated in the same stratigraphic position in the Alcañices Synform (Villaflor Formation; González Clavijo, 2006) and the Truchas Syncline (Pizarras de Luarca; Barros Lorenzo, 1989; Heredia *et al.*, 2002). Further geochronological and geochemical studies are needed to constrain the age and geodynamic significance of this formation.

10.1.2. Structure

Six Variscan tectonic stages or events have been identified in the area. Their temporary sequence has been deduced from cross-cutting relationships among the tectono-metamorphic fabrics developed. These show a heterogeneous distribution in all deformation stages, which have been correlated to the Variscan deformational sequence established in related areas of the Iberian Massif.

Map-scale structures of the first compressional event (C1) were identified in both, the AU and the UP, as relatively tight, near isoclinal folds, with their axis parallel to the trend of the GTMZ-CIZ first order boundary and verging slightly to the E and SE. Small-scale structures include the S1 cleavage preserved in microlithons of later events and mineral inclusion tracks inside post-C1 porphyroblasts, such as garnet or andalusite.

The C2 stage was responsible for ESE thrusting of the UP lithostratigraphic units over the LP synorogenic deposits along the MTMT. During this period, also the LP detached from its original location, sliding on the CIZ Silurian black slates and ampelites along the BLPD. This event produced folding of the previous C1 structures and a pervasive foliation in the UP, whereas

in the LP and CIZ a pervasive phylonitic foliation was produced only in the vicinity of the thrust and detachment faults.

After the compressional events (C1+C2), an extensional event (E1) occurred, and its effects are well seen in the areas of medium and high metamorphic grade, originally situated at mid-crustal levels. Extension resulted from weakening of the thickened crust by thermal relaxation and triggered the development of metamorphic/anatectic domes around the Morais Massif and the exhumation of hot crust into near-surface levels (Miranda do Douro, Tormes and Cerralbo-Lumbrales domes). This stage produced the first order top-to-ESE detachment shear bands that are the upper limit of these high temperature domes, which contributed to local syn-orogenic thinning and collapse. Minor movements with top to W and NW kinematics also occurred along the MTMT and the BLPD. As a consequence, in the areas of influence of these metamorphic domes, a pervasive foliation (SE1) in low pressure condition was generated overprinting the previous fabrics. Simultaneously, deformation in the UP was dominated by a sub-vertical pure shear regime responsible for the widespread crenulation cleavage observed in the region.

At a given moment in the course of the extensional collapse of the orogen, a new regional compressive event (C3) affected the area, producing heterogeneous and disharmonic steep folding with subvertical axial plane cleavage (S3) bearing N110-130°E. The C3 folding was more intense in the CIZ than in the SDGTM and the large folds show a funnel-like disposition to the SE of the Morais Complex (MAC) and the parautochthon around which, together, seem to have acted as more rigid than the autochthon. The intrusion of epizonal granitic plutons synkinematic with C3 influenced the disposition of the tectonic fabric. In the late stages of the C3 event, deformation allowed the nucleation of conjugated brittle-ductile shear bands in the metamorphic domes and inside the granite bodies. These bands become increasingly thinner towards the upper crustal domains where they pass into subvertical crenulation cleavage bands.

A second extensional event (E2) was identified in the eastern rim of the MAC. It caused the refolding of the previous C3 structures along sub-horizontal folds of metric scale, like the ones found in the Poiaras and Moncorvo synforms. In the other areas, E2 was responsible for the limited appearance of centimetre-scale kink-bands with a weakly pervasive sub-horizontal cleavage (SE2) known as *panilla* (fine corduroy) in the Truchas Syncline. Although its regional importance is negligible, its local influence is remarkable with notorious changes on the original geometries of C3 folds.

Evidences of a late compressional event (C4) are found along the entire studied region. It is characterized by brittle deformation which produced subvertical kink-band corridors striking N10-40°E, wide folds, and brittle faults that reoriented all the previous structures.

10.1.3. Metamorphism

Four metamorphic events affected both the CIZ and the SDGTM. Their temporary relationships have been established by the appearance of different generations of index minerals and porphyroblasts, previous, synchronous and following the main Variscan deformation stages (C1, C2, E1 and C3).

The first event (M1) is characterized by a Barrovian-type metamorphism related to a gradual increase of the lithostatic pressure during the C1 and C2 stages, which led to the M1 baric peak, identified in the middle and lower crustal domains (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete *et al.*, 2000b; Escuder Viruete *et al.*, 2004). In most of the studied area this event only reached the chlorite zone with the local growth of post-C1 to pre-S2 chloritoid blasts. Actually the higher M1 grades were observed around the metamorphic domes, evidencing the exhumation of the Barrovian metamorphic zones during the E1. This means that the lithostatic charge along the eastern rim of the MAC, immediately beneath the BLPD and the MTMT, was never very high.

As a result of thermal relaxation, aided by continued radiogenic heat generation, the middle crust underwent migmatization with production of granitic melts coeval with the main event of crustal extension (E1). In the structurally deeper parts of the Tormes Gneiss Dome (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete *et al.*, 2000b; Escuder Viruete *et al.*, 2004) the M1 baric peak minerals were preserved inside newly grown k-feldspar porphyroblasts or as inherited Barrovian garnet cores with M2, HT-LP overgrowths. Around the migmatized hot core, the cold crust suffered a dynamic thermal metamorphism with a Buchan-type association that produced the growth of sillimanite in the deeper parts, andalusite in intermediate to upper domains, and biotite in the higher structural domains. Some M1 minerals of the higher structural levels were preserved during this process but it can be assumed that the E1-M2 orogenic collapse produced the thinning of the Barrovian metamorphic zones between the kyanite and the biotite zones due to the extensional shearing at the top of the metamorphic dome cores, as proposed in this region and in other Iberian sectors (Díez Balda *et al.*, 1995; Escuder Viruete *et al.*, 1998; Arenas & Martínez Catalán, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Rubio Pascual *et al.*, 2012).

A syn- to post-C3 a metamorphic retrogradation (M3) affected the region. It was more effective along the late-C3 brittle-ductile shear zones. The coetaneous intrusion of several granitic bodies formed by partial melt during the late stages of the M2 event produced contact metamorphism (MT) that favoured the late and post-C3 (over)growth of biotite, andalusite, cordierite and chloritoid.

10.2. GEOLOGICAL EVOLUTION

10.2.1. Pre-orogenic stage

The stratigraphic record of this region begins at the Cambrian Stage 3 when the Desejosa Formation was deposited in a regressive and shallow-marine environment placed in the N-Central Gondwana margin. The fast subsidence of the Cambrian continental margin during the uppermost early Cambrian led to changes in the sedimentary style with increasingly abundant turbiditic beds towards the top of the unit, lately evolving to the massive siltstone/sandstone sedimentary levels of the Montes Ermos formation, which was deposited in a deep-water, high energy environment.

Between the Cambrian and the Early Ordovician, the transgressive trend became interrupted due to the development of half-grabens and horsts in the continental platform. This extension-related tectonic stage produced gentle folding and tilting of the Cambrian sediments which drove to the uneven denudation of the Douro Group stratigraphic units (Sousa, 1982), thus producing the Toledanic Unconformity (Macaya, 1981; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Coke *et al.*, 2000; Coke *et al.*, 2001; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Valladares *et al.*, 2009). This event is well represented in the Moncorvo and Poiaras synforms, where the erosion of the pre-Ordovician record was less intense than in other sectors of the CIZ, where the youngest known stratigraphic unit is Middle Marianian (Endrinal Formation, Gozalo *et al.*, 2003; Díez Balda *et al.*, 2004; and references herein) or late Neoproterozoic, as in Montes de Toledo or in the southern CIZ (Gutiérrez Marco *et al.*, 1990; Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Jensen *et al.*, 2010).

At the Cambro-Ordovician boundary, an extensive magmatic event occurred in several sectors of the Iberian Massif (Figure 10.1A; Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Coke *et al.*, 2001; Navidad & Bea, 2004; Sá *et al.*, 2005; Díez Montes, 2007; Zeck *et al.*, 2007; Solá *et al.*, 2008; Montero *et al.*, 2009b; Coke *et al.*, 2011). To the E of the Morais Complex, this event is characterized in the autochthonous CIZ by the intrusion of epizonal granitoids (represented today by the Miranda do Douro orthogneiss; Beetsma, 1995; Bea *et al.*, 2006; Montero *et al.*, 2007; Zeck *et al.*, 2007; Ribeiro *et al.*, 2009). In the southern fringe of the complex this event is represented by the Eucísia volcanic episode, with 482 ± 1.5 Ma ash tuffs (Coke *et al.*, 2011), that unconformably overlies the Desejosa Formation (Sá, 2005). Similar magmatism was recorded in the Schistose Domain of Galicia-Trás-os-Montes (SDGTM), with two major volcanic events: the Mora (ca. 493 Ma) and the Saldanha volcanics (ca. 483 Ma). The Early Palaeozoic magmatism observed in the CIZ has been linked to fast extension rates related to the opening of the Rheic Ocean in the N Gondwana passive continental margin (Montero *et al.*, 2007; Díez Montes *et al.*, 2010; Navidad & Castiñeiras, 2011). Although for Rubio Ordoñez *et al.*, (2012), these rocks reflect

an active arc environment, according to their geochemical signatures, the stratigraphic evidences support an extensional setting for this period in both CIZ and SDGTM.

In the more external zones of the N Gondwana margin, an ensialic arc was active due to the closure of the Tornquist Ocean during the same period, giving birth to the future Upper Units of the GTMZ and to the opening of the Rheic Ocean in a back-arc environment (Figure 10.1A; Abati *et al.*, 1999; Abati *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Arenas *et al.*, 2011).

The Early Ordovician stratigraphy of the Iberian Massif points to a complex architecture of the N Gondwana continental shelf during the passive margin stage, and witnesses the breakup and pulling apart of northern Gondwana peripheral terranes and the consequent opening of the Rheic Ocean.

To the East of the MAC, the Ordovician record of the CIZ starts with the local sedimentation of the sandy-conglomeratic facies of the Vale de Bojas Formation over the Toledanic Unconformity. This formation is much thicker and holds acidic volcanic clasts and thin intercalated rhyolitic bodies in the Serra do Marão, in N Portugal, where it was defined (Coke *et al.*, 1995; Coke *et al.*, 2001). It was followed by a transgressive-regressive pelitic and sandy sequence that culminates with the deposition of the Armorican Quartzite facies, represented in the studied area by the Ermida Member of the Marão Formation. In the meridional CIZ and in the Toledo region, the Armorican Quartzite lies directly over the unconformity with a discontinuous basal conglomeratic unit (Martínez Poyatos *et al.*, 2004b). On the other hand, in the northern CIZ a sequence with variable thickness composed by slates and quartzites lies below the Armorican Quartzite. These series (e.g. Capas de los Montes; Díez Montes *et al.*, 2004; Martínez Catalán *et al.*, 2004c, and references herein) are stratigraphically concordant with the Cambro-Ordovician volcanism (Díez Montes, 2007).

Sedimentation in the SDGTM was continuous during the Cambrian and Ordovician periods, pointing to a more external position than the CIZ in the N Gondwana continental shelf. The provenance of zircon grains in the Early Ordovician (Tremadocian-Arenigian) quartzites point for a paleogeographic location between the Basal Units (Díez Fernández *et al.*, 2010) and the CIZ, in front of the Hoggar megasuture (or Trans-Saharan fold belt; Meinhold *et al.*, 2012). This agrees with the recently published data by Díez Fernández *et al.* (2012) for the SDGTM of central Galicia (Spain). The regressive trend of this period is also obvious in the UP, marked by the gradual increase of quartzite beds above the Saldanha volcanics, towards the Algosó formation (assumed equivalent of the Armorican Quartzite).

As in the SDGTM, the Cambro-Ordovician sedimentary record of West Asturian-Leonese Zone (WALZ; Marcos, 2004) is thought to be continuous, due to greater basin depths in a

tectonic through located along the N Gondwana passive margin between two structural highs (Figure 10.1B), represented today by the CIZ and the Cantabrian Zone (CZ).

In the upper Arenigian (Middle Ordovician), another drastic change of the regional sedimentary record is observed, related to a fast subsidence of the N Gondwana Ordovician basin due to extension in the passive margin. The continuity of the stratigraphic record is marked by a transitional unit (with variable thickness), which increasingly higher amounts of pelitic rocks in relation to quartzitic beds (Palero, 1992; Pérez-Estaún *et al.*, 2004; Sá *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2006a), and which is represented in the study area by the Fragas de Ermida Member of the Marão Formation.

Sedimentation during the Middle Ordovician was essentially pelitic with local intercalations of volcanic rocks (Heredia *et al.*, 2002; González Clavijo, 2006) and siltstones. The volume of volcanism is very small in the CIZ, but becomes substantial in the SDGTM (Peso formation), pointing to greater proximity to the active rift zone of the Rheic Ocean during this period.

In the studied region, the CIZ presents a local low angle unconformity that witnesses the regional sedimentologic changes that occurred at the base of the Late Ordovician. These are associated to the tilting of the passive margin half-grabens (Martínez Catalán *et al.*, 1992; Dias da Silva *et al.*, 2011) and to global sea level regression induced by the Hirnantian glaciation (Martínez Poyatos *et al.*, 2004b; Sá *et al.*, 2005; Gutiérrez Marco *et al.*, 2008). This unconformity is reflected in the partial erosion of the uppermost Early and Middle Ordovician record previous to cold-water limestone deposition (Gutiérrez Marco, 2001; del Moral, 2002), locally alternating with basic volcanism (Santo Adrião Formation; Sá *et al.*, 2005; Pereira *et al.*, 2006a). Towards the top of these units, pelitic sedimentation becomes dominant, leading to the deposition of the Ribeiro dos Ferreiros formation and (laterally) to glaciomarine tilloid formations (Sá *et al.*, 2005; Meireles *et al.*, 2006; Gutiérrez Marco *et al.*, 2010), with dropstones transported by ice rafting.

The Rheic Ocean reached its maximum extension at the end of the Ordovician and the beginning of the Silurian. In the NW Iberian Massif, all Silurian sequences are concordant with the units below and they present condensed and almost complete sequences in both the CIZ and SDGTM (Piçarra & Meireles, 2003; Piçarra *et al.*, 2006), with abundant ampelites and lydites, testimony of a still water and low sedimentary rates. The paleoecological associations in both domains are identical, implying that they were on the same paleogeographic area (Sarmiento *et al.*, 1998; Sarmiento *et al.*, 1999).

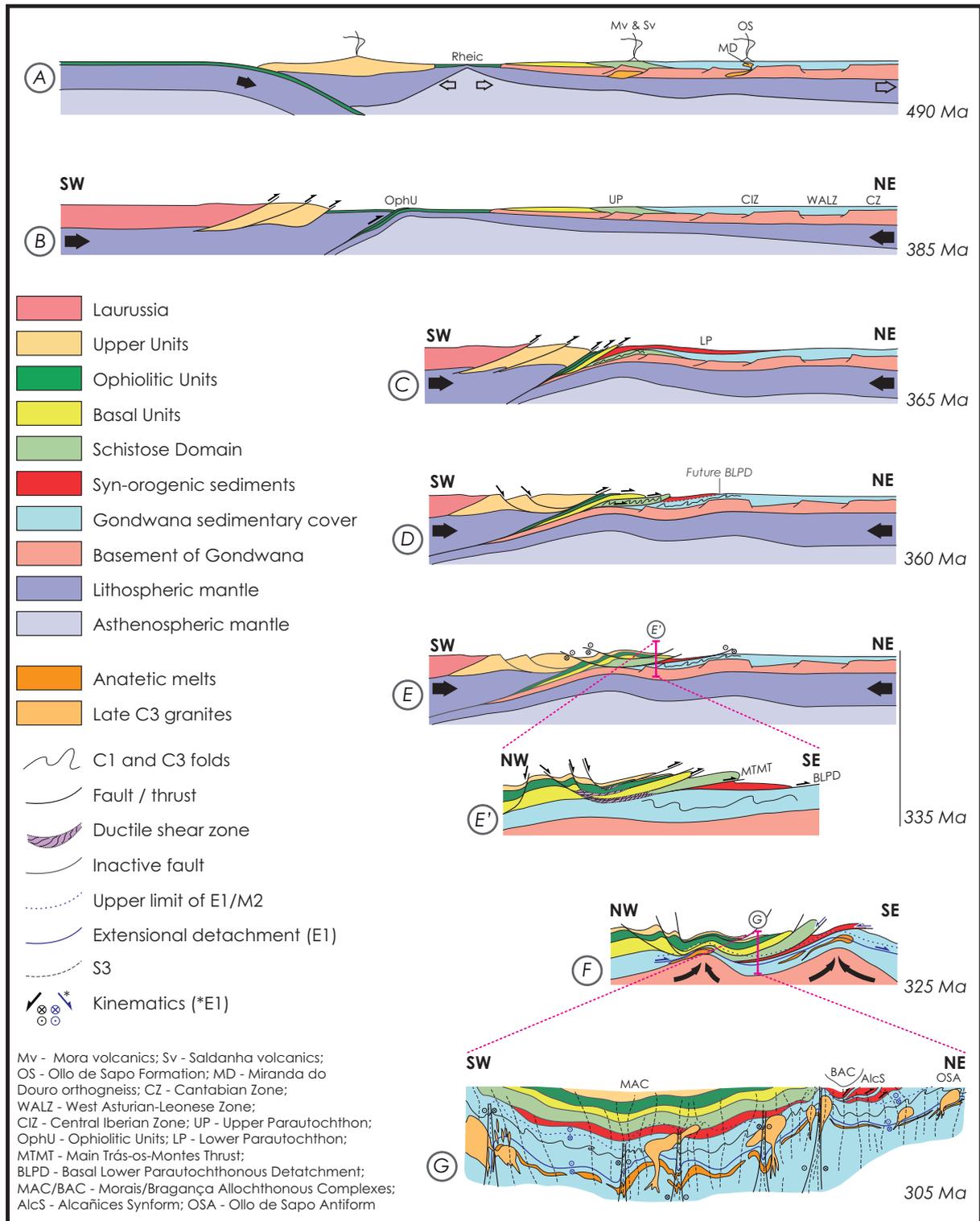


Figure 10.1 - Proposed stages for the tectonic evolution of the NW Iberian Massif along the northern Gondwanan margin. Modified after Martínez Catalán *et al.* (2009), González Clavijo & Martínez Catalán, (2002) and Díez Montes (2007).

10.2.2. Variscan orogenic stage

When the last pre-orogenic formations were being deposited in the CIZ during the Early-Middle Devonian, some peri-Gondwana terranes together with the Early Ordovician ensialic arc (Upper Units) were accreted into the active margin of Laurussia, thus experiencing high pressure-high temperature (HP-HT) metamorphism (Abati *et al.*, 2007; Arenas *et al.*, 2011). Also, an intra-oceanic subduction was created around the Rheic mid-ocean ridge as a result of convergence between the two supercontinents (Martínez Catalán *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009) leading to the consumption of this Palaeozoic Ocean (Figures 10.1B and 10.2A).

Throughout the Middle-Late Devonian, a dextral transpressive tectonics led to an oblique continental collision, favouring the obduction of far travelled allochthonous nappe stack – the Upper and Ophiolite Units – over the N Gondwana passive margin (Figures 10.1C and 10.2B). This produced a pervasive deformation under high pressure conditions in the subducted outermost shelf (Basal Units), followed by its incorporation into the accretionary prism (Martínez Catalán *et al.*, 1996; Martínez Catalán *et al.*, 2007; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Díez Fernández *et al.*, 2010; Martínez Catalán, 2011b). In the UP and in CIZ, the advance of the orogenic front produced a low-grade metamorphic assemblage (M1) and a weak pervasive deformation, with local tight isoclinal folding (C1). Deformation was stronger in the SDGTM units, due to its proximity to the most tectonically active zones (Figure 10.1D).

The orogenic trench between the active margin and the bulged passive margin was filled with syn-orogenic sediments (Figure 10.1C-D and Figure 10.2B –Travanca and Vila Chã formations), probably derived from both, the exposed accretionary prism (the allochthonous units) and the peripheral bulge (CIZ and SDGTM). This could explain why the zircon populations found in the syn-orogenic deposits are identical to the ones found in the marginal Gondwana domains involved in the orogenic collision (Díez Fernández *et al.*, 2012 and this work).

Following this initial, contractional stage, and around the middle Carboniferous, the gravitational instability of the axial Variscan belt possibly produced an extruding wedge (Figures 10.1E and 10.2 C), bounded by low angle detachment faults that expanded obliquely to the orogenic attitude (Martínez Catalán, 1990). The detachments are responsible for the Upper Allochthon off-sequence thrust faults (Gómez Barreiro *et al.*, 2007), which de-rooted some allochthonous units and started their metamorphic retrogradation (Martínez Catalán *et al.*, 2009; Arenas *et al.*, 2011). The imbrication of the allochthonous units over the SDGTM favoured the thrusting of UP over the syn-orogenic deposits, thus generating the MTMT during the local C2 event. As a consequence, at the base of the syn-orogenic basin the Silurian ampelitic rocks hosted a first-order detachment (BLPD) which allowed the tectonic transport of the LP above the CIZ.

The extrusion of the allochthonous units from the Variscan axial zone during the C2 event (Martínez Catalán, 1990) possibly produced the concentric bending of the previous C1 structures in both SDGTM and CIZ around the exotic terranes (Aerden, 2004; Martínez Catalán, 2011a, b; Martínez Catalán *et al.*, 2012). Also, the C2 event was responsible for the local tightening, refolding and rupture of the C1 folds along C2 thrust zones in the SDGTM and CIZ, masking their original geometry (Farias, 1990; González Clavijo & Martínez Catalán, 2002; González Clavijo, 2006). The additional overburden above the CIZ, led to the M1 baric peak of the Barrovian metamorphism in its lower-middle crustal domains (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Rubio Pascual *et al.*, 2012). The allochthonous tectonic pile should have been thick enough to attain the chlorite zone just beneath the MTMT and the BLPD and also sufficiently thick for being able of triggering partial melting in the middle and lower crust after an interval of thermal relaxation.

The stacking of the allochthonous units over the CIZ largely contributed the orogenic collapse, which started around 330Ma (Escuder Viruete *et al.*, 1994a; Escuder Viruete *et al.*, 1998; Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a; Alcock *et al.*, 2009; Alcock *et al.*, 2012; Rubio Pascual *et al.*, 2012). Broad sub-horizontal detachments were developed in mid crustal domains, with kinematics similar to those of the extruding wedge (Figures 10.1F and 10.2D). This event (E1) triggered fast crustal thinning with exhumation of hot middle-low crustal domains in domes emplaced in colder, upper crustal conditions. The adiabatic decompression produced partial melting of the metasediments and orthogneisses. Around the migmatized hot cores, the cold crust experienced a dynamo-thermal metamorphism with a Buchan-type association that produced the growth of sillimanite, andalusite and biotite in zones progressively colder subparallel to the dome limits. The stretching of the crust during E1-M2 affected the CIZ and GTMZ, developing a dome and basin geometry with the allochthonous stack preserved in the depressed zones surrounded by HT-LP migmatitic cupolas.

The GTMZ preserved in the structural basins was flattened by subvertical, roughly pure shear deformation that produced a pervasive subhorizontal crenulation and the reworking of the MTMT and BLPD, with local shear zones moving top to the WNW in present coordinates.

In an advanced stage of the extensional process and at the end of M2 metamorphism (ca. 320-315 Ma) a new compressional event (C3) affected the Iberian Massif, in close relationship with the activity of large strike-slip ductile shear zones. This event closed the Central Iberian Arc (CIA), for which, the relative contributions of the spreading in the front of an extruding wedge and later oroclinal folding are unknown (Martínez Catalán, 2011a; Martínez Catalán *et al.*, 2012). At a smaller scale, the C3 event tightened the previous domes and basins, and folded the

successions of the CIZ and GTMZ, with structures somewhat heterogeneous and disharmonic. They were also influenced by the coetaneous emplacement of granitic massifs, generated during the late stages of M2 in the migmatitic cores and below (Valverde-Vaquero *et al.*, 2007a).

The increasing tightening of the CIA and the development of the Cantabrian-Asturian Arc (CAA; Weil *et al.*, 2001; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004; Weil *et al.*, 2012), commonly known as the Ibero-Armorican Arc (IAA; Lefort, 1979; Perroud & Bonhommet, 1981; Dias & Ribeiro, 1994) favoured the activity of brittle-ductile conjugate subvertical shear zones that absorbed part of the stress induced during the late stages of C3 (ca. 308-300 Ma) and solved space problems (Figures 10.1G and 10.2E) throughout the final stages of the assemblage of the Pangea Supercontinent (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008; Martínez Catalán, 2011b).

Once this period had ended, the late stages of orogenic collapse produced a new extensional event (E2) which developed folds with subhorizontal axial surfaces which folded the bedding and previous tectonic fabrics rotated to a subvertical attitude by C3 structures in both the CIZ and SDGTM. This stage was related with the development of extensional brittle-ductile shear zones cutting across or bounding the metamorphic domes and the C3 folds in several parts of the Iberian Massif. These structures absorbed most of the late- to post-orogenic extensional collapse in the middle and upper crustal domains (Escuder Viruete & Valverde-Vaquero, 1999; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Díez Montes, 2007).

The final stages of the Variscan Orogeny were characterized by brittle deformation (C4) which evidences a 90° horizontal rotation of the stress field. This event was synchronous with the intrusion of the latest Variscan granitoids (Díez Montes & Gallastegui, 1992).

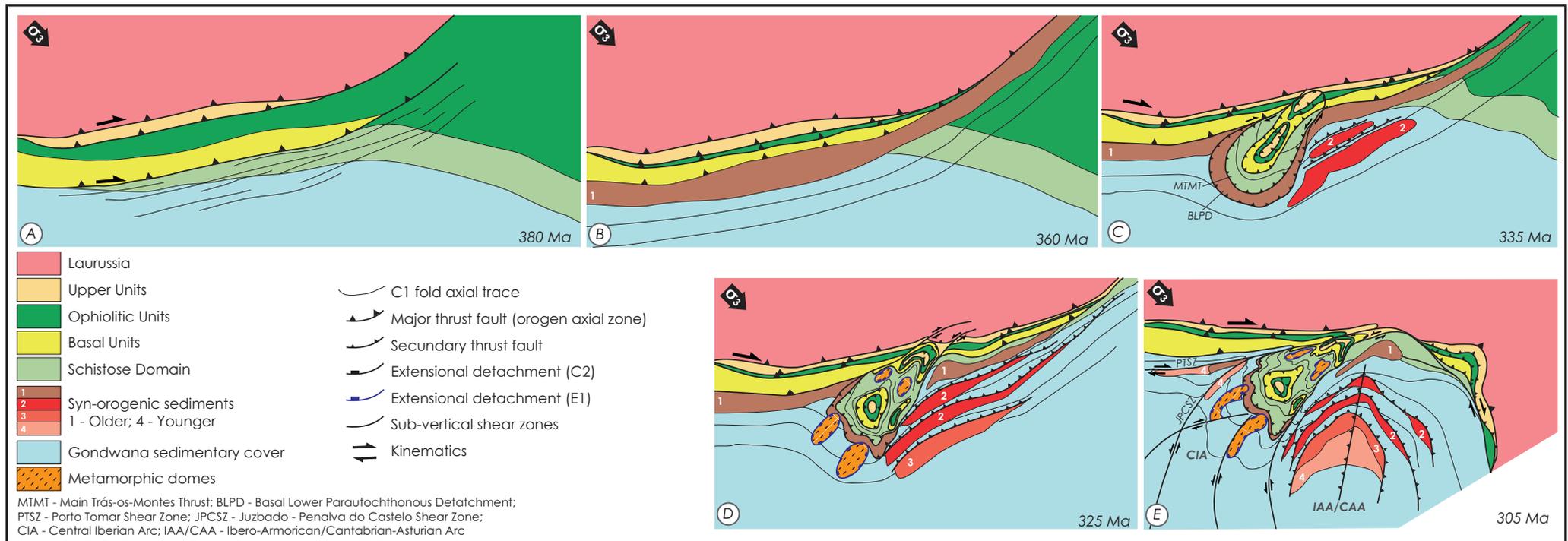


Figure 10.2 - Variscan continental collision with dextral transpression producing a lineal orogen and the oblique extrusion of the GTMZ over the CIZ, resulting from orogenic collapse of the axial zone plus oroclinal bending.

