

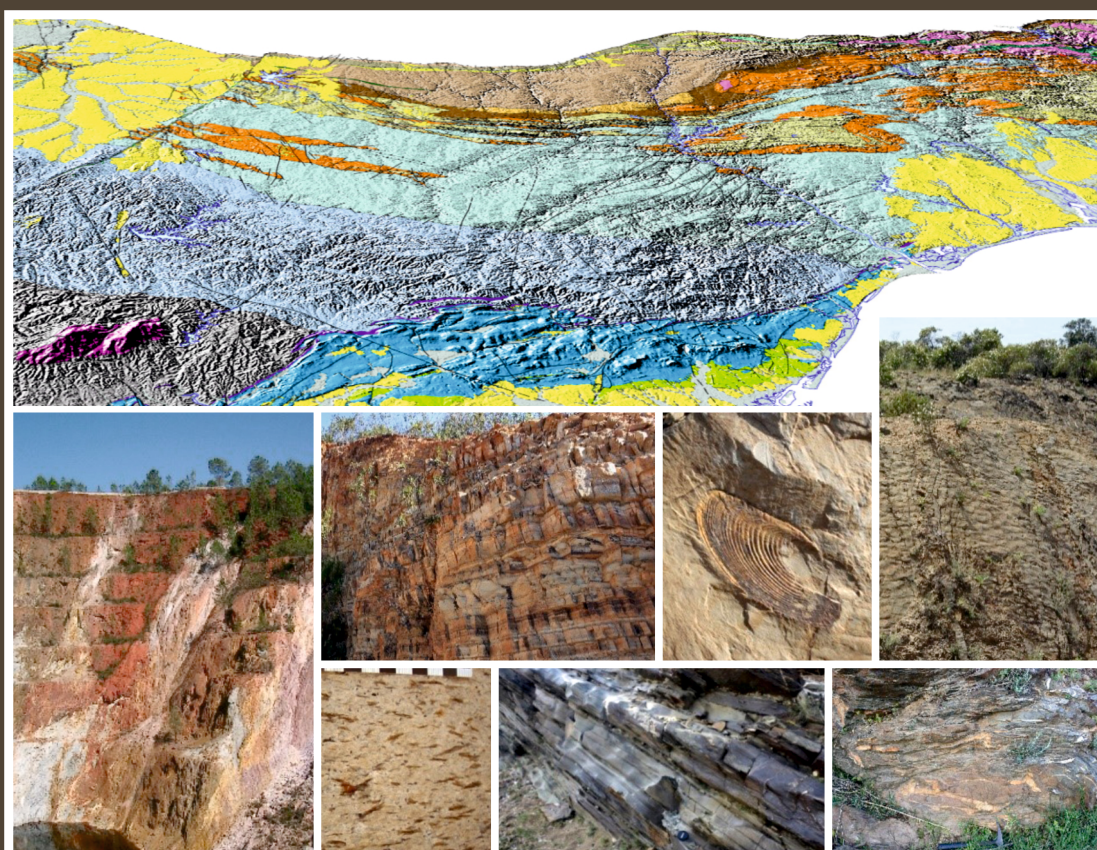
MEMORIA TÉCNICA DEL MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA SURPORTUGUESA. ESCALA 1:400.000

NOTÍCIA EXPLICATIVA DA CARTA GEOLÓGICA DA ZONA SUL PORTUGUESA. ESCALA 1:400.000

Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Pirítica Ibérica

Observatório transfronteiriço para a valorização geo-económica da Faixa Piritosa Ibérica

(Interreg POCTEP - Cod.: 052_GEO_FPI_5_E)



Notícia Explicativa

Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa, esc. 1:400 000

Memoria Técnica

Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa, esc. 1:400.000

© 2020 LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P.; © 2020 IGME – Instituto Geológico y Minero de España

Editores:

Alejandro Díez-Montes (IGME)

João Xavier Matos (LNEG)

Ruben Dias (LNEG)

A Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa na escala 1/400 000, e a sua Notícia Explicativa foram cofinanciados pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional FEDER através do Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020. As opiniões são da exclusiva responsabilidade dos autores que as emitem.

El Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa, escala 1/400.000 y su Memoria Técnica han sido cofinanciados por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional FEDER a través del Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020. Las opiniones son de exclusiva responsabilidad de los autores que las emiten.



Parceiros do projeto GEO_FPI:

Socios del proyecto GEO_FPI:



Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa. Escala 1/400 000 / Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa. Escala 1/400.000

Direção e Coordenação / Dirección y Coordinación: Alejandro Díez-Montes (IGME) y João X. Matos (LNEG).

Autores (IGME): Alejandro Díez-Montes; Juan Julián Huerta Carmona.

Autores (LNEG): João Xavier Matos, Luís Albardeiro, José Tomás Oliveira, Igor Morais, Paulo Fernandes, Susana Machado, Ruben Dias, Ricardo Ressurreição, Zélia Pereira, Márcia Mendes, Rita Solá, Rute Salgueiro.

SIG IGME: Ana Sevillano Matilla, Marta Criado Valdés (eGeoMapping)

SIG LNEG: Pedro Gonçalves, Sara Santos

Coordenação de Projeto / Coordinación del Proyecto: María Teresa López López (IGME).

Origem dos dados cartográficos / Origen de la base cartográfica:

IGME: Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Segunda Serie (MAGNA): 936, 937, 938, 939, 940, 958, 959, 960, 961, 962, 980, 981, 982, 983, 998, 999, 1000, 1001; Mapa Geológico de España E. 1:200.000: 74, 75, 80, 81; Matas, J., Martín Parra, L.M. y Díez Montes, A: Mapa Geológico Digital Continuo E. 1:50.000, Zona Surportuguesa (Zona 3100). In GEODE. Mapa Geológico Digital Continuo de España.

<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z3100>

LNEG: Folha Sul 1/500 000; Folhas 7 e 8 1/200 000; Folhas Algarve Oriental e Ocidental 1/100 000; Folhas 1/50 000 nº 34-C, 34-D, 35-C, 35-D, 38-B, 39-A, 39-C, 39-D, 42-A, 42-B, 42-C, 42-D, 44-C, 46-D, 48-D, 51-B, 52-A, 52-B, 53-A, 53-B e cartografia 1/25 000 e 1/5 000 não publicada, em arquivo.

<http://geoportal.lneg.pt/geoportal/mapas>

Base Topográfica / Base Topográfica:

Espanha / España: Instituto Geográfico Nacional. Portugal: Limites administrativos: CAOP – Cartografia Administrativa Oficial de Portugal, DGT 2018.

Redes hidrográfica e de estradas, caminhos de ferro e áreas urbanas: cartografia adaptada de ESRI Topographic basemap e Imagery basemap. EU-DEM.

Em papel / En papel: ISBN: 978-989-675-059-6 NIPO: 836200075 Depósito legal: M-6646-2020

En línea: ISBN: 978-989-675-072-5 NIPO: 836200080

Referência recomendada / Cita recomendada:

Díez-Montes, A., Matos, J. X., Dias, R., Huerta Carmona, J. J., Albardeiro, L., Oliveira, J. T., Morais, I., Fernandes, P., Inverno, C., Machado, S., Ressurreição, R., Pereira, Z., Mendes, M., Solá, R., Salgueiro, R., Matilla, A. S., Valdés, M. C., Gonçalves, P., Santos, S., López López, M. T., 2020. Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa, esc. 1:400 000. Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa, esc. 1:400.000. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP). GEO_FPI: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Piritica Ibérica (0052_GEO_FPI_5_E). Instituto Geológico y Minero de España (IGME) - Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) - Junta de Andalucía (JA-DGIEM) - CM Aljustrel.

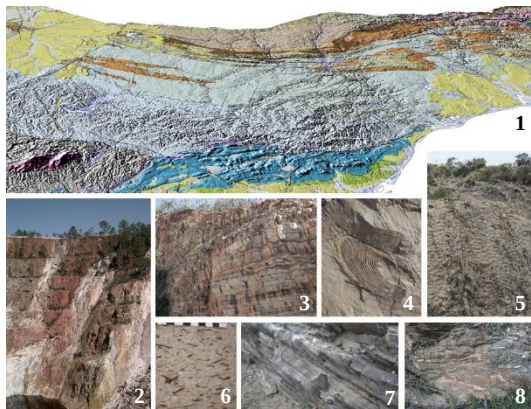
Notícia Explicativa da Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa, esc. 1:400 000 / Memoria Técnica del Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa, esc. 1:400.000

ISBN: 978-989-675-119-7

Edição de 1000 exemplares.

Referência recomendada / Cita recomendada:

Díez-Montes, A., Matos, J. X., Dias, R., Pereira, Z., Machado, S., Solá, R., López López, M., Huerta Carmona, J. J., Ressurreição, R., Mendes, M., Albardeiro, L., Morais, I., Henriques, S., Oliveira, D., Carvalho, J., Gonçalves, P., Santos, S., 2020. Notícia Explicativa da Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa, esc. 1:400 000. Memoria Técnica del Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa, esc. 1:400.000. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP). GEO_FPI: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Piritica Ibérica (0052_GEO_FPI_5_E). Instituto Geológico y Minero de España (IGME) - Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG). ISBN: 978-989-675-119-7



Fotografias na capa / Fotografías de portada:

1. Extrato do mapa geológico da Zona Sul Portuguesa sobre modelo digital de terreno / Extracto del mapa geológico de la Zona Surportuguesa sobre modelo digital de terreno.
2. Corta da mina Peña de Hierro / Corta de la mina de Peña de Hierro.
3. Sedimentos vulcanogénicos no flanco norte da antiforma de Puebla de Guzmán-Pomarão / Sedimentos vulcanogénicos en el flanco norte de la antiforma de Puebla de Guzmán-Pomarão.
4. Fóssil de *Posidonia becheri*, Formação de Mértola / Fósil de *Posidonia becheri*, Formación de Mértola.
5. Marcas de ondulação em xistos da Formação de Mértola / Marcas de ondulación en pizarras de la Formación Mértola.
6. Afloramento de ignimbritos de Peña Amaya / Afloramiento de ignimbritos de Peña Amaya.
7. Sedimentos turbidíticos da Formação Santa Iria / Sedimentos turbidíticos de la Formación Santa Iria.
8. Veios de quartzo deformados em sedimentos da Formação de Ribeira de Limas / Venas de cuarzo deformadas en sedimentos de la Formación Ribeira de Limas

Índice

1. INTRODUÇÃO	5
1.1. Projeto GEO_FPI: Observatório Transfronteiriço de Valorização Geo-económica da Faixa Piritosa Ibérica	5
1.2. Enquadramento geográfico e geomorfológico	6
1.3. Enquadramento geológico e antecedentes	6
2. ESTRATIGRAFIA	10
2.1. Paleozoico	10
2.1.1. Domínio Pulo do Lobo	10
2.1.1.1. Xistos anfibólicos e anfíbolitos de Los Ciries	13
2.1.1.2. Formação Pulo do Lobo	15
2.1.1.3. Grupo Ferreira-Ficalho	15
2.1.1.4. Grupo Chança	16
2.1.1.5. Unidades de Las Pajanosas e La Minilla	17
2.1.2. Domínio da Faixa Piritosa Ibérica	17
2.1.2.1. Grupo Filito-Quartzítico	18
2.1.2.2. Complexo Vulcano-Sedimentar	19
2.1.2.3. Unidade El Pimpollar	21
2.1.2.4. Unidade La Vicaría	21
2.1.3. Domínio <i>Flysch</i> do Baixo Alentejo	21
2.1.4. Domínio Sector Sudoeste do Portugal	22
2.1.5. Bacia de Viar	23
2.2. Mesozoico	23
2.2.1. Bacia Lusitânica	24
2.2.2. Bacia do Alentejo	24
2.2.3. Bacia do Algarve	24
2.3. Cenozoico	26
2.3.1. Bacia do Baixo Tejo	26
2.3.2. Bacia de Alvalade	27
2.3.3. Planície litoral do Alentejo e Algarve Ocidental	28
2.3.4. Bacia do Guadiana	29
2.3.5. Bacia do Algarve	29
2.3.6. Bacia do Guadalquivir	30
2.3.7. Depósitos quaternários	31
3. ROCHAS ÍGNEAS	32
3.1. Magmatismo Paleozoico	32
3.2. Magmatismo Mesozoico	34
4. METAMORFISMO	37
5. GEOQUÍMICA	40
5.1. Geoquímica de rochas paleozoicas	40
5.2. Geoquímica de rochas mesozoicas	41
6. TECTÓNICA	44
6.1. Contexto Estrutural Geral	44
6.2. Estrutura do soco paleozoico Na Zona Sul Portuguesa	44
6.3. Tectónica Eo-Alpina	46
6.4. Tectónica Alpina	46
6.5. Neotectónica e sismotectónica	48
7. RECURSOS MINERAIS	49
7.1. Recursos metalogenéticos	49
7.1.1. Faixa Piritosa Ibérica	49
7.1.2. Mineralizações em sequências mesozoicas e cenozoicas	50
7.2. Rochas e minerais industriais	50
7.3. Potencialidade mineira	52
8. BIBLIOGRAFIA	55

Índice

1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. Proyecto GEO_FPI: Observatorio transfronterizo para la Valorización Geo-económica de la Faja Piritica Ibérica	5
1.2. Situación geográfica y encuadre geomorfológico	6
1.3. Situación geológica y antecedentes	6
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. Paleozoico	10
2.1.1. Dominio Pulo do Lobo	10
2.1.1.1. Esquistos anfibólicos y anfíbolitas de Los Ciries .	13
2.1.1.2. Formación Pulo do Lobo	15
2.1.1.3. Grupo Ferreira-Ficalho	15
2.1.1.4. Grupo Chanza	16
2.1.1.5. Unidades de Las Pajanosas y La Minilla	17
2.1.2. Dominio de la Faja Píritica Ibérica	17
2.1.2.1. Grupo Filítico-Cuarcítico	18
2.1.2.2. Complejo Vulcano-Sedimentario	19
2.1.2.3. Unidad El Pimpollar	21
2.1.2.4. Unidad La Vicaría	21
2.1.3. Dominio <i>Flysch</i> del Bajo Alentejo	21
2.1.4. Dominio Sector Suroeste de Portugal	22
2.1.5. Cuenca del Viar	23
2.2. Mesozoico	23
2.2.1. Cuenca Lusitânica	24
2.2.2. Cuenca del Alentejo	24
2.2.3. Cuenca del Algarve	24
2.3. Cenozoico	26
2.3.1. Cuenca del Bajo Tajo	26
2.3.2. Cuenca de Alvalade	27
2.3.3. Planicie litoral de Alentejo y Algarve Occidental ...	28
2.3.4. Cuenca del Guadiana	29
2.3.5. Cuenca del Algarve	29
2.3.6. Cuenca del Guadalquivir	30
2.3.7. Depósitos cuaternarios	31
3. ROCAS ÍGNEAS	32
3.1. Magmatismo Paleozoico	32
3.2. Magmatismo Mesozoico	34
4. METAMORFISMO	37
5. GEOQUÍMICA	40
5.1. Geoquímica de rocas paleozoicas	40
5.2. Geoquímica de rocas mesozoicas	41
6. TECTÓNICA	44
6.1. Contexto Estructural General	44
6.2. Estructura del zócalo paleozoico en la Zona Surportuguesa	44
6.3. Tectónica Eo-Alpina	46
6.4. Tectónica Alpina	46
6.5. Neotectónica y sismotectónica	48
7. RECURSOS MINERALES	49
7.1. Recursos metalogenéticos	49
7.1.1. Faja Píritica Ibérica	49
7.1.2. Mineralizaciones en secuencias mesozoicas y cenozoicas	50
7.2. Rocas y minerales industriales	50
7.3. Potencialidad minera	52
8. BIBLIOGRAFÍA	55

Lista de abreviaturas

BA – Bacia do Algarve
BL – Bacia Lusitânica
BSC – Bacia de Santiago do Cacém
BSN – Batólito Serra Norte
CVS – Complexo Vulcano-Sedimentar
Fm. – Formação
FPI – Faixa Piritosa Ibérica
GFBA – Grupo Flysch do Baixo Alentejo
GFQ – Grupo Filito-Quartzítico
IGME – Instituto Geológico e Mineiro de Espanha
LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia
ZOM – Zona Ossa-Morena
ZSP – Zona Sul Portuguesa

BSN – Batolito de la Sierra Norte
CA – Cuenca del Algarve
CL – Cuenca Lusitânica
CSC – Cuenca de Santiago do Cacém
CVS – Complejo Vulcano-Sedimentario
Fm. – Formación
FPI – Faja Piritica Iberica
GFBA – Grupo Flysch del Bajo Alentejo
GFQ – Grupo Filito-Cuarcítico
IGME – Instituto Geológico y Minero de España
LNEG – Laboratório Nacional de Energia e Geologia
ZOM – Zona Ossa-Morena
ZSP – Zona Surportuguesa

LREE – Light rare-earth elements
HREE – Heavy rare-earth elements
MORB – Mid-ocean ridge basalt
MREE – Middle rare-earth elements
REE – Rare-earth elements

1. INTRODUÇÃO

1.1. Projeto GEO_FPI: Observatório Transfronteiriço de Valorização Geo-económica da Faixa Piritosa Ibérica

María Teresa López, João X. Matos, Ruben Dias

O projeto GEO_FPI: Observatório Transfronteiriço de valorização geoeconómica da Faixa Piritosa Ibérica (0052_GEO_FPI_5_E), foi cofinanciado pelo Fundo Europeu de Desenvolvimento Regional (FEDER), EP-INTERREG VA Espanha Portugal (POCTEP), na sua convocatória 2014-2020 tendo sido desenvolvido entre 2017 e 2020.

O consórcio de entidades participantes foi formado pelo Instituto Geológico e Mineiro de Espanha (IGME), que liderou o projeto, a Secretaria Geral da Indústria, Energia e Minas do Ministério do Emprego, Negócios e Comércio (atualmente Ministério da Transformação Económica, Indústria, Conhecimento e Universidades) da Junta de Andaluzia, o Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) e a Câmara Municipal de Aljustrel.

O projeto GEO_FPI foi desenvolvido sobre o território partilhado entre as regiões do Alentejo, Algarve e Andaluzia, que inclui a principal província mineira da Europa, a Faixa Piritosa Ibérica (FPI), que contempla reservas estratégicas em substâncias metálicas. O seu principal objetivo foi a promoção e impulso do desenvolvimento económico desta importante província mineira, promovendo o conhecimento geológico transfronteiriço como um vetor do ordenamento do território, catalisador da atividade mineira e gestão ambiental e territorial.

O trabalho realizado permitiu a publicação de duas cartografias geológicas contínuas, harmonizadas e homogeneizadas em ambos os lados da fronteira: o **Mapa Geológico da Zona Sul Portuguesa, na escala 1:400 000**, descrito nesta memória técnica, inclui todo o enquadramento geológico da Zona Sul Portuguesa (ZSP), bem como o território entre as cidades de Lisboa e de Sevilha, considerado como referência geográfica para o trabalho transfronteiriço e o Mapa Geológico da Zona Transfronteiriça de Espanha e Portugal, Zona Sul Portuguesa, escala 1:200 000 (Díez-Montes *et al.*, 2020b), referente à região limítrofe do Baixo Alentejo e Algarve em Portugal e da Andaluzia em Espanha.

Também foram publicadas três cartografias temáticas na escala 1:400 000 da área de estudo, o Mapa Metalogenético da Zona Sul Portuguesa (Locutura Rupérez *et al.*, 2020); o Mapa de Rochas e Minerais da Zona Sul Portuguesa (Monteserín *et al.*, 2020) e o Mapa do Património Geológico e Mineiro da Zona Sul Portuguesa (Vázquez Mora *et al.*, 2020).

Todas as cartografias geradas no decorrer do projeto e seus respetivos relatórios técnicos associados estão disponíveis através da Plataforma Digital gerada no projeto GEO_FPI e de acesso público (www.geo-fpi.eu). Foi também gerado um serviço WMS (*Web Map Service*) para cada uma das cartografias.

Paralelamente ao desenvolvimento das cartografias foram ainda produzidos vídeos educativos: “As Litotecas do IGME (Peñarroya-Pueblonuevo) e do LNEG (Aljustrel)” (<https://www.youtube.com/watch?v=tbOvllzU6NY>) e “A geologia e o património geológico e mineiro da Faixa Piritosa Ibérica” (<https://www.youtube.com/watch?v=fb1jrkRxATM>).

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Proyecto GEO_FPI: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Pirítica Ibérica

María Teresa López, João X. Matos, Ruben Dias

El proyecto GEO_FPI: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Pirítica Ibérica (0052_GEO_FPI_5_E), ha sido cofinanciado por el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER), EP-INTERREG V A España Portugal (POCTEP), en su convocatoria 2014-2020 y ha sido desarrollado entre los años 2017 y 2020.

El consorcio de entidades participantes ha estado formado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), que lideró el proyecto, la Secretaría General de Industria, Energía y Minas de la Consejería de Empleo, Empresa y Comercio (actualmente Consejería de Transformación Económica, Industria, Conocimiento y Universidades) de la Junta de Andalucía, el Laboratorio Nacional de Energía e Geología (LNEG) y la Cámara Municipal de Aljustrel.

El proyecto GEO_FPI se ha desarrollado sobre el territorio compartido entre las regiones de Alentejo, Algarve y Andalucía, que incluye la principal provincia minera de Europa: la Faja Pirítica Ibérica (FPI), que cuenta con reservas estratégicas de numerosas sustancias metálicas. El objetivo principal ha sido impulsar y fomentar el desarrollo económico de esta importante provincia minera, promoviendo el conocimiento geológico transfronterizo como un vector de ordenamiento del territorio, catalizador de la actividad minera y de la gestión ambiental y territorial.

Los trabajos llevados a cabo, han permitido la publicación de dos cartografías geológicas continuas, armonizadas y homogeneizadas a ambos lados de la frontera. El **Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa, escala 1:400.000**, descrito en la presente memoria técnica, incluye todo el ámbito geológico de la Zona Surportuguesa, así como el territorio entre las ciudades de Lisboa y Sevilla, consideradas como una referencia geográfica para el trabajo transfronterizo. Y el Mapa Geológico de la Zona Transfronteriza de España y Portugal, Zona Surportuguesa, escala 1:200.000, (Díez-Montes *et al.*, 2020b) en la región limítrofe de Baixo Alentejo y Algarve en Portugal y Andalucía en España. Igualmente se han publicado tres cartografías geotemáticas a escala 1:400.000 de la zona de estudio, el Mapa Metalogenético de la Zona Surportuguesa (Locutura Rupérez *et al.*, 2020); el Mapa de Rocas y Minerales Industriales de la Zona Surportuguesa (Monteserín *et al.*, 2020) y el Mapa de Patrimonio Geológico y Minero de la Zona Surportuguesa (Vázquez Mora *et al.*, 2020).

Todas las cartografías generadas en el proyecto y sus respectivas memorias técnicas asociadas están disponibles a través de la Plataforma Digital generada en el proyecto GEO_FPI, de acceso público (www.geo-fpi.eu). Asimismo, se ha generado el servicio WMS (*Web Map Service*) para cada una de las cartografías.

En paralelo al desarrollo de las cartografías, como apoyo audiovisual y con formato divulgativo, se han producido dos videos: “Las Litotecas del IGME (Peñarroya-Pueblonuevo) y de LNEG (Aljustrel)” (<https://www.youtube.com/watch?v=tbOvllzU6NY>) y “La geología y el patrimonio geológico y minero de la Faja Pirítica Ibérica” (<https://www.youtube.com/watch?v=fb1jrkRxATM>).

1.2. Enquadramento geográfico e geomorfológico

Ruben Dias, Ricardo Ressurreição, Pedro Gonçalves

A Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa (ZSP) na escala 1:400000, do projeto GEO_FPI, inclui a área da ZSP dos territórios de Espanha e Portugal, a oeste e sul da Zona de Ossa-Morena, desde a região de Sevilha, a este, à região de Lisboa, a oeste (Fig. 1). Coincide com parte da área das folhas 75/74 (Sevilla-Puebla de Guzmán), 80 (Ayamonte) e 81 (Huelva) do Mapa Geológico de Espanha na escala 1:200 000, e com as folhas 7 e 8 e parte da Folha 5 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000. Para além da Zona Sul Portuguesa, o mapa abrange parte da Bacia Lusitânica, o sector distal da bacia do Baixo Tejo, bacias do Guadiana e Alvalade, bacia meso-cenozoica do Algarve e a Bacia do Baixo Guadalquivir.

Relativamente aos principais elementos morfológicos, no território espanhol, na parte norte da folha observam-se os relevos da serra de Aracena, que atingem cotas máximas de aproximadamente 900 m. Para sul, dá-se a transição para a depressão do Guadalquivir, onde as cotas máximas se aproximam dos 200 m. A cota mínima, coincidente com o rio Guadalquivir, é inferior a 10 m. A rede hidrográfica pertence na sua maioria à bacia hidrográfica do Guadalquivir, com excepção do sector oeste que corresponde à bacia hidrográfica do Guadiana. A divisória entre estes dois domínios apresenta um traçado irregular. O rio Guadiana faz fronteira com Portugal no seu troço a sul do Pomarão. Na zona litoral aqui abrangida destacam-se as formas costeiras representadas pelos sapais associados aos rios Guadiana, Piedras, Tinto e Odiel, e ainda os sistemas litorais praia/duna.

No sector território português, destaca-se a peneplanície do Baixo Alentejo, uma extensa aplanagem, bastante regularizada, nivelando formações geológicas de naturezas muito distintas. É considerada a unidade fundamental do relevo do Alentejo, a partir da qual se individualizaram os restantes elementos geomorfológicos através de processos tectónicos e erosivos (Feio, 1951). Os principais relevos correspondem às serras de Sintra e Arrábida, na região de Lisboa e Setúbal, às serras de Grândola e Cercal, no litoral do Alentejo, e às serras do Caldeirão e de Monchique, no Algarve. Adjacentes a estes ocorrem áreas deprimidas, como as bacias hidrográficas dos rios Tejo, Sado, Mira, Arade e respectivos estuários, entre outros, a área da planície litoral e a orla algarvia. Ao longo das linhas de água ocorrem terraços fluviais escalonados. No litoral existem também terraços marinhos a diversas cotas, entre outros elementos morfológicos costeiros como as arribas, as praias, limitadas internamente por sistemas dunares ou arribas, e o sistema ilhas-barreira da Ria Formosa com sapal associado.