BIBLIOGRAFÍA

Bibliografía

- Abati, J., Dunning, G. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Martínez Catalán, J. R. & Andonaegui, P., 1999. Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U–Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 165, 213-228.
- Abati, J., Castiñeiras, P., Arenas, R., Fernández-Suárez, J., Gómez Barreiro, J. & Wooden, J. L., 2007. Using SHRIMP zircon dating to unravel tectonothermal events in arc environments. The early Palaeozoic arc of NW Iberia revisited. *Terra Nova*, 19, (6), 432-439.
- Aerden, D. G. A. M., 2004. Correlating deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts; implications for the Ibero Armorican Arc. *Journal of Structural Geology*, 26, (1), 177-196.
- Alcock, J. E., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R. & Díez Montes, A., 2009. Use of thermal modeling to assess the tectono-metamorphic history of the Lugo and Sanabria gneiss domes, Northwest Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (180), 179-197.
- Alcock, J. E., Rubio Pascual, F., Martínez Catalán, J. R., Díez Montes, A., Arenas, R., Dias da Silva, Í. & González Clavijo, E., 2012. Thrust geometry and the location of gneiss domes: implications of thermal models of the Central Iberian crustal domain during the Variscan. *En: Rossi, P., Thierry, J. & Faure, M. (eds.), Variscan 2012 - Length scales, time scales and relative contribution of Variscan orogenic events to formation of European crust*, Sassari, 53-54.
- Alonso, J. L. & Rodríguez Fernández, L. R., 1981. Aportaciones al conocimiento de la estructura del Sinclinorio de Verín. *Cuadernos Xeolóxicos de Laxe*, (3), 93-122.
- Antunes, I. M. H. R., Neiva, A. M. R., Silva, M. M. V. G. & Corfu, F., 2009. The genesis of I- and S-type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo pluton, Central Iberian Zone (central Portugal). *Lithos*, 111, (3-4), 168-185.
- Antunes, I. M. H. R., Neiva, A. M. R., Silva, M. M. V. G. & Corfú, F., 2010. Magmatismo Ordovícico e Varisco na Zona Centro Ibérica de Portugal: Evidências Isotópicas. *En: (eds.), X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa - XVI Semana de Geoquímica*, 6, 761-770.
- Arenas, R., Farias, P. & Gallastegui, G., 1988. Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. *En: (eds.), Congreso Geológico de España*, Granada, 2, 75-84.
- Arenas, R. & Martínez Catalán, J. R., 2003. Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365, 143-164.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J. R. & Díaz García, F., 2004. Zona de Galicia-Trás-os-Montes. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 133-164.
- Arenas, R., Martínez Catalán, J. R., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P. & Gómez Barreiro, J., 2007. Paleozoic ophiolites in the Variscan suture of Galicia (northwest Spain): Distribution, characteristics and meaning. *En: Hatcher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride, J. H. & Martínez Catalán, J. R. (eds.), 4D Framework of Continental Crust*, Geological Society of America, 200, 425-444.

- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Jeffries, T. E., Díez Fernández, R. & Andonaegui, P., 2009. The basal tectonic mélangé of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit to understand the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, 35, (2), 85-125.
- Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., Fuenlabrada, J. M., Fernández-Suárez, J. & González Cuadra, P., 2011. A peri-Gondwanan arc active in Cambrian-Ordovician times: The evidence of the uppermost terrane of NW Iberia. *En: Gutiérrez Marco, J. C., Rábano, I. & García-Bellido, D. (eds.), 11th International Symposium on the Ordovician System, Alcalá de Henares, Ordovician of the World*, 43-48.
- Ares Yañez, M., Gutiérrez-Alonso, G., Díez Balda, M. A. & Alvarez, F., 1995. La prolongación del Despegue de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, (3), 175-191.
- Azevedo, M. R. & Valle Aguado, B., 2006. Origem e instalação de granitoides variscos na Zona Centro-Ibérica. *En: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 107-121.
- Barba, P., Ugidos, J. M., González Clavijo, E. & Valladares, M. I., 2011. Geochemical features of Ordovician Succession in the Central Iberian Zone (Spain). *En: Gutiérrez Marco, J. C., Rábano, I. & García-Bellido, D. (eds.), 11th International Symposium on the Ordovician System, Alcalá de Henares, Ordovician of the World*, 49-54.
- Barrois, C., 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord*, 2, 1-630.
- Barros Lorenzo, J. C., 1989. Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco Sur del Sinclinatorio de Truchas. *Cuadernos Xeolóxicos de Laxe*, 14, 93-116.
- Bea, F., Montero, P., Talavera, C. & Zinger, A., 2006. A revised Ordovician age for the Miranda do Douro orthogneiss, Portugal. Zircon U–Pb ion-microprobe and LA-ICPMS dating. *Geologica Acta*, 4, (3), 395–401.
- Bea, F., Montero, P., González-Lodeiro, F. & Talavera, C., 2007. Zircon Inheritance Reveals Exceptionally Fast Crustal Magma Generation Processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. *Journal of Petrology*, 48, (12), 2327-2339.
- Bea, F., Pesquera, A., Montero, P., Torres-Ruiz, J. & Gil-Crespo, P. P., 2009. Tourmaline $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of tourmaline-rich rocks from Central Iberia dates the main Variscan deformation phases. *Geologica Acta*, 7, (4), 399-412.
- Beetsma, J. J., 1995. *The Late Proterozoic / Palaeozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal*. Phd, Nederlands Research School of Sedimentary Geology, Amsterdam, 223 pp.
- Belaústegui, Z. & de Gibert, J., 2009. Icnofábrica de *Cylindrichnus* en el Mioceno de la costa de Tarragona (Cataluña, España). *Paleolusitana*, 1, 97-104.
- Bellido Mulas, F., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J. R. & Pablo Maciá, J. G., 1987. Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y occidente de Asturias. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid, 102, 157 pp.
- Brun, J. P. & Van der Driessche, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment faults-structure and kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 165, 519-530.

- Buatois, L. A. & Mángano, M. G., 2011. Ichnology: The role of organism-substrate interactions in space and time. *Cambridge University Press*, Cambridge, 358.
- Burg, J. P., Kaus, B. J. P. & Podladchikov, Y. Y., 2004. Dome structures in collision orogens: Mechanical investigation of the gravity/compression interplay. *En: Whitney, D. L., Teysier, C. & Siddoway, C. S. (eds.), Gneiss domes in orogeny*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper 380, 47-66.
- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309, (20), 2023-2029.
- Capdevila, R., 1969. *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galece Nord-orientale (NW de l'Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de Montpellier, Montpellier, 430 pp.
- Carreras, J., 2001. Zooming on Northern Cap de Creus shear zones. *Journal of Structural Geology*, 23, (9), 1457-1486.
- Castiñeiras, P., 2005. *Origen y evolución tectonotermal del las unidades de O Pino y Cariño (Complejos Alóctonos de Galicia)*. Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, La Coruña, 28, pp.
- Castiñeiras, P., Villaseca, C., Barbero, L. & Martín Romera, C., 2008. SHRIMP U-Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of Central Spain: Implications in the Hercinian evolution of Central Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 35-50.
- Chapel, B. W. & White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, (8), 173-174.
- Coke, C., Pires, C. A. C. & Sousa, M. B., 1995. A Base do Ordovícico no autóctone da Serra do Marão e sua relação com o Câmbrico. *En: (eds.), XII RGOP/PICG*, Salamanca, 54-58.
- Coke, C., 2000. Litostratigrafia do Ordovícico inferior do ramo sul do Serra da Marão, Norte de Portugal. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 87, 13-34.
- Coke, C., Dias, R. & Ribeiro, A., 2000. Evolução geodinâmica da bacia do Douro durante o Câmbrico e Ordovícico inferior: um exemplo de sedimentação controlada pela tectónica. *Comunicações Geológicas*, 87, 5-12.
- Coke, C. & Gutiérrez Marco, J. C., 2001. Braquiópodos Linguliformea del Ordovícico Inferior de la Serra do Marão (Zona Centroibérica, N de Portugal). *Boletín Geológico y Minero*, 112, (1), 33-50.
- Coke, C., Pires, C. A. C., Sá, A. & Ribeiro, A., 2001. O Vulcanismo na transição Câmbrico/Ordovícico da Zona Centro-Ibérica na região de Trás-os-Montes (NE Portugal) como elemento de referência estratigráfica. *Cuadernos Xeolóxicos de Laxe*, 26, 121-136.
- Coke, C., Teixeira, R. J. S., Gomes, M. E. P., Corfú, F. & Rubio Ordoñez, A., 2011. Early Ordovician volcanism in Eucísia and Mateus areas, Central Iberian Zone, northern Portugal. *Mineralogical Magazine*, 75, (3), 685.

- Condie, K. C., 1991. Another look at rare earth elements in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (55), 2527-2531.
- Condie, K. C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79, 491-504.
- Cooper, A. H. & Romano, M., 1982. The Lower Ordovician stratigraphy of the Dornes - Figueiró dos Vinhos area, Central Portugal, with descriptions of *Merostomichnites ichnosp.* and *Rosselia socialis*, two previously unrecorded trace fossils. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 68, 73-82.
- Cordani, U. G., Nutman, A. P., Andrade, A. S., Santos, J. F., Azevedo, M. R., Mendes, M. H. & Pinto, M. S., 2006. New U-Pb SHRIMP zircon ages for pre-variscan orthogneisses from Portugal and their bearing on the evolution of the Ossa-Morena Tectonic Zone. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78, (1), 133-149.
- Crimes, T. P., 1987. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, 124, 97-119.
- Cullers, R. L., 1995. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the West Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, (123), 107-131.
- Dahmer, G., 1937. Lebensspuren aus dem Taunusquarzit und den Siegener Schichten (Unterdevon). *Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin Jahrbuch 1936*, 57, 523-539.
- Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarra, J. I., Gutiérrez-Alonso, G., Fariás, P., Bastida, F. & Aller, J., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberia Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, (277), 307-337.
- del Moral, B., 2002. Conodontos de la Formación Caliza Urbana (Kralodvoriense) en el Sinclinal de Guadalmez (Ciudad Real, España). *Coloquios de Paleontología*, 53, 69-85.
- Desjardins, P. R., Mángano, M. G., Buatois, L. A. & Pratt, B. R., 2010a. Skolithos pipe rock and associated ichnofabrics from the southern Rocky Mountains, Canada: colonization trends and environmental controls in an early Cambrian sand-sheet complex. *Lethaia*, 43, 507-528.
- Desjardins, P. R., Pratt, B. R., Buatois, L. A. & Mángano, M. G., 2010b. Stratigraphy and sedimentary environments of the Lower Cambrian Gog Group in the southern Rocky Mountains of Western Canada: transgressive sandstones on a broad continental margin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 58, 403-439.
- Dewey, J. F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, (6), 1123-1139.
- Dias da Silva, Í. & González Clavijo, E., 2008. Encuadre estructural del enjambre de diques pegmatíticos de La Fregeneda (Zona Centro Ibérica, España). *En: Chamizo-Borreguero, M. (eds.), I Jornadas de Investigadores en Formación en Ciencias de la Tierra*, Madrid, 78.
- Dias da Silva, Í., Barrios, S. & Campaña-Prieto, J. M., 2009. Descripción de las Venas de Fluorapatito en Pegmatitas de la Zona de La Fregeneda (Salamanca). *Macla*, 11, 77-78.
- Dias da Silva, Í., 2010. *Estructura y evolución tectónica del área de Palaçoulo, Este del Complejo de Morais, Portugal*. Grado de Salamanca, USAL, Salamanca, 90 pp.

- Dias da Silva, Í. & González Clavijo, E., 2010. New data on tectono-metamorphic evolution of the Peri-Trasmontano domain (Schistose Domain) in Northeastern Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, 121, (1), 45-56.
- Dias da Silva, Í., González Clavijo, E. & Martínez Catalán, J. R., 2010. Estratigrafia da Zona Centro Ibérica na região de Palaçoulo (leste do Maciço de Morais, NE Portugal). *En: Brilha, J., Pamplona, J. & Valente, T. (eds.), VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga, 21, 1-4.*
- Dias da Silva, Í., González Clavijo, E., Barba, P., Valladares, M. I. & Ugidos, J. M., 2011. Geochemistry of Lower Palaeozoic shales. A case study in a sector of the Iberian Variscides. *En: Gutiérrez Marco, J. C., Rábano, I. & García-Bellido, D. (eds.), 11th International Symposium on the Ordovician System, Alcalá de Henares, Ordovician of the World, 121-125.*
- Dias da Silva, Í., Valverde-Vaquero, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A. & Martínez Catalán, J. R., 2012. Structural and stratigraphical significance of U-Pb ages from the Saldanha and Mora volcanic complexes (NE Portugal, Iberian Variscides). *En: Rossi, P., Thierry, J. & Faure, M. (eds.), Variscan 2012 - Length scales, time scales and relative contribution of Variscan orogenic events to formation of European crust, Sassari, 105-106.*
- Dias, R., 1986. *Estudo de um sector do autóctone de Trás-os-Montes oriental a ENE de Torre de Moncorvo.* M.Sci, Universidade de Lisboa, Lisboa, 153 pp.
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1991. Finite strain analysis in a transpressive regime (Variscan autochthon, northeast Portugal). *Tectonophysics*, 191, (3-4), 389-397.
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1994. Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal of Structural Geology*, 16, (11), 1543-1554.
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246, 113-128.
- Dias, R., Mateus, A. & Ribeiro, A., 2003. Strain partitioning in transpressive shears zones in the southern branch of the Variscan Ibero-Armorican arc. *Geodinamica Acta*, 16, (2-6), 119-129.
- Dias, R., 2006. O Varíscio do sector Norte de Portugal. *En: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria, Universidade de Évora, Évora, 31-34.*
- Dias, R., Coke, C. & Ribeiro, A., 2006. Da Deformação na Serra do Marão ao zonamento do autóctone da Zona Centro-Ibérica. *En: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria, Universidade de Évora, Évora, 35-61.*
- Díez Balda, M. A., 1981. La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centro Ibérica). La superposición de fases y su influencia en la fábrica de las rocas. *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, 519-534.
- Díez Balda, M. A., 1986. *El Complejo Esquisto-Grauwáquico, las series paleozoicas, la estructura hercínica al Sur de Salamanca.* 52, Salamanca, 162 pp.
- Díez Balda, M. A., Vegas, R. & González Lodeiro, F., 1990. Structure. *En: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Germany, 172-188.*
- Díez Balda, M. A., Ayarza Arribas, P. & Martínez Catalán, J. R., 1992. El cizallamiento dúctil subhorizontal de la Segunda Fase Hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso

extensional. *En: (eds.), III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, 365-374.

- Díez Balda, M. A., Martínez Catalán, J. R. & Ayarza Arribas, P., 1995. Syn collisional extensional collapse parallel to orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, 163-182.
- Díez Balda, M. A., Rodríguez Alonzo, M. D., Liñan, E., Gámez Vintaned, J. A., López Díaz, F., Moreno, F., Moreno-Eiris, A., Perejon, A., Pieren, A. P., Martínez Poyatos, D. & Vegas, R., 2004. La transgresión cámbrica. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, p. 81.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J. R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R. & Fernández-Suárez, J., 2010. U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18, (2-3), 385-399.
- Díez Fernández, R., 2011. *Evolución estructural y cinemática de una corteza continental subducida: la Unidad de Malpica - Tui (NO del Macizo Ibérico)*. Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, Coruña, 295 pp.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Gerdes, A. & Fernández-Suárez, J., 2012. U-Pb detrital zircon analysis of the lower allochthon of NW Iberia: age constraints, provenance and links with the Variscan mobile belt and Gondwanan cratons. *Journal of the Geological Society*, 169, (6), 655-665.
- Díez Montes, A. & Gallastegui, G., 1992. Geología del plutón granítico de Ciperez-Garcirrey (Prov. Salamanca, España). *Cuadernos del Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 17, 279-292.
- Díez Montes, A., Escuder Viruete, J., Carrasco, R. & Sanz Santos, M. A., 2000. Mapa y Memoria explicativa de la hoja N° 448/9 (Vilvestre) de Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. ITGE, Madrid
- Díez Montes, A., Navidad, M., González Lodeiro, F. & Martínez Catalán, J. R., 2004. El Olo de Sapo. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 69-72.
- Díez Montes, A., 2007. *La geología del Dominio "Olo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo*. Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, La Coruña, 34, 506 pp.
- Díez Montes, A., Martínez Catalán, J. R. & Bellido Mulas, F., 2010. Role of Olo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research*, 17, (2-3), 363-376.
- Downie, C., 1982. Lower Cambrian acritarchs from Scotland, Norway, Greenland and Canada. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 72, 257-285.
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T. E., Linnemann, U. & Storey, C., 2011. Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): Evidence from U-Pb detrital zircon ages. *Gondwana Research*, 19, 213-231.

- Druguet, E., 2001. Development of high thermal gradients by coeval transpression and magmatism during the Variscan orogeny: insights from the Cap de Creus (Eastern Pyrenees). *Tectonophysics*, 332, (1-2), 275-293.
- Dzik, J., 1989. Conodont evolution in high altitudes of the Ordovician. *Courier Forsch.*, (117), 1-28.
- Escuder Viruete, J., 1993. Mylonitic fabric development and tectonothermal model associated with variscan crustal extension, Northwest Salamanca, Spain (Iberian Hercinian Belt). *BRGM France*, (219), 66.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R. & Martínez Catalán, J. R., 1994a. Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension, in the Tormes Gneiss dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 1-22.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R. & Martínez Catalán, J. R., 1994b. Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneisico del Tormes (NO Salamanca). *Geogaceta*, 16, 35-38.
- Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P. P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. & Dunning, G. R., 1998. Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, (290), 87-109.
- Escuder Viruete, J., 1999a. *Evolución tectonothermal del Domo Gneisico de Tormes, Salamanca (NW de Macizo Ibérico). Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centro Ibérica*. Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeología e Minería do Seminario de Estudos Galegos, La Coruña, 15, 386 pp.
- Escuder Viruete, J., 1999b. Hornblende-bearing leucosome development during syn-orogenic crustal extension in the Tormes Gneiss Dome, NW Iberian Massif, Spain. *Lithos*, 46, (4), 751-772.
- Escuder Viruete, J. & Valverde-Vaquero, P., 1999. Modelización termal en 2-D del metamorfismo de baja-P/alta-T asociado a la Zona de Cizalla Extensional de Berzosa-Riaza (Zona Centro-Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, (2), 215-228.
- Escuder Viruete, J., Díez Montes, A., Carrasco, R. & Sanz Santos, M. A., 2000a. Mapa y Memoria explicativa de la hoja N° 422 (Aldeadávila de la Ribera) de Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 ITGE, Madrid
- Escuder Viruete, J., Lindares, A. & Arenas, R., 2000b. P-T Paths Derived from Garnet Growth Zoning in an Extensional Setting: an Example from the Tormes Gneiss Dome (Iberian Massif, Spain). *Journal of Petrology*, 41, (10), 1489-1515.
- Escuder Viruete, J., Villar, P., Díez Montes, A., Fernández, J., Sanz Santos, M. A. & Carrasco, R., 2000c. Mapa y Memoria explicativa de la hoja N° 423 (Fermoselle) de Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. ITGE, Madrid
- Escuder Viruete, J., Díez Balda, M. A., Rubio Pascual, F., González Casado, J. M., Barbero, L., Martínez Poyatos, D., Villar Alonso, P. & Martínez Catalán, J. R., 2004. La extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 87-92.

- Farias, P. & Marcos, A., 1986. La sucesión Ordovícica en el flanco NE del sinclinal de Verín (Galicia, España). *Trabajos de Geología*, (16), 15-24.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., de Pablo Maciá, J. G. & Rodríguez Fernández, L. R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, (1), 411-431.
- Farias, P., 1990. *La Geología de la región del sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, La Coruña, 2, 201 pp.
- Farias, P. & Marcos, A., 2004. Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes. *En*: Vera, J. A. (eds.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 135-138.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G. R., Jenner, G. A. & Gutiérrez-Alonso, G., 2000a. Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, 157, 565-576.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G. A. & Tubrett, M. N., 2000b. New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102, 185-206.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Cox, R. & Jenner, G. A., 2002. Assembly of the Armorican microplate: a strike-slip terrane delivery? Evidence from U-Pb ages of detrital zircons. *Journal of Geology*, 110, 619-626.
- Fernández-Suárez, J., Díaz García, F., Jeffries, T. E., Arenas, R. & Abati, J., 2003. Constraints on the provenance of the uppermost allochthonous terrane of the NW Iberian Massif: inferences from detrital zircon U-Pb ages. *Terra Nova*, 15, 138-144.
- Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J. R., Whitehouse, M. J. & Jeffries, T. E., 2007. U-Pb chronometry of polymetamorphic high-pressure granulites: An example from the autochthonous terranes of the NW Iberian Variscan belt. *En*: Hatcher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride, J. H. & Martínez Catalán, J. R. (eds.), *4D Framework of Continental Crust*, Geological Society of America, 200, 469-488.
- Ferreira da Silva, A., José dos Santos, A., Ribeiro, A., Cabral, J. & Ribeiro, M. L., 1994. Folha 15-B (Freixo de Espada à Cinta) da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:50.000. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa
- Ferreira da Silva, A. & Ribeiro, M. L., 1994. Notícia Explicativa da Folha 15-B (Freixo de Espada à Cinta) da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:50.000. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa, 48 pp.
- Ferretti, A. & Barnes, C. R., 1997. Upper Ordovician conodonts from Kalkbank limestone of Thuringia, Germany. *Palaeontology*, 40, (1), 15-42.
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S. & Taylor, R. N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 153, 197-208.
- Frei, D. & Gerdes, A., 2009. Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, (261), 261-270.

- Frey, R. W. & Howard, J. D., 1985. Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Cretaceous), Coal Creek Canyon, Utah. *Journal of Paleontology*, 59, 370-404.
- Gil Toja, A., Jimenez-Ontiveros, P. & Seara Valero, J. R., 1985. La cuarta fase de deformación hercínica en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 9, 91-104.
- Goldring, R., 1996. The sedimentological significance of concentrically laminated burrows from Lower Cretaceous Ca-bentonites, Oxfordshire. *Journal of the Geological Society*, 153, 255-263.
- Gomes, M. E. P., Antunes, I. M. H. R., Silva, P. B., Neiva, A. M. R. & Pacheco, F. A. L., 2010. Geochemistry of waters associated with the old mine workings at Fonte Santa (NE of Portugal). *Journal of Geochemical Exploration*, 105, (3), 153-165.
- Gomes, M. E. P., Teixeira, R. J. S., Neiva, A. M. R. & Corfu, F., 2011. Geochemistry and geochronology of granitic rocks from the Bemposta-Picote area (Northeast Portugal). *En: Molina, J. F., Scarrow, J. H., Bea, F. & Montero, P. (eds.), VII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks* Avila, 62.
- Gómez Barreiro, J., Wijbrans, J. R., Castiñeiras, P., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F. & Abati, J., 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe dating of mylonitic fabrics in a polyorogenic terrane of NW Iberia. *Journal of the Geological Society*, 163, 61-73.
- Gómez Barreiro, J., 2007. *La Unidad de Fornás: Evolución tectonometamórfica del SO del Complejo de Órdenes*. Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, Coruña, 334 pp.
- Gómez Barreiro, J., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Castiñeiras, P., Abati, J., Díaz García, F. & Wijbrans, J. R., 2007. Tectonic evolution of the upper allochthon of the Órdenes complex (Northwestern Iberian Massif): Structural constraints to a polygenic peri-Gondwanan terrane. *Geologic Society of America - Special paper*, 423, 315-332.
- González Clavijo, E., Álvarez, F. & Díez Balda, M. A., 1991. La cizalla de Villalcampo (Zamora), geometría, cinemática y condiciones de la deformación asociada. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 16, 203-219.
- González Clavijo, E., Díez Balda, M. A. & Álvarez, F., 1993. Structural study of a semiductile strike-slip system in the Central Iberian Zone (Variscan Fold Belt, Spain): Structural controls on gold deposits. *Geologische Rundschau*, 82, 448-460.
- González Clavijo, E. & Martínez Catalán, J. R., 2002. Stratigraphic record of preorogenic to synorogenic sedimentation, and tectonic evolution of imbricate thrusts in the Alcañices synform (northwestern Iberian Massif). *En: Martínez Catalán, J. R., Hatcher Jr., R. D., Arena, R. & Díaz García, F. (eds.), Variscan Appalachian Dynamics: The building of the Late Palaeozoic Basement*, Geological Society of America, 17-25.
- González Clavijo, E., 2006. *La Geología del sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*. Nova Terra, Instituto Universitario de Geología "Isidro Parga Pondal" - Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos, La Coruña, 31, 238 pp.
- González Clavijo, E. & Díez Montes, A., 2008. Procesos tardi-variscos en la Zona Centro Ibérica. Las bandas de cizalla subverticales del Domo de Tormes. *Geo-Temas*, 10, 445-448.

- González Lodeiro, F., Díez Montes, A. & Martínez Catalán, J. R., 2004. Secuencia preordovícica. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 69.
- Gonzalo, J. C., 1981. *Estudio geológico del campo filoniano de La Fregeneda (Salamanca)*. Tesis de licenciatura, Universidad de Salamanca, Salamanca, 77 pp.
- Gozalo, R., Liñan, E., Palacios, T., Gámez Vintaned, J. A. & Mayoral, E., 2003. The Cambrian of the Iberian Peninsula: an overview. *Geologica Acta*, 1, (1), 103-112.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T. E., Jenner, G. A., Tubrett, M. N., Cox, R. & Jackson, S. E., 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics*, 365, 221-232.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J. & Weil, A. B., 2004. Orocline triggered lithospheric delamination. *Geologic Society of America - Special paper*, (383), 121-130.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A. B., Brendan Murphy, J., Damian Nance, R., Corfu, F. & Johnston, S. T., 2008. Self-subduction of the Pangaeon global plate. *Nature Geoscience*, 1, (8), 549-553.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T. E., Collins, A. S., Johnston, S. T., González Clavijo, E., Pastor-Galán, D. & Weil, A. B., 2010a. Delimitação mediante idades absolutas ($^{40}\text{Ar}^*$ - ^{39}Ar e U-Pb) do desenvolvimento oroclinal e da delaminação litosférica associada no Arco Ibero Armoricano. *En: Brilha, J., Pamplona, J. & Valente, T. (eds.), VIII Congresso Nacional de Geologia*, Braga, 23, 1-4.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T. E., Collins, A. S., Johnston, S. T., González Clavijo, E., Pastor-Galán, D. & Weil, A. B., 2010b. Why 307? *En: Montes, C., Cardona, A. & García-Casco, A. (eds.), Subduction zones of the Varabeon*, Panama, 2.
- Gutiérrez Marco, J. C., San José, M. A. & Pieren, A. P., 1990. Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. *En: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Germany, 160-171.
- Gutiérrez Marco, J. C., Aramburu, C., Arbizu, M., Bernárdez, E., Hacar Rodríguez, M. P., Méndez-Bedia, I., Montesinos López, R., Rábano, I., Truyols, J. & Villas, E., 1999. Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Médio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centroibérica septentrional). *Acta Geologica Hispanica*, 34, (1), 3-87.
- Gutiérrez Marco, J. C., 2001. Cistoideos rombíferos (Echinodermata) de la Caliza Urbana (Ordovícico Superior) de la Zona Centroibérica, España. *Coloquios de Paleontología*, 52, 107-116.
- Gutiérrez Marco, J. C., Rábano, I., Liñan, E., Gozalo, R., Fernández Martínez, E., Arbizu, M., Méndez Bedia, I., Pieren, A. P. & Sarmiento, G. N., 2008. Las sucesiones estratigráficas del Paleozoico inferior y medio. *En: García Cortés, A. (eds.), Contextos geológicos españoles: una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 31-43.
- Gutiérrez Marco, J. C., Ghienne, J. F., Bernárdez, E. & Hacar Rodríguez, M. P., 2010. Did the Late Ordovician African ice sheet reach Europe? *Geology*, 38, (3), 279-282.

- Heredia, N., Arias, D., Bellido, F., Díaz García, F., Díez Montes, A., Farias, P., Fernández, F. J., Gallastegui, G., Lombardero, M., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R. & Rodríguez Fernández, L. R., 2002, Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros y de materias primas en las comarcas de El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valdeorras, Fondo Documental del IGME, Madrid, (memoria y planos en CD), inédito.
- Iglesias Ponce de León, M. & Varea Nieto, R., 1982. Mapa y Memória explicativa de la hoja N° 228 (Viana del Bollo) del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000. IGME, Madrid
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jensen, S., Palacios, T. & Martí Mus, M., 2010. Revised biochronology of the Lower Cambrian of the Central Iberian Zone, southern Iberian massif, Spain. *Geological Magazine*, 147, (5), 690-703.
- Large, R. R., Gemmell, J. B., Paulick, H. & Huston, D. L., 2001. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Litho-geochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. *Economic Geology*, 96, 957-971.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zannettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, P., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., J., K., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Schmid, R., Sørensen, H. & Woolley, A., 2002. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. *Em: Le Maitre, R. W. (eds.), Igneous Rocks*, Blackwell, IUGS, Cambridge University Press, Cambridge, 236.
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S. & Stillman, C. J., 1986. Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society*, 143, (2), 259-273.
- Lefort, J. P., 1979. Iberian-Armorican arc and Hercynian orogeny in western Europe. *Geology*, 7, (8), 384-388.
- Lentz, D. R., 1996. Trace-element systematics of felsic volcanic rocks associated with massive-sulphide deposits in the Bathurst Mining Camp: petrogenetic, tectonic and chemostratigraphic implications for VMS exploration. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 359-402.
- Lentz, D. R., 1999. Petrology, geochemistry, and oxygen isotope interpretation of felsic volcanic and related rocks hosting the Brunswick 6 and 12 massive sulfide deposits (Brunswick Belt), Bathurst mining camp, New Brunswick, Canada. *Economic Geology*, 94, (1), 57-86.
- Lentz, D. R. & McCutcheon, S. R., 2006. The Brunswick No. 6 Massive Sulfide Deposit, Bathurst Mining Camp, Northern New Brunswick, Canada: A Synopsis of the Geology and Hydrothermal Alteration System. *Exploration and Mining Geology*, 15, (3-4), 1-34.

- Linnemann, U., McNaughton, N. J., Romer, R. L., Gehmlich, M., Drost, K. & Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 683-705.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K. & Buschmann, B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). *Geologic Society of America - Special paper*, 423, 61-96.
- Linnemann, U., Pereira, M. F., Jeffries, T. E., Drost, K. & 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.
- López-Moro, F. J. & López-Plaza, M., 1993. Geología del basamento del Antiforme de Miranda do Douro (Sector Oeste de Zamora). *Studia Geológica Salmantina*, XXVIII, 103-140.
- López-Plaza, M. & Martínez Catalán, J. R., 1987. Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico. *En: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López-Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M. D. (eds.), Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*, Editorial Rueda, Madrid, 195-210.
- López-Plaza, M. & Gonzalo, J. C., 1993. Caracterización geoquímica de las anatexitas del Domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, (3-4), 113-128.
- López-Plaza, M. & López-Moro, F. J., 2004. El Domo del Tormes. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 100-101.
- López-Plaza, M., Peinado, M., López-Moro, F. J., Rodríguez Alonso, M. D., Carnicero, A., Franco, P. & Gonzalo, J. C., 2007. Contrasting mantle sources and processes involved in a peri-Gondwanan terrane: A case study of pre-Variscan mafic intrusives from the autochthon of the Central Iberian Zone. *Special Paper*, (423), 297-313.
- López-Plaza, M., López-Moro, F. J., Vicente-Tavera, S. & Vicente-Villardón, J. L., 2008. Los leucogranitos equigranulares del Domo del Tormes (Zona Centro Ibérica): discriminación geoquímica mediante Biplot Canónico y significado petrogénico. *e-Terra*, 5, (4), 16.
- Ludwig, K. R., 2008. User's manual for Isoplot/Ex 3.70. Barkeley, 76.
- Macaya, J., 1981. Estudio geológico estructural de la Sierra de Francia (Provincia de Salamanca y Cáceres). *Cuadernos Geología Ibérica*, 7, 567-576.
- Machado, G., 2010. *Upper Palaeozoic stratigraphy and Palynology of Ossa-Morena Zone, NW and SW Portugal*. Phd, Universidade de Aveiro, Aveiro, 365 pp.
- Machado, G. & Flores, D., submitted. An effective method for the observation and documentation of highly matured palynomorphs using reflected light microscopy.
- MacNaughton, R. B., 2007. The application of trace fossils to biostratigraphy. *En: Miller, W. (eds.), Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*, 135-148.

- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, (5), 635-643.
- Marcos, A., 1973. Las series del Paleozoico Inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6, 1-113.
- Marcos, A. & Farias, P., 1998. La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono relativo (Galicia, NO España). *Trabajos de Geología*, (23), 53-72.
- Marcos, A., 2004. Zona Asturoccidental-Leonesa. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 49-68.
- Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Gutiérrez Marco, J. C. & Pérez-Estaún, A., 2004. Estratigrafía y paleogeografía. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 49-52.
- Marques, F. O., 1994. *Estudo tectónico das rochas infracrustais do manto de soco do SW do Maciço de Bragança (Trás-os-Montes)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa, 196 pp.
- Marquínez, J., 1981. Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona de Lalín-Forcaldei-Beariz). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2, 131-149.
- Martínez Catalán, J. R., 1981. *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)*. Phd - Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca, 291 pp.
- Martínez Catalán, J. R., 1990. 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., Hacar Rodríguez, M. P., Villar Alonso, P., Pérez-Estaún, A. & González Lodeiro, F., 1992. Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81, (2), 546-560.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F., Abati, J. & Marquínez, J., 1996. Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15, (1), 106-121.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F. & Abati, J., 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25, (12), 1103-1106.
- Martínez Catalán, J. R., Díaz García, F., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J. & Rubio Pascual, F., 2002. Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwest Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. *En: Martínez Catalán, J. R., Hatcher Jr., R. D., Arenas, R. & Díaz García, F. (eds.), Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Palaeozoic basement*, Geological Society of America, Boulder, 163-182.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R. & Díez Balda, M. A., 2003. Large extensional structures developed during the emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, (25), 1815-1839.
- Martínez Catalán, J. R., Fernández-Suárez, J., Jenner, G. A., Belousova, E. & Díez Montes, A., 2004a. Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif:

- implication for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution *Journal of the Geological Society*, 161, 463-476.
- Martínez Catalán, J. R., González Lodeiro, F., González Clavijo, E., Fernández Rodríguez, C. & Díez Montes, A., 2004b. Estructura. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 75-78.
- Martínez Catalán, J. R., Gutiérrez Marco, J. C., Hacar Rodríguez, M. P., Barros Lorenzo, J. C., González Clavijo, E. & González Lodeiro, F., 2004c. Secuencia preorogénica del Ordovícico-Devónico. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 72-75.
- Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D. & Bea, F., 2004d. Zona Centro Ibérica. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 69-72.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F. & Valle Aguado, B., 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. *En: Hatcher Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride, J. H. & Martínez Catalán, J. R. (eds.), 4-D Framework of Continental Crust*, Geologic Society of America, Boulder, 403-423.
- Martínez Catalán, J. R., Fernández-Suárez, J., Meireles, C., González Clavijo, E., Belousova, E. & Saeed, A., 2008. U-Pb detrital zircon ages in sinorogenic deposits of the NW Iberian Massif (Variscan belt): Interplay of Devonian-Carboniferous sedimentation and thrust tectonics. *Journal of the Geological Society*, 165, 687-698.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., F., D. G., Fernández-Suárez, J., González Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F., Andonaegui, P., Jeffries, T. E., Alcock, J. E., Díez Fernández, R. & López Carmona, A., 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan Belt of NW Iberia. *C.R. Geoscience*, 341, (2-3), 114-126.
- Martínez Catalán, J. R., 2011a. The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, 101, (5), 1299-1314.
- Martínez Catalán, J. R., 2011b. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23, (4), 241-247.
- Martínez Catalán, J. R., Rubio Pascual, F., Díez Montes, A., Alcock, J. E., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, Í., González Clavijo, E. & Ayarza Arribas, P., 2012. The late Variscan HT/LP metamorphic event in the Iberian branch of the Variscides: Relationships with crustal thickening, nappe emplacement, orocline development, and crustal evolution. *En: Rossi, P., Thierry, J. & Faure, M. (eds.), Variscan 2012 - Length scales, time scales and relative contribution of Variscan orogenic events to formation of European crust*, Sassari, 114-146.
- Martínez, J. F., 1974a. Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitoides del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trabajos de Geología*, 7, 61-141.
- Martínez, J. F., 1974b. Estudio del area metamórfica del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trabajos de Geología*, 7, 3-59.

- Martínez Poyatos, D., Díez Balda, M. A., Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J. R. & Vegas, R., 2004a. El acortamiento varisco inicial. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 84-87.
- Martínez Poyatos, D., Gutiérrez Marco, J. C., Prado Alonzo, M. V., Rábano, I. & Sarmiento, G. N., 2004b. La Secuencia Paleozoica postcámbrica. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 81-83.
- Mateus, A., Dias, R. & Coke, C., 2001. Mecanismos e regimes de deformação em rochas metassedimentares detríticas do Ordovícico inferior e médio da Zona Centro-Ibérica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 88, 79-98.
- McIlroy, D., Brasier, M. D. & Moseley, J. B., 1998. The Proterozoic-Cambrian transition within the 'Charnian Supergroup' of central England and the antiquity of the Ediacara fauna. *Journal of the Geological Society*, 155, 401-411.
- Meinhold, G., Morton, A. C., Fanning, C. M., Frei, D., Howard, J. D., Phillips, R. J., Strogon, D. & Whitham, A. G., 2011. Evidence from detrital zircons for recycling of Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust recorded in Paleozoic and Mesozoic sandstones of southern Libya. *Earth and Planetary Science Letters*, 312, 164-175.
- Meinhold, G., Morton, A. C. & Avigad, D., 2012. New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana super-fan system from detrital zircon U-Pb ages. *Gondwana Research*, 10.1016/j.gr.2012.1005.1003.
- Meireles, C., Sá, A., Piçarra, J. M., González Clavijo, E. & Ribeiro, A., 2006. Novos avanços no conhecimento do limite Ordovícico-Silúrico na região de Trás-os-Montes (NE Portugal). *En: Mirão, J. & Balbina, A. (eds.), VII Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz, 2, 645-648.
- Meireles, C., 2012. *Litoestratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)*. Phd - Tesis Doctoral, Universidade do Porto, Porto, 470 pp.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, (3-4), 207-218.
- Montero, P., Bea, F., González Lodeiro, F., Talavera, C. & Whitehouse, M. J., 2007. Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Palaeozoic evolution of Iberia. *Geological Magazine*, 144, (6), 963-976.
- Montero, P., Bea, F., Corretgé, L. G., Floor, P. & Whitehouse, M. J., 2009a. U-Pb ion microprobe dating and Sr and Nd isotope geology of the Galiñeiro Igneous Complex: A model for the peraluminous/peralkaline duality of the Cambro-Ordovician magmatism of Iberia. *Lithos*, 107, (3-4), 227-238.
- Montero, P., Talavera, C., Bea, F., Lodeiro, F. G. & Whitehouse, M. J., 2009b. Zircon geochronology of the Ollo de Sapo Formation and age of the Cambro-Ordovician rifting in Iberia. *Journal of Geology*, (117), 174-191.
- Nara, M. & Haga, M., 2007. The youngest record of trace fossil *Rosselia socialis*: Occurrence in the Holocene shallow marine deposits of Japan. *Paleontological Research*, 11, 21-27.

- Navidad, M. & Bea, F., 2004. El magmatismo prevarisco. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España, Zona Centro Ibérica*. SGE-IGME, Madrid, 92-96.
- Navidad, M. & Castiñeiras, P., 2011. Early Ordovician magmatism in the northern Central Iberian Zone (Iberian Massif): New U-Pb (SHRIMP) ages and isotopic Sr-Nd data. *En: Gutiérrez Marco, J. C., Rábano, I. & García-Bellido, D. (eds.), 11th International Symposium on the Ordovician System, Alcalá de Henares, Ordovician of the World*, 391-398.
- Neiva, A. M. R., Williams, I. S., Ramos, J. M. F., Gomes, M. E. P. & Silva, M. M. V. G., 2009. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of Early Ordovician granodiorite and Variscan two-mica granites from the Gouveia area, central Portugal. *Lithos*, 111, 186-202.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, (5885), 715-717.
- Oliveira, D. P. S., Pereira, E. & Machado, M. J., 2003. "Pombais Unit", Lower Morais Ophiolite Complex, (NE Portugal): sulphide mineralisation and lithochemistry. *Ciências da Terra (UNL)*, nº esp. V, (CD-ROM), B64-B67.
- Orłowski, S., 1990. Trace fossils in the Lower Cambrian sequence in the Świętokrzyskie Mountains, central Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 34, 211-231.
- Paczeńska, J., 1996. The Vendian and Cambrian ichnocoenoses of Lublin Region. Państwowego Instytutu Geologiczny, Prace, 355 pp.
- Palero, F., 1992. La sucesión Paleozoica y estructura del Sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real). *Estudios Geológicos*, (48), 341-352.
- Passchier, C. W. & Thouw, R. A. J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 pp.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Fernández-Suárez, J., Hofmann, M. & Linnemann, U., 2012. Provenance analysis of the Paleozoic sequences of the northern Gondwana margin in NW Iberia: Passive margin to Variscan collision and orocline development. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2012.1006.1015.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, (2), 290-300.
- Pearce, J. A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Nicosia, Cyprus*, 261-272.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & 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., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79-113.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, (1-4), 14-48.
- Pereira, E., 1987. *Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica*. PhD, Universidade de Lisboa, Lisboa, 274 pp.

- Pereira, E., Ribeiro, A., Oliveira, D. P. S., Machado, M. J., Moreira, M. E. & Castro, P., 2003. Unidade de Pombais: - Ofiolito inferior do Maciço de Morais (NE de Trás-os-Montes Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, nº esp. V, (CD-ROM), B76-B80.
- Pereira, E., Pereira, D. Í., Rodrigues, J. F., Ribeiro, A., Noronha, F., Ferreira, N., Sá, C. M. d., Farinha Ramos, J., Moreira, A. & Oliveira, A. F., 2006a. Notícia Explicativa da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:200.000. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 119 pp.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Noronha, F., Ribeiro, M. A., Almeida, A., Martins, H., Ribeiro, M. L., Vitela de Matos, A., Gomes, M. E., Pires, C. C., Portugal Ferreira, M., Cotelos Neiva, J. M., Marques, F. O., Farinha Ramos, J., Gomes da Silva, F., Magalhães, J., Macedo, R., Soares Andrade, A., Sousa, M. B., Conde, L., Antonioz, P. M., Gomes, C., Matos Dias, J., Teixeira, C., Medeiros, A., Avila Martins, J., Sequeira, A., Meireles, C., Ferreira, N., Rebelo, J. A. & Moreira, A., 2006b. Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:200.000. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa
- Pereira, E., Ribeiro, A., Rebelo, J. A. & Castro, P., 2008a. Notícia Explicativa da Folha 11-B (Mogadouro) da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:50.000. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa, 61 pp.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Rebelo, J. A. & Silva, N., 2008b. Folha 11-B (Mogadouro) da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:50.000. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa
- Pereira, E., Ferreira da Silva, A., Rebelo, J. A., Ribeiro, A. & Dias, R., 2009. Carta Geológica de Portugal à Escala 1:50.000, Folha 11-D (Carviçais). Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa
- Pereira, M. F., Silva, J. B., Chichorro, M., Medina, J. & Solá, R., 2010. Evolução estratigráfica do sudoeste do Maciço Ibérico do Ediacariano ao Devónico Inferior. *En: Cotelos Neiva, J. M., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F. & Magalhães Ramalho, M. (eds.), Ciências Geológicas - Ensino e Investigação e sua História*, Universidade de Évora, Évora, 1, 377-389.
- Pereira, Z., Meireles, C. & Pereira, E., 1999. Upper Devonian palynomorphs of NE sector of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone). *En: Vintaned, G., Eguíluz, J. A. & Palacios, T. (eds.), XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular - International Meeting on Cadomian Basement*, Badajoz, 201-206.
- 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. & González Lodeiro, F., 2004. La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 22-24.
- Pérez Estaún, A., 1978. La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Asturooccidental-leonesa (W de León, NW de España). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 92, 150 pp.
- Perroud, H. & Bonhommet, N., 1981. Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. *Nature*, 292, (5822), 445-448.
- Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Gil-Crespo, P. P. & Roda-Robles, E., 2009. Multistage boron metasomatism in the Alamo Complex (Central Iberian Zone, Spain): Evidence from field

relations, petrography, and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ tourmaline dating. *American Mineralogist*, 94, (10), 1468-1478.

- Piçarra, J. M. & Meireles, C., 2003. Identificação de graptólitos do Ludlow (Silúrico superior), na área de Guadramil (Bragança, Zona Centro Ibérica, Portugal): implicações na estratigrafia regional. *Ciências da Terra (UNL)*, n° esp. V, (CD-ROM), A126-A129.
- Piçarra, J. M., Gutiérrez Marco, J. C., Sá, A. A., Meireles, C. & González Clavijo, E., 2006. Silurian graptolite biostratigraphy of the Galicia-Trás-os-Montes Zone (Spain and Portugal). *Journal of the Geological Society of Sweden*, 128, (2), 185-188.
- Ponte, M. J. B. & Gama Pereira, L. C., 2004. Estruturação do Complexo Xisto-Grauváquico num conjunto areno-quartzítico da região Ázere-S.Paio (Tábua, Portugal central). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 29, 5378.
- Quiroga, J. L., 1982. Estudio geológico del Paleozóico del W de Zamora. *Trabajos de Geología*, 12, 205-226.
- Rebelo, J. A. & Romano, M., 1986. A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Palaeozoic rocks of the Moncorvo Region, Northeast Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 72, 45-57.
- Reguant, S. & Roser, O., 2001. Guía Estratigráfica Internacional. Versión abreviada. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, (3-4), 269-293.
- Reimer, W., 1966. Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunicaciones. IGME*, 81, 7-20.
- Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, Serviços Geológicos de Portugal, 24, 168 pp.
- Ribeiro, A., Pereira, E. & Dias, R., 1990. Allochthonous sequences – Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. *En: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Germany, 222-236.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M. L. & Castro, P., 2006. Unidades alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes Oriental). *En: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*, Universidade de Évora, Évora, 85-105.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Mateus, A., Fonseca, P., Pereira, E., Noronha, F., Romão, J., Rodrigues, J. F., Castro, P., Meireles, C. & Ferreira, N., 2009. Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C.R. Geoscience*, 341, (2-3), 127-139.
- Ribeiro, M. L., 1986. *Geologia e petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros*. PhD, Universidade de Lisboa, Lisboa, 228 pp.
- Ribeiro, M. L. & Ribeiro, A., 2004. Análise petrográfica e textural dos Gneisses de Saldanha (Trás-os-Montes oriental): elementos para nova interpretação estratigráfica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, (91), 5-16.
- Robardet, M. & Gutiérrez Marco, J. C., 1990. Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. *En: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.)*, 383-395.

- Roda, E., 1993. *Distribución, características y petrogenesis de las pegmatitas de La Fregeneda (Salamanca)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, Leioa, 199 pp.
- Roda, E., Fontan, F., Pesquera, A. & Velasco, F., 1996. The phosphate mineral association of the granitic pegmatites of the Fregeneda area (Salamanca, Spain). *Mineralogical Magazine*, 60, 767-778.
- Rodrigues, J. F., Pereira, E. & Ribeiro, A., 2006a. Sucessão parautoctone da Zona Galiza - Trás-os-Montes: Singularidade paleogeográfica versus complexidade tectónica. *En: Mirão, J. & Balbina, A. (eds.), VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, 1, 115-118.*
- Rodrigues, J. F., Pereira, E. & Ribeiro, A., 2006b. Estrutura Interna do Complexo de Mantos Parautoctones, Sector de Murça-Mirandela (NE de Portugal). *En: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria, Universidade de Évora, Évora, 63-84.*
- Rodrigues, J. F., Ribeiro, A. & Pereira, E., 2006c. Mecânica da instalação dos Mantos Parautoctones do NE de Portugal como critério de divisão tectonoestratigráfica. *En: Mirão, J. & Balbina, A. (eds.), VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, 1, 119-122.*
- Rodrigues, J. F., 2008. *Estructuras do Arco de Santa Comba-Serra da Garraia. Parautoctone de Trás-os-Montes*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa - Faculdade de Ciências, Lisboa, 308 pp.
- Rodríguez Alonso, M. D., Díez Balda, M. A., Perejón, A., Pieren, A. P., Liñan, E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámez Vintaned, J. A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. & Vegas, R., 2004. La Secuencia estratigráfica del Neoproterozoico-Cámbrico Inferior. *En: Vera, J. A. (eds.), Geología de España, SGE-IGME, Madrid, 78-81.*
- Rubio Ordoñez, A., Valverde-Vaquero, P., Corretgé, L. G., Cuesta-Fernández, A., Gallastegui, G., Fernández-González, M. & Gerdes, A., 2012. An Early Ordovician tonalitic–granodioritic belt along the Schistose-Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geological Magazine*, Rapid Communication, 1-13.
- Rubio Pascual, F., 2012. *Evolución Tectonotermal Varisca del Sistema Central en Somosierra-Honrubia*. Phd - Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, pp.
- Rubio Pascual, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R., Rodríguez Fernández, L. R. & Wijbrans, J. R., 2012. Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: Tectonothermal processes and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2012.1010.1000.
- Sá, A., 2005. *Bioestratigrafia do Ordovício do Nordeste de Portugal*. PhD, Universtidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 571 pp.
- Sá, A., Meireles, C., Carlos, C. & Gutiérrez-Marco, J. C., 2005. Unidades litoestratigráficas do Ordovício da região de Trás-os-Montes (Zona Centro Ibérica). *Comunicações Geológicas*, (92), 31-74.
- Sá, A. A., Coke, C. & Piçarra, J. M., 2002. Redescoberta do material tipo de “Lingulella” major Teixeira, Ribero & Silva 1964 (braquiópode quitinofosfático) e as suas implicações estratigráficas para o Paleózoico do norte de Portugal. *En: Civis, J. & Gonzalez Delgado, J. A. (eds.), Libro de Resumenes de la XVIII Jornada de la Sociedad Española de Paleontología e II Congreso Iberico de Paleontología*, 136-137.

- Sá, A. A., Meireles, C., Coke, C. G. & Gutiérrez-Marco, J. C., 2003. Reappraisal of the Ordovician stratigraphy and paleontology of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone, NE Portugal). *En: Albanesi, G. I., Beresi, M. S. & Peralta, S. H. (eds.), Ordovician from the Andes*, INSUGEO, 113-136.
- Sá, A. A., 2008. Moluscos del Ordovícico de la región de Trás-os-Montes (Zona Centroibérica, NE de Portugal). *Coloquios de Paleontología*, 58, 41-72.
- Sá, A. A. & Rábano, I., 2010. Bioestratigrafia de trilobites ordovícicas na região de Trás-os-Montes (Zona Centro Ibérica, Norte de Portugal). *En: Brilha, J., Pamplona, J. & Valente, T. (eds.), VIII Congresso Nacional de Geologia*, Braga, 17, 1-4.
- San José, M. A., Pieren, A. P., García-Hidalgo, J. F., Vilas, L., Herranz, P., Pelaez, J. R. & Perejon, A., 1990. Ante-Ordovician Stratigraphy. *En: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Germany, 147-159.
- Sarmiento, G. N., Piçarra, J. M., Rebelo, J. A., Robardet, M., Gutiérrez Marco, J. C., Storch, P. & Rábano, I., 1998. Le Silurien du Synclinerium de Moncorvo (NE du Portugal): Biostratigraphie et importance paléogéographique. *GEOBIOS*, 32, (5), 749-767.
- Sarmiento, G. N., Gutiérrez Marco, J. C. & Robardet, M., 1999. Conodontos Ordovícicos del Noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las Zonas Asturooccidental-Leonesa y Centroiberica durante el Ordovícico Superior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, (3-4), 477-500.
- Schermerhorn, L. J. G. & Kotsch, S., 1984. First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 70, (1), 23-29.
- Seilacher, A., 1955. Spuren und Fazies im Unterkambrium *En: Schindewolf, O. H. & Seilacher, A. (eds.), Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)*, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse 1955, 373-399.
- Sircombe, K. N., 2004. AgeDisplay: an Excel workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers and Geosciences*, (30), 21-31.
- Smedley, P. L., 1988. Trace Element and Isotopic Variations in Scottish and Irish Dinantian Volcanism: Evidence for an OIB-like Mantle Source. *Journal of Petrology*, 29, (2), 413-443.
- Solá, R., Pereira, M. F., Williams, I. S., Ribeiro, M. L., Neiva, A. M. R., Montero, P., Bea, F. & Zinger, T., 2008. New insights from U–Pb zircon dating of Early Ordovician magmatism on the northern Gondwana margin: The Urrea Formation (SW Iberian Massif, Portugal). *Tectonophysics*, 461, 114-129.
- Solá, R., Williams, I. S., Neiva, A. M. R. & Ribeiro, M. L., 2009. U–Th–Pb SHRIMP ages and oxygen isotope composition of zircon from two contrasting late Variscan granitoids, Nisa-Albuquerque batholith, SW Iberian Massif: Petrologic and regional implications. *Lithos*, 111, 156-167.
- Solá, R., Neiva, A. M. R. & Ribeiro, M. L., 2010. Geocronologia, petrologia e geoquímica dos granitóides do NE alentejano (transição ZCI/ZOM): significado geodinâmico. *En: Coteló Neiva, J. M., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F. & Magalhães Ramalho, M. (eds.)*,

- Ciencias Geológicas - Ensino e Investigação e sua História*, Universidade de Évora, Évora, 1, 281-290.
- Sousa, M. B., 1982. *Litostratigrafia e estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico - Grupo do Douro (NE de Portugal)*. Universidade de Coimbra, Coimbra, 222 pp.
- Sousa, M. B., 1983a. Litostratigrafia do CXG - Grupo do Douro (NE Portugal). *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Coimbra*, 95, 3-63.
- Sousa, M. B., 1983b. Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do grupo do Douro (CXG) com as formações ante-Ordovicianas da Zona Centro-Ibérica. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Coimbra*, 96, 65-98.
- Sousa, M. B., 1984a. Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozoico Inferior. *Cuadernos Geología Ibérica*, 9, 9-36.
- Sousa, M. B., 1984b. Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. *Cuadernos Geología Ibérica*, 9, 9-36.
- Spear, F. S., 1995. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. *Monograph*, Mineralogical Society of America, Chelsea, 799 pp.
- Stacey, J. S. & Kramers, J. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, (26), 207-221.
- Sun, S. & McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, (1), 313-345.
- Syme, E. C., 1998. Ore-associated and barren rhyolites in the Central Flin Flon belt: Case Study of the Flin Flon mine sequence, Open File Report, (OF98-9), 26.
- Teixeira, C., 1955. Notas sobre a Geologia de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico. 50 pp.
- Teixeira, C., Ribeiro, A. & da Silva, L. C., 1964. La faune de Lingulellinae des formations anté-ordoviciennes de Marão. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 15, 117-122.
- Teixeira, C., 1981. Geologia de Portugal, Vol. I. Precâmbrico, Paleozóico. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629 pp.
- Thompson, R. N., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18, (1), 49-107.
- Uchman, A. & Krenmayr, H. G., 1995. Trace fossils from Lower Miocene (Ottangian) molasse deposits of Upper Austria. *Paläontologische Zeitschrift*, 69, 503-524.
- Ugidos, J. M., Valladares, M. I., Recio, C., Rogers, G., Fallick, A. E. & Stephens, W. E., 1997. Provenance of Upper Precambrian-Lower Cambrian shales in the Central Iberian Zone, Spain: evidence from chemical and isotopic study. *Chemical Geology*, (136), 55-70.
- Ugidos, J. M., Sánchez-Santos, J. M., Barba, P. & Valladares, M. I., 2010. Upper Neoproterozoic series in the Central Iberian, Cantabrian and West Asturian Leonese Zones (Spain):

- Geochemical data and statistical results as evidence for a shared homogenised source area. *Precambrian Research*, 148, (1-4), 51-58.
- Vacas, J. M. & Martínez Catalán, J. R., 1987. El sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Studia Geológica Salmantina*, 24, 151-175.
- Valladares, M. I., Barba, P. & Ugidos, J. M., 2002. Precambrian. *En: Gibbons, W. & Moreno, M. J. (eds.), The Geology of Spain*, Geological Society, London, 8-16.
- Valladares, M. I., Barba, P., Ugidos, J. M. & González Clavijo, E., 2009. El límite Cámbrico-Ordovícico en el sinclinal de la Peña de Francia: Evidencias litológicas, sedimentológicas y geoquímicas. *Geogaceta*, 47, 49-52.
- Valle Aguado, B., Martínez Catalán, J. R. & Azevedo, M. R., 2000. Structure of the western termination of the Juzbado-Penalva do Castelo Shear Zone (Western Iberian Masif). *En: (eds.), Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*, A Coruña, 15, 287-291.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M. R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J. R. & Nolan, J., 2005. U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos*, 82, (1-2), 169-184.
- Valverde-Vaquero, P. & Dunning, G. R., 2000. New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society*, 157, 15-26.
- Valverde-Vaquero, P., Marcos, A., Farias, P. & Gallastegui, G., 2005. U-Pb dating of Ordovician felsic volcanics in the Schistose Domain of the Galicia-Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). *Geologica Acta*, 3, 27-37.
- Valverde-Vaquero, P., Díez Balda, M. A., Díez Montes, A., Dörr, W., Escuder Viruete, J., González Clavijo, E., Malusky, E., Rodríguez Fernández, L. R., Rubio, F. J. & Villar, P., 2007a. The "hot orogen": two separate variscan low-pressure metamorphic events in the Central Iberian Zone. *En: SGF & BRGM (eds.), Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research*, Géologie de France, 2, 168.
- Valverde-Vaquero, P., Farias, P., Marcos, A. & Gallastegui, G., 2007b. U-Pb dating of Siluro-Ordovician volcanism in the Verín Synform (Ourense; Schistose Domain, Galicia-Trás-os-Montes Zone). *Geogaceta*, 41, 247-250.
- Vieira, R., Lima, A., Roda-Robles, E. & Pesquera, A., 2007. Mica-geochemistry from Fregeneda (Spain) - Almendra (Portugal) Pegmatitic Field Veins: preliminary data. *En: Gomes, M. E. P. & Alencão, A. M. (eds.), XV Semana - VI Congresso Ibérico de Geoquímica*, Porto, 57-60.
- Vieira, R., Roda-Robles, E., Pesquera, A. & Lima, A., 2011. Mineral geochemistry and petrogenesis of granitic pegmatites in the Fregeneda-Almendra Area (Spain and Portugal). *En: Molina, J. F., Scarrow, J. H., Bea, F. & Montero, P. (eds.), VII Hutton Symposium on Granites and Related Rocks Avila*, 1pp.
- Villar Alonso, P., 1990. *Estructura del antiformal de Villadepera (Zamora)*. Lic., Universidad de Salamanca, Salamanca, 66 pp.
- Villar Alonso, P., Escuder Viruete, J. & Martínez Catalán, J. R., 1992. La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en el sector Español. *En: (eds.), III Congreso Nacional de Geología de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, 2, 446-456.