1.3. Enquadramento geológico e antecedentes

Alejandro Díez-Montes, João X. Matos, María Teresa López

A ZSP constitui a unidade paleogeográfica e paleotectónica mais meridional do Maciço Ibérico tendo sido inicialmente proposta por Lotze (1945) e mais tarde modificado por Julivert *et al.* (1972) e Farias *et al.* (1987). Na figura 2 é exposto o Mapa Geológico da ZSP na escala 1:400 000 produzido no âmbito das atividades do Projeto GEO_FPI pelo Instituto Geológico e Mineiro de Espanha (IGME), Laboratório Nacional de Energia e Geologia de Portugal (LNEG) e Junta da Andaluzia (JA). Neste mapa encontram-se representados três grandes grupos de rochas: i) litologias de idade Paleozoico Superior que

1.2. Situación geográfica y encuadre geomorfológico

Ruben Dias, Ricardo Ressurreição, Pedro Gonçalves

El Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa (ZSP) a escala 1:400.000, del proyecto GEO_FPI, incluye el área de la ZSP de España y Portugal, al oeste y sur de la Zona de Ossa-Morena, desde la región de Sevilla, al este, a la región de Lisboa, al oeste (Fig. 1). Coincide con parte del área de las hojas 75/74 (Sevilla-Puebla de Guzmán), 80 (Ayamonte) y 81 (Huelva) del Mapa Geológico de España a la escala 1:200.000, y con las hojas 7 y 8, y parte de la hoja 5 del Mapa Geológico de Portugal a escala 1:200.000. Además de la ZSP, el mapa abarca parte de la Cuenca Lusitánica, el sector distal de la Cuenca del Bajo Tajo, y las Cuencas de Guadiana y de Alvalade, la cuenca meso-cenozoica del Algarve y la Cuenca del Bajo Guadalquivir.

En cuanto a los principales elementos morfológicos, en el territorio español, en la parte norte del mapa se observan los relieves de la sierra de Aracena, alcanzando cotas máximas de aproximadamente 900 m. Al sur, hay una transición a la depresión del Guadalquivir, donde las elevaciones máximas se acercan a los 200 m. El nivel mínimo, coincidiendo con el río Guadalquivir, es inferior a 10 m. La red hidrográfica pertenece mayoritariamente a la cuenca del río Guadalquivir, a excepción del sector occidental, que corresponde a la cuenca del río Guadiana. La línea divisoria entre estos dos dominios tiene un contorno irregular. El río Guadiana limita con Portugal en su sección al sur de Pomarão. En la zona litoral destacan las formas litorales representadas por las marismas asociadas a los ríos Guadiana, Piedras, Tinto y Odiel, así como los sistemas costeros playa-duna.

En el sector del territorio portugués destaca la penillanura del Baixo Alentejo, una extensa llanura, bastante regularizada, nivelando formaciones geológicas de naturaleza muy diversa. Se considera la unidad fundamental del relieve alentejano, a partir del cual se individualizaron los elementos geomorfológicos restantes mediante procesos tectónicos y erosivos (Feio, 1951). Los principales relieves corresponden a las sierras de Sintra y Arrábida, en la región de Lisboa y Setúbal, a las montañas de Grândola y Cercal, en la costa del Alentejo, las sierras de Caldeirão y Monchique, en el Algarve. Adyacentes a estos relieves se encuentran áreas deprimidas, como las cuencas hidrográficas del Tajo, Sado, Mira, Arade y sus respectivos estuarios, entre otros, la zona de la llanura costera y la costa del Algarve. A lo largo de los ríos hay terrazas fluviales escalonadas. En la costa también existen terrazas marinas a diferentes niveles, entre otros elementos morfológicos costeros como los acantilados, las playas, limitadas internamente por sistemas de dunas o acantilados, y las islas barrera de Ria Formosa con las marismas asociadas.

1.3. Situación geológica y antecedentes

Alejandro Díez-Montes, João X. Matos, María Teresa López

La ZSP constituye la unidad paleogeográfica y paleotectónica más meridional del Macizo Ibérico inicialmente propuesta por Lotze (1945), y posteriormente modificada por Julivert *et al.* (1972), Farias *et al.* (1987). En la figura 2 se puede observar un esquema del Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa a escala 1:400.000 realizado en el Proyecto GEO_FPI por Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Laboratório Nacional de Energia e Geologia de Portugal (LNEG) y Junta de Andalucía (JA). Esta cartografía geológica contempla principalmente tres grandes grupos de rocas: (i) rocas

constituem o soco da ZSP e onde se insere a Faixa Piritosa Ibérica; ii) rochas de idade mesozoica que afloram na região sul, na zona costeira entre o Cabo São Vicente e a cidade de Ayamonte; iii) rochas de idade cenozoica que se encontram principalmente nas bacias dos rios Guadalquivir, Baixo Tejo e Sado.

O soco paleozoico da ZSP foi dividido em vários domínios com base nas diferenças em estratigrafia, estrutura e grau metamórfico. Inicialmente foram propostos quatro domínios principais para a ZSP (Pfefferkorn, 1968; Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira, 1983), sendo de norte a sul os seguintes: Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica, Grupo Flysch do Baixo Alentejo e Sudoeste Português (Fig. 3).

Recentemente, Oliveira *et al.* (2019) definem o Terreno do Sul-Português (TSP) como parte da ZSP sendo este formado por três sequências pré-orogénicas as quais se indicam de norte para sul: i) o Grupo Filito-Quartzítico (GFQ) e a Formação de Tercenas; ii) o Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS); iii) o Grupo da Carrapateira. Estas sequências evidenciam registos estratigráficos distintos que representam diferentes domínios paleogeográficos em fases pré-orogénicas. Todos eles são cobertos pela sequência sin-orogénica da ZSP, representada pelo Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (GFBA).

Em geral, a sequência estratigráfica do soco da ZSP é relativamente simples e está restrita a rochas com idade devónica e carbónica, tanto metasedimentares como ígneas (Fig. 2). Na parte central e norte da ZSP encontra-se a Faixa Piritosa Ibérica (FPI), que se caracteriza por ser uma das maiores províncias metalogenéticas do mundo em relação a jazigos de sulfuretos maciços polimetálicos associados essencialmente com rochas vulcânicas félsicas. As características gerais da geologia e tipologia destes jazigos podem ser observadas em Carvalho *et al.* (1976), Strauss *et al.* (1977), Routhier *et al.* (1980), IGME (1982), Lemos de Sousa e Oliveira (1983), Barriga (1990), Saez *et al.* (1996), Barriga *et al.* (1997), Leistel *et al.* (1998), Carvalho *et al.* (1999), Tornos (2006), Almodóvar *et al.* (2019) e Oliveira *et al.* (2019).

A FPI é uma das principais províncias metalogenéticas pelo teor em metais básicos dos seus jazigos e pela abundância destes, salientando-se o seu valor económico relacionado com tonelagens consideráveis de Cu, Pb, Zn, Au e Ag. Além destes metais surgem nas mineralizações maciças e em redes de veios de tipo *stockwork* outros elementos aplicados em tecnologia de ponta, como Cd, Ga, Se, No, Co, Ge e Se. Na FPI ocorrem ainda outras mineralizações, atualmente com lavra não ativa, representadas por óxidos de ferro e manganês. Estes jazigos são de pequena dimensão, tendo sido formados em condições oxidantes, encontrando-se geralmente no topo da sequência e próximo de um dos níveis guia da FPI definido por xistos borra de vinho e jaspes, ricos em hematite. Estas são rochas siliciosas são de tipo sedimentar e exalativo apresentando elevadas concentrações de manganês e de ferro. A sua origem encontra-se relacionada com precipitação química a partir de fluidos que percolara na sequência litoestratigráfica (Leistel *et al.*, 1998).

Nas bacias cenozoicas do Baixo Tejo, Alvalade e Guadalquivir o soco da ZSP encontra-se oculto sendo, porém, reconhecido até profundidades por vezes inferiores a 350 m através de sondagens de prospeção mineral e levantamentos geofísicos (ex. Lagoa Salgada e Las Cruces, Oliveira *et al.*, 1998; Yesares *et al.*, 2017; Matos *et al.*, 2018, 2020).

A estrutura da ZSP foi gerada a partir da colisão de dois continentes, Gondwana e Laurussia-Laurentia/Báltica, no final da era paleozoica, dando lugar ao Orógeno Varisco. A sua deformação foi polifásica dando origem a dobramento e formação de cavalgamentos e carreamentos com vergência para

de edad paleozoica que forman el basamento de la ZSP, y donde se encuentra la Faja Pirítica Ibérica; (ii) rocas mesozoicas que afloran al sur, en la zona de costa atlántica que hay entre el Cabo San Vicente y la localidad de Ayamonte; (iii) rocas cenozoicas, que se encuentran principalmente en las cuencas de los ríos Guadalquivir, Bajo Tajo y Sado.

El basamento paleozoico de la ZSP ha sido dividido en varios dominios en base a las diferencias en estratigrafía, estructura y grado metamórfico. Inicialmente se han propuesto cuatro dominios principales dentro de la ZSP (Pfefferkorn, 1968; Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira, 1983), de norte a sur son las siguientes, Pulo do Lobo, Faja Pirítica Ibérica, Grupo Flysch Baixo Alentejo y Suroeste de Portugal (Fig. 3).

Recientemente, Oliveira *et al.* (2019) definen el Terreno Sur-Portugués (TSP) como una parte de la ZSP, y que está formado por tres secuencias pre-orogénicas, que de norte a sur son: (i) el Grupo de Pizarras y Cuarcita (GFQ) y la Formación Tercenas; (ii) el Complejo Vulcano-Sedimentario, (CVS); (iii) el Grupo Carrapateira, los cuales muestran registros estratigráficos contrastados que representan distintos dominios paleogeográficos en las etapas pre-orogénicas. Todos ellos están recubiertos por la parte sinorogénica de la ZSP, el Grupo Flysch del Baixo Alentejo (GFBA).

En general, la secuencia estratigráfica del basamento de la ZSP es relativamente simple y está restringida a rocas con edades devónicas y carboníferas, tanto metasedimentarias como ígneas (Fig. 2). En la parte central y norte de la ZSP se encuentra la Faja Pirítica Ibérica (FPI), que se caracteriza por ser una de las mayores provincias metalogenéticas del mundo en relación a yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos asociados esencialmente a rocas volcánicas félsicas. Características generales de la geología y de la tipología de los depósitos de sulfuros masivos de la FPI se pueden ver en Carvalho *et al.* (1976), Strauss *et al.* (1977), Routhier *et al.* (1980), IGME (1982), Lemos de Sousa y Oliveira (1983), Barriga (1990), Sáez *et al.* (1996), Barriga *et al.* (1997), Leistel *et al.* (1998), Carvalho *et al.* (1999), Tornos (2006), Almodóvar *et al.* (2019) y Oliveira *et al.* (2019).

La FPI es de unas de las provincias metalogenéticas referente por sus contenidos en metales base. Su valor económico está intrínsecamente ligado a las considerables cantidades en Cu, Pb, Zn, Au y Ag que aparecen en los yacimientos (en la mineralización masiva y en redes de venas tipo *stockwork*), así como por la presencia de metales aplicados en alta tecnología como Cd, Ga, Se, In, Co, Ge y Se. Un segundo tipo de mineralización, sin beneficio actualmente, no se encuentra en explotación, se sitúan a techo de la secuencia volcánica, asociada con el nivel guía de la FPI, las Pizarras Moradas y niveles de jaspes. Se trata de rocas sedimentario-exhalativas silíceas con elevadas concentraciones en manganeso y hierro, que se han originado por precipitación química a partir de los fluidos que percolan en la secuencia litoestratigráfica (Leistel *et al.*, 1998).

En las cuencas cenozoicas del Bajo Tajo, Alvalade y Guadalquivir, el zócalo de la ZSP se encuentra recubierto, pero se puede reconocer hasta profundidades inferiores a 350 metros, por medio de sondeos de prospección minera y por estudios geofísicos (p.e., Lagoa Salgada y Las Cruces; Oliveira *et al.*, 1998; Yesares *et al.*, 2017; Matos *et al.*, 2018, 2020).

La estructura de esta zona es de edad paleozoica, y se generó a partir de la colisión de dos continentes, Gondwana y Laurussia-Laurentia/Báltica, hacia el final de la era Paleozoica, dando lugar al Orógeno Varisco. La estructura varisca se caracteriza por una deformación polifásica y presentar pliegues,

SW (Silva, 1990; Silva *et al.*, 2013). Na ZSP as rochas apresentam um grau metamórfico baixo a muito baixo (Munhá, 1990).

Após a Orogenia Varisca e durante o período Pérmico-Triássico gerou-se uma instabilidade tectónica que levou à fragmentação do supercontinente Pangea, o que veio a afetar consideravelmente a Placa Ibérica, com sucessivos episódios de tectónica extensional (*rifting*) que conduziram à abertura do oceano Tethis e do Atlântico Norte (Sánchez-Moya e Sopena, 2004) e formação de bacias sedimentares com plataformas carbonatadas.

As rochas de idade mesozoica encontram-se distribuídas por três bacias, Lusitânica, Alentejo e Algarve. Esta última bacia é aquela que apresenta maior extensão na área do mapa 1:400 000. A sua sequência inicia-se nos Arenitos de Silves (Triássico superior) depositados num ambiente continental, sobrepondo-se a estes um complexo margo-carbonatado-evaporítico. As formações jurássicas são representadas por calcários desenvolvidos em ambiente de plataforma marinha. Esta sedimentação foi progressivamente substituída por sedimentação terrígena durante o Cretácico na parte oriental da Bacia do Algarve, enquanto que a oeste se verificam poucas alterações de fácies. Posteriormente depositaram-se os sedimentos cenozoicos das bacias dos rios Guadalquivir, Baixo Tejo e Sado formados principalmente por arenitos, argilitos, calcários, conglomerados, areias e siltes.

cabalgamientos y detachment vergentes al SW (Silva, 1990; Silva *et al.*, 2013). Además, toda la ZSP presenta un grado metamórfico bajo a muy bajo (Munhá, 1990).

Después de la Orogenia Varisca, durante el Pérmico-Triásico se generó una inestabilidad tectónica que llevó a la fragmentación de Pangea, esto afectó de forma considerable a la placa Ibérica, con sucesivos episodios de tectónica extensional (*rifting*) que dio lugar a la apertura del océano Tethis y del Atlántico Norte (Sánchez-Moya y Sopena, 2004), y a la formación de cuencas sedimentarias con plataformas carbonatadas.

Las rocas mesozoicas se encuentran localizadas en tres cuencas, Lusitánica, Alentejo y Algarve. Esta última cuenca es la que tiene una mayor extensión en el mapa geológico 1:400.000 de estos sedimentos. La sedimentación comienza con las Areniscas de Silves, de edad Triásico superior, depositadas en un ambiente continental y que se continúan con un complejo margo-carbonatado-evaporítico. El Jurásico se caracteriza por calizas desarrolladas en un ambiente de plataforma marina. Esta sedimentación carbonatada fue progresivamente reemplazada por una sedimentación terrígena durante el Cretácico en la parte oriental de la cuenca del Algarve, mientras en el oeste apenas hay cambios. Por último, las rocas cenozoicas de las cuencas de los ríos Guadalquivir, Bajo Tajo y Sado están compuestas principalmente por arenitas, arcillas, calizas, conglomerados, arenas y lutitas.

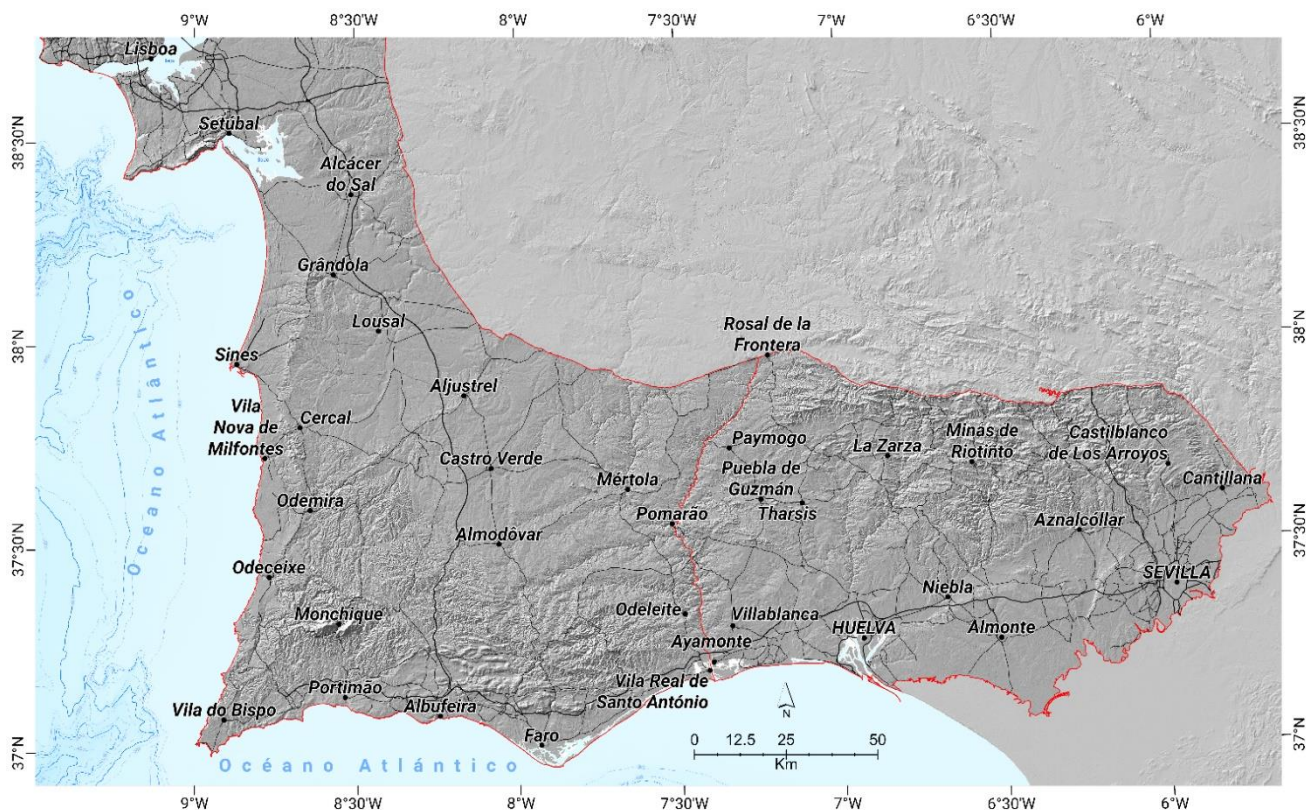


Figura 1. Enquadramento geográfico da Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa na escala 1:400 000, com representação das principais localidades e estradas. / *Situación geográfica del Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa a escala 1:400.000, con representación de las principales localidades y carreteras.*

As últimas fases de deformação correspondem à Orogenia Alpina, afetando o soco paleozoico e as rochas mesozoicas e cenozoicas. Assim, a Península Ibérica é formada pela união de duas placas menores, a Placa Ibérica e parte da Placa de Alborán, que se confinam entre duas placas maiores, a Africana

Las últimas deformaciones corresponden a la Orogenia Alpina, que afectan al basamento paleozoico y a las rocas mesozoicas y cenozoicas. Así, la Península Ibérica está formada por la unión de dos placas menores, la Placa Ibérica y parte de la Placa de Alborán, que están confinadas entre dos placas

e a Euroasiática (De Vicente *et al.*, 2004). A formação e história tectono-sedimentar das bacias cenozoicas do Guadalquivir, Alvalade e Baixo Tejo foi fortemente controlada pela Orogenia Alpina. A Bacia Meso-Cenozoica do Algarve foi afetada moderadamente por deformações alpinas compressivas, pelo que as estruturas relacionadas com a tectónica extensional da deformação Eo-Alpina estão bem preservadas nesta bacia. Localmente observa-se uma tectónica associada a estrutura de tipo diapiro salino como é o caso de Loulé (Algarve) e Sesimbra (região de Setúbal).

mayores, la Africana y la Euroasiática (De Vicente *et al.*, 2004). La formación y la historia tectosedimentaria de las cuencas cenozoicas, Guadalquivir, Alvalade, bajo Tajo, está muy controlada por la Orogenia Alpina. La cuenca mesozoica del Algarve se vio afectada moderadamente por deformaciones alpinas compresivas, por lo que las estructuras relacionadas con la tectónica extensional de la deformación Eo-Alpina se conservan bien en esta cuenca. Localmente se observa una tectónica asociada a las estructuras de los diapiros salinos, como es el caso de Loulé (Algarve) y Sesimbra (región de Setúbal).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Paleozoico

*Zélia Pereira, Alejandro Díez-Montes, Márcia Mendes,
João X. Matos, Luís Albardeiro, Rita Solá*

A Zona Sul Portuguesa (ZSP) constitui um dos principais domínios geológicos do Maciço Ibérico Varisco (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972; Ribeiro, 2006). A ZSP contacta a norte com a Zona Ossa-Morena (ZOM, Figs. 2 e 3), onde afloram rochas ígneas básicas e ultrabásicas que apresentam características petrológicas, geoquímicas e internas atribuídas a uma banda ofiolítica conhecida como Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986; Fonseca e Ribeiro, 1993; Quesada *et al.*, 1994). O conhecimento científico da ZSP evoluiu significativamente nas últimas décadas, em particular nos temas de estratigrafia (Schermerhörn, 1971; Oliveira, 1983, 1990; Oliveira *et al.*, 1979, 2004, 2006, 2013), bioestratigrafia (Cunha e Oliveira, 1989; Pereira, 1997, 1999; Korn, 1997; González Barrionuevo, 2005; Mendes *et al.*, 2018, 2020; Pereira *et al.*, 2007, 2008, 2018, 2021), vulcanologia (Rosa, 2006; Rosa, *et al.*, 2004, 2005, 2008) e na paleogeografia (Oliveira e Quesada, 1998; González Barrionuevo, 2005; Oliveira *et al.*, 2006, 2013, 2019). Durante o Devónico e até ao Carbónico, uma ampla gama de rochas clásticas, vulcânicas, vulcanoclásticas e carbonatadas são extensivamente desenvolvidas. Na Faixa Piritosa Ibérica (FPI), associados às rochas vulcânicas ocorrem sulfuretos maciços e mineralizações do tipo *stockwork*. Nesta secção, a estratigrafia do Paleozóico é brevemente descrita, organizada pelos quatro domínios geológicos reconhecidos de norte a sul da ZSP (Oliveira, 1990), designadamente: Pulo do Lobo, Faixa Piritosa Ibérica, Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (GFBA) e Sector Sudoeste (Fig. 3). O soco paleozoico representado por estas unidades encontra-se exposto desde a região de Alcácer do Sal, próximo de Setúbal e a sul de Lisboa, até à região oeste de Sevilha.

No decorrer do Projeto GEO_FPI foram realizados dois estudos com o objetivo de obter um melhor conhecimento sobre as idades das diferentes formações litológicas que compõem a ZSP. Estes trabalhos facilitaram a correlação entre as formações geológicas presentes em ambos os países. Um dos estudos envolveu a investigação por palinologia de 289 amostras de sedimentos tendo por objetivo a sua datação (Pereira *et al.*, 2020). A figura 4 mostra o esquema geral de biozonamento de Miosporos que foi usado no GEO-FPI e que nos permitiu compreender melhor a idade das diferentes formações. O segundo trabalho teve como foco o estudo de idades isotópicas utilizando zircões de rochas vulcânicas e plutónicas da Faixa Piritosa Ibérica (Díez-Montes *et al.*, 2020a). Foram consideradas 31 amostras para a obtenção de zircões, as quais foram analisadas pelo método SHRIMP na Universidade de Granada.

2.1.1. Domínio Pulo do Lobo

Este domínio encontra-se posicionado entre o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e a Faixa Piritosa Ibérica. Trata-se de uma estrutura antiformal localizada na parte norte da ZSP ocorrendo a sul de Vendas Novas e a norte de Albernôa, Corte Gafo, Paymogo e Santa Bárbara de Casa.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. Paleozoico

*Zélia Pereira, Alejandro Díez-Montes, Márcia Mendes,
João X. Matos, Luís Albardeiro, Rita Solá*

La Zona Surportuguesa (ZSP) es uno de los principales dominios geológicos del Macizo Ibérico Varisco (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972; Ribeiro, 2006). ZSP contacta al norte con la Zona Ossa-Morena (ZOM, Figs. 2 y 3), donde afloran rocas ígneas básicas y ultrabásicas que presentan características petrológicas, geoquímicas e internas atribuidas a una banda ofiolítica conocida como Complejo Ofiolítico de Beja-Acebuches (Munhá *et al.*, 1986; Fonseca y Ribeiro, 1993; Quesada *et al.*, 1994). El conocimiento científico de la ZSP ha evolucionado significativamente en las últimas décadas, particularmente en las áreas de estratigrafía (Schermerhörn, 1971; Oliveira, 1983, 1990; Oliveira *et al.*, 1979, 2004, 2006, 2013), bioestratigrafía (Cunha e Oliveira, 1989; Pereira, 1997, 1999; Korn, 1997; González Barrionuevo, 2005; Mendes *et al.*, 2018, 2020; Pereira *et al.*, 2007, 2008, 2018, 2021), vulcanología (Rosa, 2006; Rosa, *et al.*, 2004, 2005, 2008) y en paleogeografía (Oliveira y Quesada, 1998; González Barrionuevo, 2005; Oliveira *et al.*, 2006, 2013, 2019). Durante el Devónico y hasta el Carbonífero se desarrolla extensamente una amplia variedad de rocas clásticas, volcánicas, vulcanoclásticas y carbonatadas. En la Faja Pirítica Ibérica (FPI), asociada a las rocas volcánicas, se producen sulfuros masivos y mineralizaciones de tipo *stockwork*. En este apartado se describe brevemente la estratigrafía del paleozoico, organizada por los cuatro dominios geológicos reconocidos en la ZSP (Oliveira, 1990), de norte a sur son: Pulo do Lobo, Faja Pirítica Ibérica, Grupo Flysch del Bajo Alentejo (GFBA) y el Sector Suroeste (Fig.3). El zócalo paleozoico que representan estas unidades aflora desde Lisboa hasta Sevilla.

Durante el Proyecto GEO_FPI se han realizado dos estudios con el fin de obtener un mejor conocimiento de las edades de las diferentes formaciones litológicas que forman la ZSP, esto ha permitido obtener una buena correlación e interpretación de los materiales de la ZSP. Uno de los estudios se ha centrado en la palinología, para lo cual se han recogido 289 muestras de sedimentos (Pereira *et al.*, 2020). En la figura 4 se puede ver el esquema general de biozonación de miosporas que se ha utilizado en este estudio y que ha permitido conocer mejor la edad de las distintas formaciones. El segundo trabajo se ha centrado en el estudio de las edades isotópicas mediante circones de las rocas volcánicas y plutónicas de la Faja Pirítica Ibérica (Díez-Montes *et al.*, 2020). Se han recogido 31 muestras para obtener circones, que se han analizado mediante el método SHRIMP en la Universidad de Granada.

2.1.1. Dominio Pulo do Lobo

Este dominio se encuentra situado entre el Complejo Ofiolítico de Beja-Acebuches y la Faja Pirítica Ibérica. Se trata de una estructura antiformal localizada en la parte norte de la ZSP, aflorando al sur de Vendas Novas y al norte de Albernôa, Corte Gafo, Paymogo y Santa Bárbara de Casa.

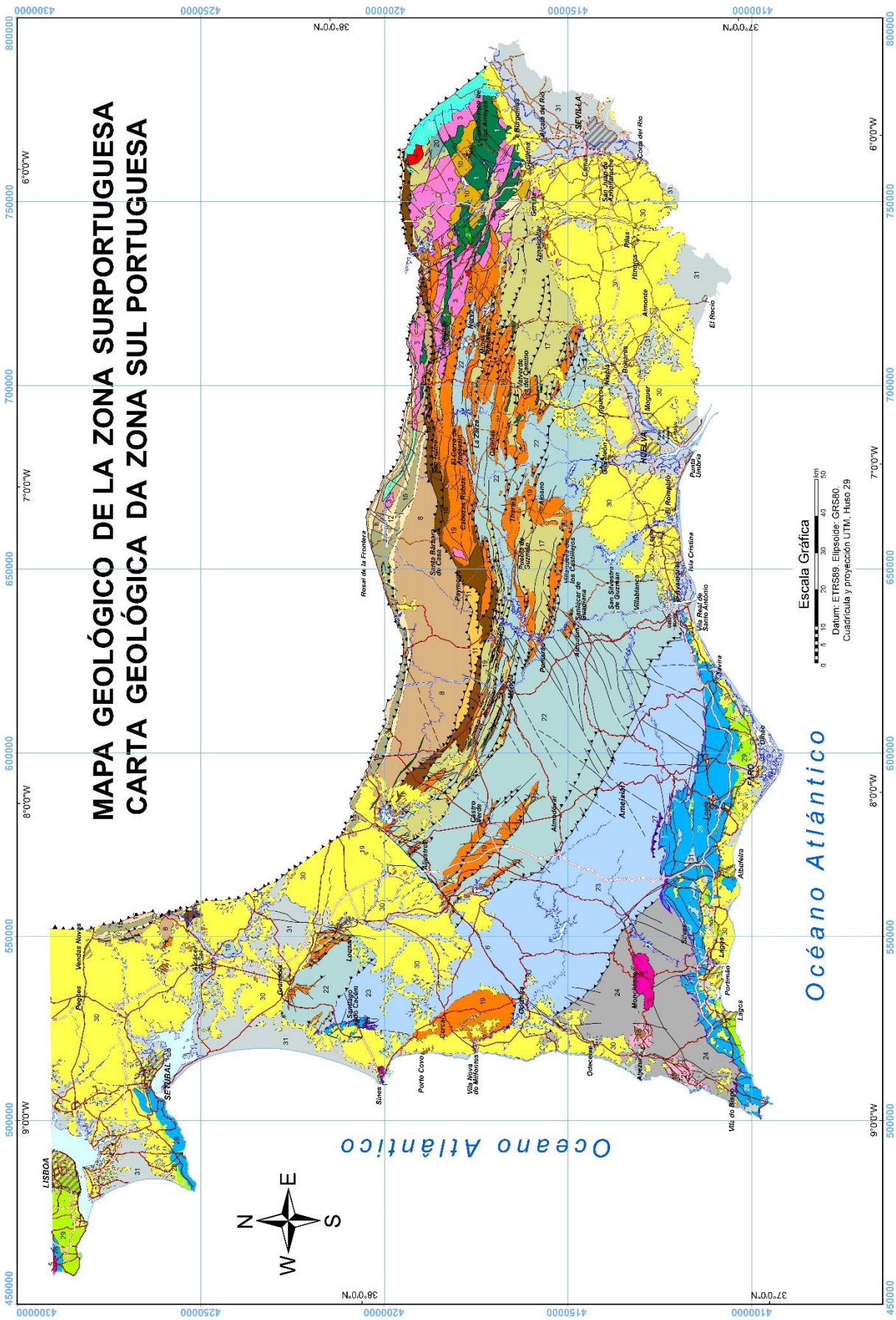


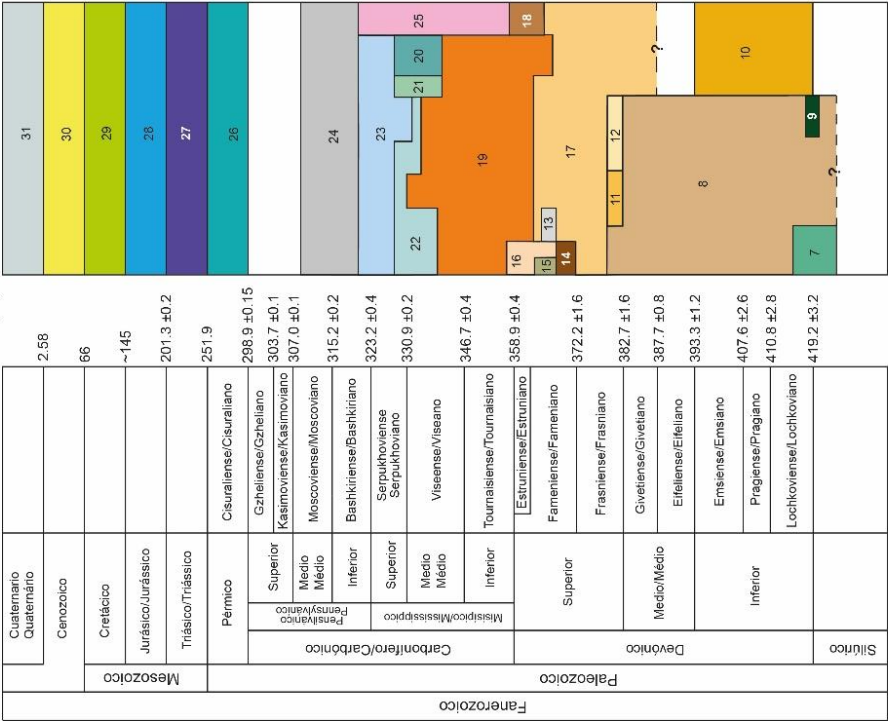
Figura 2. Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa à escala 1:400 000 realizada no âmbito do Projeto GEO_FPI (IGME/LNEG/JA, 2020). /
Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa a escala 1:400.000 del Proyecto GEO_FPI (IGME/LNEG/JA, 2020).

LEGENDA

- 31 QUATERNÁRIO
- 30 PALEOGENICO-NEOGENICO
- 29 CRETACICO
- 28 JURASSICO
- 27 TRIASSICO

LEYENDA

- 31 QUATERNARIO
- 30 PALEOGENO-NEOGENO
- 29 CRETACICO
- 28 JURASSICO
- 27 TRIASSICO



ROCAS/ROCHAS ÍGNEAS

ROCAS/ROCHAS FILONIANAS

6

ROCAS/ROCHAS PLUTONICAS MESOZOICAS

5

ROCAS/ROCHAS PLUTONICAS TARDI-VARISCAS

4

ROCAS PLUTONICAS SIN-CINEMATICAS VARISCAS

3

2

1

		Edad/Idade (Ma)		
Faneozoico	Cuaternario	Quaternario	2.58	
	Mesozoico	Cenozoico	66	
		Cretácico	~145	
		Jurásico/Jurássico	201.3 ±0.2	
		Triásico/Triássico	251.9	
	Paleozoico	Permiano	Cisuraliense/Csuraliano	298.9 ±0.1
			Gzheliense/Gzheliano	303.7 ±0.1
		Carbonífero/Carbónico	Kasimoviense/Kasimoviano	307.0 ±0.1
			Moscoviense/Moscoviano	315.2 ±0.2
	Silúrico	Devónico	Bashkiriense/Bashkiriano	323.2 ±0.4
Serpukhoviense/Serpukhoviano			330.9 ±0.2	
Mississippio/Mississippico		Viseense/Visaano	346.7 ±0.4	
		Tournaisiense/Tournaisiano	358.9 ±0.4	
Paleozoico	Superior	Estuniense/Estuniano	372.2 ±1.6	
		Famienliense/Famieniano	382.7 ±1.6	
		Frasniense/Frasniano	387.7 ±0.8	
		Givetiense/Givetiiano	393.3 ±1.2	
	Medio/Medio	Elfeliense/Elfeliiano	407.6 ±2.6	
		Emisense/Emisiano	410.8 ±2.8	
		Pragense/Pragiano	419.2 ±3.2	
		Lochkoviense/Lochkoviano	419.2 ±3.2	
	Inferior			

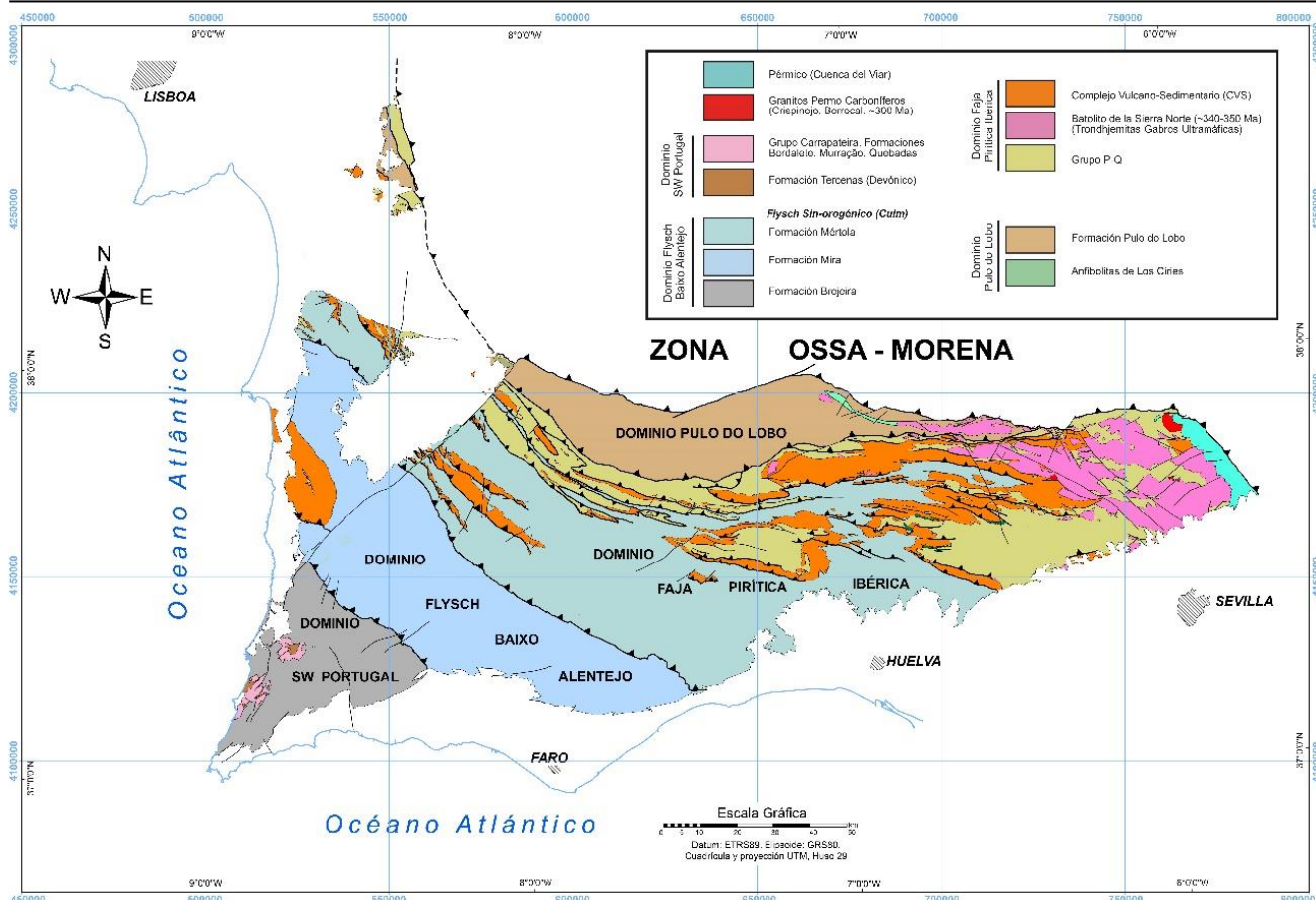


Figura 3. Domínios geológicos da Zona Sul Portuguesa, modificado a partir de Quesada (1998). / *Domínios geológicos de la Zona Surportuguesa, modificado a partir de Quesada (1998).*

2.1.1.1. Xistos anfibólicos e anfibolitos de Los Ciries

No núcleo do antiforma de Los Ciries afloram rochas verdes anfibolíticas e xistos máficos ricos em quartzo de tom verde escuro, em corpos de espessura métrica e comprimento quilométrico, evidenciando deformação por cisalhamento dúctil (Crespo-Blanc, 1991b). Apalategui *et al.* (1983) incluem estas rochas na Fm. Acebuches que também inclui os anfibolitos pertencentes ao Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches. Crespo-Blanc (1991a) denomina estas litologias por Fm. Sierra de las Bañas. Eden e Andrews (1990) e Eden (1991) consideram-nas como Fm. Peramora ou mélanges de Peramora e Alájar.

Estas rochas encontram-se no interior da Fm. Pulo de Lobo e constituem o núcleo da antiforma de Los Ciries. As rochas anfibolíticas apresentam grão fino a médio e cor esverdeada, surgindo alguns níveis leucocráticos. Apalategui *et al.* (1983) identificou duas xistossidades principais e uma terceira de menor intensidade. Segundo Rubio Pascual *et al.* (2013), estes anfibolitos sofreram um metamorfismo M1 sob condições de alta pressão/temperatura baixa a intermédia, 5-7 kbar de P e 200 °C de T. Posteriormente, estas rochas sofreram um metamorfismo de baixo grau, na fácies dos xistos verdes. Geoquimicamente, estas rochas têm afinidade MORB (Munhá, 1983; Giese e Bühn, 1993; Quesada *et al.*, 1994). A sua idade não é conhecida com rigor embora Azor (com. pess. em Matas *et al.*, 2015) indique para os afloramentos com menor grau de deformação uma idade 341 Ma.

2.1.1.1. Esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries

En el núcleo del Antiforme de Los Ciries afloran unas rocas verdes anfibolíticas y esquistos máficos ricos en cuarzo, de tono verde oscuro, en cuerpos de espesor métrico y longitud kilométrica, con una deformación de cizalla dúctil sobreimpuesta (Crespo-Blanc, 1991b). Apalategui *et al.* (1983) incluyen estas rocas en la Formación Acebuches, que también incluye las anfibolitas pertenecientes a la Ofiolita de Beja-Acebuches. Crespo-Blanc (1991a) las llama Fm. Sierra de las Bañas. Eden y Andrews (1990) y Eden (1991) las denominan Fm. Peramora, o mélanges de Peramora y Alájar.

Estas rocas se encuentran dentro de la Fm Pulo de Lobo, y constituyen el núcleo del antiforme de Los Ciries. Estas anfibolitas tienen un tamaño de grano fino-medio, de color verdoso, con algunos niveles leucocráticos. Apalategui *et al.* (1983) identifican dos esquistossidades principales, y otra tercera de menor intensidad. Para Rubio Pascual *et al.* (2013), estas anfibolitas han sufrido un metamorfismo M1 en condiciones de alta presión/baja-intermedia temperatura, 5-7 kbar de P y 200 °C de T. Posteriormente, estas rocas sufren un metamorfismo de bajo grado, en facies de esquistos verdes. Geoquímicamente, estas rocas tienen una afinidad MORB (Munhá, 1983; Giese y Bühn, 1993; Quesada *et al.*, 1994). La edad concreta de estas rocas se desconoce con exactitud, aunque Azor (com. pers., en Matas *et al.*, 2015) indican una edad para los afloramientos con menor grado de deformación de 341 Ma.

Sistema	Cronostratigrafía			Biostratigrafía				
	Global Stage	Regional Europa Ocid.	Sub-andares (Reino Unido)	Biozonas de Miosporos				
CARBONIFERO	Kasimoviano	Estefaniano	Cantabrian	ST				
	Moscoviano	Vestfaliano	Westphalian D	OT	Thymospora pseudothiessenii	Angulisporites splendidus		
			Bolsovian (Wesphalian C)	SL	Vestispora fenestrata	Thymospora verrucata		
						Westphalensisporites irregularis		
			Duckmantian (Westphalian B)	NJ	Microreticulatisporites nobilis	Raistrickia aculeata		
	Torispora securis							
	Triquitrites sculptis							
	Vestispora magna							
	Bashkiriano		Langsetian (Westphalian A)	RA	SS		Lycospora noctuina noctuina	
							Sinusporites sinuatus	
							Schulzospora rara	
		Radiizonates aligerens						
		Yeadonian	FR				Vestispora cancellata	
							Spelaeotriletes arenaceus	
							Dyctiotriletes probireticulatus	
							Reticulatisporites reticulatus	
		Namuriano (sup)	KV				Crassispora kosankei - G. varioreticulatus	
							Alportian	
	Chokierian							
	SO						L. subtriquetra - K. ornatus	A. Subtriquetra-Cirratiradites rarus SR
	Serpukoviano	Namuriano (inf)	Arnsbergian	TK	Mooreisporites trigallerus - R. knoxi			
			Pendleian	NC	B. nitidus-C. capistratus	Verrucosisorites morulatus Vm		
		Viseano	Viseano	Brigantian	VF	Tripartites vetustus - Rotaspora fracta		
				Asbian	NM	Triquitrites marginatus	Murospora margodentata	
	Murospora parthenophia							
	Holkerian			TC	Sculzospora campyloptera			
	Arundian			TS	Knoxisporites stephanephorus			
	Chadian			PU	Lycospora pusilla			
	Tournaisiano			Tournaisiano	Courseyan	CM	Schopfites claviger	
		PC	Spelaeotriletes pretiosus					
		BP	Spelaeotriletes balteatus					
		HD	Cristatisporites hibernicus					
		VI	Cyrtospora cristifera					
		LN	Verrucosisorites nitidus					
	DEVÓNICO (parte)	Famenniano	Famenniano	Estruniano	LE	Indotiradites explanatus		
					LL	Retispora lepidophyta		
				VCo	VH	Grandispora echinata		
					VC	Grandispora comuta		
GF				Grandispora famenensis var. famenensis				
				Grandispora famenensis var. minuta				
DV				Knoxisporites dedalus				
				E	Corbulispora sp.			
Frasniano				Frasniano		D	Diducites plicabilis	
						C	Grandispora gracilis	
		B	Diducites poljessicus					
		A	Ruqospora bricei					
		BM	Lophozonotriletes media					
		BJ	Verrucosisorites bulliferus					
	Tco	Chelinospora concinna						
Givetiano	Givetiano		TA	Cristatisporites triangulatus				
			Lem	Geminispora lemurata				
Eifeliano	Eifeliano		AD	Ref	Hystricosisorites reflexus			
				Mac	Acinosporites macroreflexus			
			AP	Vel	Calyptosporites velatus			
				Pro	Calyptosporites proteus			
Cor	Hystricosisorites corystus							

Figura 4. Biozonação de Miosporos / *Biozonación de Miosporas*. Neves et al. (1972, 1973), Clayton et al. (1977), Pereira (1999), Pereira et al. (2007, 2008), Owens et al. (2004, 2005), McLean et al. (2005), Higgs et al. (2000, 2013), Loboziak e Streel (1981, 1989) e Streel et al. (1987).

2.1.1.2. Formação Pulo do Lobo

A Formação Pulo do Lobo é formada por filitos, quartzitos e anfibolitos, com uma deformação muito intensa. A unidade está afetada por três episódios de deformação tectónica, com dobramento e xistosidade associados. A parte superior da Fm. Pulo do Lobo forneceu miosporos da idade Frasniano inferior (Pereira *et al.*, 2018).

2.1.1.3. Grupo Ferreira - Ficalho

O ramo norte da antiforma é ocupado pelo Grupo Ferreira-Ficalho, que ocorre maioritariamente a oeste e a sul do cavalgamento Ferreira-Ficalho-Rosal de La Frontera. Este grupo inclui, da base ao topo, as seguintes unidades litoestratigráficas (Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira *et al.*, 1986; Oliveira, 1990): Formação Ribeira de Limas, Formação Santa Iria e Formação Horta da Torre.

A **Fm. Ribeira de Limas** a ocorre em continuidade estratigráfica com a Formação Pulo do Lobo, sendo composta por filitos, quartzovacos e intercalações de sedimentos vulcanoclásticos finos. A unidade forneceu miosporos de idade Frasniano inferior (Pereira *et al.*, 2006, 2018).

A **Fm. Santa Iria** é composta por grauvaques, siltitos e xistos argilosos originando uma sucessão do tipo Flysch, datada com base em miosporos do Famenniano superior, Biozona VH (Pereira *et al.*, 2006, 2018).

A **Fm. Horta da Torre** foi definida por Oliveira *et al.* (1986) e corresponde à Fm. Cuarcita del Calvario de Simancas (1983), ou à Fm. Ortoquartzítica de Crespo-Blanc (1991a). Esta Formação aflora na zona norte da ZSP, no limite com a ZOM. Os afloramentos formam uma estreita faixa de direção E-W que pode ser observada por mais de 150 km. A Fm. Horta da Torre é constituída por uma sucessão de xistos, xistos quartzosos com intercalações de rochas vulcânicas ácidas, grauvaques, arenitos e quartzitos. Entre os quartzitos destacam-se alguns níveis de quartzitos maciços muito puros (ortoquartzitos) de tons claros, por vezes escuros, de espessura métrica. A espessura do grupo é desconhecida, sendo estimada em cerca de 500 m (Pereira *et al.*, 2006, 2018).

A Fm. Horta da Torre é afetada por uma fase principal de deformação, com xistosidade associada. Na região norte da formação podem ser observadas texturas do tipo S-C, com critérios de cavalgamento do bloco superior em direção a sul. O metamorfismo que apresenta é de baixo grau e semelhante ao da Fm. Santa Iria. Ambas as unidades apresentam apenas uma xistosidade, enquanto as unidades subjacentes apresentam três xistosidades associadas a diferentes fases de deformação, razão pela qual alguns autores têm sugerido que existe uma discordância entre as diferentes formações em contacto (Pereira *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2013; Matas *et al.*, 2015).

Estudos de palinologia realizados na Fm. Horta da Torre permitiram recuperar miosporos da Biozona VH assinaladas ao Famenniano superior. A espessura do grupo é desconhecida, estimada em ca. 500 m (Pereira *et al.*, 2006, 2018). No projeto GEO_FPI foram colhidas duas amostras para estudos de palinologia (AD-H-465 e AD-H-471) a S e SW de Almonaster la Real, tendo ambas revelado uma idade Famenniano superior (Estruniano, Biozona LN; Pereira *et al.*, 2020, Díez-Montes *et al.*, 2020b).

2.1.1.4. Grupo Chança

No ramo sul da estrutura Pulo do Lobo surge o Grupo Chança exposto entre a região este de Albernôa, Corte Gafo,

2.1.1.2. Formación Pulo do Lobo

La Formación Pulo do Lobo está compuesta de filitas, cuarcitas y anfibolitas, con una deformación muy intensa. La unidad está afectada por tres episodios de deformación tectónica, con pliegues y esquistosidad asociada. La parte superior de la Formación Pulo do Lobo proporcionó miosporas de edad Frasniano inferior (Pereira *et al.*, 2018).

2.1.1.3. Grupo Ferreira - Ficalho

La rama norte del antiforme está ocupada por el Grupo Ferreira-Ficalho, que se encuentra principalmente al oeste y sur de Ferreira-Ficalho-Rosal de La Frontera. Este grupo incluye, de muro a techo, las siguientes unidades litoestratigráficas (Carvalho *et al.*, 1976; Oliveira *et al.*, 1986; Oliveira, 1990): Formación Ribeira de Limas, Formación Santa Iria y Formación Horta da Torre.

La **Fm. Ribeira de Limas** se presenta en continuidad estratigráfica con la Formación Pulo do Lobo, formada por filitas, cuarzovacos e intercalaciones de finos sedimentos clásticos volcánicos. La unidad proporcionó miosporas de edad Frasniano inferior (Pereira *et al.*, 2006, 2018).

La **Fm. Santa Iria** está compuesta por grauvacas, limolitas y esquistos arcillosos, originando una sucesión del tipo flysch, datada a partir de miosporas del Famenniano superior, Biozona VH (Pereira *et al.*, 2006, 2018).

La **Fm. Horta da Torre** fue definida por Oliveira *et al.* (1986), y corresponde a la Fm. Cuarcita del Calvario de Simancas (1983), o a la Fm. Ortoquarcítica de Crespo-Blanc (1991a). Esta formación aflora en la zona norte de la ZSP, en el límite con la ZOM. Los afloramientos forman una estrecha banda de dirección E-W que se puede continuar durante más de 150 km. Esta formación está constituída por una sucesión de pizarras, pizarras cuarzosas con intercalaciones de tobas ácidas, grauvacas, areniscas y cuarcitas. Dentro de las cuarcitas destacan algunos niveles de cuarcitas masivas, muy puras (ortoquarcitas), de tonos claros, a veces oscuros, de espesor métrico. Se desconoce el espesor del grupo, estimado en ca. 500 m (Pereira *et al.*, 2006, 2018).