- Villar, P., Mediavilla, R., Fernández, J., Gallastegui, G., Martín Parra, L., Rubio Pascual, F., Bellido, F., Sanz Santos, M. A., Rodríguez Fernández, L. R., González Ramón, A., Rubio Campos, J. C., González Clavijo, E., Ortega, C., Lombardero, M. & García del Amo, D., 2000. Mapa y Memoria explicativa de la hoja N° 474/5 (Lumbrales) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. ITGE, Madrid
- Weil, A. B., Van der Voo, R. & Van der Pluijm, B. A., 2001. Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain). *Geology*, 29, (11), 991-994.
- Weil, A. B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T. & Pastor-Galán, D., 2012. Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2012.1010.1006.
- Whitney, D. L., Teyssier, C. & Vanderhaeghe, O., 2004. Gneiss domes and crustal flow. *En: Whitney, D. L., Teyssier, C. & Siddoway, C. S. (eds.), Gneiss domes in orogeny*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper 380, 15-33.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, (0), 325-343.
- Yardley, B. W. D., MacKenzie, W. S. & Guilford, C., 1997. Atlas de las rocas metamórficas y sus texturas. Masson, Barcelona, 120 pp.
- Yin, A., 2004. Gneiss domes and gneiss dome systems. *En: Whitney, D. L., Teyssier, C. & Siddoway, C. S. (eds.), Gneiss domes in orogeny*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, Special Paper 380, 1-14.
- Zeck, H. P., Whitehouse, M. J. & Ugidos, J. M., 2007. 496 ± 3 Ma zircon ion microprobe age for pre-Hercynian granite, Central Iberian Zone, NE Portugal (earlier claimed 618 ± 9 Ma) *Geological Magazine*, 144, (1), 21-31.

ANEXO

**LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS Y DE LAS ESTACIONES CITADAS EN ESTA
MONOGRAFÍA**

LOCATION OF THE SAMPLES AND SITES CITED IN THIS MONOGRAPH

Muestras / Samples

Sistema de coordenadas UTM – European Datum 1950, 29N

Coordinate system: UTM – European Datum 1950, 29N

Samples	Latitude	Longitude	Samples	Latitude	Longitude
AG-2.2	701914	4594135	MOR-16.1	706367	4594013
AG-2.3	701914	4594135	MOR-17.1	706725	4594076
AGS-12.1	705264	4575749	MOR-18.1	706751	4592861
AGS-20.1	703395	4575777	MOR-18.5	706760	4592861
ALG-15.1	702046	4592944	MOR-20.1	707059	4591928
ALG-17GQ	701303	4591805	MOR-20.2	707085	4591946
ALG-19.1	701367	4591306	MOR-23.1	707505	4593540
ALG-2.1	703671	4593454	MOR-23.2	707505	4593540
ALG-32.1	703542	4592970	MOR-3.1	705443	4593127
ALG-36.1	701489	4590615	MOR-33.2	706419	4592632
ATE-2.1	710252	4586940	MOR-35.1	707122	4594469
ATE-20.1	712552	4589202	MOR-39.1	705470	4593410
ATEN-01	709943	4587908	PAC-9.1	698179	4574786
BEM-26.1	708503	4576549	PAL-3.1	714430	4593168
BEM-44.1	710043	4572504	PAL-64.2	709674	4595892
BR-4.1	712696	4582589	PALA-02.1	712424	4591690
BRC-27.1	693690	4571695	PBD-2.1	704855	4573392
BRC-27.2	693690	4571695	PDB-3.1	705001	4573031
BRC-44.1	691620	4570018	PDB-7.1	706713	4573553
CAC-15.1	713341	4606538	PG-18.1	713148	4589030
CAC-19.1	715603	4604392	PG-3.1	714052	4588785
CAC-20.1	714972	4604040	POI-24.1	677536	4545777
CAC-4.1	712277	4605869	POI-64.1	679299	4545815
CAC-4.2	712277	4605869	POI-64.2	679299	4545815
CAT-1	709940	4587673	POI-65.5	679442	4545853
VC-27.1	709416	4600794	POI-9.1	676211	4546971
FA-19.1	716544	4586725	POI-9.2	676211	4546971
FEC-1.2	683003	4553604	QDM-10.2	683640	4557776
FEC-3.1	684449	4552884	QDQ-3.1	688313	4569932
FEC-37.1	681561	4555713	QDQ-58.1	685195	4568269
FEC-4.1	685163	4552750	QDQ-60.1	685747	4567836
FEC-68.1	679664	4551438	QDQ-91.2	687875	4567426
FIG-6.1	706373	4586163	QDQ-92.1	688561	4568968
FL-38.1	714361	4597193	SAD-16.1	711401	4601456
FL-41.1	713605	4596549	SAL-01	704961	4588500
FL-49.1	711565	4597782	SALD-11.1	705180	4587416
FL-50.1	713003	4596330	SALD-12.1	704854	4587267
FL-8.1	713057	4595322	SALD-19.1	706467	4591265
FRE-8.1	689382	4548923	SALD-21.1	705048	4587579
GEN-12.1	719328	4603097	SALD-22.1	706241	4588022
GRA-20.1	710955	4599368	SAN-4.1 (A)	704788	4585200
GRE-15.2	706417	4590433	SE-11.1	717196	4585304
GRE-16.1	706441	4590544	SIL-01	712726	4596021
JR-1.1	703066	4595221	SIL-04	712161	4598625
LAM-4.1	706683	4576856	STADR-01	710848	4601242
LAM-8.1	707475	4575824	TEX-17.1	708308	4589664
MOR-10.1	705595	4593439	TEX-20.1	709817	4592234
MOR-11.1	706119	4594757	TO-20.1	702833	4578709

Samples	Latitude	Longitude
TO-21.1	701833	4577103
TO-24.1	702022	4577114
TO-26.1	702866	4577144
TRA-10.2	708201	4584708
TRA-14.1	709191	4585524
TRA-16.1	709718	4585506
TRA-4.1	707412	4583360
TRA-5.1	707629	4583564
TRA-51.2	708152	4586865
UVA-14.1	708007	4597062
UVA-9.2	709794	4597819
VAL-10.1	705836	4596226
VAR-1.1	702428	4581237
VAR-10.1	701866	4580222
VAR-16.1	700716	4580265
VAR-20.1	700853	4578645
VAR-21.1	701843	4580125
VC-32.1	708585	4599768
VC-32.2	708585	4599768
VC-41.1	709233	4599148
VC-45.1	708802	4600732
VC-45.2	708802	4600732
VC-45ZIR	708805	4600740
VC-51.1	710572	4600273
VC-52.1	709053	4602763
VC-57.1	708500	4598983
VC-60.1	708973	4598531
VDG-23.1	697823	4569927
VDP-29.1	692623	4571782
VDP-9.2	692930	4572428
VEN-17.1	704186	4570301
VEN-39.2	700712	4572894
VDG-1.1	696600	4570870
VS-1.1	716508	4598654
VS-15.1	715714	4598944
VS-17.1	715397	4598752
VS-23.1	716963	4600000
VS-29.1	714377	4598240
VS-3.1	716360	4598819
VS-35.1	712862	4600325
VS-36.1	716681	4600986
VS-38.1	717657	4601843
VS-39.1	717779	4602434

Estaciones/ *Sites*

Sistema de coordenadas UTM – European Datum 1950, 29N

Coordinate system: UTM – European Datum 1950, 29N

Site	Latitude	Longitude	Site	Latitude	Longitude
ALG-11	705679	4592635	MAZ-51	686371	4555077
ALG-12	705377	4592924	MAZ-6	686003	4559209
ALG-15	702046	4592944	MAZ-69	683312	4553852
ALG-16	701596	4593340	MOR-32	705994	4594759
ALG-27	701373	4592394	MOR-35	707122	4594469
ALG-32	703542	4592970	MOR-36	707059	4594311
ATE-18	710561	4587251	MOR-41	706923	4594536
ATE-2	710252	4586940	PAL-15	712888	4592682
ATE-29	709934	4588326	PAL-45	712864	4589776
ATE-3	710658	4587137	PAL-51	711021	4591457
ATE-37	709041	4589422	POI-17	678682	4545452
ATE-6	712447	4587242	POI-19	679063	4545792
Barca	674544	4539585	POI-20	679542	4545896
BEM-23	707941	4577376	POI-22	678475	4545948
BEM-26	708504	4576549	POI-23	678022	4545782
BEM-30	708613	4575912	POI-24	677536	4545777
BEM-45	709302	4576319	POI-26	677256	4546771
BR-15	712761	4580444	POI-27	678206	4546935
BR-2	707612	4582469	POI-4	675588	4548254
BR-28	715317	4579832	POI-47	683438	4546505
BRC-15	693069	4569538	POI-7	675893	4547413
BRC-27	693690	4571695	POI-8	676232	4547282
BRC-53	690381	4569907	QDM-21	683574	4559839
CAC-10	713761	4605840	QDQ-15	687221	4569015
CAC-11	713699	4605785	QDQ-21	687805	4567983
CAC-19	715606	4604392	QDQ-24	686447	4567200
CAC-8	712438	4606943	QDQ-28	686744	4568556
CAT	709940	4587673	QDQ-37	687149	4569628
FA-17	716903	4588931	QDQ-60	685747	4567836
FEC-37	681579	4555687	QDQ-65	684638	4567176
FEC-38	681750	4555357	QDQ-92	688561	4568968
FEC-8	684720	4552656	QDQ-93	685618	4567733
FL-28	712309	4595517	QDQ-95	686063	4567195
FL-31	712788	4595887	SAD-10	711163	4601324
FL-41	713633	4596577	SAD-11	711254	4601309
GEN-17	718138	4603277	SAD-19	711129	4601160
LAG-37	687109	4565927	SAD-27	710693	4600810
LAG-38	685212	4563802	SALD-1	703654	4587561
LAG-44	690030	4562722	SALD-12	704854	4587266
LAG-5	690161	4569508	SALD-20	705867	4590948
MAZ-15	685032	4557915	SALD-5	705499	4591003
MAZ-26	685334	4554238	SALD-7	704404	4590868
MAZ-30	683849	4556233	SE-1	716485	4586334
MAZ-33	685516	4559928	SE-2	715998	4586060
MAZ-42	685345	4557981	SE-3	713443	4584684
MAZ-45	684651	4555903	SIL-1	712726	4596021
MAZ-48	684242	4554340	SIL-2	712828	4596036
MAZ-49	684183	4554085	STADR-01	710848	4601242

Site	Latitude	Longitude
STADR-02	710568	4601381
STOP-10a	712820	4596211
TEX-1	708624	4591432
TEX-11	709307	4590230
TEX-16	708382	4589892
TEX-17	708308	4589664
TEX-19	708103	4590914
TEX-20	709860	4592231
TEX-5	709516	4591038
TRA-43	708280	4583864
UVA-2	708359	4597969
VAL-4	705037	4597090
VAR-1	702428	4581237
VAR-15	700939	4580265
VC-24	710347	4600354
VC-27	709425	4600802
VC-3	708858	4601456
VC-36	709850	4599521
VC-37	709796	4599601
VC-40	708923	4599326
VC-45	708803	4600732
VC-57	708500	4598983
VDG-1	698996	4570695
VDP-9	692939	4572475
VEN-24	701788	4571030
VEN-37	702112	4574542
VEN-38	701530	4573157
VS-16	715794	4598716
VS-17	715397	4598752
VS-18	715187	4598651
VS-19	716708	4598416
VS-20	713947	4600273
VS-39	715479	4598656

**ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE ROCAS ÍGNEAS
(ROCA TOTAL)**

Vulcanitas de Mora

Muestras Tipo de Roca	Mor-18 Riolita	Mor-18M	Mor-17 Andesita	Gre-16 Basalto	Mor-20 Andesita	Sald-22 Basalto
Mayores (%)						
SiO ₂	68.63	66.90	57.50	43.29	59.05	48.27
TiO ₂	0.63	0.59	0.83	0.66	0.78	1.63
Al ₂ O ₃	15.54	15.15	16.00	15.33	16.11	14.44
Fe ₂ O ₃	4.02	4.93	6.46	9.60	6.40	11.74
MnO	0.04	0.05	0.05	0.11	0.08	0.30
MgO	0.40	0.38	3.65	2.27	2.24	5.75
CaO	1.47	1.62	4.67	15.87	6.30	8.41
Na ₂ O	3.78	3.66	2.40	2.45	3.91	3.48
K ₂ O	3.59	4.28	1.72	0.95	1.27	0.04
P ₂ O ₅	0.11	1.02	0.12	0.05	0.10	0.17
LOI	1.80	1.43	6.60	9.45	3.76	5.78
Total	100.00	99.99	100.00	100.02	100.00	100.00
Trazas (ppm)						
Sc	21.8	21.4	28.6	31.7	21.2	45.3
V	38.9	46.6	100.3	88.5	123.2	299.6
Cr	-	-	13.3	508.2	10.4	180.3
Co	29.6	41.4	15.7	38.6	19.2	44.6
Ni	5.4	11.3	8.7	62.9	-	54.4
Cu	-	-	21.2	16.2	11.2	34.1
Zn	68.5	65.7	88	84.1	84	82.5
Ga	17.4	19.9	20.1	19.5	17.7	16.7
Ge	1.3	1.2	-	-	2.2	1.9
As	12.5	12.5	-	13.9	-	-
Rb	93.1	107.7	56	28.6	45.6	4.4
Sr	90.4	132.7	111	415.7	213.4	369.6
Zr	149.4	146.3	140.9	120.9	142	105.3
Nb	8.2	8.5	7.6	5.1	7.2	3.6
Ba	659.8	950.7	377.9	283.8	412	21.2
Hf	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-
W	173.5	204.7	30	23.3	41.9	28
Tl	2.9	-	-	2.2	-	-
Pb	10.2	19.5	12.2	21.2	12.1	3.2
Bi	2.1	-	-	2.2	-	-
Th	11.6	11.3	9.4	7.9	6.9	3.6
REE (ppm)						
Y	29.1	36.7	36.2	23.9	22.7	32.9
La	21.7	24.9	23.7	20.1	18.1	6.58
Ce	46.3	51.6	47.5	42.3	39.4	17.2
Pr	5.46	6.08	5.73	5.08	4.67	2.67
Nd	21.7	24.5	23	20	18.8	13.2
Sm	5.22	6.13	5.4	4.85	4.13	4.29
Eu	1.02	1.07	1.12	1.01	1.08	1.58
Gd	5.21	6.2	5.53	4.64	4.27	5.42
Tb	0.81	1.01	0.88	0.71	0.66	0.89
Dy	5.18	6.3	5.92	4.41	4.12	5.88
Ho	1.07	1.35	1.27	0.9	0.87	1.24
Er	3.17	3.92	3.84	2.66	2.55	3.52
Tm	0.46	0.57	0.56	0.38	0.37	0.51
Yb	3.02	3.81	3.71	2.45	2.43	3.23
Lu	0.47	0.58	0.59	0.37	0.37	0.48

Vulcanitas de Saldanha

Muestras	Sal-1	Sald-11	Sald-20	Sald-21	Var-9	Var-21
Tipo de Roca	Toba riolitica					
Mayores (%)						
SiO ₂	73.09	72.64	72.63	72.26	72.34	72.22
TiO ₂	0.39	0.42	0.42	0.42	0.37	0.33
Al ₂ O ₃	14.04	13.59	14.56	14.17	14.39	14.46
Fe ₂ O ₃	1.98	2.64	1.95	2.88	2.65	2.64
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO	0.87	0.67	0.42	0.82	0.69	0.63
CaO	0.69	0.60	0.16	0.22	0.67	0.35
Na ₂ O	1.18	2.36	2.38	2.64	2.93	2.50
K ₂ O	5.18	5.18	5.52	4.88	4.50	4.98
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.17	0.14	0.16	0.15
LOI	2.40	1.72	1.80	1.55	1.27	1.72
Total	100.00	100.00	100.02	100.01	100.00	100.00
Trazas (ppm)						
Sc	5.5	6.5	7.3	7	7.2	5.2
V	32	34	32	31.9	27.6	24.1
Cr	12.2	15.5	15.6	17.6	12.3	10.9
Co	68.4	59.4	96.3	39.1	57.9	102.3
Ni	13.6	14.9	11.5	13.2	12.6	12.4
Cu	-	2.6	-	-	4.6	2.3
Zn	57.3	53.3	29.4	26.6	27.8	55.6
Ga	17.9	17.4	18.7	16.1	19	19.2
Ge	1.3	-	-	1.3	1.8	1.4
As	11.4	21.1	-	-	-	-
Rb	139.2	153.7	140.5	125	139.4	327.1
Sr	49.8	46.4	25.6	48.8	65.8	56.7
Zr	159.6	170.5	164.2	142.3	158.9	145.6
Nb	12.9	14.1	14.2	12.6	13.7	13.1
Ba	838.9	610.4	510.9	533.1	587.8	553
Hf	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-
W	460.6	361.3	479.7	246.2	375.2	640.4
Tl	2.6	1.9	1.8		1.9	2
Pb	22.3	24.2	20.1	16.8	24.2	18
Bi	-	-	-	-	-	-
Th	15.2	15.8	16	13.5	14.8	14
REE (ppm)						
Y	35	36.5	40	37.1	43.3	38.7
La	31.8	35.4	35.2	33.3	41.6	30.1
Ce	66.5	75.2	73.8	69.8	73	56.3
Pr	7.478	8.56	8.23	7.79	9.07	7.2
Nd	27.7	31.3	30.8	29.4	33	26.9
Sm	6.1	6.78	6.82	6.4	7.34	6.17
Eu	0.94	0.99	0.98	0.91	1	0.78
Gd	5.81	6.63	6.53	6.13	7.17	5.81
Tb	0.98	1.06	1.06	1.01	1.16	1.01
Dy	6.02	6.19	6.64	6.31	7.21	6.54
Ho	1.2	1.3	1.38	1.29	1.45	1.35
Er	3.52	3.71	4.05	3.81	4.14	3.94
Tm	0.48	0.52	0.58	0.52	0.57	0.57
Yb	3.03	3.25	3.77	3.28	3.65	3.35
Lu	0.45	0.45	0.56	0.49	0.5	0.49

Formación Peso (* y Ordovícico Medio de Alcañices)

Muestras	Alg-27.1	Alg-27.2	Alg-17	Alg-36	Alg-19	Alcalu (*)
Tipo de Roca	Basalto				Traquita	Basalto
Mayores (%)						
SiO ₂	46.05	46.20	47.72	45.99	67.64	44.35
TiO ₂	1.58	1.41	3.49	4.87	0.74	2.87
Al ₂ O ₃	16.75	16.07	14.58	15.05	17.36	13.38
Fe ₂ O ₃	11.34	10.75	14.12	16.11	2.30	11.96
MnO	0.23	0.26	0.24	0.13	0.08	0.16
MgO	9.37	8.65	5.71	4.01	0.98	6.28
CaO	6.58	10.39	7.15	5.16	0.78	6.52
Na ₂ O	3.74	2.78	3.38	4.07	9.26	4.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.12	0.52	-	0.25
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.31	0.45	-	0.77
LOI	4.24	3.40	3.18	3.64	0.80	9.41
Total	99.99	100.01	100.00	100.00	99.94	100.01
Trazas (ppm)						
Sc	30.6	28.4	26.6	27	8.8	12
V	262.7	218.9	324.7	457.4	47.7	175.8
Cr	340.1	392.9	12.9	32.8	62.3	181.2
Co	48.3	51.9	83	54.5	30.4	70.9
Ni	89.5	113.8	6.5	17	3.5	156.5
Cu	45.1	38.5	15.6	10.7	-	32
Zn	81.9	79.2	119.4	131.2	25.3	132.8
Ga	16.8	15	21.4	21.5	11.9	23.7
Ge	1.4	1.2	1.4	1.4	1.5	-
As	21.7	71	-	-	-	-
Rb	-	-	4.9	12.5	-	14.4
Sr	177.9	235.7	372.7	154.7	59.8	813.9
Zr	95	79.2	159	217.5	134.4	379.9
Nb	2.9	2.1	28.6	36.9	15	63.6
Ba	13.7	17.3	131.1	195.7	57.5	538.2
Hf	-	-	7.8	8	2.9	6.9
Ta	-	3.3	5.7	5.7	-	6.7
W	24.8	21.1	89.5	24.9	94.8	41.4
Tl	-	-	-	-	-	-
Pb	-	1.2	9.7	1.8	10.9	4.3
Bi	-	1.3	1.9	2.9	-	1.2
Th	2.7	-	6.6	5.4	14	8.8
REE (ppm)						
Y	29.2	26.9	21.5	27	8.1	35.7
La	6.5	4.08	25	25.8	44.7	49.5
Ce	16.5	11.6	53.4	58.6	82.7	102
Pr	2.44	1.94	6.76	7.66	8.59	12.7
Nd	12.2	10.4	28.1	33.1	28.7	52.1
Sm	3.72	3.43	5.93	7.23	4.23	10.8
Eu	1.24	1.28	1.87	2.42	1.17	3.43
Gd	4.87	4.71	5.78	7.19	3.02	10.2
Tb	0.86	0.81	0.84	1.06	0.34	1.47
Dy	5.76	5.35	4.78	5.91	1.73	8.3
Ho	1.22	1.11	0.88	1.14	0.34	1.52
Er	3.53	3.25	2.36	3.04	1.05	4.01
Tm	0.5	0.47	0.32	0.41	0.16	0.53
Yb	3.15	3.17	1.96	2.61	1.26	3.19
Lu	0.48	0.46	0.29	0.36	0.19	0.42