La Fm. Horta da Torre está afectada por una fase principal de deformación, con esquistosidad asociada. Hacia el N de esta formación se pueden observar texturas de tipo S-C, con criterio de cabalgamiento del bloque superior hacia el S. El metamorfismo que tiene es de bajo grado, similar a Fm. Santa Iria. Ambas unidades solo muestran una esquistosidad, mientras que las unidades infrayacentes presentan tres esquistosidades asociadas a distintas fases de deformación, por lo que ciertos autores han sugerido que hay una discordancia entre las distintas formaciones en contacto (Pereira *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2013; Matas *et al.*, 2015).

Estudios de palinología permitieron la recuperación de miosporas de la Biozona VH, asignada al Famenniano superior. Se desconoce el grosor del grupo, estimado en ca. 500 m (Pereira *et al.*, 2006, 2018). Durante la realización de este proyecto GEO_FPI, se han recogido dos muestras para estudios de palinomorfo, AD-H-465 y AD-H-471, al S y SW de Almonaster la Real. La edad obtenida es Devónico superior, Famenniano superior (Estruniano, Biozona LN; Pereira *et al.*, 2020, Díez-Montes *et al.*, 2020b).

2.1.1.4. Grupo Chanza

En la rama sur de la estructura Pulo do Lobo, aflora el Grupo Chanza entre la región oriental de Albernôa, Corte Gafo, Corte

Corte Pinto, Paymogo e leste de Santa Bárbara de Casa, compreendendo, da base ao topo, as seguintes unidades litoestratigráficas (Pfefferkorn, 1968; Silva, 1989; Cunha e Oliveira, 1989; Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990): Fm. Atalaia e Fm. Represa. A **Formação Atalaia**, é composta por filitos e quartzitos, e compartilha o mesmo tipo de deformação tectónica que a Formação Pulo do Lobo. Dados palinoestratigráficos preliminares obtidos neste projeto apontam para uma idade mínima nesta unidade do Devónico médio/superior (Pereira *et al.*, 2020). Estudo U-Pb dos zircões detríticos aponta para esta unidade uma idade do Eifeliano ($390,5 \pm 4,7$ Ma, Pereira *et al.*, 2017), sendo considerada a idade máxima de deposição para esta unidade. A Fm. Atalaia é considerada equivalente em idade à Fm. Ribeira Limas, apresentando um padrão de deformação semelhante, com três fases de dobramento e duas clivagens associadas (Silva *et al.*, 2013).

A **Fm. do Gafo** e a **Unidade Santa Bárbara** são formadas por sedimentos imaturos, grauvaques e siltitos interestratificados apresentando características de fácies *flysch*, com intercalações menores de sedimentos vulcanoclásticos finos, rochas vulcânicas félsicas e máficas. A espessura total do grupo é estimada em ca. 1100 m.

A **Formação Gafo** comporta grauvaques, siltitos e xistos, formando uma espessa sucessão tipo *flysch*, sendo intercetada por rochas vulcânicas félsicas e máficas. Apresenta dois episódios principais de deformação tectónica. Os xistos da Fm. Gafo, e o seu equivalente lateral Unidade Santa Bárbara, permitiram recuperar uma associação de miosporos assinalada à Biozona GF, do Famenniano médio, podendo atingir o Famenniano superior, Biozona VH, sugerindo uma possível progradação da sedimentação para oriente (Díez-Montes *et al.*, 2020a; Mendes *et al.*, in prep.). Datação U-Pb dos zircões detríticos numa amostra de grauvaque atribui uma idade máxima de deposição do Givetiano para a Fm. Gafo (384 ± 6 Ma, Pereira *et al.*, 2017).

Na parte mais setentrional, as litologias que compõem a Unidade Santa Bárbara são arenitos grosseiros, litoarenitos feldspáticos, grauvaques, quartzovaques, siltes e xistos, sendo também possível observar intercalações de rochas vulcânicas ácidas. Em direção a sul as litologias predominantes são xistos com laminações de arenitos, litoarenitos, arenitos feldspáticos, xistos e rochas de origem vulcânica (dacitos, riólitos e rochas epiclásticas) (Matas *et al.*, 2015). Essas litologias apresentam dois episódios principais de deformação tectónica.

No mapa à escala 1:400 000 unificaram-se a Fm. Gafo e a Unidade Santa Bárbara com base nas datações de palinomorfos realizadas neste projeto GEO_FPI (Pereira *et al.*, 2020). Amostras colhidas em ambos os grupos litológicos forneceram as mesmas associações de palinomorfos, indicando uma idade devónica, Famenniano médio (Biozona de miosporos GF). Mais ao sul e a leste da ZSP, estas formações revelam uma idade mais moderna, Famenniano superior (Biozona VH) (Pereira *et al.*, 2020). Esta variação de idade sugere uma possível progradação da sedimentação para sul e leste (Díez-Montes *et al.*, 2020a, Mendes *et al.*, in prep.). Com base na correlação da idade Famenniano médio obtida para a Fm. Gafo e Unidade Santa Bárbara, assim como pelas suas características litológicas semelhantes, sugere-se que futuramente seja adotada a denominação comum de Formação Gafo-Santa Bárbara. Entre os sedimentos desta Formação existem rochas vulcânicas intrusivas de composição félsica a máfica, que afloram no rio Chança (Inverno, 1976; Carvalho *et al.*, 1979) e mais a oeste na localidade de Corte Pinto e perto do vale do rio Guadiana (Oliveira e Silva, 1990, 2007; Oliveira *et al.*, 1992). Dentro do projeto GEO_FPI, um dique

Pinto, Paymogo y al este de Santa Bárbara de Casa, que comprende de muro a techo, las siguientes unidades litoestratigráficas (Pfefferkorn, 1968; Silva, 1989; Cunha y Oliveira, 1989; Oliveira, 1990; Silva *et al.*, 1990): Formación Atalaia y Formación Gafo. La **Fm. Atalaia** está compuesta de filitas y cuarcitas, y presenta el mismo tipo de deformación tectónica que la Fm. Pulo do Lobo. Los datos palinoestratigráficos preliminares obtenidos en este proyecto apuntan a una edad mínima en esta unidad del Devónico medio/superior (Pereira *et al.*, 2020). Un estudio U-Pb de circones detríticos indica para esta unidad una edad Eifelense ($390,5 \pm 4,7$ Ma, Pereira *et al.*, 2017), siendo considerada la edad máxima de sedimentación para esta unidad. La Fm. Atalaia se considera equivalente en edad a la Fm. Ribeira de Limas, presentando un patrón de deformación similar, con tres fases de plegamiento y dos esquistosidades asociadas (Silva *et al.*, 2013).

La **Fm. Gafo** y la **Unidad de Santa Bárbara** están formadas por sedimentos inmaduros, grauvas y lutitas interestratificadas, mostrando características de facies *flysch*, con intercalaciones menores de sedimentos vulcanoclásticos finos, rocas vulcánicas félsicas e máficas. El espesor total del grupo se estima en 1100 m.

La **Formación Gafo** se compone de grauvas, limolitas y lutitas, formando una sucesión con características de *flysch*, y con intrusiones de rocas volcánicas félsicas y máficas. Presenta dos episodios principales de deformación tectónica. Los esquistos de la Fm. Gafo, y su equivalente lateral la Unidad Santa Bárbara, permitieron recuperar una asociación de miosporas asignada a la Biozona GF, del Famenense medio, llegando al Famenense superior, Biozona VH e sugiriendo una posible progradación de la sedimentación hacia el este (Díez-Montes *et al.*, 2020a). Una datación U-Pb de circones detríticos en una muestra de grauvaque proporciona una edad máxima de deposición del Givetense para la Fm. Gafo (384 ± 6 Ma, Pereira *et al.*, 2017).

En la parte más septentrional, las litologías que componen esta formación son gravas, litarenitas feldespáticas, grauvas, cuarzovas, limolitas y pizarras, también se puede observar intercalaciones de tobas ácidas. Hacia el sur, las litologías dominantes son pizarras con laminaciones arenosas, litarenitas, areniscas feldespáticas, pizarras y rocas de origen volcánico (dacitas, riolitas y tobas epiclásticas) (Matas *et al.*, 2015). Estas litologías presentan dos episodios principales de deformación tectónica.

En este mapa a escala 1:400.000 se han unificado la Fm. Gafo y la Unidad de Santa Bárbara en base a las dataciones de palinomorfos realizadas en este proyecto GEO_FPI (Pereira *et al.*, 2020). Las muestras recogidas en ambos grupos litológicos han proporcionado las mismas asociaciones de palinomorfos, indicando una edad devónica, Famenense medio, en la biozona de miosporas GF. Más hacia el sur y el este de la ZSP, estas formaciones tienen una edad más moderna, Famenense superior, biozona de miosporas VH (Pereira *et al.*, 2020). Este cambio en la edad de estas formaciones sugiere una posible progradación de la sedimentación hacia el sur y el este (Díez-Montes *et al.*, 2020a, Mendes *et al.*, in prep.). En base a la correlación de edad Famenense medio obtenida para Fm. Gafo y Unidad Santa Bárbara, así como sus características litológicas similares, se sugiere que en el futuro se adopte la denominación Formación Gafo-Santa Bárbara. Entre los sedimentos de esta Formación hay rocas volcánicas intrusivas de composición félsica a máfica, que afloran en el río Chanza (Inverno, 1976; Carvalho *et al.*, 1979) y más al oeste en la localidad de Corte Pinto y próximo al valle del río Guadiana (Oliveira y Silva, 1990, 2007; Oliveira *et al.*, 1992). Dentro del proyecto

subvulcânico ácido intrusivo foi datado em sedimentos da Fm. Gafo (amostra Freixial, sector Pego do Altar), obtendo-se uma idade de $346,5 \pm 1,6$ Ma. Este dado é mais recente do que a idade de ~ 356 Ma obtida em Azinhalinho (região de Albernoa, Rosa *et al.*, 2008) em rochas riodacíticas intruídas nos sedimentos da Fm. Gafo. Esses dois dados correlacionam temporalmente estas rochas vulcânicas intrusivas com o vulcanismo da Faixa Piritosa Ibérica.

2.1.1.5. Unidades de Las Pajanosas e de La Minilla

As unidades Las Panajosas e La Minilla são formadas por rochas metamórficas tendo sido definidas por Simancas (1983), como Fm. El Ronquillo, aflorando no sector leste da FPI numa banda de direcção E-W. A sua posição estratigráfica é difícil de determinar, uma vez que se encontram afastadas das restantes unidades litológicas que compõem a ZSP devido à intrusão do Batólito de Sierra Norte (BSN). Simancas (1983) refere que sua a posição estratigráfica mais provável será abaixo da Fm. Pulo do Lobo.

A **Unidade Las Pajanosas** é composta por uma alternância de arenitos feldspáticos a grauváquicos, quartzovaques por vezes grafitosos e xistos negros, localmente laminados, com intercalação de alguns níveis de quartzito e de rochas vulcânicas ácidas (que chegam a atingir 3 a 4 m de espessura) e epiclastitos em níveis decimétricos. No campo, surgem como uma alternância centimétrica de arenitos brancos e de xistos negros laminados.

A **Unidade La Minilla** é formada por uma sequência pelítico-arenosa muito tectonizada, representada por xistos negros a cinzentos, arenitos e siltes cinzentos, xistos arenosos, metarenitos a quartzoxistos e quartzitos cinzentos, por vezes grafitosos, com veios de quartzo intensamente dobrados, com charneiras boudinadas e dobras intra foliação (Matas *et al.*, 2015). Díez-Montes *et al.* (1997a) referem a existência de lenticulas de liditos assim como alguns níveis de carbonatos dolomítico-anqueríticos. Rubio Pascual *et al.* (2013) encontraram evidências nesta unidade de um metamorfismo de alta P.

Em ambas as unidades, a xistosidade principal é representada por um bandado tectónico (S_2) que pode ser observado em amostra de mão. Nesta xistosidade S_2 , desenvolve-se um metamorfismo de baixa P e alta T, com a formação de blastos de andaluzite e cordierite, que são posteriormente afetados por uma xistosidade de crenulação (S_3).

2.1.2. Domínio da Faixa Piritosa Ibérica

A estratigrafia da Faixa Piritosa Ibérica (FPI) é composta por duas unidades principais, o Grupo Filito-Quartzítico (GFQ) e o Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS). Embora ambas as unidades sejam identificáveis em cada um dos vários sectores da FPI, cada sector evoluiu diacronicamente e independentemente, em termos de sedimentação e vulcanismo, durante o Devónico superior-Carbónico inferior (Viseano).

2.1.2.1. Grupo Filito-Quartzítico

O **Grupo Filito-Quartzítico** (GFQ) é definido como uma mega-sequência (Oliveira *et al.*, 2013, 2019) depositada numa plataforma siliciclástica aberta (Schermerhörn, 1971), com registo estratigráfico desde o Givetiano até ao Famenniano superior (Rodríguez González, 1999; Oliveira *et al.*, 2004,

GEO FPI, se dató un dique subvolcânico ácido intrusivo en sedimentos de la Fm. Gafo (muestra Freixial, sector Pego do Altar), la edad obtenida es de $346,5 \pm 1,6$ Ma. Este dato es más reciente que la edad de ~ 356 Ma obtenida en Azinhalinho (región de Albernoa; Rosa *et al.*, 2008), en rocas riodacíticas intruídas en sedimentos de la Fm. Gafo. Estos dos datos correlacionan temporalmente estas rocas volcánicas intrusivas con el vulcanismo de la Faja Pirítica Ibérica.

2.1.1.5. Unidades de Las Pajanosas y de La Minilla

Las Unidades de Las Pajanosas y La Minilla están formadas por rocas metamórficas, fueron definidas por Simancas (1983) como Fm. El Ronquillo, y afloran en el sector oriental de la FPI, en una banda de dirección E-W. La posición estratigráfica de estas unidades es difícil de concretar, ya que están desconectadas del resto de las unidades litológicas que componen la ZSP debido a la intrusión del Batolito de la Sierra Norte (BSN). Simancas (1983) indica que la posición más probable sea por debajo de la Fm. Pulo del Lobo.

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

La **Unidad de La Minilla** está constituida por una secuencia pelítico arenosa muy tectonizada, que consiste en pizarras negras-grises, areniscas y limolitas grises, esquistos, esquistos arenosos, metaareniscas a cuarzo-esquistos y cuarcitas grises a veces grafitosas, con venas de cuarzo intensamente plegadas, con charnelas budinadas y pliegues intrafoliares (Matas *et al.*, 2015). Díez-Montes *et al.* (1997a) citan también la existencia de lentejones de lidita, así como algunos niveles carbonatados dolomíticos-ankeríticos. Rubio Pascual *et al.* (2013) han encontrado evidencias de un metamorfismo de alta P en esta unidad.

En ambas unidades la esquistosidad principal es un bandado tectónico (S_2) que se puede observar en muestra de mano. Sobre esta esquistosidad S_2 se desarrolla un metamorfismo de baja P y alta T, con desarrollo de blastos de andalucita y cordierita, que posteriormente están afectados por una esquistosidad de crenulación (S_3).

2.1.2. Dominio de la Faja Pirítica Ibérica

La estratigrafía de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) está compuesta por dos unidades principales, el Grupo Filítico-Cuarcítico (GFQ) y el Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS). Aunque ambas unidades son identificables en cada uno de los diversos sectores de la FPI, cada sector evolucionó diacrónicamente e independientemente, en términos de sedimentación y vulcanismo, durante el Devónico superior-Carbonífero inferior (Viseense).

2.1.2.1. Grupo Filítico-Cuarcítico

El **Grupo Filítico-Cuarcítico** (GFQ) se define como una megasecuencia (Oliveira *et al.*, 2013, 2019) depositada sobre una plataforma siliciclástica abierta (Schermerhörn, 1971), con un registro estratigráfico desde el Givetiano hasta el Fameniense superior (Rodríguez González, 1999; Oliveira *et*

2006, 2013; Oliveira e Silva, 2007; Pereira *et al.*, 2008, 2010a, 2010b, 2014, 2021; Lake *et al.*, 1988; González *et al.*, 2004, 2005; Mendes *et al.*, 2018a, 2018b, 2020a), de base desconhecida. Este grupo compreende as seguintes unidades, da base para o topo, Formação Filito-Quartzítica, a Formação Barranco do Homem, a Formação Represa, e níveis de calcários representados pelo Membro de Nascedios na estrutura de Pomarão-Puebla de Guzmán e na jazida de Forno da Cal na estrutura de Rosário-Neves-Corvo (Oliveira e Silva, 2007; Oliveira *et al.*, 2013, 2016, 2019; Mendes *et al.*, 2020a). Estes horizontes formam um nível guia no topo do GFQ onde se reconhecem calcários com abundante fauna associada de idade Famenniano, tais como conodontes, goniatites, crinóides e braquiópodes (Prouvost, 1912; Boogaard, 1963, 1967; Fantinet *et al.*, 1976; Cunha e Oliveira, 1989; Boogaard e Schermerhörn, 1980, 1981).

A **Fm. Filito-Quartzítica** compreende filitos com intercalações de siltitos e quartzitos. A idade palinoestratigráfica mais antiga da Formação Filito-Quartzítica é fornecida por miosporos do Givetiano inferior, Biozona AD (subzona lem), sendo que o topo da unidade é datado com miosporos do Famenniano superior (Biozona LN) (Pereira *et al.*, 2008). Destaca-se a presença de quitinozoários no flanco norte da Antiforma de Valverde del Camino, atribuídos ao Ordovício Superior. Por outro lado, zircões detriticos estudados por Braid *et al.* (2011) numa amostra de quartzito do GFQ recolhida em Virgen de la Peña, na Antiforma de Puebla de Guzmán-Pomarão, proporcionou quatro populações de zircões: < 7% Arcaicos, 35% Paleoproterozoicos (1800 a 2300 Ma), 7% Mesoproterozoicos e 52% predominantemente Neoproterozoicos (541-700 Ma) com um forte pico nos 590 Ma. O espectro etário das populações de zircão presentes na amostra leva aos autores a propor uma derivação peri-Gondwanica, provavelmente de Meguma.

A Fm. Filito-Quartzítica encontra-se bem exposta em Espanha em particular na estrutura Puebla de Guzmán-Pomarão e na região este de Valverde del Camino. No sector português esta Formação ocorre quase sempre em contextos tectónicos complexos ocorrendo no núcleo dos antiformas do Rosário, Cercal, Lousal-Caveira, Serrinha (Oliveira *et al.*, 2005, 2013; Pereira *et al.*, 2008; Matos *et al.*, 2014, 2018). No anticlinal de São Francisco da Serra ocorre no núcleo da estrutura (Pereira *et al.*, 2008, 2010a, b; Matos *et al.*, 2014; Dias *et al.*, 2016). No sector N da FPI, em particular nas regiões de Pedo do Altar, Albernôa SW, Alcaria Ruiva, Mértola e São Domingos os sedimentos desta Formação surgem quase sempre em blocos alóctones. Os quartzitos formam relevos por erosão diferencial modelando a paisagem com alinhamentos de orientação NW-SE Portugal a E-W em Espanha.

A **Fm. Barranco do Homem** é constituída por xistos, grauvaques e quartzovaques, e a sua equivalente lateral, a **Fm. Represa** é composta por siltitos siliciosos, xistos, grauvaques e pequenas intercalações de sedimentos vulcanogénicos finos e xistos vinosos (Oliveira, 1990; Oliveira e Silva, 1990; Faria *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2019), que datam do Famenniano superior, Biozona de Miosporos VH. Realça-se, contudo, a presença de uma componente marinha mais significativa na Formação Represa sugerindo uma deposição mais distal para esta unidade. Estas duas formações ocorrem nas regiões de São Domingos, vale do Guadiana e Corte da Velha.

Na região NW da FPI, ocorre a **Fm. Vale de Parreiras**, composta por argilitos, siltes e quartzovaques. Os leitos de quartzovaques exibem estruturas sedimentares (sequência Bouma) indicando deposição por correntes de turbidez. (Oliveira *et al.*, 2013). Resultados palinoestratigráficos

al., 2004, 2006, 2013; Oliveira y Silva, 2007; Pereira *et al.*, 2008, 2010a, 2010b, 2014, 2021; Lake *et al.*, 1988; González *et al.*, 2004, 2005; Mendes *et al.*, 2018a, 2018b, 2020a), de base desconocida. Este grupo comprende las siguientes unidades, de muro a techo, Formación Filítico-Cuarcítica, Formación Barranco do Homem, Formación Represa y niveles de caliza representados por el Miembro Nascedios en la estructura Puebla de Guzmán-Pomarão y en el afloramiento de Forno de Cal, en la estructura Rosário-Neves-Corvo (Oliveira y Silva, 2007; Oliveira *et al.*, 2013, 2016, 2019; Mendes *et al.*, 2020a). Estos horizontes forman un nivel guía al techo del GFQ, donde se reconocen calizas con abundante fauna asociada de edad Famenienense, tales como conodontos, goniatites, crinoideos y braquiópodos (Prouvost, 1912; Boogaard, 1963, 1967; Fantinet *et al.*, 1976; Cunha y Oliveira, 1989; Boogaard y Schermerhörn, 1980, 1981).

La **Fm. Filítico-Cuarcita** comprende filitas con intercalaciones de arenisca y cuarcita. La edad palinoestratigráfica más antigua de la Fm. Filítico-Cuarcita es proporcionada por miosporas del Givetiano inferior, Biozona AD (subzona lem), la parte superior de la unidad está datada con miosporas del Famenienense superior (Biozona LN) (Pereira *et al.*, 2008). Destaca la presencia de quitinozoos en el flanco norte del Antiforme de Valverde del Camino, atribuido al Ordovício superior. Por otro lado, Braid *et al.* (2011) estudian los circones detriticos de una muestra de cuarcita del GFQ recogida en los afloramientos de Virgen de la Peña, en el Antiforme de Puebla de Guzmán-Pomarão, proporcionó cuatro poblaciones de circones: < 7% Arcaico, 35% Paleoproterozoico (1800 a 2300 Ma), 7% Mesoproterozoico y 52 % predominantemente Neoproterozoico (541-700 Ma) con un pico fuerte a 590 Ma. El espectro de edad de las poblaciones de circones presentes en la muestra lleva a los autores a proponer un aporte perigondwánico, probablemente de Meguma.

La Fm. Filítico-Cuarcítica principalmente aflora en España, en particular en la estructura Puebla de Guzmán-Pomarão y en la región oriental de Valverde del Camino. En el sector português, esta formación aflora casi siempre en contextos tectónicos complejos, en el núcleo de las antiformas de Rosário, Cercal, Lousal-Caveira, Serrinha (Oliveira *et al.*, 2005, 2013, 2015; Pereira *et al.*, 2008; Matos *et al.*, 2014, 2018). En el anticlinal São Francisco da Serra, aflora en el núcleo de la estructura (Pereira *et al.*, 2008, 2010; Matos *et al.*, 2014; Dias *et al.*, 2016). En el sector N de la FPI, particularmente en las regiones de Pedo do Altar, Albernôa SW, Alcaria Ruiva, Mértola y São Domingos, los sedimentos de esta formación aparecen casi siempre en bloques alóctonos. Las cuarcitas forman relieves que configuran el paisaje, con alineaciones NW-SE en Portugal a E-W en España.

La **Fm. Barranco do Homem** consta de lutitas, grauvacas y cuarzovacas, y su equivalente lateral, la **Fm. Represa** está compuesta por limos silíceos, lutitas, grauvacas y pequeñas intercalaciones de sedimentos vulcanogénicos finos y lutitas de color rojizo (Oliveira, 1990; Oliveira y Silva, 1990; Faria *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2019), que datan del Famenienense superior, Biozona de Miosporas VH. Sin embargo, se destaca la presencia de un componente marino más significativo en la Fm. Represa, lo que sugiere una deposición más distal para esta unidad. Estas dos formaciones se encuentran en las regiones de São Domingos, Valle del Guadiana y Corte da Velha.

En la región NW de la FPI, se encuentra la **Fm. Vale de Parreiras**, compuesta de arcilla, limo y cuarzovacas. Las capas de cuarzovacas exhiben estructuras sedimentarias (secuencia de Bouma) que indican depósitos por corrientes de turbidez. (Oliveira *et al.*, 2013). Los resultados palinoestratigráficos

preliminares indicam uma idade Famenniano superior médio, Biozona VCo, para os sedimentos desta unidade (Mendes *et al.* 2020b). Estes dados sugerem uma estreita afinidade entre a Fm. Vale de Parreiras e a Fm. Barranco do Homem.

2.1.2.2. Complexo Vulcano-Sedimentar

Em continuidade com os sedimentos do Grupo Filito-Quartzítico ocorre o **Complexo Vulcano-Sedimentar** (CVS), reconhecido como uma sequência de rochas vulcânicas, com abundantes níveis detríticos intercalados afetados por um metamorfismo de baixo grau, dobramento e deformação variscos. A idade do CVS está compreendida entre o Famenniano superior e o Viseano superior alto (Pereira *et al.*, 2020; Díez-Montes *et al.*, 2020a). De forma sintética, o CVS regista variações laterais de fácies e de espessura próprias de regiões vulcânicas com vulcanismo ativo. O vulcanismo ácido, riólitos e dacitos, é dominante sobre o vulcanismo básico, e, mais raramente, intermédio. O vulcanismo félsico é essencialmente de quimismo calco-alcalino e as rochas máficas são toleíticas a alcalinas.

A partir de Routhier *et al.* (1980), o Complexo Vulcano-Sedimentar é reconhecido como uma sequência de rochas vulcânicas ácidas e, em menor proporção, de rochas vulcânicas intermédias e básicas, de origem submarina, com níveis detríticos intercalados. Este complexo encontra-se afetado por um metamorfismo de baixo grau, dobramento e deformação variscos. Relacionam-se com este CVS, sobretudo com as rochas félsicas, os jazigos de sulfuretos maciços e mineralizações *stockwork* associadas, bem como mineralizações de óxidos de ferro e manganês que, no seu conjunto caracterizam a FPI como uma das principais regiões metalogenéticas da Europa (Barriga *et al.*, 1997; Tornos, 2008; Oliveira *et al.*, 2019). Uma descrição mais detalhada de cada uma das unidades litológicas que compõem o CVS encontra-se na memória do Mapa Geológico da Zona Transfronteiriça de Espanha e Portugal, Zona Sul-Portuguesa, na escala de 1:200 000, realizado em este projeto GEO_FPI (Díez-Montes *et al.*, 2020b).

Dados de aeromagnetismo e de gravimetria mostram que o CVS se estende a NW da ZSP, ocorrendo sob os sedimentos cenozoicos da Bacia de Alvalade (Matos *et al.*, 2020). Através destes métodos e por sondagens mecânicas as rochas deste complexo estão presentes em outros sectores constituindo o soco das bacias de Baixo Tejo-Alvalade e Guadalquivir (Matos *et al.*, 2020). O CVS encontra-se também oculto sob sedimentos *flysch* da Fm. de Mértola encontrando-se identificado por levantamentos de aeromagnetismo, sísmica e electromagnetismo e reconhecido por sondagens de prospeção por vezes a profundidades superiores a 700 m, por exemplo na região SE de Neves-Corvo (Inverno *et al.*, 2015; Carvalho *et al.*, 2017; Matos *et al.*, 2020).

Durante o projeto GEO_FPI foram colhidas 25 amostras para geocronologia U/Pb em zircões em rochas vulcânicas e sedimentos vulcanogénicos ao longo da FPI. Informação detalhada e descrições sobre cada amostra podem ser encontradas em Díez-Montes *et al.* (2020a, b). Todas as idades obtidas situam-se no intervalo entre o Famenniano superior e o Viseano. Apenas uma amostra proporcionou uma idade ligeiramente mais moderna, estando na fronteira entre o Viseano e o Serpukhoviano, correspondendo a um nível de arenitos vulcânicos félsicos que ocorre acima do horizonte de xistos de borra de vinho, na estrutura CVS Alcoutim-Sanlúcar del Guadiana (Solá *et al.*, 2019).

A geocronologia das rochas vulcânicas félsicas associadas às mineralizações, está atualmente bem caracterizada

preliminares indican una edad Famenienense medio-superior, Biozona VCo, para los sedimentos de esta unidad (Mendes *et al.* 2020b). Estos datos sugieren una estrecha afinidad entre la Fm. Vale de Parreiras y la Fm. Barranco do Homem.

2.1.2.2. Complejo Vulcano-Sedimentario

En continuidad con los sedimentos del Grupo Filítico-Cuarcítico se encuentra el **Complejo Vulcano-Sedimentario** (CVS), reconocido como una secuencia de rocas volcánicas, con abundantes niveles detríticos intercalados afectados por metamorfismo de bajo grado, plegamiento y deformación varisca. La edad del CVS se encuentra entre el Famenienense superior y el Viseense superior, (Pereira *et al.*, 2020; Díez-Montes *et al.*, 2020a). De forma sintética, el CVS registra variaciones laterales de facies y espesores típicos de regiones volcánicas con vulcanismo activo. El vulcanismo ácido, riolitas y dacitas, domina sobre el vulcanismo básico e intermedio. El vulcanismo félsico es esencialmente calcoalcalino, y las rocas máficas son toleíticas a alcalinas.

A partir de Routhier *et al.* (1980), el CVS se conoce como una secuencia de rocas volcánicas ácidas y, en menor medida, de rocas volcánicas intermedias y básicas, de origen submarino, con niveles detríticos intercalados. Este complejo se ve afectado por metamorfismo de bajo grado, plegamiento varisco y deformación. Se relacionan con este CVS, especialmente con las rocas félsicas, los depósitos de sulfuros masivos y mineralizaciones de tipo *stockwork* asociadas, así como las mineralizaciones de óxidos de hierro y manganeso que, en su conjunto, caracterizan a la FPI como una de las principales regiones metalogenéticas de Europa (Barriga *et al.*, 1997; Tornos, 2008; Oliveira *et al.*, 2019). Una descripción más detallada de cada una de las unidades litológicas que componen el CVS se puede encontrar en la memoria del Mapa Geológico de la Zona Transfronteriza de España y Portugal, Zona Surportuguesa, a escala 1:200.000, realizado en este proyecto GEO_FPI (Díez-Montes *et al.*, 2020b).

Los datos de aeromagnetismo y gravimetría muestran que el CVS se extiende al NW de la ZSP, bajo sedimentos cenozoicos de la Cuenca de Alvalade (Matos *et al.*, 2020). Mediante estos métodos, y mediante perforación mecánica, las rocas de este complejo están presentes en otros sectores que constituyen el zócalo de las cuencas del Bajo Tajo-Alvalade y Guadalquivir (Matos *et al.*, 2020). El CVS también se encuentra bajo los sedimentos *flysch* de la Fm. Mértola, y se identifica mediante estudios de aeromagnetismo, sísmica y electromagnetismo, y se verifica mediante sondeos, a veces, a profundidades superiores a 700 m, por ejemplo, en la región SE de Neves-Corvo (Inverno *et al.*, 2015; Carvalho *et al.*, 2017; Matos *et al.*, 2020).

Durante la realización del proyecto GEO_FPI se han recogido 25 muestras para geocronología U/Pb en circones en rocas volcánicas y vulcanosedimentarias a lo largo de toda la FPI. Los datos y descripciones detalladas de cada una de las muestras se pueden encontrar en Díez-Montes *et al.* (2020a, b). Todas las edades obtenidas se encuentran en un rango entre Famenienense superior hasta Viseense, solo una muestra ha proporcionado una edad un poco más moderna, encontrándose en el límite entre el Viseense y el Serpukhovienense, y corresponde con un nivel de tobas volcánicas félsicas que se encuentran por encima del nivel de pizarras moradas, en la estructura del CVS en Alcoutim-Sanlúcar de Guadiana (Solá *et al.*, 2019).

La geocronología de las rocas volcánicas félsicas asociadas con las mineralizaciones está actualmente bien caracterizada,

comprovando a migração paleogeográfica do vulcanismo de SW para N e NE previamente reconhecida por vários autores (Carvalho 1976, Barrie *et al.*, 2002; Rosa *et al.*, 2009) e verificada neste projeto GEO_FPI. As idades mais antigas do vulcanismo félsico aflorante, situam-se no Cercal (ca. 374 Ma; Rosa *et al.*, 2009) e em El Lagunazo, 364 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2020a), e as mais recentes com idade 330 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2020a, b).

Os dados de geocronologia obtidos no projeto GEO_FPI, nomeadamente dos níveis superiores do CVS permitiram estender pela primeira vez, a duração do vulcanismo na FPI até aos ~330 Ma, e estimar que o vulcanismo esteve ativo pelo menos durante ~45 Ma. Os dados salientam ainda a presença de alinhamentos vulcânicos de idade tournaissiana (~350 Ma) em estrutura como Chança, Tapada Grande (W mina São Domingos), Ferrenho, Pedrogão, Valverde e Serrinha (Solá *et al.*, 2019). A idade destas rochas é semelhante à identificada por outros autores em Chança, Aljustrel e Lagoa Salgada (Barrie *et al.*, 2002; Rosa *et al.*, 2009; Donaire *et al.*, 2020).

Datações palinoestratigráficas nas unidades sedimentares do CVS revelam idades entre o Famenniano superior e o Viseano superior alto, revelando a ausência de estratos sedimentares de idade Tournaisiano inferior em toda a FPI, ao contrário do registo vulcânico Tournaisiano bem evidente, o que sugere a existência de um predomínio da atividade vulcânica sobre a parte sedimentar da bacia.

Nas estruturas de Rosário-Neves-Corvo, Pomarão, Lousal, Caveira e Cidrão são referenciadas duas sequências do CVS (Oliveira *et al.*, 2019; Pereira *et al.*, 2021; Matos *et al.*, 2014; Dias *et al.*, 2014, 2016; Albardeiro *et al.*, 2020), a inferior representada por sedimentos de idade Famenniano superior a Estruniano e rochas vulcânicas predominantemente félsicas e a superior representada por sedimentos de idade Tournaisiano superior a Viseano superior alto, com sedimentos vulcanogénicos intercalados, bem como rochas vulcânicas ácidas e básicas (estas últimas de grande espessura em estruturas como São Pedro das Cabeças-Castro Verde-Casével e região este da mina da Caveira). A sequência superior do CVS reflete a passagem de um regime tectónico distensivo (predominante no CVS inferior) a progressivamente compressivo com fases importantes de erosão das estruturas vulcânicas. Na sequência superior do CVS surge com grande expressão regional um nível guia formado por xistos borra de vinho, representado por xistos hematíticos por vezes com radiolários, que são reconhecidos por todo o FPI (ver carta 1:200.000 transfronteiriça, Díez-Montes *et al.*, 2020b), estão maioritariamente associados a sedimentos vulcanogénicos finos e xistos silíceos esverdeados. A idade deste importante marcador estratigráfico, é constrangida pela idade U-Pb em zircão das lavas félsicas imediatamente a topo datadas no Anticlinal do Puebla de Guzmán-Pomarão com $330,6 \pm 1,9$ Ma e 329 ± 4 Ma, respetivamente. Idade equivalente aos $326,2 \pm 4,1$ Ma (Viseano superior/Serpukhoviano inferior; Díez-Montes *et al.*, 2020a) foi identificada no horizonte de sedimentos vulcanogénicos do antiforme de Alcútem/Sanlúcar del Guadiana, imediatamente a topo dos xistos borra de vinho. Esta idade é, até ao momento, a mais recente de obtida para o topo do CVS, sugerindo uma possível génese síncrona do com a Fm. de Mértola que se lhe sobrepõe (Solá *et al.*, 2019).

2.1.2.3. Unidade El Pimpollar

A **Unidade El Pimpollar** aflora na parte oriental da ZSP, sobrepondo-se a oeste a litologias do Grupo FQ, enquanto a leste

mostrando la migración paleogeográfica del vulcanismo del SW al N y NE previamente reconocida por varios autores (Carvalho 1976, Barrie *et al.*, 2002; Rosa *et al.*, 2009), como se ha podido comprobar en el proyecto GEO_FPI. Las edades más tempranas de vulcanismo félsico se encuentran en Cercal (ca. 374 Ma, Rosa *et al.*, 2009) y en El Lagunazo, 364 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2020a), y las más recientes con edades de 330 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2020a, b).

Los datos de geocronología obtenidos en el proyecto GEO_FPI de los niveles superiores del CVS, permitieron por primera vez extender la duración del vulcanismo en la FPI hasta ~330 Ma, y estimar que el vulcanismo estuvo activo durante al menos ~45 Ma. Estos datos destacan la presencia de alineaciones volcánicas de edad de Tournaisiense (~350 Ma) en estructuras como Chança, Tapada Grande (mina W São Domingos), Ferrenho, Pedrogão, Valverde y Serrinha (Solá *et al.*, 2019). La edad de estas rocas es similar a la identificada por otros autores en Chança, Aljustrel y Lagoa Salgada (Barrie *et al.*, 2002; Rosa *et al.*, 2009; Donaire *et al.*, 2020).

Las dataciones palinoestratigráficas en las unidades sedimentarias del CVS muestran edades entre el Fameniano superior y el Viseense superior, revelando la ausencia de estratos sedimentarios de edad Tournaisiense inferior en toda la FPI, a diferencia del registro volcánico del Tournaisiense muy evidente, lo que sugiere la existencia de un predominio de la actividad volcánica sobre la parte sedimentaria de la cuenca.

En las estructuras de Rosário-Neves-Corvo, Pomarão, Lousal, Caveira y Cidrão se referencian dos secuencias CVS (Oliveira *et al.*, 2019; Pereira *et al.*, 2021; Matos *et al.*, 2014; Dias *et al.*, 2014, 2016; Albardeiro *et al.*, 2020), la inferior representada por sedimentos de edad Fameniano superior a Estruniense y rocas volcánicas predominantemente félsicas, y la superior representada por sedimentos de edad tournaissiano superior a Viseense superior, con sedimentos vulcanogénicos intercalados, además de rocas volcánicas ácidas y básicas (estas últimas de gran espesor en estructuras como São Pedro das Cabeças-Castro Verde-Casével y la región oriental de la mina Caveira). La secuencia superior del CVS refleja la transición de un régimen tectónico distensivo (predominante en el CVS inferior) a progresivamente compressivo con importantes fases de erosión de estructuras volcánicas. En la secuencia superior del CVS, un nivel guía formado por las pizarras moradas, constituidas por esquistos hematíticos en ocasiones con radiolarios, que son reconocidas por toda la FPI, (ver mapa geológico a escala 1:200.000, Díez-Montes *et al.*, 2020b), se asocian principalmente con sedimentos vulcanogénicos finos y lutitas silíceas verdosas. La edad de este importante marcador estratigráfico está restringida por la edad U-Pb en circón de las lavas félsicas inmediatamente en la parte superior, datadas en el Anticlinal de Puebla de Guzmán-Pomarão con $330,6 \pm 1,9$ Ma y 329 ± 4 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2020a). Se identificó una edad equivalente de $326,2 \pm 4,1$ Ma (Viseense superior/Serpukhoviense inferior; Díez-Montes *et al.*, 2020a) en el horizonte de sedimentos vulcanogénicos del antiforme Alcútem/Sanlúcar del Guadiana, inmediatamente encima de las pizarras moradas. Esta edad es, hasta el momento, la más reciente obtenida para el techo del CVS, lo que sugiere una posible génesis sincrónica de la Fm. de Mértola que lo superpone (Solá *et al.*, 2019).

2.1.2.3. Unidad El Pimpollar

La **Unidad El Pimpollar** aflora en la parte oriental de la ZSP, hacia el oeste se sobrepone a litologías del Grupo FQ, y

é coberta pelas rochas que formam a Bacia de Viar. Matas *et al.* (2015) descrevem um grupo litológico na zona NW da unidade, correspondente à sua base, formado por siltitos, arenitos, xistos borra de vinho, níveis de sílex e conglomerados. Nestas rochas estes autores obtiveram uma idade de Viseano superior através de datação por palinórfos.

Acima deste conjunto afloram rochas vulcânicas intermédias (andesítico-dacíticas) de carácter maciço a brechas hialoclásticas com algumas intercalações básicas (Díez-Montes *et al.*, 2006). A teto destas rochas vulcânicas observam-se várias intercalações de sedimentos detríticos, sem continuidade aparente, entre as quais se destaca uma seção com características diamictíticas que contém clastos abundantes e blocos de calcários bioclásticos. Díez-Montes *et al.* (2006) indicam uma idade Viseano médio para os clastos de calcário bioclástico. Matas *et al.* (2015) estudaram estes níveis e, com base na associação de palinórfos, quitinozóários e acritarcas, obtiveram uma idade Viseano superior.

Sobre este conjunto vulcano-sedimentar encontra-se uma doma riolítico que intrui as restantes rochas. Esta estrutura é formada por riólitos maciços profiríticos com texturas de bandado e de dobras de fluxo. Na base dos afloramentos riolíticos existem alguns níveis lenticulares de depósitos vulcanoclásticos e vulcano-sedimentares de composição riolítica (Bellido *et al.*, 2006; Díez-Montes *et al.*, 2006). Com base nesta informação infere-se uma idade Viseano superior para estas rochas vulcânicas (Matas *et al.*, 2015).

2.1.2.4. Unidade La Vicaria

A **Unidade La Vicaria** aflora a NE da ZSP, a sul da localidade de Zufre e em ambos os lados da albufeira de Zufre. As suas características litológicas e sua idade permitem diferenciá-la tanto do CVS quanto do GFBA (Díez-Montes *et al.*, 1999). Embora os seus afloramentos se encontrem isolados, não é de descartar uma possível correlação com os sedimentos que formam a Unidade El Pimpollar (Matas *et al.*, 2015). Estes autores separam duas sequências na Unidade Vicaria, considerando um primeiro conjunto formado por um conglomerado polimítico com matriz areno-siltosa com fragmentos de brechas, de características olistostrómicas. Através de datação por palinórfos indicam uma idade Viseano superior para este conjunto, assinalando a presença de um importante número de taxones mais antigos e retrabalhados. A segunda sequência é formada por uma alternância de xistos esverdeados com intercalações de grauvaques e de quartzitos de grão fino.

2.1.3. Domínio Flysch do Baixo Alentejo

Na FPI, os termos Culm ou **Fácies Culm** (Schermerhörn, 1971) e **Grupo Flysch do Baixo Alentejo** (GFBA), de Oliveira *et al.* (1979), surgem como os nomes formais mais conhecidos. Trata-se de uma sucessão de sedimentos turbidíticos profundos, com espessura superior a 5 km, que foram divididos em três unidades litoestratigráficas, designadamente, e de nordeste para sudoeste, as formações de Mértola, Mira e Brejeira (Oliveira *et al.* 1979; Oliveira, 1983, 1988; Oliveira e Wagner-Gentis, 1983).

A **Fm. Mértola** é formada por bancadas de grauvaque que alternam com xistos argilosos e siltitos, e ainda níveis de conglomerados poligénicos com estruturas sedimentares características de turbiditos (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira,

hacia el este está recubierto por las litologías que forman la Cuenca del Viar. Matas *et al.* (2015) describen un conjunto litológico en la zona NW de estos afloramientos, que se encuentra en la base de esta unidad y que está formado por lutitas, areniscas, pizarras moradas, sílexitas y conglomerados. Sobre estos materiales realizan una datación en base a palinórfos y obtienen una edad de Viseense superior.

Por encima de este conjunto afloran rocas volcánicas intermedias (andesítico-dacíticas) de carácter masivo a brechas hialoclásticas, con algunas intercalaciones básicas (Díez-Montes *et al.*, 2006). A techo de estas vulcanitas se encuentran diversas intercalaciones de sedimentos detríticos, sin continuidad aparente, entre las que resalta un tramo con características diamictíticas que contiene abundantes cantos y bloques de calizas bioclásticas. Los clastos de calizas bioclásticas han aportado una edad de Viseense medio (Díez-Montes *et al.*, 2006). Matas *et al.* (2015) estudian estos niveles y en base a la asociación de palinórfos, quitinozóos y acritarcas, obtienen una edad de Viseense superior.

Sobre este conjunto vulcano-sedimentario se encuentra un domo riolítico que intruye sobre el resto de los materiales. Está constituido por riolitas porfídicas masivas, donde es posible observar texturas bandeadas y pliegues de flujo. En la base de estos afloramientos riolíticos hay algunos lentejones poco importantes de depósitos vulcanoclásticos y vulcano-sedimentarios de composición riolítica (Bellido *et al.*, 2006; Díez-Montes *et al.*, 2006). Con los datos anteriores se puede decir que la edad de estos afloramientos de rocas volcánicas es Viseense superior (Matas *et al.*, 2015).

2.1.2.4. Unidad La Vicaría

La **Unidad La Vicaría** aflora en el NE de la ZSP, al sur de la localidade de Zufre y a ambos lados del embalse de Zufre. Sus características litológicas y su edad permiten diferenciarlo tanto del CVS como del GFBA, como ya fue puesto de manifiesto por Díez-Montes *et al.* (1999), si bien, aunque sus afloramientos están separados, no puede descartarse una posible relación con los sedimentos de la Unidad de El Pimpollar (Matas *et al.*, 2015). Estos autores separan dos términos dentro de la unidad de la Vicaria. Un primer término formado por un conglomerado polimítico con matriz arenoso-lutítica, de carácter olistostrómico de brechas con cantos. Realizan una datación mediante palinórfos e indican una edad para este término de Viseense superior, también señalan que hay un importante número de taxones más antiguos retrabajados. El segundo término está formado por una alternancia de pizarras gris verdosas con grauvacas y cuarzoarenitas de grano fino.

2.1.3. Dominio Flysch del Bajo Alentejo

En la FPI, el término Culm o **Facies Culm** (Schermerhörn, 1971) y el **Grupo Flysch del Bajo Alentejo** (GFBA), de Oliveira *et al.* (1979), como denominaciones formales más conocidas. Se trata de una sucesión de sedimentos turbidíticos profundos, con un espesor superior a 5 km, que se dividieron en tres unidades litoestratigráficas, de noreste a suroeste son las Formaciones Mértola, Mira y Brejeira (Oliveira *et al.* 1979; Oliveira, 1983, 1988; Oliveira y Wagner-Gentis, 1983).

La **Fm. Mértola** está formada por una alternancia de capas de grauvacas, lutitas arcillosas, limolitas y también niveles de conglomerados poligénicos, con estructuras sedimentares características de las turbiditas (Oliveira *et al.*, 1979; Oliveira, 1983; Oliveira y Wagner-Gentis, 1983). Esta formación

1983; Oliveira e Wagner-Gentis, 1983). Esta unidade forneceu fósseis de amonoides em impressões nos xistos ou em nódulos silto-carbonatados, que indicam a Biozona GoB do Viséano superior (Korn, 1997) e fósseis de *Posidonia becheri*, por vezes em jazidas de lumachelas. Os xistos negros permitiram recuperar associações de palinórfos do Viséano superior alto ao Serpukhoviano superior, confirmando as idades dos amonoides.

A **Fm. Mira** é constituída por xistos argilosos e siltitos finamente estratificados, onde ocorrem amonoides da Biozona GoC, do Viséano superior (Oliveira *et al.*, 1979; Korn, 1997). Dados obtidos no projeto GEO_FPI (Pereira *et al.*, 2020) apontam para uma idade do Serpukhoviano inferior a superior com base em miosporos, após a mesma idade ter sido indicada pelos amonoides na fronteira perto do contacto a Fm. Mértola.

A **Fm. Brejeira** é representada, inferiormente, por uma sucessão de quartzitos impuros, quartzovacas e xistos argilosos, ocupando uma faixa com largura de 5 a 10 km. A unidade forneceu escassos amonóides das Biozonas G1 e G2, indicando o Bashkiriano médio a superior e o Moscoviano inferior. Idades também confirmadas por associações ricas de miosporos que indicaram o Bashkiriano inferior e o Moscoviano inferior (Pereira *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2013, 2019).

2.1.4. Domínio Sector Sudoeste do Portugal

O Sector Sudoeste é representado pelos anticlinais de Aljezur e Bordeira, cuja sucessão litoestratigráfica compreende, da base para o topo, a Formação Tercenas e o Grupo da Carrapateira. A **Fm. Tercenas** constitui o substrato detritico, muito semelhante ao Grupo Filítico-Quartzítico (que ocorre na FPI), constituído por camadas de xistos e siltitos, que formam duas sucessões areno-pelíticas, de espessura total na ordem dos 100 m, embora a base não esteja exposta. No topo da sucessão, palinórfos e braquiópodes atribuem uma idade do Devónico Superior para a unidade (Oliveira, 1990; Pereira *et al.*, 1994; Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 2007, 2008).

Da base para o topo, o **Grupo da Carrapateira** é composto pelas formações de Bordaleta, Murração e Quebradas. Na **Formação Bordaleta** predominam xistos escuros piritosos e siltitos, finamente estratificados. Raros amonóides de *Becanites algarbiensis* atribuem uma idade Tournaisiano, confirmadas ainda pela presença abundante de miosporos assinalados às Biozonas VI, HD e PC do Tournaisiano. As características litológicas e faunísticas sugerem sedimentação num ambiente marinho calmo e pouco oxigenado.

A **Fm. Murração** é subdivida em dois membros: Membro Pedras das Safias, constituído por xistos argilo-margosos e calcários nodulares dolomíticos, que passam gradualmente a xistos escuros piritosos com intercalações calcárias frequentemente nodulares e dolomitizadas, do Membro de Vale Figueira. A unidade torna-se menos carbonatada para norte. Dados palinoestratigráficos atribuíram a idade Viséano para a unidade (Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 2007, 2008).

A **Fm. Quebradas** é composta por xistos negros intercalados por bancadas de calcário, níveis de nódulos fosfatados e xistos e siltitos finamente estratificados (turbiditos distais) a topo. A espessura total é de 70 m, tornando-se menos carbonatada para norte. Amonóides das biozonas R1, R2, G1 e G2 indicam a idade Bashkiriano para esta Formação (Oliveira *et al.*, 1985; Korn, 1997), dados confirmados por miosporos da

contiene fósiles de ammonoides en pizarras o nódulos carbonatados que indican la Biozona de GoB, del Viséense superior (Korn, 1997), y fósiles de *Posidonia becheri*, a veces en depósitos de lumachelas. Las pizarras negras permitieron recuperar asociaciones de palinórfos desde el Viséense superior al Serpukhoviano superior, confirmando las edades de los ammonoides.

La **Fm. Mira** consiste en pizarras arcillosas y limolitas finamente estratificadas, donde se encuentran ammonoides de la Biozona GoC, Viséense superior (Oliveira *et al.*, 1979; Korn, 1997). Los datos obtenidos en el proyecto GEO_FPI (Pereira *et al.*, 2020) apuntan a una edad Serpukhoviano inferior a superior basada en las miosporas, después de que la misma edad fuera indicada por los ammonoides en el contacto con la Fm. Mértola.

La **Fm. Brejeira** está representada, en la parte inferior, por una sucesión de cuarcitas impuras, cuarzovacas y pizarras arcillosas, ocupando una franja de 5 a 10 km de ancho. Esta formación suministró escasos ammonoides de las Biozonas G1 y G2, indicando una edad de Bashkiriano medio a superior y Moscoviano inferior. Edades también confirmadas por asociaciones ricas de miosporas que indicaron Bashkiriano inferior y Moscoviano inferior (Pereira *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2013, 2019).

2.1.4. Dominio Sector Suroeste de Portugal

El Dominio Suroeste está representado por los anticlinales de Aljezur y Bordeira, cuya sucesión litoestratigráfica comprende, de muro a techo, la Formación Tercenas y el Grupo Carrapateira. La **Fm. Tercenas** es el zócalo detritico, muy similar al Grupo Filítico-Cuarcítico (que aflora en la FPI), formado por capas de esquistos y limolitas, que forman dos secuencias arenoso-pelíticas, con un espesor total del orden de 100 m, aunque la base no está expuesta. En la parte superior de la sucesión, los palinórfos y braquiópodos asignan una edad del Devónico superior a esta formación (Oliveira, 1990; Pereira *et al.*, 1994; Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 2007, 2008).