**ANÁLISIS DE LA-ICP-MS PARA GEOCROLOGÍA DE CIRCONES DETRÍTICOS
(ZIRCON GEOCHRONOLOGY)**

VC-21ZIR

Grain	Spot Number	$^{207}\text{Pb}_a$ (cps)	U_b (ppm)	Pb_b (ppm)	T_{hb} U	^{206}Pb ^{204}Pb	Isotopic Ratios ^c						rho ^d	^{206}Pb ^{238}U	2σ (Ma)	^{207}Pb ^{235}U	2σ (Ma)	^{207}Pb ^{206}Pb	2σ (Ma)	conc %	Age used	2σ
							^{206}Pb	2σ	^{207}Pb	2σ	^{207}Pb	2σ										
							^{238}U	%	^{235}U	%	^{206}Pb	%										
1	a1	6188	312	27	0.42	2653	0.07855	2.0	0.70873	3.3	0.06544	2.7	0.59	487	9	544	14	789	56	62	487	9
2	a2	4157	231	22	0.53	7226	0.08431	2.5	0.67073	3.4	0.05770	2.3	0.74	522	13	521	14	518	49	101	522	13
3	a3	1800	90	9	0.68	3152	0.08182	3.2	0.64886	5.4	0.05751	4.4	0.58	507	15	508	22	511	97	99	507	15
3	a4	1358	74	6	0.47	1870	0.07018	2.5	0.53872	5.3	0.05568	4.6	0.47	437	10	438	19	439	103	99	437	10
4	a6	700	28	3	0.45	1210	0.08243	5.8	0.66377	12.6	0.05840	11.2	0.46	511	29	517	52	545	244	94	511	29
4	a7	747	32	2	0.49	1303	0.04248	5.8	0.33532	8.8	0.05725	6.6	0.66	268	15	294	23	501	145	54	268	15
5	a8	4800	245	15	0.37	743	0.05643	2.6	0.61052	7.7	0.07847	7.2	0.34	354	9	484	30	1159	143	31	354	9
6	a9	2891	95	10	0.21	4740	0.10527	2.4	0.88779	4.4	0.06116	3.6	0.55	645	15	645	21	645	78	100	645	15
7	a10	8350	332	29	0.37	257	0.07805	4.3	0.61365	10.9	0.05703	10.0	0.40	484	20	486	43	493	221	98	484	20
8	a11	2306	111	10	0.45	3999	0.07901	2.1	0.63169	4.2	0.05799	3.6	0.51	490	10	497	17	529	79	93	490	10
9	a12	3422	180	16	0.53	6026	0.07866	2.5	0.62121	3.9	0.05728	3.0	0.65	488	12	491	15	502	66	97	488	12
9	a13	1735	93	6	0.37	3198	0.06331	3.3	0.47628	6.0	0.05457	5.0	0.55	396	13	396	20	394	113	100	396	13
10	a15	8728	328	26	0.32	1360	0.07477	5.6	0.64282	7.0	0.06236	4.2	0.80	465	25	504	28	686	90	68	465	25
11	a16	2782	155	11	0.28	4978	0.07192	2.5	0.55776	4.0	0.05625	3.1	0.62	448	11	450	15	462	69	97	448	11
12	a17	8191	171	32	0.66	1053	0.15182	4.2	1.71885	14.2	0.08211	13.6	0.29	911	35	1016	96	1248	266	73	911	35
12	a18	15892	148	33	0.60	168	0.15748	2.6	3.47981	3.8	0.16027	2.9	0.66	943	22	1523	31	2458	49	38	943	22
13	a19	179933	340	222	0.49	25243	0.52911	2.3	17.04302	2.6	0.23362	1.2	0.89	2738	52	2937	25	3077	19	89	3077	19
14	a20	4258	132	12	0.41	434	0.07626	2.8	1.00631	4.6	0.09571	3.6	0.61	474	13	707	23	1542	68	31	474	13
14	a21	1848	58	7	0.20	727	0.10879	3.6	1.34633	12.7	0.08975	12.2	0.29	666	23	866	77	1420	233	47	666	23
15	a22	102606	329	164	0.28	23273	0.44390	2.0	10.05571	2.5	0.16429	1.6	0.78	2368	39	2440	24	2500	27	95	2500	27
16	a23	3548	208	18	0.37	6301	0.07999	1.9	0.62525	4.3	0.05669	3.9	0.43	496	9	493	17	479	87	103	496	9
16	a24	2251	95	7	0.58	579	0.06679	2.9	0.72651	14.3	0.07889	14.0	0.20	417	12	555	63	1169	278	36	417	12
17	a25	3395	176	12	0.10	3432	0.06832	2.6	0.51273	4.1	0.05443	3.1	0.64	426	11	420	14	389	70	110	426	11
18	a26	97493	348	163	0.09	63350	0.45237	2.2	9.65998	2.4	0.15488	0.9	0.93	2406	45	2403	22	2400	15	100	2400	15
19	a27	5411	237	24	0.40	9029	0.09809	2.0	0.81602	2.9	0.06034	2.1	0.69	603	11	606	13	616	45	98	603	11
20	a28	2734	132	13	0.33	2124	0.09331	2.1	0.76354	4.7	0.05935	4.2	0.45	575	12	576	21	580	91	99	575	12
21	a29	4409	157	22	0.57	7035	0.12251	2.2	1.06619	6.1	0.06312	5.7	0.36	745	15	737	32	712	120	105	745	15
22	a30	1357	66	6	0.20	2374	0.08678	2.3	0.68846	4.3	0.05754	3.6	0.53	536	12	532	18	512	80	105	536	12
23	a32	1740	78	8	0.40	1391	0.09990	2.0	0.81810	4.1	0.05939	3.6	0.48	614	12	607	19	581	79	106	614	12
24	a34	1243	53	5	0.36	2104	0.09417	2.8	0.77658	7.9	0.05981	7.3	0.36	580	16	584	36	597	159	97	580	16
25	c3	5663	189	11	0.42	705	0.05673	6.4	0.65820	9.7	0.08415	7.2	0.66	356	22	514	40	1296	141	27	356	22
26	c4	8178	374	32	0.79	14032	0.06549	3.1	0.52742	4.8	0.05841	3.7	0.64	409	12	430	17	545	81	75	409	12
27	c5	1341	60	4	0.30	2263	0.06904	3.8	0.56114	8.1	0.05895	7.2	0.47	430	16	452	30	565	156	76	430	16

28	c6	1947	86	5	0.22	3245	0.05820	4.3	0.48307	8.9	0.06020	7.8	0.48	365	15	400	30	611	169	60	365	15
29	c7	1909	88	8	0.35	1031	0.08609	3.6	0.72451	7.5	0.06104	6.5	0.49	532	19	553	32	641	140	83	532	19
30	c8	7950	289	31	0.59	5257	0.09315	3.4	0.76957	4.9	0.05992	3.5	0.70	574	19	580	22	601	75	96	574	19
30	c10	2359	77	8	0.57	3931	0.09283	3.0	0.76449	7.9	0.05973	7.3	0.38	572	17	577	35	594	158	96	572	17
31	c11	14696	309	35	0.24	231	0.10324	3.2	0.87873	17.1	0.06173	16.8	0.19	633	19	640	85	665	359	95	633	19
32	c12	3438	121	10	0.16	611	0.07890	6.5	0.81857	25.5	0.07524	24.6	0.26	490	31	607	124	1075	495	46	490	31
33	c14	2205	96	9	0.47	2468	0.08309	3.9	0.68135	10.1	0.05947	9.3	0.38	515	19	528	42	584	202	88	515	19
33	c15	3372	115	7	0.42	640	0.05166	4.4	0.64203	15.3	0.09014	14.7	0.29	325	14	504	63	1428	280	23	325	14
34	c17	2636	121	11	0.73	1473	0.06946	3.5	0.52998	27.9	0.05534	27.6	0.13	433	15	432	103	426	616	102	433	15
35	c18	11149	393	39	0.32	689	0.09386	3.0	0.77020	8.5	0.05951	7.9	0.35	578	16	580	38	586	172	99	578	16
35	c19	6959	197	17	0.31	460	0.07723	4.4	0.60805	14.9	0.05710	14.2	0.30	480	20	482	59	495	314	97	480	20
36	c21	4167	87	18	0.19	995	0.20369	3.3	2.23495	8.3	0.07958	7.6	0.40	1195	36	1192	60	1187	151	101	1187	151
37	c22	2105	158	10	0.30	2256	0.06155	3.0	0.45794	8.6	0.05396	8.0	0.35	385	11	383	28	370	181	104	385	11
37	c23	1604	114	7	0.29	2985	0.06214	3.9	0.46115	6.6	0.05382	5.3	0.59	389	15	385	22	364	121	107	389	15
38	c27	6419	255	38	0.70	10369	0.13161	3.5	1.12086	6.9	0.06177	5.9	0.51	797	26	763	37	666	127	120	797	26
39	c28	6663	269	33	0.56	10883	0.10906	3.5	0.92092	4.9	0.06124	3.4	0.72	667	22	663	24	648	73	103	667	22
40	c29	4232	52	9	0.73	87	0.09870	3.7	3.85448	24.1	0.28324	23.9	0.15	607	21	1604	216	3381	372	18	607	21
41	c30	5218	308	26	0.40	3960	0.07795	3.6	0.60977	16.4	0.05673	16.0	0.22	484	17	483	65	481	353	101	484	17
42	c33	2378	139	12	0.20	2074	0.08705	6.6	0.63579	18.6	0.05297	17.4	0.35	538	34	500	76	328	395	164	538	34
43	c34	1257	42	5	0.55	500	0.09071	4.5	1.33117	11.4	0.10643	10.5	0.39	560	24	859	68	1739	192	32	560	24
44	c35	18158	1830	93	0.21	17672	0.05140	4.2	0.37505	5.1	0.05292	3.0	0.81	323	13	323	14	325	68	99	323	13
45	c36	783	48	4	0.39	1386	0.07242	6.5	0.56549	12.5	0.05663	10.7	0.52	451	28	455	47	477	237	94	451	28
46	c37	4270	191	14	0.46	1103	0.06206	3.7	0.85559	10.1	0.09998	9.4	0.37	388	14	628	48	1624	174	24	388	14
47	c38	4481	106	12	0.79	114	0.08674	7.7	2.22819	14.9	0.18631	12.7	0.52	536	40	1190	110	2710	210	20	536	40
48	c39	3746	116	9	0.45	305	0.05741	13.5	1.22125	20.2	0.15427	15.1	0.67	360	47	810	120	2394	257	15	360	47
49	c43	1567	77	6	0.72	1966	0.06503	4.7	0.50037	11.4	0.05580	10.4	0.41	406	19	412	39	445	231	91	406	19
50	c45	1586	52	5	0.16	709	0.09369	6.5	0.79086	10.8	0.06122	8.6	0.60	577	36	592	50	647	185	89	577	36
51	c46	3663	104	10	0.13	5999	0.10399	3.3	0.87220	4.6	0.06083	3.2	0.72	638	20	637	22	633	69	101	638	20
52	c50	4083	140	9	0.33	1929	0.06291	4.6	0.57938	6.1	0.06679	4.0	0.75	393	17	464	23	831	83	47	393	17
52	c51	6731	250	10	0.61	409	0.03055	15.3	0.37152	20.2	0.08820	13.2	0.76	194	29	321	57	1387	253	14	194	29
53	c53	493	11	1	0.24	802	0.08049	11.9	0.67904	36.7	0.06118	34.7	0.32	499	57	526	163	646	746	77	499	57
54	c56	964	23	1	0.54	490	0.04619	12.4	0.59879	21.4	0.09402	17.4	0.58	291	35	476	85	1509	329	19	291	35
55	c58	3186	96	8	0.37	5192	0.07707	3.7	0.59701	6.0	0.05618	4.7	0.62	479	17	475	23	460	103	104	479	17
56	c59	2163	27	5	0.81	3026	0.16821	3.9	1.66178	6.8	0.07165	5.6	0.57	1002	36	994	44	976	113	103	976	113
57	c60	1912	26	3	0.18	2908	0.13492	5.3	1.22563	8.6	0.06588	6.7	0.62	816	41	812	49	803	140	102	816	41
58	d2	3527	209	17	0.29	5964	0.07938	2.6	0.62202	5.0	0.05683	4.2	0.53	492	12	491	19	485	93	102	492	12
58	d3	4218	257	18	0.33	6618	0.06418	3.5	0.48324	8.6	0.05461	7.9	0.41	401	14	400	29	396	177	101	401	14
58	d4	2668	143	12	0.32	4328	0.07754	2.4	0.62111	11.0	0.05809	10.7	0.22	481	11	491	44	533	235	90	481	11
59	d5	2837	141	12	0.35	4567	0.08260	3.2	0.71077	5.9	0.06241	5.0	0.54	512	16	545	25	688	107	74	512	16
60	d7	3767	120	13	0.38	693	0.10347	6.6	1.03923	12.8	0.07284	10.9	0.52	635	40	724	68	1010	221	63	635	40
61	d8	6986	306	28	0.01	11751	0.09958	2.8	0.81789	4.2	0.05957	3.1	0.67	612	17	607	20	588	68	104	612	17

62	d9	1882	86	9	0.27	3034	0.10598	4.2	0.91351	10.8	0.06252	10.0	0.38	649	26	659	54	692	213	94	649	26
63	d10	2010	110	8	0.23	3318	0.07503	6.9	0.63155	13.9	0.06105	12.0	0.50	466	31	497	56	641	259	73	466	31
64	d11	777	46	4	0.33	1313	0.08301	3.3	0.67375	12.7	0.05887	12.2	0.26	514	16	523	53	562	267	91	514	16
65	d12	6300	260	30	0.28	5742	0.12062	3.7	1.10857	13.8	0.06666	13.3	0.27	734	26	757	77	827	277	89	734	26
66	d15	1041	63	6	0.84	1860	0.07474	2.9	0.57747	5.4	0.05604	4.6	0.53	465	13	463	20	454	101	102	465	13
67	d17	2740	118	17	0.45	4192	0.13670	2.9	1.25912	10.0	0.06680	9.6	0.29	826	22	828	58	832	199	99	826	22
68	d18	4216	165	19	1.36	2213	0.06961	3.8	0.71792	5.9	0.07480	4.5	0.64	434	16	549	25	1063	91	41	434	16
68	d19	3935	158	16	1.27	961	0.07885	5.5	0.85232	8.1	0.07839	6.0	0.68	489	26	626	39	1157	119	42	489	26
69	d20	759	38	4	0.59	1257	0.10206	6.6	0.84697	15.9	0.06019	14.4	0.42	626	40	623	77	610	311	103	626	40
70	d21	1058	45	3	0.42	355	0.04812	10.7	0.94543	30.0	0.14249	28.0	0.36	303	32	676	160	2258	484	13	303	32
71	d22	5984	163	18	0.46	181	0.09020	11.9	1.43290	20.2	0.11521	16.3	0.59	557	64	903	128	1883	294	30	557	64
72	d24	8066	33	30	0.88	3100	0.79298	4.1	19.26686	6.2	0.17622	4.7	0.66	3764	119	3055	62	2618	78	144	2618	78
73	d25	9991	396	40	0.25	673	0.09573	3.2	0.73975	10.3	0.05605	9.8	0.31	589	18	562	46	454	218	130	589	18
74	d26	4549	168	10	0.24	1341	0.06021	17.5	0.60874	22.1	0.07333	13.5	0.79	377	64	483	89	1023	273	37	377	64
75	d28	593	21	2	0.50	262	0.06839	3.1	1.21235	24.9	0.12857	24.7	0.12	426	13	806	149	2079	435	21	426	13
76	d29	2952	122	20	0.76	1001	0.14349	3.5	1.43351	20.4	0.07246	20.1	0.17	864	28	903	130	999	408	87	864	28
77	d30	2328	189	10	0.11	531	0.05116	2.4	0.56870	9.6	0.08063	9.3	0.25	322	8	457	36	1212	184	27	322	8
78	d31	7779	50	11	0.66	199	0.14121	3.2	3.32287	5.1	0.17067	3.9	0.63	851	25	1486	40	2564	66	33	851	25
79	d32	1923	46	9	0.34	522	0.18210	3.1	2.13977	12.7	0.08522	12.3	0.24	1078	30	1162	92	1321	238	82	1321	238
80	d33	36735	226	57	0.34	44	0.12698	2.8	7.20028	8.4	0.41127	7.9	0.34	771	21	2137	78	3951	119	20	771	21
81	d34	22524	336	19	0.88	48	0.00795	22.6	0.43711	29.9	0.39899	19.7	0.75	51	11	368	97	3905	296	1	51	11
82	d35	1835	77	10	0.38	2847	0.12106	2.9	1.08164	4.9	0.06480	4.0	0.60	737	21	744	26	768	84	96	737	21

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Grains with more than 2 shots are marked with bold numbers. The repeated shots that were not used are over-lined.

VC-45ZIR

Grain	Spot Number	²⁰⁷ Pb _a (cps)	U _b (ppm)	Pb _b (ppm)	Th _b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	Isotopic Ratios ^c						rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	conc %	Age used	2σ
							²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ										
							²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%										
1	a1	3731	117	12	0.26	6003	0.10140	2.9	0.87247	4.8	0.06241	3.8	0.62	623	17	637	23	688	80	90	623	17
2	a2	1858	55	7	0.56	2991	0.10721	3.2	0.91965	5.3	0.06221	4.3	0.60	657	20	662	26	682	91	96	657	20
3	a4	12501	61	25	0.57	7346	0.34266	3.1	5.55361	3.5	0.11755	1.8	0.87	1899	51	1909	31	1919	31	99	1919	31
4	a5	13595	77	29	0.69	11641	0.31828	2.8	5.12661	3.4	0.11682	1.8	0.84	1781	44	1841	29	1908	33	93	1908	33
5	a6	1129	34	4	0.36	1943	0.10990	3.3	0.87835	5.7	0.05796	4.7	0.57	672	21	640	28	528	103	127	672	21
6	a7	1431	45	5	0.53	2369	0.09904	3.4	0.82246	4.9	0.06023	3.5	0.70	609	20	609	23	612	75	99	609	20
8	a8	4606	47	11	0.28	4681	0.20825	3.1	2.82127	4.1	0.09825	2.7	0.76	1219	35	1361	31	1591	50	77	1591	50
8	a9	5046	24	11	0.90	4342	0.34755	2.8	5.55216	4.2	0.11586	3.0	0.68	1923	47	1909	36	1893	55	102	1893	55
9	a10	8252	43	15	0.47	7031	0.31096	4.5	5.03197	5.5	0.11736	3.2	0.81	1745	69	1825	48	1916	58	91	1916	58
9	a11	9551	48	20	0.53	8123	0.36466	3.0	5.90534	4.0	0.11745	2.7	0.75	2004	52	1962	35	1918	48	105	1918	48
10	a12	8687	294	28	0.32	10722	0.09027	2.8	0.73940	3.4	0.05941	1.9	0.82	557	15	562	15	582	42	96	557	15
11	a14	1523	51	6	0.29	1583	0.10491	3.5	0.84542	5.6	0.05845	4.3	0.63	643	21	622	26	547	95	118	643	21
12	a15	2934	107	10	0.27	3613	0.09363	2.9	0.76936	4.6	0.05960	3.5	0.64	577	16	579	20	589	76	98	577	16
13	a16	3024	110	12	0.38	5125	0.10534	2.8	0.85468	4.1	0.05884	3.0	0.69	646	17	627	19	561	65	115	646	17
14	a17	4472	32	9	0.42	4129	0.26216	3.4	3.91081	4.3	0.10819	2.7	0.79	1501	46	1616	35	1769	48	85	1769	48
15	a18	8159	210	30	0.50	12616	0.12541	3.1	1.11864	3.8	0.06469	2.3	0.80	762	22	762	21	764	49	100	762	22
16	a19	1612	50	7	1.10	2608	0.11380	3.3	0.96789	5.0	0.06169	3.8	0.65	695	21	687	25	663	80	105	695	21
17	a20	1853	66	8	0.57	3190	0.10105	3.3	0.80823	5.1	0.05801	3.9	0.64	621	19	601	24	530	86	117	621	19
18	a21	4730	24	11	0.59	3974	0.38297	2.8	6.28647	3.9	0.11905	2.8	0.72	2090	51	2017	35	1942	49	108	1942	49
19	a22	1029	40	5	0.91	1700	0.09231	3.3	0.77325	6.6	0.06075	5.7	0.50	569	18	582	30	630	124	90	569	18
20	a23	3234	126	15	0.46	1979	0.11519	2.8	0.98711	3.9	0.06215	2.8	0.71	703	19	697	20	679	60	103	703	19
21	a24	504	14	2	0.79	789	0.11474	3.3	1.01893	9.5	0.06441	8.9	0.35	700	22	713	50	755	188	93	700	22
22	a25	675	29	3	0.69	1281	0.09388	4.6	0.68252	8.1	0.05273	6.6	0.57	578	26	528	34	317	151	182	578	26
23	a26	735	26	3	0.41	1250	0.09480	3.6	0.77060	7.2	0.05895	6.3	0.50	584	20	580	33	565	137	103	584	20
24	a27	6601	95	21	0.43	3852	0.20372	3.2	2.77520	4.2	0.09880	2.7	0.76	1195	35	1349	31	1602	50	75	1602	50
25	a28	3068	120	16	0.74	5094	0.10947	3.0	0.90815	5.0	0.06017	4.0	0.60	670	19	656	25	610	87	110	670	19
26	a29	3671	127	15	0.66	5593	0.11032	2.9	0.99560	4.1	0.06545	2.8	0.72	675	19	702	21	789	60	86	675	19
27	a30	353	16	2	0.38	616	0.12236	3.9	0.96287	10.1	0.05707	9.3	0.38	744	27	685	52	494	205	151	744	27
27	a31	1055	34	4	0.60	1779	0.09033	3.4	0.73819	8.7	0.05927	8.0	0.39	557	18	561	38	577	174	97	557	18
28	a32	1474	51	6	0.56	2350	0.11152	3.4	0.96285	6.4	0.06262	5.4	0.53	682	22	685	32	695	115	98	682	22
29	a33	8274	37	16	0.28	6335	0.40955	3.1	7.36415	4.0	0.13041	2.6	0.76	2213	58	2157	37	2104	46	105	2104	46
30	a34	27296	96	56	0.77	7742	0.45368	2.8	9.76623	3.0	0.15613	1.2	0.91	2412	56	2413	28	2414	21	100	2414	21
31	a35	4167	30	10	0.51	3731	0.26344	3.4	4.09862	5.2	0.11284	3.9	0.65	1507	45	1654	43	1846	71	82	1846	71
32	a36	101038	242	161	0.43	41138	0.56232	2.8	15.55354	2.9	0.20061	0.7	0.97	2876	65	2850	28	2831	11	102	2831	11
33	a37	58708	290	101	0.07	46551	0.34719	2.8	6.02801	2.9	0.12592	0.9	0.96	1921	46	1980	26	2042	15	94	2042	15

34	a38	4458	178	18	0.61	7580	0.08528	3.5	0.69172	5.1	0.05883	3.8	0.68	528	18	534	21	561	82	94	528	18
35	a39	6663	28	14	0.57	5372	0.41882	3.0	7.15247	4.1	0.12386	2.7	0.74	2255	57	2131	37	2013	49	112	2013	49
36	a41	3472	103	13	0.56	5569	0.10744	3.2	0.92196	4.7	0.06224	3.5	0.67	658	20	663	23	682	75	96	658	20
37	a42	30596	55	31	0.34	15198	0.47636	2.9	13.26345	3.3	0.20194	1.5	0.89	2511	61	2699	31	2842	24	88	2842	24
38	a43	6895	224	23	0.46	6001	0.09489	3.0	0.74167	3.9	0.05669	2.6	0.75	584	17	563	17	479	57	122	584	17
39	a44	10183	174	32	0.55	14892	0.16130	2.7	1.51495	3.4	0.06812	2.1	0.79	964	24	936	21	872	44	111	964	24
40	a45	17658	67	24	0.25	15246	0.33799	3.0	5.38824	3.6	0.11562	1.9	0.85	1877	49	1883	31	1890	34	99	1890	34
41	a46	7240	184	21	0.63	11868	0.10510	2.8	0.88226	3.5	0.06088	2.1	0.80	644	17	642	17	635	46	101	644	17
42	a47	4805	129	12	0.26	8088	0.09285	2.8	0.76149	4.1	0.05948	3.0	0.69	572	15	575	18	585	64	98	572	15
43	a48	17916	56	28	1.01	14469	0.38068	2.8	6.49159	3.2	0.12368	1.5	0.88	2079	50	2045	29	2010	27	103	2010	27
44	a49	1821	39	5	0.38	3049	0.11090	3.0	0.91289	5.1	0.05970	4.2	0.58	678	19	659	25	593	90	114	678	19
45	a50	430	7	1	0.54	720	0.14251	4.9	1.17209	11.1	0.05965	10.0	0.44	859	40	788	63	591	216	145	859	40
46	a51	9256	44	13	0.23	9800	0.28335	3.0	3.68226	3.7	0.09425	2.1	0.83	1608	43	1568	30	1513	39	106	1513	39
47	a52	32994	81	36	0.37	25060	0.40073	3.0	7.26861	3.3	0.13155	1.4	0.90	2172	55	2145	30	2119	25	103	2119	25
48	a53	14372	36	14	0.25	11438	0.36959	3.2	6.43084	3.7	0.12620	1.9	0.86	2027	55	2036	33	2046	33	99	2046	33
49	a54	3932	79	8	0.39	6496	0.09990	3.0	0.83402	4.1	0.06055	2.7	0.74	614	18	616	19	623	59	98	614	18
50	a55	5308	14	5	0.41	4576	0.33658	3.1	5.37308	4.5	0.11578	3.3	0.69	1870	51	1881	39	1892	59	99	1892	59
51	a56	15276	39	14	0.12	13063	0.33836	2.9	5.44715	3.9	0.11676	2.5	0.76	1879	48	1892	34	1907	45	99	1907	45
52	a57	496	8	1	1.33	807	0.10741	4.2	0.91102	9.9	0.06152	9.0	0.43	658	27	658	49	657	193	100	658	27
53	a58	6587	29	8	0.24	6382	0.24760	5.4	3.52245	5.9	0.10318	2.3	0.92	1426	69	1532	47	1682	43	85	1682	43
54	a59	9772	10	5	0.41	5625	0.42223	3.8	9.97551	4.1	0.17135	1.6	0.93	2271	74	2433	39	2571	26	88	2571	26
55	a60	61707	42	34	0.58	23749	0.60699	3.0	21.78447	3.2	0.26030	1.1	0.93	3058	74	3174	32	3248	18	94	3248	18
56	b1	5137	192	18	0.41	8309	0.08641	3.1	0.73534	4.1	0.06172	2.7	0.75	534	16	560	18	664	58	80	534	16
57	b2	704	20	2	0.39	1076	0.09752	3.8	0.88666	10.0	0.06594	9.2	0.38	600	22	645	49	804	193	75	600	22
58	b3	768	20	2	0.26	1270	0.08662	6.2	0.73363	9.2	0.06143	6.9	0.67	535	32	559	40	654	147	82	535	32
59	b5	405	9	2	1.13	593	0.13079	6.3	1.24216	14.7	0.06888	13.2	0.43	792	47	820	86	895	273	89	792	47
60	b6	4748	24	11	0.95	4025	0.36143	3.2	5.86525	4.2	0.11770	2.7	0.77	1989	55	1956	37	1922	48	104	1922	48
61	b7	47695	100	61	0.51	24454	0.49821	2.9	13.36800	3.1	0.19460	1.2	0.93	2606	62	2706	30	2781	19	94	2781	19
62	b8	7291	259	28	0.84	835	0.09448	2.9	0.75704	6.1	0.05811	5.3	0.48	582	16	572	27	534	117	109	582	16
62	b9	3627	115	14	0.58	5825	0.10184	3.9	0.87108	4.7	0.06204	2.6	0.83	625	23	636	22	675	56	93	625	23
63	b10	9268	328	33	0.05	15357	0.10624	3.0	0.88183	3.7	0.06020	2.2	0.81	651	18	642	18	611	47	107	651	18
64	b11	1269	39	5	0.43	1983	0.11372	3.1	1.00554	5.7	0.06413	4.8	0.54	694	20	707	30	746	102	93	694	20
65	b12	2440	14	5	0.72	2178	0.29759	3.2	4.58374	4.7	0.11171	3.5	0.68	1679	47	1746	40	1827	63	92	1827	63
66	b13	6618	47	17	0.48	1385	0.32788	4.7	5.98601	7.0	0.13241	5.2	0.67	1828	75	1974	63	2130	90	86	2130	90
67	b14	26413	129	47	0.05	20839	0.36458	2.9	6.32258	3.2	0.12578	1.3	0.91	2004	50	2022	28	2040	23	98	2040	23
68	b15	5053	17	8	0.37	3118	0.40210	4.5	8.97320	5.3	0.16185	2.8	0.84	2179	83	2335	50	2475	48	88	2475	48
69	b16	3011	30	7	0.16	3081	0.22129	4.4	2.97341	5.8	0.09745	3.8	0.76	1289	51	1401	45	1576	71	82	1576	71
70	b17	414	10	1	0.43	645	0.10584	8.7	0.94485	14.0	0.06475	11.0	0.62	649	54	675	72	766	231	85	649	54
71	b18	13805	348	52	0.12	7800	0.15488	3.2	1.50893	5.5	0.07066	4.5	0.57	928	27	934	34	948	93	98	928	27
72	b19	14546	42	28	0.09	9496	0.64597	3.5	13.20072	8.2	0.14821	7.4	0.42	3212	88	2694	81	2325	128	138	2325	128
73	b20	9616	126	8	0.65	4574	0.00744	124.1	0.09620	124.3	0.09377	6.6	1.00	48	59	93	117	1504	125	3	48	59
74	b21	3224	6	5	0.61	1769	0.59224	4.3	14.94351	5.8	0.18300	3.9	0.74	2998	104	2812	57	2680	65	112	2680	65