De muro a techo, el **Grupo Carrapateira** está formado por las Formaciones Bordaleta, Murração y Quebradas. En la **Fm. Bordaleta** predominan las pizarras negras ricas en piritita y las limolitas, finamente estratificadas. Escasos ammonoides de *Becanites algarbiensis* le atribuyen una edad Tournaisiense, confirmada por la abundante presencia de miosporas de las Biozonas VI, HD y PC, del Tournaisiense. Las características litológicas y faunísticas sugieren una sedimentación en un ambiente marino tranquilo y poco oxigenado.

La **Fm. Murração** se subdivide en dos miembros: Miembro de Pedras das Safias, constituido por lutitas arcilloso-margosas y calizas nodulares dolomíticas, que gradualmente cambian a lutitas negras ricas en piritita con intercalaciones calcáreas frecuentemente nodulares y dolomitizadas, del Miembro de Vale Figueira. La formación se vuelve menos carbonatada hacia el norte. Los datos palinoestratigráficos atribuyen una edad de Viséense a esta formación (Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 2007, 2008).

La **Fm. Quebradas** está formada por lutitas negras intercaladas con capas de caliza, niveles de nódulos fosfatados y lutitas y limolitas (turbiditas distales) finamente estratificadas, en la parte superior. El espesor total es de 70 m, y hacia el norte es menos carbonatada. Los ammonoides de las Biozonas R1, R2, G1 y G2 indican una edad Bashkiriano para esta formación (Oliveira *et al.*, 1985; Korn, 1997), datos confirmados por

mesma idade assinalados às biozonas KV e FR (Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 2007, 2008).

miosporas de la misma edad asignadas a las Biozonas KV y FR (Pereira, 1999; Pereira *et al.*, 2007, 2008).

2.1.5. Bacia de Viar

A **Bacia de Viar** está localizada na parte oriental da FPI e marca a fronteira entre a ZSP e a ZOM (ver Fig. 2). Esta bacia desenvolveu-se a partir de um estágio extensional ou transtensivo posterior à orogenia Varisca, durante o Pérmico. Possui uma geometria alongada segundo a direção NW-SE. No seu bordo SW dispõe-se de forma discordante sobre as rochas da ZSP, enquanto a SE a bacia se afunda sob os sedimentos cenozoicos da Bacia do Guadalquivir.

A fase inicial de formação desta bacia é caracterizada pela presença de um vulcanismo bimodal, com rochas vulcânicas básicas, fluxos basálticos com características toleíticas e rochas vulcânicas ácidas de composição riolítico-dacítica e de natureza piroclástica denominadas Fm. Los Canchales (Moreno *et al.*, 2010). Posteriormente, o preenchimento da Bacia do Viar é caracterizado por sedimentos de origem continental, fluvial a lacustre, compostos por conglomerados, arenitos e siltitos com pequenas intercalações de calcário e níveis finos de carvão. Localmente, estes contêm uma flora fóssil abundante do Cisuraliano, Pérmico Inferior (Broutin, 1981; Wagner e Mayoral, 2007).

Após o episódio extensional relativo à génese da Bacia de Viar e seu enchimento, ocorreu uma fase compressiva que afetou os depósitos, produzindo o dobramento das unidades vulcano-sedimentares da bacia, dando origem a uma estrutura sinclinal de direção N160°E. Além disso, ocorre o rejogo da falha inversa que limita o bordo leste da bacia com a ZOM, com uma cinemática do bloco de teto em direção a SW (García-Navarro e Sierra, 1998).

2.2. Mesozoico

Susana Machado

Na Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa (ZSP) na escala 1:400 000 estão representadas as bacias portuguesas de idade mesozoica: a oeste, o extremo meridional da Bacia Lusitânica (BL), onde se inclui a região de Lisboa e a Cadeia da Arrábida; a Bacia do Alentejo, representada pela Bacia de Santiago do Cacém (BSC) e, a sul, a Bacia do Algarve (BA).

A origem e evolução das bacias mesozoicas está relacionada com o desenvolvimento de uma junção tripla na intersecção da margem sul (Tétis) e oeste (Atlântica), que conecta a abertura dos dois oceanos com afinidades faunísticas típicas dos domínios tetisiano e boreal (Dias *et al.*, 2013, Terrinha *et al.*, 2019). Aquelas bacias seguem uma evolução semelhante ao longo do Mesozoico, mas os episódios de inversão tectónica são mais marcados na Bacia do Algarve que na Lusitânica (Dias *et al.*, 2013).

2.2.1. Bacia Lusitânica

A **Bacia Lusitânica** está representada nesta carta pelo extremo sul do seu sector central, na região de Lisboa, e pela totalidade do seu sector meridional, na região da Arrábida. Estes dois sectores estão separados pelo Sistema de Falhas do Vale Inferior do Tejo e, mais a sul, já na área da carta, pela Falha do Estuário do Tejo (Ribeiro *et al.*, 1996, Kullberg *et al.*, 2013).

2.1.5. Cuenca del Viar

La **Cuenca del Viar** se encuentra situada en parte oriental de la FPI, y marca el límite entre la ZSP y la ZOM (ver Fig. 2). Esta cuenca se desarrolló a partir de una etapa extensional o transtensiva posterior a la orogenia Varisca, durante el Pérmico. Tiene una geometría alargada de dirección NW-SE. En su borde SW se dispone de forma discordante sobre los materiales de la ZSP, y hacia el SE la cuenca se hunde bajo los sedimentos cenozoicos de la Cuenca del Guadalquivir.

La etapa inicial en la formación de esta cuenca se caracteriza por la presencia de un vulcanismo de carácter bimodal, con rocas volcánicas básicas, coladas de basaltos con características toleíticas, y rocas volcánicas ácidas de composición riolítica-dacítica y de naturaleza piroclástica que se denominan Fm. Los Canchales (Moreno *et al.*, 2010). Posteriormente, el relleno de la Cuenca del Viar está constituido por sedimentos de origen continental, fluviales a lacustres, compuestos por conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones menores de calizas y niveles delgados de carbón. Localmente, contiene una abundante flora fósil del Cisuraliense, Pérmico inferior (Broutin, 1981; Wagner y Mayoral, 2007).

Tras el episodio extensional con la formación de la Cuenca del Viar y su relleno, se produce una etapa compresiva que afecta a los depósitos, produciéndose el plegamiento del relleno vulcano-sedimentario de la cuenca, dando lugar a una estructura sinclinal de dirección N160°E. Además, se genera la falla inversa que limita el borde oriental de la cuenca con la ZOM, con una cinemática del bloque de techo hacia el SW (García-Navarro y Sierra, 1998).

2.2. Mesozoico

Susana Machado

En el Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa (ZSP) a escala 1:400.000, están representadas las cuencas de edad Mesozoica: al oeste, el extremo sur de la Cuenca Lusitánica (CL), que incluye la región de Lisboa y la Cadena de Arrábida; la Cuenca del Alentejo, representada por la Cuenca de Santiago do Cacém (CSC) y, al sur, la Cuenca del Algarve (CA).

El origen y evolución de las cuencas mesozoicas está relacionado con el desarrollo de una triple unión en la intersección de los márgenes sur (Tetis) y oeste (Atlántico), que conecta la apertura de los dos océanos con afinidades faunísticas típicas del Tetis y boreales (Dias *et al.*, 2013, Terrinha *et al.*, 2019). Estas cuencas siguen una evolución similar a lo largo del Mesozoico, y los episodios de inversión tectónica son más marcados en la Cuenca del Algarve que en la Lusitánica (Dias *et al.*, 2013).

2.2.1. Cuenca Lusitánica

La **Cuenca Lusitánica** está representada en el mapa en su extremo sur, en la región de Lisboa, y por todo su sector sur, en la región de Arrábida. Estos dos sectores están separados por el Sistema de Fallas del Valle Inferior del Tajo y, más al sur, ya dentro del mapa, por la Falla del Estuario del Tajo (Ribeiro *et al.*, 1996, Kullberg *et al.*, 2013).

Como foi referido, no extremo NW da carta situa-se a região de Lisboa-Cascais onde afloram as sequências do Jurássico Superior e Cretácico que limitam o Maciço Ígneo de Sintra. É nesta região onde se localizam os depósitos do Cretácico de maior profundidade da BL e com carácter mais acentuadamente marinho, em particular na zona de Cascais (Rey, 1992). Estes são constituídos por nove formações essencialmente calcárias com espessura na ordem dos 600 m (*op. cit.*).

A Cadeia da Arrábida, gerada no Miocénico, é uma impressionante estrutura de inversão tectónica de bacia, que expôs à superfície quase toda a sequência sedimentar mesozoica do sector sul da BL, atingindo cerca de 4 km de espessura (Kullberg, 2000). Sobre a sequência basal da BL, equivalente à da BSC com exceção dos Arenitos de Silves, assenta o Cretácico que tem características essencialmente carbonatadas. Inclui calcários e dolomitos, mas também conglomerados, arenitos e argilas, agrupados em doze formações com espessura total de 350 m que se depositaram durante o Berriasiano-Aptiano (Kullberg *et al.*, 2013).

2.2.2. Bacia do Alentejo

A **Bacia do Alentejo** desenvolve-se maioritariamente no offshore, estando o seu troço leste representado na área emersa pela **Bacia de Santiago do Cacém** (Terrinha *et al.*, 2019), situada a NE do Maciço Ígneo de Sines. A evolução e sequência litostratigráfica da BSC tem semelhanças com a Cadeia da Arrábida, situando-se, nestas, as ocorrências mais setentrionais do Complexo Vulcano-Sedimentar de idade Hetangiano-Sinemuriano (Jurássico Inferior), que representa o primeiro período de *rifting* da abertura e estruturação das bacias sedimentares mesozoicas portuguesas, no limite Triássico-Jurássico (Dias *et al.*, 2016). Na BSC ocorrem os depósitos mais antigos do Mesozoico, compostos pelas formações dos Arenitos de Silves (Triássico Superior), de Dagorda (Triássico Superior-Hetangiano), o referido Complexo Vulcano-Sedimentar, e as formações carbonatadas e dolomíticas jurássicas da Fateota-Santa Cruz, Rodedo-Monte Branco e de Deixa-o-Resto, num total que varia entre os 1100 e 1200 m de espessura (*op. cit.*). Grande parte desta espessura, em particular o Jurássico Superior que atinge cerca de 600 m, só é reconhecível através de sondagens (Dias *et al.*, 2016).

2.2.3. Bacia do Algarve

A **Bacia do Algarve** é uma bacia sedimentar de orientação E-W onde se depositaram, desde o Triássico, cerca de 4 000 m de sedimentos (Manuppella *et al.*, 1992). A BA desenvolve-se desde o Cabo de São Vicente, no extremo W do Algarve, até à região de Ayamonte, província de Huelva, já no território espanhol. A BA corresponde aos terrenos mesocenozoicos que orlam este sector da península, penetrando irregularmente para o interior entre 3 a 25 km, sobre terrenos do Carbónico da Zona Sul Portuguesa (Terrinha *et al.*, 2013).

A BA apresenta-se fortemente deformada como resultado da distensão associada à fracturação da Pangeia, dos movimentos tectónicos da orogenia Alpina e de importantes movimentos relacionados com halocinese (Kullberg *et al.*, 1992).

A sequência sedimentar do Mesozoico assenta em discordância angular sobre os sedimentos paleozoicos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Palain, 1976). As unidades basais apresentam uma uniformidade de fácies em toda a bacia desde o Triássico à base do Jurássico Inferior. A primeira destas unidades são os Arenitos de Silves representados por fácies

Como se mencionó, en el extremo NW del mapa se encuentra la región de Lisboa-Cascais donde se encuentran las secuencias del Jurásico superior y Cretácico que limitan el Macizo Ígneo de Sintra. En esta región se ubican los depósitos del Cretácico con mayor profundidad de la CL y con carácter marino más marcado, particularmente en la zona de Cascais (Rey, 1992). Estos consisten en nueve formaciones esencialmente calcáreas, con un espesor del orden de 600 m (*op. cit.*).

La Sierra de Arrábida, generada en el Mioceno, es una impresionante estructura de inversión tectónica de la cuenca, que expuso a la superficie casi toda la secuencia sedimentaria mesozoica del sector sur de la CL, alcanzando unos 4 km de espesor (Kullberg, 2000). Sobre la secuencia basal de la CL, equivalente a la CSC, con excepción de las Areniscas de Silves, se asienta el Cretácico, que tiene características esencialmente carbonatadas. Incluye calizas y dolomitas, pero también conglomerados, areniscas y arcillas, agrupadas en doce formaciones con un espesor total de 350 m que fueron depositadas durante el Berriasiense-Aptiense (Kullberg *et al.*, 2013).

2.2.2. Cuenca del Alentejo

Esta cuenca se desarrolla principalmente en alta mar, con su sección oriental representada en el área emergida por la **Cuenca de Santiago do Cacém** (Terrinha *et al.*, 2019), ubicada al NE del Macizo Ígneo de Sines. La evolución y secuencia litostratigráfica de la CSC tiene similitudes con la Sierra de Arrábida, con los afloramientos más septentrionales del Complejo Vulcano-Sedimentario de edad Hettangiense-Sinemuriense (Jurásico inferior), que representa el primer episodio de *rifting* de la apertura y estructuración de las cuencas sedimentarias mesozoicas, en el límite Triásico-Jurásico (Dias *et al.*, 2016). En la CSC se encuentran los depósitos más antiguos del Mesozoico, compuestos por las formaciones de las Areniscas de Silves (Triásico superior), de Dagorda (Triásico superior-Hettangiense), el Complejo Vulcano-Sedimentario, y las formaciones carbonatadas y dolomíticas jurásicas de Fateota-Santa Cruz, Rodedo-Monte Branco y Deixa-o-Resto, con un espesor que varía entre 1.100 y 1.200 m (*op. cit.*). Gran parte de este espesor, en particular el Jurásico superior, alcanza unos 600 m, solo es reconocible a través de sondeos (Dias *et al.*, 2016).

2.2.3. Cuenca del Algarve

La **Cuenca del Algarve** consiste en una cuenca sedimentaria con una orientación E-W, donde se depositarán desde el Triásico unos 4.000 m de sedimentos (Manuppella *et al.*, 1992). La Cuenca del Algarve (CA) se extiende desde el Cabo de São Vicente, en el extremo W del Algarve, hasta la región de Ayamonte, provincia de Huelva. La CA corresponde a los terrenos meso-cenozoicos que bordean este sector de la península, adentrándose irregularmente entre 3 y 25 km, sobre terrenos del Carbonífero de la Zona Surportuguesa (Terrinha *et al.*, 2013).

La CA está fuertemente deformada como resultado de la distensión asociada a la fractura de la Pangea, los movimientos tectónicos de la orogenia alpina y movimientos importantes relacionados con la halocinesis (Kullberg *et al.*, 1992).

La secuencia sedimentaria del Mesozoico se deposita en discordancia angular de los sedimentos paleozoicos del Grupo Flysch del Bajo Alentejo (Palain, 1976). Las unidades basales presentan una uniformidad de facies en toda la cuenca, desde el Triásico hasta la base del Jurásico inferior. La primera de estas

continentais de cor vermelha (*red beds*), depositados em regiões semi-áridas e presentes em diversas bacias europeias atuais. Sobre estes ocorre o Complexo margo-carbonatado-evaporítico de Silves que corresponde a fácies de transição, depositado num regime de *pré-rifting*. Sobrepoë-se o Complexo Vulcano-Sedimentar, gerado numa fase de *rifting*, constituído por basaltos toleíticos, brechas vulcânicas, tufos e dolomititos (Manuppella, 1992).

Após este período de sedimentação uniforme, a BA estrutura-se em sub-bacias que isolam domínios sedimentares distintos com variações de fácies por vezes muito acentuadas (Manuppella *et al.*, 1987). Durante o Caloviano e o Titoniano, quando ocorreram episódios de *uplift*, foi novamente uniformizada a sedimentação na bacia (Rocha, 1976).

Assim, desde o início do Jurássico Inferior (Pliensbaquiano inferior) a bacia subdividiu-se em duas sub-bacias, separadas por um alto estrutural (Manuppella *et al.*, 1987; Terrinha *et al.*, 2013):

- A sub-bacia ocidental, localizada a oeste do *graben* da Sinceira, é caracterizada por uma sedimentação essencialmente hemipelágica durante o Jurássico Inferior (unidades parcialmente dolomitizadas com cerca de 200 m de espessura) e no Jurássico Médio (unidades argilo-carbonatadas com cerca de 250 m de espessura). Durante o Jurássico Superior a sedimentação adquire características de plataforma interna por vezes confinada mantendo ligações ao mar (calcários e dolomititos com 200 m de espessura) (Ramalho, 1985). No extremo W da BA, na zona da Carrapateira, foi assinalada a ocorrência de tufos e aglomerados vulcânicos provavelmente relacionados com episódios de *rifting* no Kimeridgiano (Ramalho e Ribeiro, 1985).
- Alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz, caracterizado por uma sedimentação de plataforma interna, por vezes confinada, durante todo o Jurássico.
- A sub-bacia oriental, entre Lagoa e Tavira, que apresenta durante o Jurássico Inferior uma sedimentação hemipelágica confinada e uma subsidência marcada com deposição de cerca de 600 m de calcários e dolomititos. Durante o Jurássico Médio ocorrem alternâncias de fácies confinada e hemipelágica, com um período de emersão no Caloviano superior, marcado por superfícies de erosão e *hard-grounds*, e com sequências sedimentares representadas por calcários, calcários oolíticos, calcários margosos e margas que atingem os 500 m de espessura. As variações de fácies acentuam-se no Jurássico Superior à medida que o depocentro da bacia migra para sudeste, para a região de Moncarapacho, com desenvolvimentos de fácies bioconstruídas.

A partir do Kimeridgiano superior instala-se um ambiente de plataforma interna, com desenvolvimento de espessas séries carbonatadas, atingindo um máximo de regressão na passagem Titoniano-Cretácico, sem emersão.

As unidades litostratigráficas do Cretácico foram definidas por Rey (1983) que as datou com precisão variável pelo seu conteúdo paleontológico. Foram evidenciados três ciclos sedimentares de 2º ordem, com megassequências separadas por descontinuidades maiores, no Berriasiano superior e Barremiano (Terrinha *et al.* 2013, 2019).

O Cretácico é representado quase exclusivamente pelas unidades do Cretácico Inferior, cujos sedimentos ocorrem em três áreas, nomeadamente no Algarve ocidental, central e oriental e nas quais não ocorreu uma diferenciação tão evidente em sub-bacias como se verificou no Jurássico. O Cenomaniano está conservado unicamente no Algarve oriental (*op. cit.*).

unidades son las Areniscas de Silves, representadas por facies continentales de color rojo (*red beds*), depositadas en regiones semiáridas y presentes en varias cuencas europeas en la actualidad. Sobre estas se encuentra el Complejo margo-carbonatado-evaporítico de Silves, que corresponde a las facies de transición, depositadas en un régimen *pre-rifting*. El Complejo Vulcano-Sedimentario, generado en una fase de *rifting*, está compuesto por basaltos toleíticos, brechas volcánicas, tobas y dolomías (Manuppella, 1992).

Después de este período de sedimentación uniforme, la CA se estructura en subcuencas que aíslan dominios sedimentarios diferenciados con variaciones de facies, que en ocasiones son muy acentuadas (Manuppella *et al.*, 1987). Durante los períodos Caloviense y Titoniense, cuando ocurrieron episodios de *uplift*, la sedimentación en la cuenca se uniformizó (Rocha, 1976).

Así, desde el inicio del Jurásico inferior (Pliensbachense inferior), la cuenca se ha subdividido en dos subcuencas, separadas por un alto estructural (Manuppella *et al.*, 1987; Terrinha *et al.*, 2013):

- La subcuenca occidental, ubicada al oeste del *graben* de Sinceira, se caracteriza por una sedimentación esencialmente hemipelágica durante el Jurásico inferior (unidades parcialmente dolomitizadas de unos 200 m de espesor) y en el Jurásico medio (unidades de arcilla carbonatada con unos 250 m de espesor). Durante el Jurásico superior, la sedimentación adquiere características de plataforma interna, a veces confinada, manteniendo conexiones con el mar (calizas y dolomitas de 200 m de espesor) (Ramalho, 1985). En el extremo W de la CA, en el área de Carrapateira, la presencia de tufitas y aglomerados volcánicos probablemente estuvo relacionada con episodios de *rifting* en el Kimmeridgiense (Ramalho y Ribeiro, 1985).
- El alto estructural de Budens-Lagoa/Algoz se caracteriza por una sedimentación de plataforma interna, a veces confinada, a lo largo del Jurásico.
- La subcuenca oriental, entre Lagoa y Tavira, que presenta durante el Jurásico inferior una sedimentación hemipelágica confinada y una marcada subsidencia con sedimentación de unos 600 m de calizas y dolomías. Durante el Jurásico medio se alternan facies confinadas y hemipelágicas, con un período de inmersión en el Caloviense superior, marcado por superficies erosivas y *hard-grounds*, y con secuencias sedimentarias representadas por calizas, calizas oolíticas, calizas margosas y margas que alcanzan los 500 m de espesor. Las variaciones de facies se acentúan en el Jurásico superior, a medida que el depocentro de la cuenca migra hacia el sureste, a la región de Moncarapacho, con desarrollo de facies bioconstruidas.

Desde el Kimmeridgiense superior se instala un ambiente de plataforma interna, con desarrollo de potentes series carbonatadas, alcanzando un máximo de regresión en el paso Titoniense-Cretácico, sin emersión.

Las unidades litostratigráficas del Cretácico fueron definidas por Rey (1983) quien las dató con una precisión variable debido a su contenido paleontológico. Se observaron tres ciclos sedimentarios de segundo orden, con mega-secuencias separadas por discontinuidades mayores, en el Berriasense superior y Barremiense (Terrinha *et al.*, 2013, 2019).

El Cretácico está constituido casi exclusivamente por las unidades del Cretácico inferior, cuyos sedimentos se encuentran en tres áreas, en el Algarve ocidental, central y oriental, y en las que no hubo una diferenciación tan evidente de las subcuencas como en el Jurásico. El Cenomaniense solo está preservado en el Algarve oriental (*op. cit.*).

Segundos os autores referidos, o Cretácico basal é marcado pela fase distensiva neocimérica, que ocorreu no Berriassiano superior, que é evidenciada por lacunas estratigráficas e importantes variações laterais de fácies. O seguinte ciclo sedimentar, entre o Berriassiano e o Barremiano inferior, é representado por fácies marinhas de plataforma aberta pouco profunda e por fácies fluviais, mais frequentes no Algarve oriental. Após o período tectónico do Barremiano, recomeça, a partir do Aptiano inferior, a sedimentação de fácies marinhas, em toda a bacia, com uniformização das fácies e aceleração da subsidência. Durante o Aptiano superior, depositam-se os primeiros depósitos lagunares seguidos por depósitos marinhos pouco profundos. O ciclo sedimentar final resultou de uma nova transgressão de origem eustática no Albiano, permitindo a ocorrência de ambientes recifais no Algarve oriental, após os quais se sobrepuaram ambientes de plataforma interna até ao Cenomaniano.

2.3. Cenozoico

Ruben Dias, Ricardo Ressurreição, Julián Huerta

A Carta Geológica da Zona Sul Portuguesa na escala 1:400.000 abrange vários domínios do ponto de vista da evolução tectono-sedimentar do território ibérico ao longo do Cenozoico. Correspondem às bacias do Baixo Tejo, Alvalade, Guadiana, Algarve e planície litoral do Alentejo e Algarve ocidental, em Portugal, e a bacia do Guadalquivir, em Espanha. A génese e evolução destas bacias sedimentares relacionam-se com a tectónica alpina, variações eustáticas e climáticas.

2.3.1. Bacia do Baixo Tejo

A área abrangida por esta folha compreende o sector distal da **Bacia do Baixo Tejo**. Segundo Carvalho *et al.* (1983-85) a individualização da bacia está associada à reativação de falhas de direção NE-SW durante o Paleogénico. Geraram-se sistemas de leques aluviais alimentados a partir das áreas elevadas, principalmente do Maciço Hespérico, mas também de alguns sectores da bacia Lusitânica. Na área de Lisboa e na Península de Setúbal depositaram-se sedimentos que estão representados pela Formação de Benfica enquanto que ao longo do sector oriental, na margem esquerda da bacia e na sua continuação para a bacia de Alvalade, se depositaram sedimentos que foram atribuídos à Formação de Vale do Guizo. As unidades apresentam fácies semelhantes, sendo geralmente constituídas por alternâncias de conglomerados, arenitos e lutitos, com frequentes carbonatações (Azevêdo, 1991; Pimentel, 1997).

Ao longo do Miocénico ocorreram várias transgressões marinhas que inundaram parcialmente a bacia. Estudos estratigráficos (*e.g.*, Antunes *et al.*, 2000; Pais *et al.*, 2012), baseados em associações faunísticas, idades K-Ar e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, entre outros métodos, possibilitaram a identificação de sequências deposicionais na região de Lisboa e na Península de Setúbal, do Aquitaniano ao Tortonian, em parte correlacionáveis com os ciclos de terceira ordem de Haq *et al.* (1987). Os sedimentos, frequentemente fossilíferos, são constituídos maioritariamente por arenitos, calcarenitos e lutitos, depositados em ambiente marinho e fluvio-estuarino. Os sedimentos de influência marinha afloram principalmente na zona de Lisboa e nos extremos norte e sul da Península de

Según los autores antes mencionados, el Cretácico basal está marcado por una fase distensiva neocimérica, que ocurrió en el Berriasiense superior, que se evidencia por lagunas estratigráficas e importantes variaciones laterales en las facies. El siguiente ciclo sedimentario, entre el Berriasiense y el Barremiense inferior está representado por facies marinas de plataforma abierta, poco profunda y facies fluviales, más frecuentes en el Algarve oriental. Después del período tectónico del Barremiense, se reanuda la sedimentación con facies marinas en toda la cuenca, con uniformización de las facies y aceleración de la subsidencia. Durante el Aptiense superior, se depositan los primeros sedimentos de lagunas, seguidos por depósitos marinos poco profundos. El ciclo sedimentario final resultó de una nueva transgresión de origen eustático en el Albiense, lo que permitió la aparición de arrecifes en el Algarve oriental, a los que se superpusieron ambientes de plataforma interna hasta el Cenomaniense.

2.3. Cenozoico

Ruben Dias, Ricardo Ressurreição, Julián Huerta

El Mapa Geológico de la Zona Surportuguesa a escala 1:400.000 abarca varios dominios desde el punto de vista de la evolución tectónico-sedimentaria de la Península Ibérica a lo largo del Cenozoico. Corresponden a las Cuencas del Bajo Tajo, Alvalade, Guadiana, Algarve, la llanura costera del Alentejo y Algarve occidental, en Portugal, y la cuenca del Guadalquivir, en España. La génesis y evolución de estas cuencas sedimentarias está relacionada con la tectónica alpina, las variaciones eustáticas y las climáticas.

2.3.1. Cuenca del Bajo Tajo

El área representada en este mapa comprende el sector distal de la **Cuenca del Bajo Tajo**. Según Carvalho *et al.* (1983-85), la individualización de la cuenca está asociada con la reactivación de fallas en dirección NE-SW durante el Paleógeno. Los sistemas de abanicos aluviales se generaron y alimentaron desde las zonas elevadas, principalmente del Macizo Hespérico, pero también de algunos sectores de la cuenca Lusitánica. En la zona de Lisboa y en la península de Setúbal se depositaron sedimentos que se representaron como la Fm. Benfica, mientras que, en el sector oriental, en la margen izquierda de la cuenca y en su continuación a la cuenca de Alvalade, se depositaron sedimentos que fueron asignados a la Fm. Vale do Guizo. Las unidades tienen facies similares, generalmente constituidas por alternancias de conglomerados, areniscas y lutitas, con carbonataciones frecuentes (Azevêdo, 1991; Pimentel, 1997).

A lo largo del Mioceno ocurrieron varias transgresiones marinas que inundaron parcialmente la cuenca. Estudios estratigráficos (*p.e.*, Antunes *et al.*, 2000; Pais *et al.*, 2012), basados en asociaciones de fauna, edades K-Ar y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, entre otros métodos, permitieron identificar secuencias deposicionales en la región de Lisboa y la Península de Setúbal, desde el Aquitaniense hasta el Tortoniense, correlacionado en parte con los ciclos de tercer orden de Haq *et al.* (1987). Los sedimentos, a menudo fossilíferos, se componen principalmente de areniscas, calcarenitas y lutitas, depositadas en un ambiente marino y fluvial-estuario. Los sedimentos de influencia marina afloran principalmente en el área de Lisboa y en los extremos norte y sur de la península de

Setúbal, nomeadamente nas colinas de Almada-Trafaria e no bordo norte da cadeia da Arrábida.

Em direção ao interior, para leste da Península de Setúbal, estes depósitos passam lateralmente a fácies continentais, fluviais, lacustres e palustres, representados pelo conjunto das formações de Alcoentre e Tomar (Dias e Pais, 2009). Correspondem a uma sucessão de arenitos com níveis lutíticos e conglomeráticos, depositados no intervalo Aquitaniano-Tortoniano (Pais *et al.*, 2012) que se estendem para sul até à área de Alcácer do Sal.

Ao longo do bordo oriental da bacia afloram sedimentos fossilíferos de fácies marinha, atribuídos ao Vindoboniano, Miocénico médio (Zbyszewski *et al.*, 1972; Zbyszewski e Ferreira, 1976; Carvalhosa e Zbyszewski, 1994). Na área de Alcácer do Sal, em aparente continuidade ocorre a Formação de Alcácer do Sal, do Serravalliano superior a Tortoniano inferior (Antunes, 1983; Antunes e Mein, 1983). Estes sedimentos, constituídos por arenitos e calcarenitos com algumas passagens lutíticas, de ambiente marinho pouco profundo (Antunes, 1983), estendem-se para sul até à área de Grândola e para a área da planície litoral, a ocidente da serra de Grândola (Dias *et al.*, 2016).

No Pliocénico instalou-se um importante sistema fluvial que desaguiaria na Península de Setúbal (Azevêdo, 1982) e na área localizada entre as serras da Arrábida e Grândola (Pais *et al.*, 2012; Ressurreição, 2018). Está representado pelos sedimentos das formações de Ulme e Almeirim nos sectores intermédio e distal da bacia (Barbosa, 1995; Cunha, *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012), e pelos sedimentos das formações de Santa Marta e Belverde, na área da Península de Setúbal (Azevêdo, 1982; Pais *et al.*, 2012). Os sedimentos são essencialmente areníticos e conglomeráticos, com abundância de níveis lutíticos em alguns locais. Este regime sedimentar terá prevalecido até ao Gelasiano (Cunha *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012).

No sector distal da bacia, com maior representação na área da Península de Setúbal, regista-se um último episódio de enchimento sedimentar, correspondente à Formação de Marco Furado. É constituída por sedimentos areno-conglomeráticos e argilo-conglomeráticos, ferruginizados, de fácies de leque aluvial do Villafrankiano médio (Gelasiano) (Azevêdo, 1979; Cabral, 1995), provavelmente associados a um arrefecimento climático (Cabral, 1995).

2.3.2. Bacia de Alvalade

Na **Bacia de Alvalade**, o episódio compressivo ocorrido no Paleogénico promoveu a reativação das falhas de Grândola e Torrão, de direção WNW-ESE, e da falha de Messejana-Plasencia, de direção NE-SW. A sedimentação foi maioritariamente continental ao longo de todo o Cenozoico. Iniciou-se com a geração de sistemas de leques aluviais a partir das escarpas então formadas. Esta sedimentação ter-se-á prolongado até ao final do Paleogénico ou início do Miocénico (*e.g.*, Pimentel, 1997; Pais *et al.*, 2012). Está representada pela Formação de Vale do Guizo na área de Grândola e Torrão, e pela Formação de Ervidel no bordo sudeste da bacia (Pimentel, 1997). Correspondem a alternâncias de conglomerados, arenitos e lutitos, com frequentes carbonatações, numa sequência tendencialmente positiva (*op. cit.*).

Na zona de transição entre as bacias de Alvalade e Baixo Tejo está registada a transgressão que proporcionou deposição da Formação de Alcácer do Sal (Serravalliano superior-Tortoniano inferior), atrás referida. Durante o Messiniano, regista-se uma ingressão marinha no sector central da bacia de

Setúbal, es decir, en las colinas de Almada-Trafaria y en el extremo norte de la cadena Arrábida.

Hacia el interior, al este de la Península de Setúbal, estos depósitos pasan lateralmente a facies continental, fluvial, lacustre y palustre, representadas por el conjunto de Formaciones Alcoentre y Tomar (Dias y Pais, 2009). Corresponden a una sucesión de areniscas con niveles lutíticos y conglomerados, depositadas en el intervalo Aquitaniense-Tortoniano (Pais *et al.*, 2012). Se extienden hacia el sur hasta la zona de Alcácer do Sal.

A lo largo del borde oriental de la cuenca afloran sedimentos fosilíferos de facies marinas, atribuidos al Vindoboniense, Mioceno medio (Zbyszewski *et al.*, 1972; Zbyszewski y Ferreira, 1976; Carvalhosa y Zbyszewski, 1994). En la zona de Alcácer do Sal, en aparente continuidad, aflora la Fm. de Alcácer do Sal, desde el Serravalliano superior hasta el Tortoniano inferior (Antunes, 1983; Antunes y Mein, 1983). Estos sedimentos, constituidos por areniscas y calcarenitas con algunas pasadas lutíticas, son de ambiente marino poco profundo (Antunes, 1983), se extienden hacia el sur hasta la zona de Grândola y hacia la zona de la llanura costera, al oeste de la Sierra de Grândola (Dias *et al.*, 2016).

En el Plioceno se instaló un importante sistema fluvial que desembocaba en la Península de Setúbal (Azevêdo, 1982) y en el área ubicada entre las sierras de Arrábida y Grândola (Pais *et al.*, 2012; Ressurreição, 2018). Está representado por los sedimentos de las formaciones Ulme y Almeirim, en los sectores medio y distal de la cuenca (Barbosa, 1995; Cunha, *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012), y por los sedimentos de las formaciones Santa Marta y Belverde, en el área de la Península de Setúbal (Azevêdo, 1982; Pais *et al.*, 2012). Los sedimentos son esencialmente arenosos y conglomerados, con abundancia de niveles lutíticos en algunos lugares. Este régimen sedimentario ha prevalecido hasta Gelasiano (Cunha *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012).

En el sector distal de la cuenca, y con mayor representación en la zona de la Península de Setúbal, se produce un último episodio de relleno sedimentario, correspondiente a la Fm. Marco Furado. Consiste en sedimentos arenoso-conglomeráticos y arcillosos-conglomeráticos, ferruginizados, de facies en abanico aluvial del Villafrankiano medio (Gelasiano) (Azevêdo, 1979; Cabral, 1995), probablemente asociado a un enfriamiento climático (Cabral, 1995).

2.3.2. Cuenca de Alvalade

En la **Cuenca del Alvalade**, el episodio compresivo ocurrido en el Paleógeno provocó la reactivación de las fallas de Grândola y Torrão, con dirección WNW-ESE, y la falla Messejana-Plasencia, con dirección NE-SW. La sedimentación fue principalmente continental en todo el Cenozoico. Comenzó con la generación de sistemas de abanicos aluviales. Esta sedimentación se prolongó hasta el final del Paleógeno o principios del Mioceno (*p.e.* Pimentel, 1997; Pais *et al.*, 2012). Está representado por la Fm. Vale do Guizo, en el área de Grândola y Torrão, y por la Fm. de Ervidel en el borde sureste de la cuenca (Pimentel, 1997). Corresponden a alternancias de conglomerados, areniscas y lutitas, con carbonataciones frecuentes, en una secuencia de tendencia positiva (*op. cit.*).

En la zona de transición entre las Cuencas de Alvalade y Baixo Tajo se produce una transgresión que provocó la sedimentación de la Fm. Alcácer do Sal (Serravalliano superior-Tortoniano inferior). Durante el Messiniense se registró una entrada marina en el sector central de la Cuenca de

Alvalade (e.g., Antunes *et al.*, 1986a; Pimentel e Azevêdo, 1994; Antunes e Mein, 1995; Pimentel, 1997), tendo-se formado um golfo que penetraria para o interior através da área localizada a norte da serra de Grândola (Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997; Ressurreição, 2018). Esta inundação marinha poderá estar relacionada com um evento tectónico do Tortoniano que promoveu subsidência na área da bacia (Pimentel, 1997) ou com uma variação eustática positiva ocorrida durante o Messiniano (Pais *et al.*, 2012). A par da sedimentação marinha, ocorreu também sedimentação de fácies continental, nomeadamente de leque aluvial e fluvial, bordejando o golfo então existente (Pimentel, 1997; Pais *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2013).

No Pliocénico-Pleistocénico inferior desenvolveu-se um sistema fluvial na bacia de Alvalade (Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997) que corresponderá ao pré-Sado. De acordo com alguns autores (Pais *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2013; Ressurreição, 2018), este sistema seria tributário do sistema fluvial da bacia do Baixo Tejo. Os sedimentos são tendencialmente conglomeráticos na base, passando a arenitos para topo (Pimentel, 1997).

Tal como na bacia do Baixo Tejo, a última etapa de enchimento na bacia de Alvalade corresponde a um episódio de geração de sistemas de leques aluviais com deposição de sedimentos argilo-conglomeráticos ferruginizados, aqui representados pela Formação de Panóias, correlativa da Formação de Marco Furado (Pimentel, 1997). Segundo a interpretação de Cunha *et al.* (2019), a Fm. de Panóias não corresponderá ao topo do enchimento sedimentar da bacia, mas sim a uma fácies proximal da Fm. de Alvalade.

2.3.3. Planície litoral do Alentejo e Algarve ocidental

A área aqui considerada corresponde a toda a faixa litoral que se estende entre as regiões de Melides-Santiago do Cacém e Sagres-Vila do Bispo. A sedimentação paleogénica é muito escassa, aflorando em áreas relativamente pequenas na região de Melides. Corresponde a depósitos argilo-conglomeráticos da Formação de Vale do Guizo (Dias *et al.*, 2011).

O Miocénico mais antigo está representado por um conjunto de sedimentos continentais de leque aluvial, preservados na zona do graben de S. Teotónio e sedimentos continentais e marinhos preservados nas depressões tectónicas existentes na área de Aljezur, relacionadas com a atividade cenozoica do sistema de falhas de São Teotónio-Aljezur Sinceira. O Miocénico marinho, caracterizado pela ocorrência de biocalcarenítos e arenitos de fácies de plataforma carbonatada, depositou-se entre o Burdigaliano inferior e o Serravalliano superior, de acordo com datações $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e é correlacionável com a Formação de Lagos-Portimão, aflorante na bacia do Algarve (e.g., Antunes *et al.*, 1981; Pais *et al.*, 2000). No sector localizado entre Melides e Sines ocorre também a Formação de Alcácer do Sal.

O Pliocénico-Pleistocénico está representado por uma transgressão, com deposição de arenitos e conglomerados em ambiente de plataforma marinha siliciclástica ao longo de toda a área litoral, correspondentes à Formação de Galé (Dias *et al.*, 2011, 2016; Ressurreição, 2018) e às formações Vermelha e de Aivados-Bugalheira (Pereira, A.R., 1990). Sobre estes ocorrem sedimentos areno-conglomeráticos ferruginizados, continentais, de fácies de leque aluvial e fluvial, como a Formação de Vale Figueira (Dias *et al.*, 2011, 2016; Ressurreição, 2018) ou a unidade Leques Aluviais (Pereira, 1990).

Alvalade (p.e., Antunes *et al.*, 1986a; Pimentel y Azevêdo, 1994; Antunes y Mein, 1995; Pimentel, 1997), formándose un golfo que penetraría hasta el área ubicada al norte de la Sierra de Grândola (Pimentel y Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997; Ressurreição, 2018). Esta inundación marina puede estar relacionada con un evento tectónico en el Tortonense que provocó el hundimiento del área de la cuenca (Pimentel, 1997), o con una variación eustática positiva que ocurrió durante el Messiniense (Pais *et al.*, 2012). Junto con la sedimentación marina, también se produjo la sedimentación de facies continentales, con abanicos aluvial y fluvial, bordeando el golfo existente (Pimentel, 1997; Pais *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2013).

En el Plioceno-Pleistoceno inferior se desarrolló un sistema fluvial en la cuenca de Alvalade (Pimentel y Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997) que se corresponderá con el río pre-Sado. Según algunos autores (Pais *et al.*, 2012; Oliveira *et al.*, 2013; Ressurreição, 2018), este sistema sería afluente del sistema fluvial de la cuenca del Bajo Tajo. Los sedimentos tienden a ser conglomeráticos en la base, pasando a areniscas en la parte superior (Pimentel, 1997).

Al igual que en la cuenca del Bajo Tajo, la última etapa de relleno en la Cuenca de Alvalade corresponde a un episodio de generación de sistemas de abanico aluvial con depósito de sedimentos arcillo-conglomeráticos ferruginizados, representados aquí por la Fm. Panóias, correlativa a la Fm. Marco Furado (Pimentel, 1997). Según la interpretación de Cunha *et al.* (2019), la Fm. Panóias no corresponderá a la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca, sino a una facies proximal de la Fm. Alvalade.

2.3.3. Planície litoral de Alentejo y Algarve occidental

La planicie litoral corresponde a toda la franja costera que se extiende entre las comarcas de Melides-Santiago do Cacém y Sagres-Vila do Bispo. La sedimentación del Paleógeno es muy escasa, aflorando en áreas relativamente pequeñas en la región de Melides. Corresponde a depósitos de conglomerados arcillosos de la Fm. Vale do Guizo (Dias *et al.*, 2011).

El Mioceno más antiguo está representado por un conjunto de sedimentos continentales de abanico aluvial, conservados en la zona del *graben* de São Teotónio, y sedimentos continentales y marinos conservados en las depresiones tectónicas de la zona de Aljezur, relacionados con la actividad cenozoica del sistema de fallas de São Teotónio-Aljezur Sinceira. El mioceno marino, caracterizado por biocalcarenítos y areniscas de facies de plataforma carbonatada, se depositó entre el Burdigaliense inferior y el Serravalliense superior, según dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y se correlaciona con la Fm. Lagos-Portimão, aflorante en la Cuenca del Algarve (p.e., Antunes *et al.*, 1981; Pais *et al.*, 2000). En el sector situado entre Melides y Sines también se encuentra la Fm. Alcácer do Sal.

El Plioceno-Pleistoceno está representado por una transgresión, con sedimentación de areniscas y conglomerados en un ambiente de plataforma marina siliciclástica a lo largo de toda la zona costera, correspondiente a la Fm. Galé (Dias *et al.*, 2011, 2016; Ressurreição, 2018) y a las Fms. Vermelha y Aivados-Bugalheira (Pereira, 1990). Sobre estos se encuentran sedimentos arenoso-conglomeráticos ferruginizados, continentales, de facies de abanico aluvial y fluvial, como la Fm. Vale Figueira (Dias *et al.*, 2011, 2016; Ressurreição, 2018) o la unidad Leques Aluviais (Pereira, 1990).

2.3.4. Bacia do Guadiana

O início da sedimentação cenozoica do sector aqui abrangido deverá relacionar-se com a atividade tectónica no Paleogénico da falha de Vidigueira-Moura, com a geração da sub-bacia de Moura-Marmelar, para sul daquela estrutura, estudada em pormenor por Brum da Silveira (1990) e Brum da Silveira *et al.* (2009). O desnível morfológico gerado propiciou o desenvolvimento de sistemas de leques aluviais, com a deposição de conglomerados, arenitos e lutitos da Formação de Casa Branca. Esta sedimentação poderá ter-se estendido até ao Miocénico inferior ou médio (*e.g.*, Brum da Silveira, 1990; Brum da Silveira *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012).

Ocorre ainda a Formação de Facho (Pliocénico-Plistocénico), definida na região de Serpa-Vila Nova de São Bento (Monte do Facho) e sumariamente caracterizada por Dias *et al.* (2018) como um conjunto de sedimentos aluviais ferruginizados, associados a drenagens que escoariam para a bacia de Alvalade. Trata-se de sedimentos siliciclásticos, areno-conglomeráticos, ferruginizados, com características de deposição em ambiente fluvial e de leque aluvial, possivelmente correlativos das Formações de Alvalade e Panóias, na Bacia de Alvalade.

2.3.5. Bacia do Algarve

A passagem do Mesozoico para o Cenozoico é marcada por uma discordância generalizada, associada a importantes movimentos epirogénicos positivos (Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2013). O registo sedimentar durante o Paleogénico é bastante escasso, estando apenas representado na área de Guia pela unidade Conglomerados e argilas de Guia, constituída por intercalações de níveis conglomeráticos contendo clastos de calcário mesozoico, e argilas vermelhas (Manuppella, 1988, 1992).

A sedimentação miocénica pode ser agrupada em duas grandes unidades, a Fm. de Lagos Portimão e a Fm. de Cacela.

A Fm. de Lagos-Portimão é uma unidade essencialmente carbonatada cujo principal litótipo corresponde a biocalcarenitos depositados em ambiente marinho de plataforma carbonatada e siliciclástica (Pais *et al.*, 2000, 2012). Dados biostratigráficos e datações por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (*e.g.*, Antunes *et al.*, 1981; Cachão, 1995; Pais *et al.*, 2000; Legoinha, 2001; Kroeger *et al.*, 2007; Armenteros *et al.*, 2019) indicam deposição durante o Miocénico inferior a médio (Burdigaliano-Serravaliano final), tendo sido identificadas cinco sequências correlacionáveis com os ciclos eustáticos de terceira ordem TB 2,2 a TB 2,6 (Haq *et al.*, 1987; Armenteros *et al.*, 2019). Durante o Tortoniano depositaram-se duas unidades que têm sido designadas por Espongólitos de Mem Moniz e Areias finas e arenitos (Pais *et al.*, 2000).

A Fm. de Cacela é, grosso modo, constituída por conglomerados na base, que passam a areias finas e arenitos carbonatados (*e.g.*, Pais *et al.*, 2012). Depositou-se em ambiente essencialmente marinho e contém fauna variada, tendo sido descrita com detalhe em diversos estudos (*e.g.*, Pais, 1982; Antunes *et al.*, 1981; Cachão, 1995; Pais *et al.*, 2000). As associações faunísticas, datações K/Ar em glauconite e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indicam um período de deposição durante o Tortoniano superior-Messiniano (*e.g.*, Antunes *et al.*, 1981, 1986b; Pais *et al.*, 2000; Legoinha, 2001).

Sobre os sedimentos Miocénicos depositou-se a Fm. do Ludo. A sua deposição terá ocorrido entre o Pliocénico inferior e o Plistocénico médio a superior em ambiente litoral e continental, testemunhando uma tendência geral de continentalização para topo (Moura *et al.*, 1998; Moura e Boski, 1999; Pais *et al.*, 2012). Nas litofácies presentes predominam

2.3.4. Cuenca del Guadiana

El inicio de la sedimentación cenozoica en esta cuenca está relacionado con la actividad tectónica en el Paleógeno de la falla Vidigueira-Moura, con la generación de la subcuenca Moura-Marmelar, al sur de esa estructura, estudiada en detalle por Brum da Silveira (1990) y Brum da Silveira *et al.* (2009). El desnivel morfológico generado propició el desarrollo de sistemas de abanico aluvial, con la sedimentación de conglomerados, areniscas y lutitas a partir de la Fm. Casa Branca. Esta sedimentación puede haberse extendido hasta el Mioceno inferior o medio (*p.e.*, Brum da Silveira, 1990; Brum da Silveira *et al.*, 2009; Pais *et al.*, 2012).

En la Fm. de Facho (Plioceno-Plistoceno), definida en la región de Serpa-Vila Nova de São Bento (Monte do Facho) y caracterizada por Dias *et al.* (2018) como un conjunto de sedimentos aluviales ferruginizados, asociados a drenajes que desembocarían en la Cuenca de Alvalade. Se trata de sedimentos siliciclásticos, arenoso-conglomeráticos, ferruginizados, con características sedimentarias de un medio fluvial y abanico aluvial, posiblemente coetáneos a las Fms. de Alvalade y Panóias, en la Cuenca de Alvalade.

2.3.5. Cuenca del Algarve

La transición del Mesozoico al Cenozoico está marcada por una discordancia generalizada, asociado con importantes movimientos epirogénicos positivos (Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2013). El registro sedimentario durante el Paleógeno es bastante escaso, estando únicamente representado en el área de Guia, por la unidad de Conglomerados y arcillas de Guia, que consiste en intercalaciones de niveles conglomeráticos que contienen clastos calizos mesozoicos y arcillas rojas (Manuppella, 1988, 1992).

La sedimentación del Mioceno se puede agrupar en dos grandes unidades, la Fm. Lagos Portimão y la Fm. Cacela.

La Fm. Lagos-Portimão es una unidad esencialmente carbonatada, cuyo litotipo principal corresponde a biocalcarenitas depositadas en un ambiente marino de plataforma carbonatada y siliciclástica (Pais *et al.*, 2000, 2012). Los datos bioestratigráficos y dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (*p.e.*, Antunes *et al.*, 1981; Cachão, 1995; Pais *et al.*, 2000; Legoinha, 2001; Kroeger *et al.*, 2007; Armenteros *et al.*, 2019) indican la sedimentación durante el Mioceno inferior a medio (Burdigaliense-Serravalliense final), habiéndose identificado cinco secuencias correlacionables con los ciclos eustáticos de tercer orden TB 2,2 a TB 2,6 (Haq *et al.*, 1987; Armenteros *et al.*, 2019). Durante el Tortoniano se depositaron dos unidades, las cuales han sido designadas por Espongólitos de Mem Moniz y Arenas finas y areniscas (Pais *et al.*, 2000).

La Fm. Cacela se compone, a grandes rasgos, de conglomerados en la base, que pasan a arenas finas y areniscas carbonatadas. Se depositó en un medio esencialmente marino y contiene una fauna variada, siendo descrita en detalle en varios estudios (*p.e.*, Pais, 1982; Antunes *et al.*, 1981; Cachão, 1995; Pais *et al.*, 2000). Las asociaciones faunísticas, las dataciones K/Ar en glauconita y las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican un período de sedimentación durante el Tortoniano superior-Missiniense (*p.e.*, Antunes *et al.*, 1981, 1986b; Pais *et al.*, 2000; Legoinha, 2001).

Sobre los sedimentos miocénicos se depositó la Fm. Ludo. Su sedimentación se realiza entre el Plioceno inferior y el Pleistoceno medio a superior, en ambientes costeros y continentales, presentando una tendencia general de continentalización hacia el techo (Moura *et al.*, 1998; Moura y

arenitos, sendo os níveis superiores, de fácies fluvial e de leque aluvial mais conglomeráticos (*op. cit.*).

Na área da folha a Fm. do Ludo apresenta importante extensão ao longo da faixa litoral algarvia, assentando em formações do Paleozoico, Jurássico, Cretácico e Miocénico, por vezes, a preencher um carso desenvolvido nas rochas carbonatadas. Os diferentes membros não foram distinguidos do ponto de vista cartográfico. A unidade será correlativa, pelo menos parcialmente, dos sedimentos pliocénicos e plistocénicos da bacia de Guadalquivir, nomeadamente as Formações de Huelva e Bonares.

2.3.6. Bacia do Guadalquivir

A **Bacia do Guadalquivir**, bacia de antepaís, é uma depressão alongada de direção ENE-WSW, situada entre os domínios Atlântico e Mediterrâneo e entre o orógeno Bético, a sul, e a margem passiva do Maciço Ibérico, a norte. A área da bacia abrangida por esta folha geológica corresponde ao seu sector ocidental.

O primeiro episódio sedimentar data do Tortoniano superior e está representado pela Fm. de Niebla (Civis *et al.*, 1987; Baceta e Pendón, 1999). A unidade integra dois conjuntos sedimentares interpretados como equivalentes laterais: areias e cascalheiras, com raros bioclastos marinhos, provavelmente depositadas em ambiente de fan delta; calcarenitos bioclásticos, conglomerados, areias e siltes, de ambiente fluviodeltaico, praia e plataforma carbonatada (Portero e Alvaro, 1984; Baceta e Pendón, 1999).