75	b22	23715	63	36	0.30	13252	0.49862	3.0	12.17965	3.7	0.17716	2.2	0.81	2608	64	2618	35	2626	36	99	2626	36
76	b23	490	15	2	0.56	775	0.12400	3.5	1.08072	8.8	0.06321	8.0	0.40	754	25	744	47	715	171	105	754	25
77	b24	6846	278	31	0.34	11240	0.10510	2.8	0.87910	3.5	0.06067	2.1	0.80	644	17	640	17	627	46	103	644	17
78	b25	2110	85	10	0.86	3443	0.09320	2.9	0.78429	4.5	0.06103	3.4	0.65	574	16	588	20	640	74	90	574	16
79	b26	1326	49	5	0.32	2127	0.08706	3.0	0.74874	6.0	0.06237	5.2	0.49	538	15	567	26	687	111	78	538	15
80	b27	2566	109	10	0.38	4309	0.08795	3.4	0.71926	4.3	0.05932	2.7	0.78	543	18	550	18	579	58	94	543	18
81	b30	621	24	3	0.58	1000	0.10100	3.1	0.86228	6.8	0.06192	6.0	0.46	620	18	631	32	671	129	92	620	18
82	b31	1292	46	5	0.42	2149	0.10297	3.1	0.85224	5.0	0.06003	3.9	0.62	632	19	626	24	605	85	105	632	19
83	b32	379	13	1	0.42	583	0.09640	5.0	0.85205	11.8	0.06410	10.7	0.42	593	28	626	57	745	225	80	593	28
84	b33	2264	13	6	0.58	2005	0.34622	4.0	5.38986	6.3	0.11291	4.9	0.63	1917	66	1883	56	1847	89	104	1847	89
85	b34	2592	78	11	0.07	3396	0.14500	3.5	1.42117	6.1	0.07108	4.9	0.58	873	29	898	37	960	101	91	873	29
86	b35	1064	44	6	1.28	1700	0.10376	3.9	0.89417	5.5	0.06250	3.9	0.71	636	24	649	27	691	82	92	636	24
87	b36	16893	119	45	0.54	14358	0.31835	2.9	5.15309	3.1	0.11740	1.3	0.91	1782	45	1845	27	1917	23	93	1917	23
88	b37	1510	52	5	0.08	2435	0.10726	3.1	0.91765	4.5	0.06205	3.3	0.68	657	19	661	22	676	71	97	657	19
89	b38	40570	86	61	0.45	19029	0.59933	3.1	16.52523	3.3	0.19998	1.2	0.93	3027	74	2908	32	2826	19	107	2826	19
90	b39	58670	263	101	0.42	44588	0.33228	3.0	6.00892	3.4	0.13116	1.6	0.89	1849	49	1977	30	2114	28	88	2114	28
91	b40	5133	20	8	0.74	3891	0.33709	3.3	6.11407	4.6	0.13155	3.2	0.71	1873	54	1992	41	2119	57	88	2119	57
92	b41	301	9	1	0.33	561	0.10450	6.8	0.76808	11.3	0.05331	9.0	0.60	641	41	579	51	342	204	187	641	41
93	b42	248	5	1	1.38	355	0.12554	4.1	1.20826	13.8	0.06980	13.2	0.29	762	29	804	80	923	271	83	762	29
94	b44	1147	34	4	0.24	1856	0.10366	3.2	0.87114	7.2	0.06095	6.4	0.44	636	19	636	34	637	139	100	636	19
94	b45	2013	62	7	0.39	3516	0.10675	3.2	0.83948	5.0	0.05704	3.8	0.64	654	20	619	23	493	84	133	654	20
95	b46	3652	101	10	0.16	6065	0.10682	3.3	0.88338	5.3	0.05998	4.1	0.63	654	21	643	25	603	88	109	654	21
95	b47	2081	60	5	0.16	2544	0.09011	4.1	0.77839	7.7	0.06265	6.5	0.53	556	22	585	35	696	139	80	556	22
95	b48	2364	51	5	0.15	3879	0.09928	3.2	0.83337	4.5	0.06088	3.1	0.72	610	19	615	21	635	67	96	610	19
96	b49	6888	23	10	0.74	6045	0.35147	3.4	5.51013	4.2	0.11370	2.4	0.82	1942	58	1902	36	1859	43	104	1859	43
96	b50	8119	30	11	0.56	7037	0.30442	2.9	4.81848	3.7	0.11480	2.3	0.79	1713	44	1788	31	1877	41	91	1877	41
97	b51	1904	41	4	0.26	3099	0.09318	3.4	0.78994	5.7	0.06148	4.6	0.60	574	19	591	26	656	98	88	574	19
98	b52	786	10	2	0.40	1207	0.13666	4.4	1.22864	9.4	0.06520	8.3	0.47	826	34	814	54	781	175	106	826	34
99	b53	683	14	1	0.35	1217	0.09975	3.6	0.76864	7.9	0.05589	7.0	0.45	613	21	579	35	448	155	137	613	21
100	b54	1018	19	2	0.15	1723	0.08544	4.5	0.69189	10.9	0.05873	9.9	0.42	528	23	534	46	557	217	95	528	23
101	b55	608	12	1	0.51	1069	0.05053	5.5	0.39367	8.8	0.05651	6.9	0.62	318	17	337	26	472	153	67	318	17
102	b58	1256	23	3	1.06	2055	0.09446	3.5	0.78738	6.5	0.06046	5.5	0.54	582	20	590	29	620	118	94	582	20
103	b59	2580	44	5	0.58	4169	0.10425	3.2	0.88769	4.3	0.06176	3.0	0.73	639	19	645	21	666	64	96	639	19
104	b60	347	5	0	0.43	562	0.09244	8.1	0.78330	12.9	0.06146	10.0	0.63	570	44	587	59	655	215	87	570	44
105	c1	4037	150	18	0.35	6728	0.11290	2.0	0.94692	3.6	0.06083	3.0	0.54	690	13	676	18	633	65	109	690	13
106	c2	1402	48	6	0.54	2267	0.10938	2.4	0.94858	6.5	0.06290	6.0	0.37	669	15	677	33	705	128	95	669	15
107	c3	1792	64	8	0.67	2993	0.10967	2.5	0.91512	6.3	0.06052	5.7	0.40	671	16	660	31	622	124	108	671	16
107	c4	1152	40	5	0.60	1905	0.09822	3.2	0.82463	6.5	0.06089	5.7	0.49	604	19	611	30	635	122	95	604	19
108	c5	796	29	4	0.69	1324	0.10528	3.1	0.88369	8.9	0.06087	8.3	0.35	645	19	643	43	635	179	102	645	19
109	c6	20976	138	40	0.23	18730	0.27509	2.0	4.29209	2.4	0.11316	1.3	0.85	1567	28	1692	20	1851	23	85	1851	23
109	c7	22162	129	46	0.18	18867	0.34261	2.0	5.60990	2.4	0.11876	1.3	0.84	1899	34	1918	21	1938	24	98	1938	24
110	c8	14063	61	30	0.58	11056	0.40083	2.2	7.10705	2.6	0.12860	1.5	0.82	2173	40	2125	24	2079	27	105	2079	27

111	c9	2414	79	10	0.38	3879	0.12602	2.4	1.09321	4.3	0.06292	3.6	0.55	765	17	750	23	705	76	108	765	17
112	c10	12123	47	20	0.54	1323	0.36260	2.3	6.79029	3.8	0.13582	3.0	0.60	1994	39	2084	34	2175	53	92	2175	53
112	c11	7421	29	13	0.32	5597	0.40662	1.9	7.51277	3.2	0.13400	2.6	0.60	2199	36	2175	29	2151	45	102	2151	45
113	d1	14264	129	33	0.10	13820	0.25914	2.6	3.68677	2.9	0.10318	1.4	0.88	1485	34	1569	24	1682	26	88	1682	26
114	d3	1950	26	7	0.55	2431	0.22487	2.8	2.49048	4.9	0.08033	4.0	0.57	1308	33	1269	36	1205	80	109	1205	80
115	d4	786	10	3	0.55	683	0.22299	3.9	2.38394	9.0	0.07754	8.1	0.44	1298	46	1238	67	1135	162	114	1135	162
115	d5	674	22	3	0.91	1088	0.11730	3.2	1.00329	9.1	0.06203	8.5	0.35	715	21	705	47	675	183	106	715	21
116	d6	6948	74	22	0.27	6595	0.28830	3.6	4.17977	4.8	0.10515	3.2	0.75	1633	53	1670	40	1717	59	95	1717	59
117	d7	15527	92	30	0.17	13669	0.31960	2.8	5.03135	3.3	0.11418	1.8	0.84	1788	43	1825	28	1867	32	96	1867	32
117	d8	7182	48	15	0.38	4684	0.26531	2.9	4.17690	3.6	0.11418	2.2	0.80	1517	39	1669	30	1867	39	81	1867	39
118	d9	23152	124	46	0.09	19009	0.36801	2.7	6.18441	3.1	0.12188	1.6	0.86	2020	47	2002	28	1984	28	102	1984	28
119	d10	2865	114	12	0.34	4726	0.10136	2.9	0.84423	4.5	0.06041	3.4	0.64	622	17	621	21	618	74	101	622	17
120	d11	10321	67	23	0.58	8997	0.27448	3.4	4.34595	4.1	0.11483	2.3	0.82	1564	47	1702	34	1877	42	83	1877	42
121	d12	1176	44	5	0.21	723	0.11438	3.8	0.96292	7.2	0.06106	6.1	0.53	698	25	685	37	641	132	109	698	25
122	d13	2701	15	7	0.61	2295	0.36825	3.3	6.03986	6.2	0.11895	5.3	0.53	2021	57	1982	56	1941	94	104	1941	94
123	d14	119553	339	170	0.03	60537	0.47947	2.5	13.04554	2.6	0.19733	0.7	0.97	2525	53	2683	25	2804	11	90	2804	11
124	d15	922	35	4	0.23	1469	0.10371	4.7	0.89569	8.8	0.06264	7.5	0.53	636	29	649	43	696	160	91	636	29
125	d16	941	5	2	0.51	802	0.36569	8.9	6.02930	12.9	0.11958	9.4	0.69	2009	155	1980	120	1950	168	103	1950	168
125	d17	1329	7	3	0.56	1106	0.34145	3.4	5.61846	7.6	0.11934	6.8	0.44	1894	56	1919	68	1946	122	97	1946	122
126	d18	3003	125	14	0.30	4836	0.10679	2.7	0.91638	5.3	0.06223	4.6	0.50	654	17	660	26	682	98	96	654	17
127	d19	1442	50	5	0.05	2298	0.10725	3.3	0.92737	5.4	0.06271	4.3	0.61	657	20	666	27	699	91	94	657	20

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition.

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Grains with more than 2 shots are marked with bold numbers. The repeated shots that were not used are over-lined.

VC-57ZIR

Grain	Spot Number	²⁰⁷ Pb _a (cps)	U _b (ppm)	Pb _b (ppm)	Th _b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	Isotopic Ratios ^c						rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	conc %	Age used	2σ
							²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb	2σ										
							²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%										
1	a2	1409	43	5	0.14	2285	0.12172	2.7	1.04148	5.2	0.06206	4.5	0.52	740	19	725	27	676	96	110	740	19
2	a3	4785	167	22	0.74	2065	0.11071	2.9	0.98011	4.4	0.06421	3.4	0.65	677	19	694	23	748	71	90	677	19
3	a4	5110	9	5	0.44	2450	0.49451	3.0	14.22394	4.7	0.20862	3.6	0.63	2590	64	2765	46	2895	59	89	2895	59
4	a5	283	8	1	0.47	444	0.11747	4.0	1.01563	8.9	0.06271	8.0	0.44	716	27	712	47	698	171	103	716	27
5	a6	1532	7	3	0.49	1179	0.42258	3.2	7.66685	6.7	0.13159	5.9	0.48	2272	62	2193	62	2119	103	107	2119	103
6	a7	17556	43	24	0.43	9415	0.48102	3.0	12.38566	3.4	0.18675	1.7	0.87	2532	62	2634	32	2714	28	93	2714	28
7	a8	1177	45	5	0.41	1885	0.09316	2.7	0.80273	6.3	0.06249	5.7	0.43	574	15	598	29	691	122	83	574	15
8	a9	4502	27	10	0.71	3861	0.31223	2.4	5.01971	3.4	0.11660	2.4	0.70	1752	37	1823	29	1905	44	92	1905	44
9	a10	52466	187	116	1.22	4819	0.41085	3.1	9.89236	3.3	0.17463	1.1	0.94	2219	58	2425	31	2603	18	85	2603	18
10	a11	3336	140	15	0.44	5659	0.09679	2.7	0.78913	4.4	0.05913	3.5	0.61	596	15	591	20	572	76	104	596	15
11	a12	3888	158	15	0.22	6705	0.09244	2.8	0.73888	4.5	0.05797	3.5	0.63	570	15	562	19	529	76	108	570	15
12	a13	2812	15	7	0.71	1679	0.40059	3.3	6.70293	5.4	0.12136	4.3	0.61	2172	61	2073	49	1976	76	110	1976	76
13	a14	5736	28	12	0.31	2617	0.39075	3.0	6.94414	3.8	0.12889	2.4	0.78	2126	54	2104	34	2083	42	102	2083	42
14	a15	2942	19	7	0.74	979	0.32287	4.0	5.14236	5.1	0.11551	3.2	0.79	1804	64	1843	44	1888	57	96	1888	57
15	a16	1833	76	8	0.54	3086	0.09270	3.7	0.75918	5.8	0.05940	4.4	0.65	571	20	574	26	582	95	98	571	20
16	a17	1772	9	3	0.96	1473	0.26513	6.1	4.42048	8.7	0.12092	6.2	0.70	1516	83	1716	74	1970	110	77	1970	110
17	a18	696	28	3	0.38	1156	0.08897	3.9	0.73462	10.3	0.05988	9.5	0.38	549	20	559	45	599	206	92	549	20
18	a19	717	22	3	0.51	1164	0.11803	3.3	1.00636	7.9	0.06184	7.1	0.42	719	23	707	41	669	152	108	719	23
19	a21	3223	63	10	0.20	4585	0.15456	2.4	1.49794	4.1	0.07029	3.4	0.58	926	21	930	25	937	69	99	926	21
20	a22	2587	80	11	0.35	4079	0.12998	2.7	1.13821	5.5	0.06351	4.7	0.49	788	20	772	30	725	101	109	788	20
21	a23	896	34	3	0.63	1453	0.07854	4.9	0.67112	10.1	0.06197	8.9	0.48	487	23	521	42	673	190	72	487	23
22	a24	524	22	2	0.34	932	0.09808	3.7	0.76427	9.3	0.05652	8.5	0.40	603	21	576	42	473	188	128	603	21
23	a27	2625	113	13	0.65	4510	0.09760	2.7	0.78426	4.0	0.05828	2.9	0.67	600	15	588	18	540	64	111	600	15
24	a28	472	17	2	0.32	810	0.12474	3.6	1.00862	12.2	0.05864	11.7	0.29	758	26	708	64	554	255	137	758	26
25	a29	5739	31	13	0.40	4788	0.37044	2.8	6.12911	4.2	0.12000	3.2	0.65	2031	48	1994	38	1956	57	104	1956	57
26	a30	3196	19	9	0.77	2748	0.39859	3.3	6.39283	4.2	0.11632	2.5	0.79	2163	61	2031	37	1900	46	114	1900	46
27	a31	3826	147	16	0.45	6373	0.09977	2.8	0.82636	4.5	0.06007	3.5	0.63	613	17	612	21	606	76	101	613	17
28	a32	1739	66	8	0.51	2900	0.10857	5.4	0.90092	7.5	0.06018	5.3	0.71	664	34	652	37	610	114	109	664	34
29	a33	6791	42	19	0.95	5934	0.34768	2.9	5.49608	4.2	0.11465	3.0	0.70	1924	49	1900	37	1874	54	103	1874	54
30	a34	2572	114	12	0.35	2053	0.09716	2.8	0.82811	4.0	0.06181	2.9	0.70	598	16	613	19	668	62	90	598	16
31	a35	2549	66	11	0.37	3717	0.16359	2.8	1.55085	6.0	0.06876	5.4	0.46	977	25	951	38	891	111	110	977	25
32	a36	2513	115	11	0.36	4224	0.08616	2.5	0.70795	5.4	0.05960	4.8	0.47	533	13	544	23	589	104	90	533	13
33	a37	31055	196	78	0.59	26503	0.34305	2.8	5.50737	3.1	0.11644	1.2	0.92	1901	47	1902	27	1902	21	100	1902	21
34	a38	24442	140	59	0.62	20690	0.35276	2.5	5.75201	2.8	0.11826	1.4	0.88	1948	42	1939	25	1930	24	101	1930	24
35	a39	2374	91	9	0.34	4060	0.09395	2.6	0.75815	4.7	0.05853	3.9	0.56	579	15	573	21	550	85	105	579	15

36	a40	2500	73	10	0.99	4081	0.10716	2.9	0.90458	5.0	0.06122	4.0	0.59	656	18	654	24	647	86	101	656	18
37	b1	40109	191	75	0.41	23845	0.35152	1.7	5.63842	2.1	0.11633	1.3	0.79	1942	28	1922	18	1901	23	102	1901	23
38	b2	12922	24	15	0.45	7056	0.51394	1.8	13.00022	2.6	0.18346	1.8	0.71	2673	41	2680	25	2684	31	100	2684	31
39	b3	2027	58	7	0.78	1933	0.09182	2.6	0.76145	5.5	0.06014	4.9	0.47	566	14	575	25	609	106	93	566	14
39	b4	2531	68	10	0.95	4185	0.11555	2.3	0.97730	5.2	0.06134	4.6	0.45	705	15	692	26	651	100	108	705	15
40	b5	5174	161	16	0.11	3233	0.10195	2.0	0.90269	4.2	0.06422	3.7	0.47	626	12	653	21	749	78	84	626	12
41	b6	1876	41	6	0.48	2795	0.12068	2.5	1.12403	3.9	0.06755	3.1	0.63	734	17	765	21	855	64	86	734	17
42	b7	4281	102	15	0.67	1460	0.12597	2.4	1.24329	5.5	0.07158	4.9	0.44	765	17	820	31	974	100	79	765	17
43	b8	7874	139	29	0.77	11210	0.17224	2.0	1.68408	3.6	0.07091	3.0	0.55	1024	19	1003	23	955	61	107	955	61
44	b9	962	30	3	0.29	1250	0.09790	2.6	0.79167	6.5	0.05865	5.9	0.40	602	15	592	30	554	130	109	602	15
45	b10	24496	121	48	0.35	21253	0.36206	1.7	5.78953	2.7	0.11597	2.1	0.63	1992	29	1945	23	1895	37	105	1895	37
45	b11	6574	30	13	0.64	5563	0.35614	2.3	5.82633	3.4	0.11865	2.5	0.68	1964	39	1950	30	1936	45	101	1936	45
46	b12	65534	145	108	0.31	30841	0.68561	2.1	18.84405	2.3	0.19934	0.9	0.93	3366	56	3034	22	2821	14	119	2821	14
47	b13	2223	67	7	0.48	3527	0.09842	2.3	0.85921	4.9	0.06332	4.3	0.47	605	14	630	23	719	92	84	605	14
48	b14	3709	121	14	0.60	6079	0.10048	2.0	0.84941	3.7	0.06131	3.1	0.54	617	12	624	18	650	68	95	617	12
49	b15	2400	92	9	0.28	4109	0.09774	1.6	0.79294	4.0	0.05884	3.7	0.40	601	9	593	18	561	80	107	601	9
50	b16	11930	53	19	0.13	9935	0.34845	1.8	5.80044	2.5	0.12073	1.7	0.72	1927	30	1946	22	1967	31	98	1967	31
51	b17	15105	37	21	0.42	8993	0.50114	2.6	11.61932	3.6	0.16816	2.5	0.73	2619	56	2574	34	2539	41	103	2539	41
52	b18	18807	73	33	0.35	14097	0.40382	1.7	7.47213	2.0	0.13420	1.2	0.82	2187	31	2170	18	2154	20	102	2154	20
53	b19	3765	12	5	0.30	2576	0.37499	3.9	6.76785	5.1	0.13090	3.4	0.76	2053	69	2082	47	2110	59	97	2110	59
54	b20	2102	9	4	0.72	1832	0.34018	2.7	5.40349	4.1	0.11520	3.0	0.67	1888	44	1885	35	1883	55	100	1883	55
54	b21	1582	7	3	0.74	1393	0.29670	4.7	4.67251	7.5	0.11422	5.8	0.64	1675	70	1762	64	1868	104	90	1868	104
55	b22	6125	23	12	0.53	2430	0.43521	2.1	8.21961	4.7	0.13698	4.2	0.45	2329	42	2256	44	2189	73	106	2189	73
56	b23	9549	39	22	0.52	5229	0.44541	1.6	7.96942	2.6	0.12977	2.0	0.64	2375	33	2228	23	2095	35	113	2095	35
57	b24	1202	41	4	0.26	2019	0.09466	3.4	0.78407	6.7	0.06007	5.8	0.51	583	19	588	30	606	125	96	583	19
58	b25	2505	87	10	0.44	4154	0.10340	2.2	0.86858	4.5	0.06092	4.0	0.48	634	13	635	22	636	85	100	634	13
59	b26	8824	159	31	0.60	12081	0.16339	1.7	1.65813	2.5	0.07360	1.8	0.68	976	15	993	16	1031	36	95	976	15
60	b27	4585	25	11	0.51	4038	0.37590	2.6	5.93287	4.2	0.11447	3.3	0.62	2057	46	1966	37	1872	60	110	1872	60
60	b28	5443	32	12	0.49	4670	0.32257	1.8	5.21040	2.5	0.11715	1.7	0.73	1802	29	1854	22	1913	31	94	1913	31
61	b29	2022	69	9	0.55	3544	0.11610	1.8	0.92043	4.5	0.05750	4.2	0.39	708	12	663	22	511	91	139	708	12
62	b30	1824	51	7	0.84	1427	0.10748	4.1	1.00125	6.3	0.06756	4.8	0.65	658	26	704	32	855	99	77	658	26
63	b31	901	4	2	1.28	800	0.41683	5.0	6.52866	7.9	0.11360	6.1	0.63	2246	96	2050	73	1858	111	121	1858	111
64	b32	541	2	1	0.84	457	0.40729	8.6	6.84184	11.6	0.12183	7.7	0.75	2203	163	2091	108	1983	137	111	1983	137
65	b33	9167	38	17	0.28	7116	0.41686	2.0	7.44620	2.8	0.12955	2.0	0.69	2246	37	2167	26	2092	36	107	2092	36
66	b34	3013	126	19	1.26	4671	0.13918	2.0	1.24925	4.7	0.06510	4.2	0.43	840	16	823	27	778	88	108	840	16
67	b35	263	8	1	1.18	391	0.11361	4.7	1.04781	12.4	0.06689	11.5	0.38	694	31	728	67	834	240	83	694	31
68	b36	91235	162	118	0.22	33094	0.63918	2.1	20.65354	2.2	0.23435	0.8	0.94	3186	52	3122	22	3082	12	103	3082	12
69	b37	4106	6	6	0.45	2104	0.72351	2.9	19.57268	3.8	0.19620	2.5	0.76	3509	80	3070	38	2795	41	126	2795	41
69	b38	51846	103	76	0.42	26254	0.63026	1.6	17.26346	1.9	0.19866	1.0	0.83	3151	40	2950	18	2815	17	112	2815	17
70	b39	2676	90	10	0.30	2126	0.10739	1.9	0.89734	3.8	0.06060	3.3	0.49	658	12	650	19	625	72	105	658	12
71	b40	9573	159	27	0.09	8318	0.17573	2.0	1.68265	3.1	0.06945	2.3	0.66	1044	20	1002	20	912	48	114	912	48
72	b41	1732	46	6	0.57	2404	0.11177	2.8	0.93830	6.8	0.06089	6.2	0.41	683	18	672	34	635	134	108	683	18

73	b42	1575	5	2	0.46	1299	0.38699	3.4	6.54524	6.6	0.12267	5.6	0.52	2109	62	2052	60	1995	100	106	1995	100
74	b44	10190	43	16	0.35	9332	0.32837	2.4	4.93888	3.3	0.10909	2.2	0.74	1830	39	1809	28	1784	40	103	1784	40
75	b45	987	2	1	0.27	711	0.41531	10.5	8.16963	12.4	0.14267	6.6	0.85	2239	201	2250	119	2260	114	99	2260	114
76	b46	6499	19	10	0.47	4437	0.44158	2.1	7.84553	3.4	0.12886	2.7	0.61	2358	41	2213	31	2082	47	113	2082	47
77	b47	6492	177	18	0.38	10918	0.09432	1.7	0.77680	2.8	0.05973	2.2	0.61	581	9	584	12	594	48	98	581	9
78	b48	1354	5	2	0.76	1233	0.33935	4.5	5.15069	6.6	0.11008	4.8	0.68	1884	73	1845	57	1801	87	105	1801	87
79	b49	9174	28	11	0.17	6525	0.38597	3.3	6.68553	5.8	0.12563	4.8	0.56	2104	59	2071	53	2038	85	103	2038	85
80	b50	961	20	2	0.62	1564	0.08200	4.0	0.69529	8.5	0.06150	7.5	0.47	508	20	536	36	657	161	77	508	20
81	b51	2179	47	5	0.20	3576	0.10114	2.0	0.85245	4.5	0.06113	4.0	0.45	621	12	626	21	644	86	96	621	12
82	b52	140	2	0	0.63	201	0.09558	6.7	0.92951	14.9	0.07054	13.3	0.45	588	38	667	76	944	273	62	588	38
83	b53	475	9	1	0.71	790	0.07669	5.9	0.64704	9.8	0.06120	7.9	0.60	476	27	507	40	646	169	74	476	27
84	b54	1163	23	3	0.43	1901	0.10177	2.3	0.86532	5.7	0.06167	5.2	0.41	625	14	633	27	663	112	94	625	14
85	b55	382	4	1	0.54	537	0.15509	5.9	1.60718	12.0	0.07516	10.4	0.49	929	51	973	78	1073	210	87	929	51
86	b56	5901	13	6	0.64	4379	0.43827	2.7	8.19423	3.5	0.13560	2.2	0.77	2343	54	2253	33	2172	39	108	2172	39
87	b57	1436	26	3	0.52	2327	0.10423	2.1	0.86574	7.3	0.06024	7.0	0.29	639	13	633	35	612	152	104	639	13
88	b58	757	13	2	0.52	1197	0.10972	3.3	0.96494	7.5	0.06378	6.7	0.44	671	21	686	38	734	142	91	671	21
89	b59	18791	50	19	0.51	15895	0.33590	1.7	5.50438	2.0	0.11885	1.1	0.84	1867	28	1901	18	1939	20	96	1939	20
90	b60	351	5	1	0.59	589	0.07832	2.8	0.64825	9.4	0.06003	9.0	0.30	486	13	507	38	605	195	80	486	13
91	c1	2427	28	8	0.34	2453	0.25199	2.6	3.45328	4.3	0.09939	3.4	0.62	1449	34	1517	34	1613	62	90	1613	62
92	c2	18662	45	28	0.37	10240	0.52719	2.3	13.32304	2.7	0.18329	1.4	0.86	2730	51	2703	26	2683	23	102	2683	23
93	c3	3689	20	8	0.46	3178	0.33947	2.7	5.47524	5.1	0.11698	4.3	0.53	1884	45	1897	45	1911	78	99	1911	78
94	c4	12419	84	26	0.32	11509	0.27764	2.6	4.15333	3.1	0.10850	1.7	0.84	1579	37	1665	26	1774	30	89	1774	30
95	c5	4866	26	11	0.60	4219	0.37705	2.6	6.03770	3.9	0.11614	2.9	0.67	2062	47	1981	35	1898	52	109	1898	52
96	c6	3312	139	14	0.50	5482	0.08820	2.5	0.73985	4.4	0.06084	3.6	0.56	545	13	562	19	633	78	86	545	13
97	c7	52189	146	74	0.43	29936	0.42749	2.2	10.34590	2.7	0.17552	1.6	0.81	2294	43	2466	26	2611	27	88	2611	27
98	c8	3727	101	12	0.17	5685	0.12320	2.3	1.12139	4.1	0.06601	3.4	0.56	749	16	764	22	807	71	93	749	16
99	c9	1556	57	6	0.38	2551	0.09869	2.7	0.83259	6.2	0.06119	5.6	0.43	607	16	615	29	646	120	94	607	16
100	c10	246	11	1	0.45	464	0.08626	4.9	0.63730	13.8	0.05358	12.9	0.36	533	25	501	56	354	290	151	533	25
101	c11	12182	64	24	0.22	9992	0.35250	3.7	5.96793	5.0	0.12279	3.4	0.73	1947	63	1971	45	1997	61	97	1997	61
102	c12	38153	114	59	0.32	22257	0.45721	2.3	10.87447	2.8	0.17250	1.6	0.82	2427	46	2512	26	2582	26	94	2582	26
103	c13	1355	60	6	0.52	2308	0.08638	3.2	0.71721	5.9	0.06022	5.0	0.54	534	16	549	25	611	107	87	534	16
104	c15	8042	56	19	0.52	7420	0.28852	2.4	4.34997	3.7	0.10935	2.8	0.65	1634	35	1703	31	1789	51	91	1789	51
105	c16	4477	154	18	0.49	7236	0.10729	2.3	0.92060	3.2	0.06223	2.3	0.70	657	14	663	16	682	49	96	657	14
106	c17	3649	138	13	0.02	6040	0.10328	2.3	0.86523	3.5	0.06076	2.7	0.65	634	14	633	17	631	58	100	634	14
107	c18	6807	42	16	0.51	3763	0.33800	3.6	5.35454	4.5	0.11490	2.7	0.81	1877	60	1878	39	1878	48	100	1878	48
108	c19	2068	74	10	0.66	3533	0.11796	2.4	0.95802	4.3	0.05890	3.5	0.56	719	16	682	21	563	77	128	719	16
109	c20	31326	199	58	0.41	10073	0.26578	2.2	4.45174	2.6	0.12148	1.3	0.86	1519	30	1722	22	1978	24	77	1978	24
110	c21	5339	100	20	0.56	7316	0.16968	2.3	1.72309	3.6	0.07365	2.8	0.64	1010	22	1017	24	1032	56	98	1032	56
111	c22	9718	52	21	0.32	7944	0.37316	2.4	6.33015	3.7	0.12303	2.8	0.64	2044	42	2023	33	2001	50	102	2001	50
112	c23	2927	8	5	0.73	1761	0.56420	3.1	13.00792	4.3	0.16721	3.1	0.71	2884	72	2680	42	2530	51	114	2530	51
113	c24	2246	80	7	0.50	3615	0.07165	2.6	0.61585	5.6	0.06233	5.0	0.46	446	11	487	22	686	107	65	446	11
114	c25	1879	10	4	0.48	1619	0.37663	3.1	6.05781	5.2	0.11665	4.2	0.60	2061	56	1984	47	1906	75	108	1906	75

115	c26	16905	45	25	0.27	9899	0.51320	2.6	12.15458	3.5	0.17177	2.4	0.74	2670	57	2616	34	2575	40	104	2575	40
116	c27	801	33	4	0.64	1414	0.09901	2.6	0.77730	6.7	0.05694	6.2	0.39	609	15	584	30	489	136	124	609	15
117	c28	1633	8	4	0.69	1326	0.36508	3.5	6.23141	5.3	0.12379	4.1	0.65	2006	60	2009	48	2012	72	100	2012	72
118	d1	2021	8	4	0.64	1504	0.48419	3.7	9.03600	7.4	0.13535	6.4	0.50	2545	78	2342	70	2169	112	117	2169	112
119	d2	9796	185	26	0.10	6623	0.14316	3.7	1.45959	4.1	0.07395	1.6	0.92	862	30	914	25	1040	33	83	862	30
119	d3	10053	200	30	0.10	5171	0.15789	3.6	1.58119	4.5	0.07263	2.7	0.79	945	32	963	29	1004	56	94	945	32
120	d4	28941	68	41	0.37	15463	0.51513	3.1	13.33004	3.4	0.18768	1.4	0.92	2679	68	2703	33	2722	22	98	2722	22
121	d5	26045	175	50	0.44	18193	0.25032	3.3	4.37439	3.9	0.12674	2.2	0.83	1440	42	1708	33	2053	38	70	2053	38
122	d6	4627	25	12	0.89	3766	0.35284	3.7	5.99682	4.9	0.12327	3.1	0.77	1948	63	1975	43	2004	56	97	2004	56
122	d7	5035	27	12	0.75	4084	0.36075	3.4	6.16173	4.3	0.12388	2.5	0.81	1986	59	1999	38	2013	45	99	2013	45
123	d8	4981	96	18	0.66	6804	0.15764	3.3	1.59346	4.2	0.07331	2.6	0.79	944	29	968	27	1023	53	92	944	29
124	d9	12599	61	27	0.36	9667	0.40490	4.7	7.29012	5.8	0.13058	3.3	0.82	2192	88	2148	53	2106	58	104	2106	58
125	d10	2370	90	9	0.56	3632	0.08861	3.4	0.80148	5.1	0.06560	3.8	0.67	547	18	598	23	794	79	69	547	18
126	d11	5500	34	13	0.45	4643	0.33025	3.4	5.40392	3.9	0.11867	1.8	0.89	1840	55	1885	34	1936	32	95	1936	32
127	d12	28102	71	34	0.23	11736	0.45581	4.1	11.52721	4.9	0.18342	2.8	0.83	2421	83	2567	47	2684	46	90	2684	46
128	d13	11347	81	26	0.65	10492	0.25558	3.3	3.81324	3.6	0.10821	1.2	0.94	1467	44	1596	29	1770	22	83	1770	22
129	d14	6274	97	26	0.90	7815	0.20988	3.3	2.32821	3.8	0.08046	2.0	0.85	1228	37	1221	28	1208	39	102	1208	39
130	d15	2325	57	9	0.33	3376	0.14226	3.5	1.35359	4.8	0.06901	3.3	0.73	857	28	869	28	899	68	95	857	28
131	d17	2639	115	13	0.70	1740	0.09170	3.4	0.78191	4.9	0.06184	3.5	0.70	566	19	587	22	669	75	85	566	19
132	d18	6263	237	20	1.22	697	0.06656	3.9	0.59817	6.0	0.06518	4.6	0.65	415	16	476	23	780	96	53	415	16
133	d19	1427	55	7	0.63	2382	0.11506	3.1	0.94990	5.3	0.05988	4.4	0.58	702	20	678	27	599	94	117	702	20
134	d20	20966	67	43	1.04	11460	0.46395	3.7	11.61146	5.5	0.18151	4.1	0.68	2457	76	2574	53	2667	67	92	2667	67
135	d21	12056	68	24	0.34	9220	0.30666	3.5	5.55214	4.0	0.13131	2.0	0.87	1724	53	1909	35	2116	35	82	2116	35
136	d22	705	18	3	0.60	1069	0.15671	4.0	1.43612	7.9	0.06646	6.9	0.50	938	35	904	49	821	144	114	938	35
137	d23	3202	16	8	0.22	2500	0.48025	3.5	8.51620	4.8	0.12861	3.3	0.72	2528	73	2288	45	2079	58	122	2079	58
138	d24	10016	23	14	0.40	4845	0.50080	4.5	13.63386	7.2	0.19745	5.7	0.62	2617	97	2725	71	2805	93	93	2805	93
139	d25	1587	74	7	0.28	2733	0.09501	3.2	0.76398	5.5	0.05832	4.5	0.58	585	18	576	24	542	98	108	585	18
140	d26	1841	92	11	1.08	1243	0.09123	3.8	0.74131	8.4	0.05893	7.4	0.46	563	21	563	37	565	162	100	563	21
141	d27	483	15	3	0.61	770	0.21627	4.9	1.85941	17.8	0.06235	17.1	0.27	1262	56	1067	125	686	365	184	686	365
142	d28	8355	48	20	0.45	6520	0.36960	3.9	6.55022	5.5	0.12853	3.8	0.72	2028	69	2053	50	2078	68	98	2078	68
143	d29	26940	162	57	0.04	21511	0.35411	4.0	6.12908	4.4	0.12553	1.8	0.91	1954	68	1994	39	2036	32	96	2036	32
144	d30	2894	121	16	0.66	1748	0.10886	3.9	0.91635	6.4	0.06105	5.1	0.61	666	25	660	32	641	109	104	666	25
145	d31	1471	61	10	1.57	2431	0.11521	3.5	0.96915	5.6	0.06101	4.4	0.62	703	23	688	29	640	95	110	703	23
146	d32	695	34	4	0.53	1260	0.10148	5.0	0.77424	13.6	0.05534	12.6	0.37	623	30	582	62	426	282	146	623	30
147	d33	61632	270	133	0.31	39253	0.44539	7.1	9.65908	7.4	0.15729	2.1	0.96	2375	143	2403	71	2427	36	98	2427	36
148	d34	7132	42	21	0.85	5633	0.39306	3.6	6.87571	4.4	0.12687	2.5	0.82	2137	65	2096	39	2055	44	104	2055	44
149	d35	65584	191	99	0.05	33242	0.49322	3.0	13.43080	3.7	0.19750	2.1	0.81	2585	64	2710	35	2806	35	92	2806	35
150	d36	6805	38	19	0.41	1756	0.44008	3.3	7.84753	4.3	0.12933	2.8	0.77	2351	66	2214	40	2089	48	113	2089	48
151	d37	893	43	5	0.49	1506	0.10301	3.3	0.84725	6.9	0.05965	6.1	0.48	632	20	623	33	591	131	107	632	20
152	d38	9060	38	20	0.75	7060	0.40152	3.9	7.10684	4.7	0.12837	2.6	0.83	2176	72	2125	43	2076	46	105	2076	46
153	d39	930	25	4	1.23	1552	0.09296	5.4	0.81114	10.4	0.06329	8.9	0.52	573	30	603	49	718	189	80	573	30
154	d40	4842	16	8	0.36	3644	0.46992	4.0	8.61526	6.8	0.13297	5.5	0.59	2483	83	2298	64	2138	96	116	2138	96

155	d41	2316	50	10	1.20	3439	0.13775	4.1	1.28212	5.3	0.06751	3.5	0.76	832	32	838	31	853	72	97	832	32
156	d42	22418	71	37	0.51	12506	0.41984	3.8	10.39520	4.1	0.17958	1.5	0.93	2260	73	2471	39	2649	24	85	2649	24
157	d43	4486	26	9	0.58	1942	0.29992	3.3	4.77052	4.5	0.11536	3.0	0.73	1691	49	1780	38	1886	54	90	1886	54
158	d44	52199	88	50	0.93	26526	0.37070	3.9	10.06933	4.5	0.19700	2.1	0.88	2033	69	2441	42	2802	35	73	2802	35
159	d45	1015	29	4	0.85	1552	0.10218	4.7	0.92604	6.2	0.06573	4.0	0.76	627	28	666	31	798	84	79	627	28
160	d46	18265	74	26	0.09	14215	0.35479	3.7	6.28643	4.2	0.12851	2.1	0.86	1957	62	2017	38	2078	38	94	2078	38
161	d47	5579	23	9	0.44	4731	0.36472	4.1	5.94732	5.3	0.11826	3.4	0.77	2005	71	1968	47	1930	62	104	1930	62
162	d48	1784	40	5	0.44	2865	0.12569	4.1	1.08105	6.5	0.06238	5.0	0.64	763	30	744	35	687	106	111	763	30
163	d49	6257	163	20	0.57	10392	0.10509	3.3	0.87445	4.0	0.06035	2.2	0.83	644	20	638	19	616	47	105	644	20
164	d50	397	8	1	0.89	641	0.06826	4.3	0.58341	8.2	0.06199	6.9	0.53	426	18	467	31	674	148	63	426	18
165	d51	12411	60	11	0.12	3927	0.17612	3.3	2.59595	4.3	0.10690	2.7	0.78	1046	32	1299	32	1747	49	60	1747	49
166	d52	31539	96	40	0.32	24495	0.38571	3.2	6.85862	3.4	0.12897	1.1	0.94	2103	58	2093	31	2084	20	101	2084	20
167	d53	20084	34	21	0.41	11732	0.54808	3.1	12.89480	3.4	0.17064	1.4	0.91	2817	71	2672	32	2564	24	110	2564	24
168	d54	422	9	1	0.43	712	0.09811	3.9	0.80888	12.2	0.05979	11.6	0.32	603	22	602	57	596	251	101	603	22
169	d55	328	5	1	1.04	563	0.11135	6.1	0.89517	11.8	0.05830	10.2	0.51	681	39	649	58	541	222	126	681	39
170	d56	2563	53	5	0.63	3922	0.08721	3.7	0.79001	6.1	0.06570	4.9	0.60	539	19	591	28	797	103	68	539	19
171	d57	5115	13	6	1.04	4332	0.33232	4.3	5.41716	5.0	0.11822	2.6	0.85	1850	70	1888	44	1930	47	96	1930	47
172	d58	2507	46	2	0.26	337	0.02685	13.6	0.34910	19.0	0.09432	13.2	0.72	171	23	304	51	1514	250	11	171	23
173	d59	498	5	1	0.26	833	0.13230	7.9	1.07025	17.7	0.05867	15.9	0.44	801	59	739	98	555	347	144	801	59
174	d60	21740	19	9	0.59	4694	0.34878	5.5	9.75178	6.1	0.20278	2.5	0.91	1929	93	2412	58	2849	40	68	2849	40

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Grains with more than 2 shots are marked with bold numbers. The repeated shots that were not used are over-lined.

SALD-1ZIR

Grain	Spot Number	²⁰⁷ Pb _a (cps)	U _b (ppm)	Pb _b (ppm)	²³² Th _b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	Isotopic Ratios ^c						rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	conc %	Age used	2σ
							²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ %	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ %	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ %										
1	a2	1181	36	4	0.52	1811	0.11026	3.1	0.99384	8.8	0.06537	8.2	0.36	674	20	701	46	786	173	86	674	20
2	a3	3539	85	11	0.23	4824	0.13053	4.1	1.15450	5.7	0.06415	4.0	0.71	791	30	779	32	747	85	106	791	30
3	a4	55018	87	58	0.19	23115	0.58495	2.8	19.19516	3.6	0.23800	2.2	0.79	2969	67	3052	35	3107	35	96	3107	35
4	a5	878	33	4	0.53	1433	0.09792	3.3	0.82696	6.6	0.06125	5.7	0.51	602	19	612	31	648	122	93	602	19
4	a6	579	20	2	0.45	946	0.10744	5.1	0.90790	9.0	0.06129	7.5	0.56	658	32	656	45	649	160	101	658	32
5	a7	26905	159	66	0.38	22697	0.37272	3.5	6.07236	4.0	0.11816	1.9	0.87	2042	62	1986	36	1929	35	106	1929	35
5	a9	1723	64	7	0.31	2817	0.09952	2.9	0.83823	7.4	0.06108	6.8	0.40	612	17	618	35	642	145	95	612	17
6	a10	62086	404	130	0.30	46139	0.29491	3.1	4.97695	4.1	0.12240	2.8	0.75	1666	46	1815	36	1991	49	84	1991	49
7	a11	1149	35	5	0.75	1686	0.11345	2.9	1.07163	8.9	0.06851	8.5	0.32	693	19	740	48	884	175	78	693	19
8	a12	1792	57	7	0.49	2878	0.11714	3.9	1.00402	7.8	0.06216	6.7	0.51	714	27	706	40	680	143	105	714	27
9	a14	27290	1069	108	0.39	2980	0.09084	3.4	0.80866	3.7	0.06457	1.4	0.93	560	18	602	17	760	29	74	560	18
10	a16	2008	63	10	0.76	3209	0.12907	3.6	1.11369	8.3	0.06258	7.5	0.43	783	26	760	45	694	159	113	783	26
11	a17	2074	64	8	0.71	3212	0.10310	3.8	0.91764	6.1	0.06455	4.7	0.63	633	23	661	30	760	100	83	633	23
12	a18	706	22	3	0.52	1146	0.13718	4.2	1.16675	7.6	0.06169	6.3	0.56	829	33	785	42	663	134	125	829	33
13	a19	3719	144	16	0.54	6218	0.09932	3.1	0.81843	5.3	0.05976	4.3	0.59	610	18	607	25	595	93	103	610	18
14	a20	3931	17	8	0.51	3054	0.42081	5.9	7.46541	8.5	0.12867	6.1	0.69	2264	114	2169	79	2080	108	109	2080	108
15	a21	1155	45	5	0.41	1903	0.09628	5.9	0.80302	9.9	0.06049	8.0	0.60	593	34	599	46	621	172	95	593	34
16	a22	1207	40	5	0.32	1966	0.11973	4.2	1.01140	6.1	0.06126	4.3	0.70	729	29	710	31	648	93	112	729	29
17	a23	1804	62	7	0.43	2968	0.10947	3.7	0.91597	6.5	0.06069	5.3	0.57	670	23	660	32	628	115	107	670	23
18	a24	11255	59	26	0.50	8846	0.38319	4.6	6.70649	6.6	0.12694	4.8	0.69	2091	83	2073	60	2056	84	102	2056	84
19	a25	2188	93	11	0.46	3849	0.11229	3.4	0.87468	6.1	0.05649	5.0	0.56	686	22	638	29	472	111	145	686	22
20	a26	10637	69	26	0.38	3635	0.33505	3.5	5.23477	5.6	0.11332	4.4	0.62	1863	57	1858	49	1853	79	101	1853	79
21	a27	21707	81	47	0.45	13067	0.50653	3.8	11.53115	5.4	0.16511	3.9	0.69	2642	82	2567	52	2509	66	105	2509	66
22	a28	6816	221	31	0.50	10530	0.12451	3.0	1.11148	4.5	0.06474	3.3	0.67	756	21	759	24	766	70	99	756	21
22	a30	1832	55	9	0.45	2705	0.14530	4.0	1.35716	8.0	0.06774	6.9	0.50	875	33	871	48	861	144	102	875	33
23	a31	18026	107	42	0.11	13792	0.38707	3.4	6.48363	4.3	0.12149	2.6	0.80	2109	62	2044	38	1978	46	107	1978	46
24	a32	824	32	3	0.11	1337	0.10050	4.0	0.85307	8.1	0.06156	7.1	0.49	617	23	626	39	659	151	94	617	23
25	a33	2182	96	11	0.51	2796	0.10557	3.2	0.88059	4.5	0.06049	3.2	0.71	647	20	641	22	621	68	104	647	20
26	a34	2486	77	13	0.08	1987	0.17392	3.4	1.65504	8.6	0.06902	7.9	0.39	1034	32	991	56	899	162	115	899	162
27	a35	14416	82	32	0.35	11664	0.34699	3.2	5.90947	3.8	0.12352	2.1	0.84	1920	53	1963	34	2008	37	96	2008	37
28	a36	10343	146	34	0.21	10698	0.22535	3.1	3.00139	4.2	0.09660	2.8	0.75	1310	37	1408	32	1559	52	84	1559	52
29	a37	2684	84	10	0.76	4069	0.08484	4.8	0.77012	7.4	0.06583	5.6	0.65	525	24	580	33	801	118	66	525	24
30	a38	68230	461	157	0.40	23589	0.29994	3.9	4.71423	4.6	0.11399	2.5	0.84	1691	58	1770	39	1864	45	91	1864	45
31	a39	670	24	3	1.43	1038	0.08251	7.6	0.74744	20.2	0.06570	18.7	0.38	511	38	567	92	797	392	64	511	38
32	a40	985	39	4	0.60	1699	0.08422	6.4	0.66853	16.6	0.05757	15.3	0.38	521	32	520	70	514	337	101	521	32

33	a41	9650	321	30	0.02	9681	0.09947	3.2	0.84636	4.6	0.06171	3.4	0.68	611	18	623	22	664	72	92	611	18
34	a44	2954	94	9	0.19	2512	0.10230	3.3	0.82447	8.9	0.05845	8.2	0.37	628	20	611	42	547	180	115	628	20
35	a45	2015	51	6	0.51	3354	0.10659	2.9	0.88791	6.6	0.06042	5.9	0.44	653	18	645	32	619	128	106	653	18
36	a46	2639	66	9	0.48	4358	0.13172	2.9	1.10192	4.7	0.06067	3.7	0.61	798	21	754	25	628	79	127	798	21
37	a47	621	14	2	0.58	1024	0.10020	4.2	0.80483	13.3	0.05826	12.6	0.32	616	25	600	62	539	276	114	616	25
38	a48	11769	32	15	0.43	8526	0.43123	3.1	8.20095	4.4	0.13793	3.1	0.72	2311	61	2253	40	2201	53	105	2201	53
39	a49	2491	67	6	0.36	4227	0.08944	4.4	0.72201	7.7	0.05855	6.3	0.57	552	23	552	33	550	138	100	552	23
39	a50	2129	51	5	0.39	2673	0.09321	4.2	0.76127	9.8	0.05924	8.9	0.43	574	23	575	44	576	193	100	574	23
40	a51	2151	34	5	0.48	2525	0.12561	4.9	1.08834	10.3	0.06284	9.1	0.47	763	35	748	56	703	194	109	763	35
41	a53	20535	55	17	0.06	16275	0.31230	4.1	5.27853	5.4	0.12259	3.5	0.77	1752	64	1865	47	1994	62	88	1994	62
42	a54	864	15	2	0.71	1020	0.10945	5.7	0.88421	13.1	0.05859	11.8	0.44	670	36	643	64	552	257	121	670	36
43	a56	2676	50	6	0.56	4372	0.11171	2.9	0.94051	5.5	0.06106	4.6	0.54	683	19	673	27	641	99	106	683	19
44	a57	422	5	1	0.27	634	0.11522	6.8	1.03052	25.9	0.06487	25.0	0.26	703	45	719	143	770	526	91	703	45
45	a58	15122	32	13	0.30	11886	0.38707	2.9	6.78557	3.8	0.12714	2.5	0.75	2109	52	2084	34	2059	44	102	2059	44
46	a59	3924	35	6	0.54	5536	0.16013	3.7	1.56323	6.9	0.07080	5.9	0.53	958	33	956	44	952	120	101	958	33
47	a60	3043	50	6	0.51	5103	0.11336	3.0	0.92956	6.1	0.05947	5.3	0.50	692	20	667	30	584	114	118	692	20
48	b1	6156	84	13	0.24	4900	0.14850	4.6	1.98879	6.3	0.09713	4.4	0.73	893	38	1112	44	1570	82	57	893	38
49	b2	2546	102	10	0.30	4104	0.09589	3.7	0.82222	5.3	0.06219	3.8	0.69	590	21	609	25	681	82	87	590	21
50	b4	1710	65	7	0.45	2919	0.10565	3.3	0.85362	5.3	0.05860	4.1	0.63	647	21	627	25	552	89	117	647	21
51	b6	593	26	3	0.75	988	0.09262	4.1	0.76931	8.2	0.06024	7.1	0.50	571	22	579	37	612	153	93	571	22
52	b7	5632	95	16	0.28	4115	0.14515	2.8	1.80591	6.0	0.09023	5.3	0.47	874	23	1048	40	1430	101	61	874	23
53	b8	78578	274	131	0.04	48482	0.46846	2.5	10.49500	3.2	0.16248	2.0	0.78	2477	51	2479	30	2482	34	100	2482	34
54	b9	2749	25	11	0.46	2364	0.42934	5.8	6.90749	8.5	0.11668	6.2	0.68	2303	113	2100	78	1906	111	121	1906	111
55	b11	4340	101	15	0.54	5992	0.13203	4.5	1.32231	6.0	0.07264	4.0	0.75	799	34	856	35	1004	81	80	799	34
56	b12	11084	28	17	0.21	3044	0.53576	3.2	14.60459	4.2	0.19771	2.7	0.76	2766	73	2790	41	2807	45	99	2807	45
57	b13	2598	97	9	0.32	4106	0.08260	3.9	0.72282	5.9	0.06347	4.4	0.67	512	19	552	26	724	94	71	512	19
58	b14	3303	105	16	0.80	5163	0.12497	2.3	1.10885	4.6	0.06435	4.0	0.50	759	17	758	25	753	85	101	759	17
59	b15	682	17	3	0.46	1000	0.14795	2.9	1.39514	6.5	0.06839	5.8	0.44	889	24	887	39	880	121	101	889	24
60	b16	993	35	4	0.11	1606	0.10944	5.0	0.94048	6.7	0.06233	4.5	0.74	669	32	673	34	685	96	98	669	32
61	b17	15527	78	31	0.11	12471	0.38754	3.1	6.67028	5.0	0.12483	3.9	0.62	2111	56	2069	45	2026	69	104	2026	69
62	c1	11584	213	40	0.14	981	0.19218	1.8	2.27610	3.4	0.08590	2.9	0.53	1133	19	1205	24	1336	55	85	1336	55
63	c2	5788	146	22	0.14	2781	0.15325	3.5	1.52774	9.6	0.07230	8.9	0.36	919	30	942	61	994	181	92	919	30
64	c3	9242	399	35	0.49	1728	0.08100	3.6	0.75278	6.1	0.06741	4.9	0.60	502	18	570	27	850	102	59	502	18
65	c4	1272	65	6	0.23	2187	0.09256	1.9	0.74782	4.8	0.05859	4.4	0.39	571	10	567	21	552	96	103	571	10
66	c5	5470	228	27	0.70	8688	0.10179	2.1	0.86461	4.8	0.06161	4.3	0.44	625	13	633	23	660	92	95	625	13
67	c6	8244	133	32	0.81	10269	0.18611	1.9	2.06104	5.1	0.08032	4.7	0.38	1100	19	1136	36	1205	93	91	1205	93
68	c7	33670	236	100	0.87	20114	0.32736	1.7	5.23332	2.3	0.11594	1.6	0.73	1826	27	1858	20	1895	28	96	1895	28
69	c8	2674	133	17	0.26	2638	0.13662	2.0	1.25329	7.5	0.06653	7.2	0.26	826	15	825	43	823	151	100	826	15
70	c9	3862	160	17	0.55	3188	0.10010	2.4	0.85279	10.7	0.06179	10.4	0.22	615	14	626	51	667	223	92	615	14
71	c10	1133	51	6	0.52	1651	0.10234	2.3	0.85818	7.9	0.06082	7.6	0.29	628	13	629	38	633	163	99	628	13
72	c11	810	50	6	0.59	1316	0.10656	3.4	0.91337	9.3	0.06216	8.7	0.37	653	21	659	46	680	185	96	653	21
73	c12	16685	121	51	0.47	14942	0.37406	2.0	5.78480	4.6	0.11216	4.2	0.42	2048	34	1944	41	1835	76	112	1835	76

74	c13	12395	72	30	0.38	6470	0.36648	2.6	6.74725	5.2	0.13353	4.5	0.51	2013	46	2079	47	2145	78	94	2145	78
75	c14	10354	212	37	0.24	5863	0.17542	1.9	2.34266	4.8	0.09686	4.4	0.40	1042	18	1225	35	1564	82	67	1564	82
76	c15	68763	193	108	0.09	35688	0.52671	3.1	14.07069	6.3	0.19375	5.4	0.50	2728	70	2754	61	2774	89	98	2774	89
77	c17	2546	111	14	0.50	4131	0.10998	2.4	0.94277	7.3	0.06217	6.9	0.33	673	15	674	37	680	147	99	673	15
78	c18	1872	102	11	0.44	2439	0.09668	3.8	0.75611	8.3	0.05672	7.4	0.45	595	21	572	37	481	164	124	595	21
79	c19	15125	138	50	0.29	12460	0.35456	4.0	5.94016	5.0	0.12151	3.0	0.80	1956	68	1967	45	1979	54	99	1979	54
80	c20	1944	84	10	0.65	3260	0.09768	3.5	0.80925	7.2	0.06008	6.3	0.49	601	20	602	33	607	135	99	601	20
81	d1	18967	84	33	0.30	15331	0.35438	2.0	6.07253	2.7	0.12428	1.8	0.73	1955	33	1986	24	2019	33	97	2019	33
82	d2	12788	509	48	0.62	3179	0.07827	2.1	0.61343	7.1	0.05684	6.8	0.30	486	10	486	28	485	151	100	486	10
83	d3	4010	131	15	0.61	6560	0.09725	3.1	0.82368	4.1	0.06143	2.7	0.75	598	18	610	19	654	58	91	598	18
84	d6	32677	134	54	0.10	17215	0.38977	4.4	8.31829	4.5	0.15478	1.1	0.97	2122	80	2266	42	2399	19	88	2399	19
85	d7	1736	47	7	0.67	1595	0.13804	1.5	1.17773	6.9	0.06188	6.8	0.22	834	12	790	39	670	144	124	834	12
86	d8	96662	404	125	0.27	55298	0.29481	2.8	7.15113	3.1	0.17593	1.3	0.91	1665	42	2130	28	2615	22	64	2615	22
87	d9	4234	190	20	0.19	2041	0.11026	2.4	0.97040	14.6	0.06383	14.4	0.16	674	15	689	76	736	304	92	674	15
88	d10	12619	69	23	0.30	4001	0.31082	2.5	5.06837	4.2	0.11827	3.3	0.60	1745	38	1831	36	1930	59	90	1930	59
89	d11	53152	125	114	0.63	1155	0.77594	1.7	18.92272	4.7	0.17687	4.4	0.35	3702	47	3038	47	2624	74	141	2624	74
90	d12	5855	175	23	0.69	9595	0.11043	2.0	0.93555	3.5	0.06144	2.9	0.58	675	13	671	17	655	62	103	675	13
91	d13	2188	79	9	0.46	3646	0.09860	2.1	0.81750	5.0	0.06013	4.6	0.41	606	12	607	23	608	99	100	606	12
92	d14	1340	42	4	0.31	2271	0.08807	3.1	0.71846	5.9	0.05917	5.1	0.52	544	16	550	26	573	111	95	544	16
93	d15	5216	174	24	0.67	5268	0.12529	2.3	1.09189	5.0	0.06321	4.4	0.46	761	16	749	27	715	94	106	761	16
94	d16	5196	173	25	0.67	8187	0.12898	2.5	1.13677	5.6	0.06392	5.1	0.44	782	18	771	31	739	107	106	782	18
95	d17	2194	63	8	0.57	3511	0.11231	3.4	0.97069	5.5	0.06268	4.4	0.61	686	22	689	28	698	93	98	686	22
96	d18	14004	162	23	0.03	6532	0.14552	2.5	2.17668	4.0	0.10848	3.1	0.63	876	21	1174	29	1774	57	49	876	21
97	d19	6513	36	13	0.37	5969	0.33014	1.7	4.99219	3.4	0.10967	3.0	0.49	1839	27	1818	29	1794	54	103	1794	54
98	e1	5218	119	15	0.05	7616	0.13602	2.6	1.25825	6.4	0.06709	5.8	0.41	822	20	827	37	841	121	98	822	20
99	e2	1018	31	3	0.41	1780	0.09904	4.0	0.78607	8.5	0.05756	7.5	0.47	609	23	589	39	513	165	119	609	23
100	e3	2246	41	8	0.42	3031	0.18786	2.2	1.97057	14.8	0.07608	14.7	0.15	1110	23	1106	105	1097	294	101	1097	294
101	e4	7011	284	17	0.27	976	0.05789	2.7	0.58170	4.7	0.07288	3.9	0.58	363	10	466	18	1011	78	36	363	10
102	e5	15091	109	10	0.96	5971	0.04161	14.8	0.63531	15.4	0.11072	4.3	0.96	263	38	499	63	1811	78	15	263	38
103	e6	3937	118	12	0.23	6560	0.10337	2.5	0.85293	4.4	0.05984	3.6	0.56	634	15	626	21	598	78	106	634	15
104	e7	1349	44	6	1.49	2108	0.08366	2.9	0.73873	7.4	0.06404	6.8	0.39	518	14	562	32	743	144	70	518	14
105	e8	15536	54	24	0.55	11962	0.36594	3.0	6.57319	4.7	0.13028	3.5	0.65	2010	53	2056	42	2102	62	96	2102	62
106	e9	7008	35	15	0.70	2874	0.35114	2.8	5.69215	8.3	0.11757	7.9	0.33	1940	47	1930	75	1920	141	101	1920	141
107	e10	664	20	3	1.24	1099	0.10884	3.1	0.90710	7.6	0.06044	6.9	0.41	666	19	656	37	619	149	108	666	19
108	e11	30529	172	75	1.33	4386	0.28042	3.0	4.62299	3.5	0.11957	1.8	0.85	1593	42	1753	30	1950	33	82	1950	33
109	e12	4777	163	18	0.50	8004	0.09917	2.6	0.81844	3.8	0.05986	2.8	0.69	610	15	607	18	598	60	102	610	15
110	e13	1786	52	8	0.71	2941	0.14417	3.8	1.21125	11.2	0.06093	10.5	0.34	868	31	806	64	637	226	136	868	31
111	e14	3480	109	13	0.55	5742	0.10266	3.2	0.85854	4.6	0.06065	3.3	0.69	630	19	629	22	627	72	100	630	19
112	e15	739	25	3	0.48	1241	0.10179	2.7	0.83851	11.8	0.05974	11.5	0.23	625	16	618	56	594	249	105	625	16
113	e16	2309	64	5	0.81	3872	0.04226	6.6	0.34962	10.3	0.06001	7.9	0.64	267	17	304	27	604	171	44	267	17
114	e17	59933	118	88	0.65	30932	0.60446	2.8	16.17012	3.0	0.19402	1.2	0.91	3048	68	2887	30	2777	20	110	2777	20
115	e18	420	12	1	0.88	743	0.08097	7.4	0.65048	17.9	0.05827	16.3	0.42	502	36	509	74	540	356	93	502	36

116	e19	2848	96	8	0.68	4680	0.07179	3.1	0.60389	6.0	0.06101	5.2	0.51	447	13	480	23	639	111	70	447	13
117	e20	17262	109	35	0.01	6444	0.33424	3.2	5.48635	4.4	0.11905	3.0	0.73	1859	52	1898	39	1942	54	96	1942	54
118	e21	770	28	3	1.10	1435	0.07573	6.5	0.55767	11.8	0.05341	9.8	0.55	471	30	450	44	346	222	136	471	30
119	e22	2601	99	9	0.34	4378	0.08970	4.1	0.73620	11.1	0.05953	10.3	0.37	554	22	560	49	586	223	94	554	22
120	e23	2098	81	6	0.39	3490	0.06540	4.0	0.54120	7.1	0.06002	5.9	0.56	408	16	439	26	604	128	68	408	16
121	e24	1869	71	9	0.63	3372	0.10505	3.9	0.79570	9.5	0.05494	8.7	0.41	644	24	594	44	410	194	157	644	24
122	e25	1617	57	6	0.38	2147	0.09454	2.8	0.80214	7.7	0.06153	7.2	0.36	582	16	598	35	658	153	89	582	16
123	e26	1923	63	7	0.65	2159	0.09495	3.9	0.78700	7.3	0.06011	6.2	0.54	585	22	589	33	608	133	96	585	22
124	e27	7546	45	18	0.62	6653	0.33974	6.6	5.30097	9.1	0.11316	6.3	0.72	1885	108	1869	81	1851	115	102	1851	115
125	e28	27658	151	54	0.06	21518	0.36061	5.8	6.39832	6.3	0.12869	2.5	0.92	1985	100	2032	57	2080	43	95	2080	43
126	e29	4176	164	16	0.34	6946	0.09254	2.9	0.77256	5.6	0.06055	4.8	0.52	571	16	581	25	623	104	92	571	16
127	e30	1003	36	3	0.46	1708	0.06528	5.5	0.52871	17.7	0.05874	16.8	0.31	408	22	431	64	558	366	73	408	22
128	e31	6745	452	29	0.64	1738	0.05829	4.0	0.54770	5.2	0.06814	3.4	0.76	365	14	443	19	873	70	42	365	14
129	e32	29658	184	52	0.16	10295	0.27049	3.6	4.69815	4.0	0.12597	1.6	0.91	1543	50	1767	34	2043	29	76	2043	29
130	e33	7655	320	36	0.40	5829	0.10507	2.4	0.88272	4.6	0.06093	3.9	0.54	644	15	642	22	637	83	101	644	15
131	e34	2387	93	12	0.74	3815	0.11266	2.9	0.98181	9.2	0.06321	8.7	0.32	688	19	695	47	715	185	96	688	19
132	e35	3735	162	13	0.14	5413	0.08625	5.7	0.81749	8.5	0.06874	6.3	0.68	533	29	607	40	891	129	60	533	29
133	e36	800	29	4	0.67	1309	0.11087	4.4	0.93820	13.2	0.06138	12.5	0.33	678	28	672	67	652	268	104	678	28
134	e37	60667	148	88	0.36	29698	0.50378	2.5	14.18272	4.1	0.20418	3.3	0.60	2630	54	2762	40	2860	54	92	2860	54
135	e38	3485	135	16	0.56	4096	0.10981	3.1	0.92659	4.7	0.06120	3.6	0.66	672	20	666	23	646	77	104	672	20
136	e39	3387	130	13	0.42	6155	0.09314	3.6	0.71517	7.7	0.05569	6.8	0.47	574	20	548	33	440	151	130	574	20
137	e40	7447	273	23	0.44	6370	0.07758	5.2	0.69664	6.2	0.06512	3.2	0.85	482	24	537	26	778	68	62	482	24
138	e41	9332	132	24	0.36	6614	0.17364	3.8	2.33147	4.8	0.09738	2.9	0.79	1032	36	1222	35	1575	55	66	1575	55
139	e42	6632	223	21	0.27	11013	0.08982	2.9	0.74939	5.8	0.06051	5.0	0.50	554	15	568	25	622	107	89	554	15
140	e44	2464	75	6	0.49	1403	0.07104	5.1	0.59560	12.2	0.06080	11.1	0.42	442	22	474	48	632	240	70	442	22
141	e45	4598	150	15	0.32	7655	0.10142	8.4	0.83941	11.5	0.06003	7.8	0.73	623	50	619	55	605	170	103	623	50
142	e46	3649	102	12	0.07	3232	0.12314	2.9	1.03722	9.0	0.06109	8.5	0.32	749	21	723	47	642	182	117	749	21
143	e47	1227	29	4	0.72	1931	0.12603	2.6	1.09990	10.7	0.06330	10.3	0.24	765	19	753	58	718	220	107	765	19
144	e48	25695	105	38	0.32	7947	0.34480	3.0	5.92120	3.6	0.12455	2.0	0.83	1910	49	1964	32	2022	35	94	2022	35
145	e49	2274	55	7	1.08	3794	0.09373	3.3	0.77457	6.3	0.05993	5.4	0.52	578	18	582	28	601	117	96	578	18
146	e50	5179	131	12	0.49	8488	0.08788	3.2	0.74225	5.8	0.06126	4.8	0.55	543	16	564	25	648	104	84	543	16
147	e52	4468	106	10	0.82	3781	0.07955	6.6	0.67045	7.9	0.06112	4.4	0.83	493	31	521	33	644	95	77	493	31
148	e53	20860	153	35	0.35	11387	0.20937	2.3	2.53958	2.7	0.08797	1.4	0.86	1225	26	1283	20	1382	27	89	1382	27
149	e54	2736	19	3	0.67	2734	0.09754	5.8	1.34279	8.6	0.09985	6.3	0.68	600	33	864	51	1621	118	37	600	33
150	e55	1696	39	4	0.42	2887	0.09538	2.3	0.77590	7.2	0.05900	6.9	0.32	587	13	583	33	567	149	104	587	13
151	e56	3709	79	10	1.31	5782	0.09413	2.9	0.83613	7.1	0.06443	6.5	0.40	580	16	617	34	756	138	77	580	16
152	e57	7462	67	12	0.96	9870	0.12507	3.7	1.30688	6.4	0.07578	5.3	0.58	760	27	849	38	1089	105	70	760	27
153	e58	44001	87	30	0.06	9232	0.33688	2.6	6.97436	4.5	0.15015	3.7	0.57	1872	42	2108	41	2348	64	80	2348	64
154	e59	6092	123	10	0.37	1611	0.07820	3.1	0.60320	8.1	0.05595	7.5	0.38	485	14	479	31	450	166	108	485	14
155	f1	4682	163	16	0.72	7272	0.08441	3.0	0.75055	7.8	0.06449	7.2	0.39	522	15	569	34	758	151	69	522	15
156	f2	16818	95	31	0.23	13145	0.30349	3.0	5.39568	8.4	0.12894	7.8	0.36	1709	46	1884	75	2084	138	82	2084	138
157	f3	2643	88	9	0.42	1946	0.09312	5.3	0.77033	11.5	0.06000	10.1	0.46	574	29	580	52	604	219	95	574	29

158	f4	9286	146	25	0.03	6245	0.17711	3.1	2.14709	6.7	0.08792	5.9	0.47	1051	30	1164	47	1381	114	76	1381	114
159	f5	47983	148	19	0.06	27565	0.11624	12.1	2.82761	12.8	0.17642	4.3	0.94	709	82	1363	101	2620	72	27	709	82
160	f6	27431	106	57	0.34	6069	0.50057	3.1	10.82976	5.7	0.15691	4.8	0.54	2616	67	2509	55	2423	82	108	2423	82
161	f7	1870	71	7	0.27	3218	0.09021	2.6	0.72648	9.1	0.05841	8.7	0.29	557	14	554	40	545	190	102	557	14
162	f8	1695	65	7	0.70	2985	0.08872	3.4	0.69737	6.8	0.05701	5.8	0.50	548	18	537	29	492	129	111	548	18
163	f9	18605	93	49	0.63	16233	0.45662	2.9	7.24821	3.3	0.11513	1.7	0.86	2425	58	2142	30	1882	30	129	1882	30
164	f10	666	23	2	0.33	1048	0.09909	3.4	0.89073	15.0	0.06520	14.6	0.23	609	20	647	74	781	307	78	609	20
165	f11	4369	139	15	0.34	7188	0.10274	2.8	0.85489	6.7	0.06035	6.1	0.42	630	17	627	32	616	131	102	630	17
166	f12	6751	122	24	0.69	5750	0.16787	3.5	1.67364	4.8	0.07231	3.3	0.73	1000	32	999	31	995	66	101	995	66
167	f13	1912	70	7	0.43	3184	0.08988	3.3	0.74811	7.4	0.06037	6.6	0.45	555	18	567	33	617	142	90	555	18
168	f14	29620	159	59	0.28	24691	0.34689	2.8	5.75836	3.6	0.12039	2.2	0.78	1920	46	1940	31	1962	40	98	1962	40
169	f15	55358	198	95	0.32	32035	0.43679	2.6	10.44788	2.9	0.17348	1.4	0.87	2336	50	2475	28	2592	24	90	2592	24
170	f16	104686	208	112	0.55	10893	0.41294	2.8	11.84915	3.6	0.20811	2.3	0.77	2228	53	2593	34	2891	37	77	2891	37
171	f17	3678	143	15	0.51	6172	0.08957	2.7	0.73875	3.7	0.05982	2.5	0.74	553	15	562	16	597	54	93	553	15
171	f18	3100	120	15	0.54	5288	0.11316	3.1	0.91749	5.9	0.05881	5.0	0.53	691	20	661	29	560	108	123	691	20
172	f19	22489	126	46	0.35	6592	0.33461	4.5	5.34431	5.6	0.11584	3.3	0.80	1861	73	1876	49	1893	60	98	1893	60
173	f20	11986	26	14	0.28	5156	0.48217	3.5	12.06884	7.4	0.18154	6.5	0.47	2537	74	2610	72	2667	108	95	2667	108
174	f21	38811	268	39	0.43	4188	0.12523	9.1	2.62040	9.3	0.15176	2.0	0.98	761	66	1306	71	2366	34	32	761	66
175	f22	3735	145	15	0.34	6246	0.10097	2.9	0.83344	8.3	0.05987	7.7	0.35	620	17	616	39	599	168	104	620	17
176	f23	1382	50	5	0.19	2323	0.09075	3.7	0.75115	5.7	0.06003	4.3	0.65	560	20	569	25	605	93	93	560	20
177	f24	4955	231	9	0.08	960	0.03862	8.4	0.30705	12.3	0.05766	8.9	0.69	244	20	272	30	517	195	47	244	20
178	f25	2520	102	10	0.27	4203	0.09715	4.1	0.80862	8.7	0.06037	7.7	0.47	598	23	602	40	617	166	97	598	23
179	f26	3954	144	18	0.57	6271	0.10918	2.5	0.95423	4.3	0.06339	3.5	0.59	668	16	680	22	721	74	93	668	16
180	f27	4178	162	19	0.56	4184	0.10167	2.8	0.85835	5.8	0.06123	5.0	0.49	624	17	629	27	647	108	96	624	17
181	f28	1186	39	5	0.48	1987	0.11616	3.3	0.96308	9.5	0.06013	8.9	0.35	708	22	685	48	608	192	116	708	22
182	f29	3983	157	20	0.73	6469	0.10672	3.4	0.91122	5.2	0.06192	4.0	0.64	654	21	658	26	672	86	97	654	21
183	f30	3454	150	14	0.30	5853	0.09262	3.2	0.75935	6.4	0.05946	5.5	0.50	571	17	574	28	584	120	98	571	17
184	f31	20391	187	67	0.16	12190	0.35395	2.8	5.53656	5.6	0.11345	4.8	0.50	1953	47	1906	49	1855	87	105	1855	87
185	f32	2440	102	14	1.15	3934	0.09313	4.9	0.80146	7.3	0.06242	5.4	0.68	574	27	598	33	688	115	83	574	27
186	f33	763	34	4	0.33	1425	0.12994	5.3	0.96299	10.7	0.05375	9.3	0.49	788	39	685	55	361	210	218	788	39
187	f34	4692	275	19	0.09	6586	0.07356	5.5	0.62727	8.2	0.06185	6.0	0.68	458	25	494	32	669	129	68	458	25
188	f35	29592	255	53	0.55	4934	0.18905	3.2	3.71868	4.5	0.14266	3.1	0.71	1116	33	1575	36	2260	54	49	2260	54
189	f36	3836	169	21	0.74	1721	0.10037	2.9	0.84552	5.2	0.06110	4.3	0.56	617	17	622	25	643	93	96	617	17
190	f37	5103	206	16	0.79	2931	0.05289	5.3	0.47568	7.2	0.06523	5.0	0.72	332	17	395	24	782	105	43	332	17
191	f38	4049	177	15	1.06	5984	0.06173	2.9	0.57690	5.4	0.06778	4.5	0.54	386	11	462	20	862	94	45	386	11
192	f39	37143	135	77	1.02	10506	0.43881	5.3	10.12901	5.9	0.16741	2.7	0.89	2345	105	2447	56	2532	46	93	2532	46
193	f40	536	16	3	1.61	869	0.09876	4.6	0.83318	11.9	0.06119	11.0	0.39	607	27	615	56	646	235	94	607	27
194	f41	2358	100	10	0.42	4071	0.08742	2.8	0.70301	5.7	0.05832	5.0	0.49	540	14	541	24	542	109	100	540	14
194	f42	2987	108	12	0.30	5180	0.10495	2.9	0.83241	5.9	0.05753	5.1	0.49	643	18	615	28	512	113	126	643	18
195	f43	3782	112	15	0.22	6179	0.13625	4.9	1.15080	9.9	0.06126	8.6	0.50	823	38	778	55	648	184	127	823	38
196	f44	2602	92	9	0.43	4335	0.09263	2.7	0.76701	5.9	0.06006	5.3	0.45	571	15	578	27	606	114	94	571	15
197	f45	2418	57	10	0.58	4045	0.15816	3.3	1.30720	6.3	0.05995	5.4	0.51	947	29	849	37	602	118	157	947	29

198	f46	26187	29	19	0.28	11688	0.55788	4.7	17.28546	4.9	0.22472	1.3	0.96	2858	109	2951	48	3015	21	95	3015	21
199	f47	2102	48	6	0.60	3419	0.10731	4.6	0.91305	7.0	0.06171	5.4	0.65	657	29	659	35	664	115	99	657	29
200	f48	4838	129	15	0.84	8079	0.09727	3.2	0.80620	4.7	0.06011	3.5	0.68	598	18	600	22	608	75	99	598	18
201	f49	3346	90	13	1.02	2867	0.11740	4.0	1.01930	6.8	0.06297	5.4	0.60	716	27	714	35	707	115	101	716	27
202	f50	1403	31	3	0.60	2224	0.09455	4.3	0.82477	6.8	0.06327	5.3	0.63	582	24	611	32	717	112	81	582	24
203	f51	3157	55	7	0.54	4782	0.10580	4.7	0.96764	6.9	0.06633	5.1	0.68	648	29	687	35	817	106	79	648	29
204	f52	29403	87	31	0.10	23067	0.35395	3.8	6.24135	4.8	0.12789	2.8	0.80	1953	65	2010	42	2069	50	94	2069	50
205	f53	7999	147	9	0.21	5530	0.05477	7.1	0.53292	8.4	0.07057	4.5	0.84	344	24	434	30	945	93	36	344	24
206	f54	51746	140	31	0.17	32756	0.20953	6.5	4.58360	7.0	0.15866	2.4	0.94	1226	74	1746	60	2441	41	50	2441	41
207	f55	2112	48	4	1.22	1052	0.08080	3.7	0.81988	9.9	0.07360	9.2	0.37	501	18	608	47	1030	187	49	501	18
208	f56	2864	10	3	0.77	2268	0.23895	5.4	3.96331	8.4	0.12029	6.4	0.65	1381	68	1627	70	1961	114	70	1961	114
209	f57	2483	46	5	0.44	4131	0.10220	3.2	0.84882	4.7	0.06024	3.4	0.69	627	19	624	22	612	73	102	627	19
210	f58	19282	76	23	0.47	18946	0.26622	3.8	3.75765	4.3	0.10237	1.9	0.90	1522	52	1584	35	1668	35	91	1668	35
211	f59	1297	15	3	0.39	565	0.16595	4.8	1.68494	18.7	0.07364	18.1	0.26	990	44	1003	127	1032	366	96	990	44
212	f60	1155	12	1	0.19	1776	0.09957	6.3	0.90874	12.5	0.06619	10.7	0.51	612	37	656	62	813	225	75	612	37

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition.

²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Grains with more than 2 shots are marked with bold numbers. The repeated shots that were not used are over-lined.

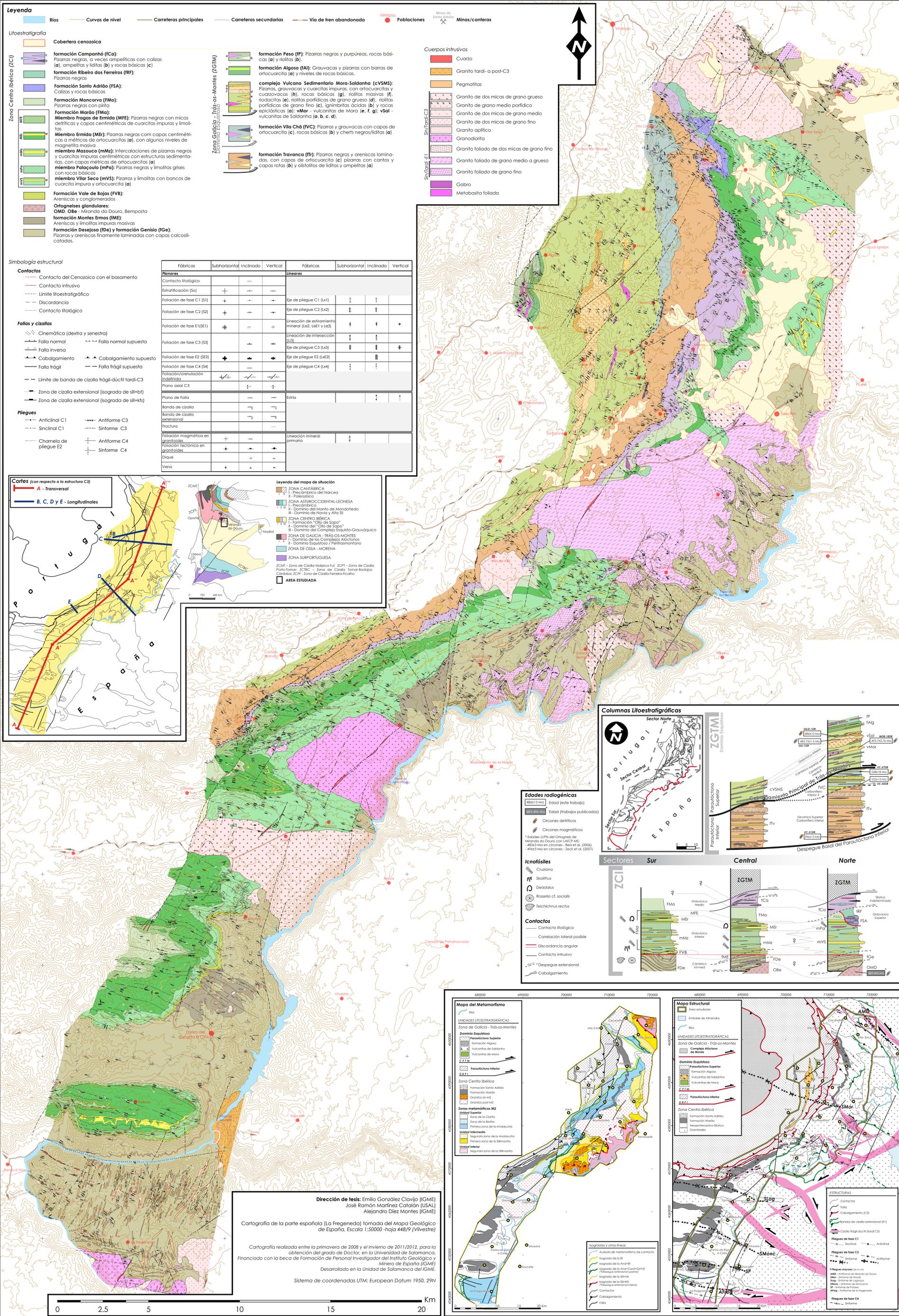
MAPA Y CORTES GEOLÓGICOS

Mapa Geológico de la región Este del Complejo Alóctono de Morais, NE de Trás-os-Montes, Portugal

Salamanca, 2013

Ícaro Fróis Dias da Silva

675000 680000 685000 690000 695000 700000 705000 710000 715000 720000



Dirección de tesis: Emilio González Clavijo (IGME)
José Ramón Martínez Catalán (USAL)
Alejandro Díez Montes (IGME)

Cartografía de la parte española (La Fregeneda) tomada del Mapa Geológico de España. Escala 1:50000 hoja 448/19 (Vilvestre)

Cartografía realizada entre la primavera de 2008 y el invierno de 2011/2012, para la obtención del grado de Doctor, en la Universidad de Salamanca. Financiada con la beca de Formación de Personal Investigador del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) Desarrollado en la Unidad de Salamanca del IGME.

Sistema de coordenadas UTM: European Datum 1950, 29N

Corte Transversal

Leyenda de los cortes geológicos:
 (los colores y las tramas de las litologías son iguales a las del Mapa)

	Contacto estratigráfico/traza de capa		S1
	Discordancia		S2
	Contacto intrusivo		S3
	Falla/Cabalgamiento		S4
	Límite de banda de cizalla tardi-C3		SE1
	Despegue extensional superior (Isograda de la And+Cord+Gt+S1)		SE2
	Despegue extensional inferior (Isograda de la Sill+Kfs)		Cinemática
	0 2,5 5 Km		Cortes longitudinales

A' X (676753)
Y (4539123)

S20°W

1000
500
0

A' X (685519)
Y (4561753)

N20°E S50°W

A'' X (705584)
Y (4579545)

N50°E S25°W

A''' X (717857)
Y (4605130)

N25°E

Complejo Alóctono de Morais

DBPI

CPTM

E

D

C

B

Cortes Longitudinales

E

N38°W

1000

500

0

S38°E

D

N42°W

1000

500

0

A

S42°E

C

N85°W

1000

500

0

B

S78°W

1000

500

0

A

N78°E

S85°E