A sedimentação ocorrida entre o Tortoniano superior e o Zancleano inferior está representada por um conjunto de unidades com características marinhas, em parte correlativas, nomeadamente a Fm. Argilas de Gibrleón, a Fm. Areias de Trigueros, as Margas do Guadalquivir, e a Fm. Areias de Huelva.

A deposição da Fm. Argilas de Gibrleón deu-se durante o Tortoniano superior-Zancleano em ambiente marinho e deltaico (Civis *et al.*, 1987; Sierro *et al.*, 1987, 1996; Muñiz *et al.*, 2001; González Delgado *et al.*, 2004). A unidade é principalmente constituída por argilas e siltes, destacando-se no conteúdo fossilífero uma grande abundância de icnofósseis (Mayoral e Muñiz, 1996; Muñiz, 1998).

A Fm. Areias de Trigueros foi interpretada como tendo origem turbidítica (Sierro *et al.*, 1996; González Delgado *et al.*, 2004). Consistem em sedimentos arenosos e silto-argilosos, ricos em bivalves do Messiniano, possivelmente abrangendo a passagem Messiniano-Pliocénico (*op. cit.*).

A Fm. Margas do Guadalquivir é constituída por argilas calcárias, por vezes arenosas, e lutitos, de ambiente de talude ou bacia oceânica pouco profunda. Segundo Sierro *et al.* (1990, 1996) e González Delgado *et al.* (2004) a sua idade é Messiniano a Pliocénico inferior.

Os sedimentos da Fm. Areias de Huelva consistem em areias finas siltosas, fossilíferas, ricas em glauconite nos níveis inferiores, depositadas em ambiente marinho de pouca profundidade, sublitoral (*shoreface*) (Civis *et al.*, 1987; Mayoral, 1986; Ruiz *et al.*, 1996), durante o Pliocénico inferior (Sierro, 1984; González e Ruiz, 1988).

A última etapa de enchimento da bacia, do Pliocénico-Pleistocénico, está representada pelas Fms. Areias de Bonares e Alto Nivel Aluvial. Em conjunto, estes depósitos formam uma sequência granocrescente e regressiva, passando de areias depositadas em ambiente marinho pouco profundo, predominantemente foreshore, a sedimentos tipicamente fluviais (Mayoral e Pendón, 1986-87). Alguns estudos (*e.g.*, Torres, 1975; Pastor e Leyva, 1976; Santos Bonaño *et al.*,

Boski, 1999; Pais *et al.*, 2012). En las litofacies presentes predominan las areniscas, siendo los niveles superiores de facies fluvial y abanico aluvial más conglomerados (*op. cit.*).

En el mapa geológico, la Fm. Ludo tiene una extensión importante a lo largo de la franja litoral del Algarve, sedimentándose sobre formaciones del Paleozoico, Jurásico, Cretácico y Mioceno, a veces, rellenando un karst desarrollado en las rocas carbonatadas. La unidad está correlacionada, al menos parcialmente, con los sedimentos pliocénicos y pleistocénicos de la Cuenca del Guadalquivir, Formaciones Huelva y Bonares.

2.3.6. Cuenca del Guadalquivir

La **Cuenca del Guadalquivir**, cuenca antepaís, es una depresión alargada de dirección ENE-WSW, ubicada entre los dominios Atlántico y Mediterráneo y entre el Orógeno Bético al sur, y el margen pasivo del Macizo Ibérico al norte. El área de la cuenca representada en este mapa geológico corresponde a su sector occidental.

El primer episodio sedimentario data del Tortonense superior y está representado por la Fm. Niebla (Civis *et al.*, 1987; Baceta y Pendón, 1999). La unidad integra dos conjuntos sedimentarios interpretados como equivalentes laterales: arena y grava, con escasos bioclastos marinos, probablemente depositados en un ambiente de *fan delta*; calcarenitas bioclásticas, conglomerados, arenas y limos, con ambiente fluvio-deltaico, playa y plataforma carbonatada (Portero y Alvaro, 1984; Baceta y Pendón, 1999).

La sedimentación que se produjo entre el Tortonense superior y el Zancliense inferior está representada por un conjunto de unidades con características marinas, en parte correlativas, Fm. Arcillas de Gibrleón, Fm. Arenas de Trigueros, las Margas del Guadalquivir y la Fm. Arenas de Huelva.

La sedimentación de la Fm. Arcillas de Gibrleón tuvo lugar durante el alto Tortonense-Zancliense, en un ambiente marino y deltaico (Civis *et al.*, 1987; Sierro *et al.*, 1987, 1996; Muñiz *et al.*, 2001; González Delgado *et al.*, 2004). La unidad está compuesta principalmente por arcillas y limos, con una alta abundancia en el contenido de icnofósiles (Mayoral y Muñiz, 1996; Muñiz, 1998).

La Fm. Arenas de Trigueros se interpretó como de origen turbidítico (Sierro *et al.*, 1996; González Delgado *et al.*, 2004). Consiste en sedimentos arenosos y arcillo-limosos, ricos en bivalvos del Messiniense.

La Fm. Margas del Guadalquivir está formada por arcillas calcáreas, a veces arenosas, y lutitas, depositadas en un entorno de talud o cuenca oceánica poco profunda. Según Sierro *et al.* (1990, 1996) y González Delgado *et al.* (2004), su edad es Messiniense a Plioceno inferior.

Los sedimentos de la Fm. Arenas de Huelva consisten en arenas finas limosas, fossilíferas, ricas en glauconita en los niveles inferiores, depositadas en un ambiente marino sublitoral poco profundo (*shoreface*) (Civis *et al.*, 1987; Mayoral, 1986; Ruiz *et al.*, 1996), durante el Plioceno inferior (Sierro, 1984; González y Ruiz, 1988).

La última etapa de relleno de la cuenca, del Plioceno-Pleistoceno, está representada por las Fms. Arenas de Bonares y Alto Nivel Aluvial. En conjunto, estos depósitos forman una secuencia granocrescente y regresiva, pasando de arenas depositadas en un ambiente marino poco profundo, predominantemente costero, a sedimentos típicamente fluviales (Mayoral y Pendón, 1986-87). Algunos estudios (*p.e.*, Torres, 1975; Pastor y Leyva, 1976; Santos Bonaño *et al.*, 1983)

1983) consideram que o Alto Nível Aluvial se posiciona estratigraficamente sobre as Areias de Bonares, enquanto outros autores (Salvany e Custodio, 1995) admitem que estas unidades estão geneticamente relacionadas, representando distintas fácies de um conjunto de sistemas deltaicos (*fan deltas*).

2.3.7. Depósitos quaternários

Após as fases de colmatção das bacias cenozoicas, iniciou-se no Plistocénico um período de incisão fluvial com geração de terraços embutidos nas litologias mais antigas, existindo ao longo de várias linhas de água sedimentos associados a essa fase de encaixe. Poderá também corresponder ao início da deposição de colúviões que existem preservados no sopé e ao longo das vertentes de vários relevos, sedimentação que se estende até à atualidade. Nas zonas litorais este episódio está representado pelo escalonamento de terraços marinhos. Ocorrem ainda, em alguns locais, eolianitos de cimento carbonatado ou ferruginoso, cuja idade se poderá estender ao Holocénico. Os sedimentos estritamente holocénicos, atuais, correspondem às aluviões das várias linhas de água e aos sistemas costeiros, de praia e duna, e os sistemas lagunares e de sapais.

consideran que el Alto Nivel Aluvial se encuentra estratigráficamente sobre las Arenas de Bonares, mientras que otros autores (Salvany y Custodio, 1995) admiten que estas unidades están relacionadas genéticamente, representando diferentes facies de un conjunto de sistemas deltaicos (*fan deltas*).

2.3.7. Depósitos cuaternarios

Después de las fases de colmatación de las cuencas cenozoicas, se inició en el Pleistoceno un período de incisión fluvial con la generación de terrazas encajadas en las litologías más antiguas, a lo largo de los cursos de los ríos existen sedimentos asociados a esta fase de encajonamiento fluvial. También puede corresponder al inicio de formación de los coluviones que se conservan al pie y a lo largo de las laderas de diversos relieves, sedimentación que se extiende hasta la actualidad. En las zonas costeras, este episodio está representado por el escalonamiento de las terrazas marinas. También existen, en algunos lugares, arenas eólicas con cemento carbonatado o ferruginoso, cuya edad puede extenderse hasta el Holoceno. Los sedimentos estrictamente holocénicos corresponden a los aluviales de los distintos cursos de agua y a los sistemas costeros, de playas y dunas, y a los sistemas de lagunas y marismas.

3. ROCHAS ÍGNEAS

Alejandro Díez-Montes, Susana Henriques, Rita Solá

3.1. Magmatismo Paleozoico

Na ZSP, as rochas plutónicas ocorrem a norte e este da Faixa Piritosa Ibérica (FPI), onde aflora o Batólito da Serra Norte (BSN). Esta zona constitui uma área privilegiada para estudar as relações entre o plutonismo (BSN), o vulcanismo (CVS) e os jazigos de sulfuretos maciços. Estes tipos de rochas representam os eventos principais da atividade ígnea da FPI.

O BSN é formado por corpos alongados segundo a direção tectónica regional. O BSN é um complexo intrusivo com características subvulcánicas e é constituído principalmente por três associações magmáticas que abarcam dois períodos de tempo: (i) rochas básicas e ultrabásicas; (ii) granitoides de carácter subvulcânico que formam uma série do tipo TTG (Trondhjemitó-Tonalito-Granodiorito); (iii) pequenos maciços circunscritos que formam uma associação alumino-potássica.

As rochas básicas têm uma composição gabro-diorítica. Nos afloramentos é frequente encontrar bolsadas de rochas ultrabásicas cumuladas de dimensão decimétrica (Figs. 5A, B). Os maiores afloramentos de rochas ultrabásicas encontram-se em Cerro del Moro e Algarrobito. Os granitoides mostram características subvulcánicas e formam uma associação do tipo *Low-Al₂O₃* TTG, constituída por trondhjemitos, tonalitos e granodioritos (Figs. 5C, D). Os contactos entre as rochas básicas e os granitoides trondhjemiticos correspondem a zonas de mistura de magmas (Figs. 5E, F).

No âmbito do projeto GEO_FPI realizaram-se 6 datações isotópicas U-Pb em zircões de granitoides que fazem parte da associação TTG. Nos granitoides trondhjemiticos as idades obtidas variam de ca. 343-337 Ma. Os tonalitos de Puerto de la Encina têm uma idade de ca. 345 Ma e o granodiorito de Santa Eulália uma idade de ca. 343 Ma. O intervalo de idades para estas rochas é de ca. 345-337 Ma, correspondendo ao Viséano médio (ver Capítulo 8 de Díez-Montes *et al.*, 2020b). Este intervalo de idades está de acordo com os trabalhos publicados (Dunning *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, 2002; Gladney *et al.*, 2014; Ribeiro de Mello *et al.*, 2017; Paslawski *et al.*, 2020). Os intervalos de idades dos granitoides trondhjemiticos e das rochas vulcánicas do CVS são idênticos, o que sugere que estes dois grupos de rochas sejam contemporâneos. Considerando todo o conjunto de idades, constata-se que são ligeiramente mais recentes para este do BSN.

O terceiro grupo de granitoides forma uma série de pequenos maciços graníticos, por vezes de dimensão reduzida não cartografável. Os principais maciços, El Berrocal e Crispinejo, correspondem a estruturas circunscritas de forma arredondada, que intruem os granitoides trondhjemiticos e as rochas do CVS. Nestes últimos ocorre metamorfismo de contacto (Díez-Montes e Bellido Mulas, 2008). A idade destes maciços graníticos é de ca. 300 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2017). A geoquímica do granito de El Crispinejo é semelhante à dos granitos que contêm as mineralizações de Sn-W, sendo a sua idade muito mais recente que a do BSN e do CVS, indicando que se trata dum processo magmático distinto daquele que originou o BSN e o CVS.

3. ROCAS ÍGNEAS

Alejandro Díez-Montes, Susana Henriques, Rita Solá

3.1. Magmatismo Paleozoico

Dentro de la ZSP, las rocas plutónicas afloran al este y norte de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) formando el Batolito de la Sierra Norte (BSN). Esta zona es un magnífico ejemplo para estudiar las relaciones que hay entre plutonismo (BSN), vulcanismo (CVS) y los yacimientos de sulfuros masivos. Este tipo de rocas definen a grandes rasgos la actividad ígnea de la FPI.

El BSN está formado por cuerpos alargados según la dirección tectónica regional. El BSN es un complejo intrusivo con características subvolcánicas, y se compone principalmente de tres asociaciones magmáticas que abarcan dos periodos temporales: (i) rocas básicas y ultrabásicas; (ii) granitoides de carácter subvulcânico que forman una serie de tipo TTG (Trondhjemitó-Tonalito-Granodiorita); (iii) pequeños macizos circunscritos que forman una asociación aluminico-potásica.

Las rocas básicas tienen composición de gabro-diorita. Dentro de los afloramientos es frecuente encontrar bolsadas de tamaño decimétrico de rocas ultrabásicas acumuladas (Figs. 5A, B). Los mayores afloramientos de rocas ultrabásicas los encontramos en Cerro del Moro y Algarrobito. Los granitoides muestran características subvolcánicas y forman una asociación de tipo *Low-Al₂O₃* TTG, que está formada por trondhjemitas, tonalitas y granodioritas (Figs. 5C, D). Los contactos que hay entre las rocas básicas y los granitoides trondhjemiticos se caracterizan por ser zonas de mezcla de magmas (Figs. 5E, F).

En este proyecto GEO_FPI se han realizado 6 dataciones isotópicas U-Pb sobre circones en los granitoides que forman parte de la asociación TTG. En los granitoides trondhjemiticos las edades obtenidas varían entre 343-337 Ma, en las tonalitas de Puerto de la Encina la edad es de 345 Ma, y en la granodiorita de Santa Eulalia la edad obtenida es de 343 Ma. Por lo que el rango de edades para estas rocas es de 345-337 Ma, correspondiendo al Viséense medio (ver Capítulo 8 de Díez-Montes *et al.*, 2020b). Este rango de edades concuerda con datos publicados (Dunning *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, 2002; Gladney *et al.*, 2014; Ribeiro de Mello *et al.*, 2017; Paslawski *et al.*, 2020). El periodo de tiempo de las edades de los granitoides trondhjemiticos son iguales a las edades que se han obtenido para las rocas volcánicas del CVS, por lo que ambos grupos de rocas son coetáneas. Teniendo en cuenta todo el conjunto de edades, estas son ligeramente más modernas hacia el este del BSN.

El tercer grupo de granitoides lo forman una serie de pequeños macizos graníticos, a veces de escala no cartografiable, siendo los principales macizos de El Berrocal y Crispinejo, que están formando macizos circunscritos con formas redondeadas. Presentan relaciones de intrusión en los granitoides trondhjemiticos y en los materiales del CVS, sobre estos últimos llega a desarrollar metamorfismo de contacto (Díez-Montes y Bellido Mulas, 2008). La edad de estos macizos graníticos es de 300 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2017). La geoquímica del granito de El Crispinejo es similar a la de los granitos que están mineralizados con Sn-W, además la edad que muestran es mucho más moderna que el BSN y el CVS, indicando que se trata de otro proceso magmático distinto al que origina el BSN y el CVS.

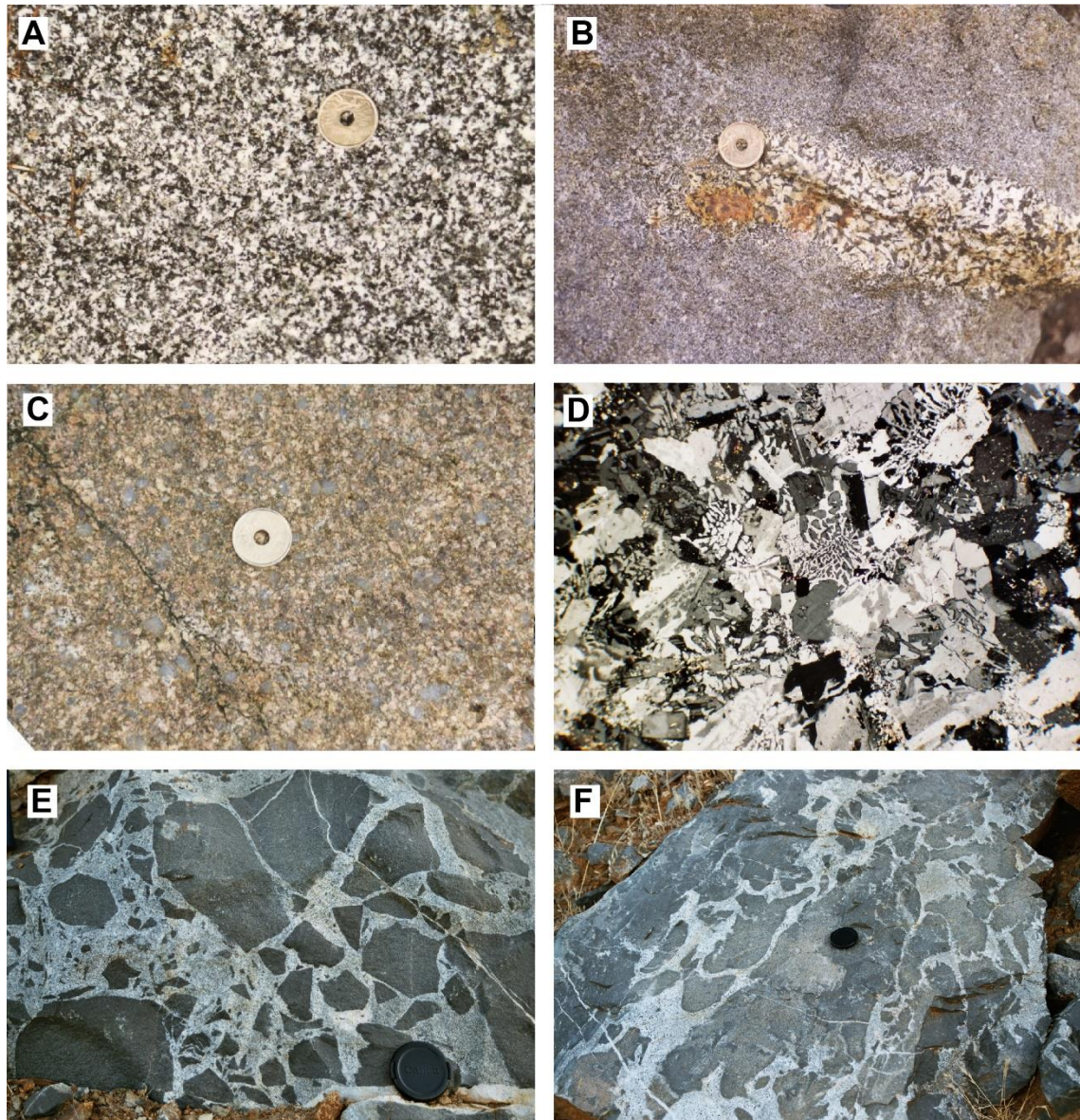


Figura 5. **A** - Aspeto textural das rochas básicas em afloramento; **B** - cumulado ultrabásico em rochas básicas; **C** - aspetos texturais dos granitoides trondhjemíticos em afloramento; **D** - microfotografia dos granitoides trondhjemíticos com textura granofírica; **E, F** - zona de mistura entre os granitoides TTG e as rochas básicas. / **A** - Detalle textural de campo de las rocas básicas; **B** - cumulado ultrabásico en las rocas básicas; **C** - aspectos textural de campo de los granitos trondhjemíticos; **D** - microfotografia de los granitoides trondhjemíticos con textura granofírica; **E, F** - zona de mezcla entre los granitoides TTG y las rocas básicas.

3.2. Magmatismo Mesozoico

A fragmentação da Pangeia teve início no Mesozoico e conduziu à abertura progressiva do Oceano Atlântico e ao desenvolvimento de bacias sedimentares, que mais tarde evoluíram para margens continentais passivas. Na Margem Ocidental Ibérica, foram identificados três ciclos de atividade magmática durante o Mesozoico, com características geoquímicas distintas e separados por períodos de cerca de 50 Ma (*e.g.*, Mata *et al.*, 2015):

- 1) O primeiro ciclo (ca. 202-198 Ma) é de natureza subalcalina e toleítica e está relacionado com os estádios iniciais da abertura do Atlântico Central (regime distensivo) e com a designada *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP). É representado pelo complexo vulcano-sedimentar da Bacia do Algarve e pelo filão de Messejana-Plasencia. Pequenas ocorrências afloram na Bacia Lusitânica (Sesimbra) e na Bacia do Alentejo (Santiago do Cacém).

No complexo vulcano-sedimentar do Algarve observam-se escoadas lávicas subáreas, depósitos piroclásticos e peperitos, com sedimentação contemporânea dominada por argilitos e conglomerados, contendo muitas vezes fragmentos vulcânicos intercalados na sequência. Estas características litológicas e associações são compatíveis com modelo de fácies típico de magmatismo basáltico continental (*e.g.*, Martins *et al.*, 2008, 2010).

O filão da Messejana-Plasencia é um filão dolerítico de quimismo toleítico e com uma idade de ígnea de ca. 200 Ma (Cebriá *et al.*, 2003). O filão instalou-se ao longo da Falha da Messejana-Plasencia, que corresponde a um grande acidente tectónico, de direção SW-NE, com uma extensão de 530 km que atravessa a Península Ibérica, desde o Alentejo até Ávila, onde se encontra coberto por depósitos do Terciário. Trata-se duma falha principal de desligamento esquerdo com rejeito até 4 km à qual se associam fraturas de tensão mais recentes que foram também preenchidas por magma dolerítico. A espessura do filão varia de 5 m a 300 m, incluindo ramificações. (Schermerhörn *et al.*, 1978).

- 2) O segundo ciclo (ca. 147-141 Ma) é de natureza transicional (moderadamente alcalina a subalcalina) e é restrito à parte central da Bacia Lusitânica (região Óbidos-Soure, a Norte da área abrangida pela carta). Este ciclo é coevo com a migração do eixo do *rift* e está associado ao regime distensivo (Martins *et al.*, 2010).
- 3) O terceiro ciclo (ca. 94-62 Ma; Grange *et al.*, 2010; Miranda *et al.*, 2009) é de natureza alcalina e compreende dois eventos magmáticos. O primeiro (ca. 94-88 Ma) ocorreu durante a abertura da Baía da Biscaia e consequente rotação da Ibéria e inclui as soleiras de Paço d'Ilhas (a Norte da área abrangida pela carta) e de Foz da Fonte. O segundo (ca. 83-69 Ma) inclui os maciços intrusivos de Sintra, Sines e Monchique, bem como o magmatismo alcalino do litoral do Algarve, o Complexo Radial de Mafra e o Complexo Vulcânico de Lisboa. Este evento é contemporâneo dos estádios iniciais da Orogenia Alpina na Ibéria que conduziram à inversão tectónica das bacias Mesozoicas (Martins *et al.*, 2010).

A soleira Foz da Fonte (ca. 94 Ma) é uma soleira microgranular tefrítica, com cerca de 8 m de espessura e encontra-se exposta na península de Setúbal. O encaixante corresponde a sedimentos cretácicos (calcários do Albiano Superior) (Miranda *et al.*, 2009). Os maciços de Sintra, Sines e Monchique encontram-se dispostos num lineamento NNW-SSE e possuem formas, dimensões e orientações semelhantes, são elípticos (aproximadamente 15 x 5 km) com orientação E-W. Este lineamento foi interpretado por Ribeiro *et al.* (1979) como

3.2. Magmatismo Mesozoico

La fragmentación de Pangea comenzó en el Mesozoico y condujo a la apertura progresiva del Océano Atlántico y al desarrollo de cuencas sedimentarias, que más tarde evolucionaron hacia márgenes continentales pasivos. En el margen Occidental Ibérico, se identificaron tres ciclos de actividad magmática durante el Mesozoico, con características geoquímicas distintas y separados por períodos de alrededor de 50 Ma (*p.e.*, Mata *et al.*, 2015):

- 1) El primer ciclo (ca. 202-198 Ma) es de naturaleza subalcalina y toleítica y está relacionado con las etapas iniciales de la apertura del Atlántico Central (régimen extensivo) y con la llamada *Central Atlantic Magmatic Province* (CAMP). Está representado por el complejo vulcano-sedimentario de la cuenca del Algarve y por el dique Messejana-Plasencia. Pequeños afloramientos surgen en la Cuenca Lusitana (Sesimbra) y en la Cuenca del Alentejo (Santiago do Cacém).

En el complejo vulcano-sedimentario del Algarve se observan coladas de lava subáreas, depósitos piroclásticos y peperitas, con sedimentación contemporánea dominada por arcillas y conglomerados, que a menudo contienen fragmentos volcánicos intercalados en la secuencia. Estas características y asociaciones litológicas son compatibles con un modelo de facies típico del magmatismo basáltico continental (*p.e.*, Martins *et al.*, 2008, 2010).

El dique Messejana-Plasencia es dolerítico, con un quimismo toleítico y con una edad ígnea de ca. 200 Ma (Cebriá *et al.*, 2003). El dique intruyó a lo largo de la Falla Messejana-Plasencia, que corresponde a un gran accidente tectónico, de dirección SW-NE, con una longitud de 530 km que atraviesa la Península Ibérica, desde el Alentejo hasta Ávila, donde está cubierta por depósitos terciarios. Esta es una falla principal con desplazamiento sinistral y con desplazamientos de hasta 4 km, asociada con fracturas por tensión más recientes que también fueron rellenadas por magma dolerítico. El grosor del dique varía de 5 a 300 m, incluidas sus ramificaciones. (Schermerhörn *et al.*, 1978).

- 2) El segundo ciclo (ca. 147-141 Ma) es de naturaleza transicional (moderadamente alcalino a subalcalino) y está restringido a la parte central de la Cuenca Lusitana (región de Óbidos-Soure, al norte del mapa geológico). Este ciclo es coetáneo con la migración del eje del *rift* y está asociado con el régimen distensivo (Martins *et al.*, 2010).
- 3) El tercer ciclo (ca. 94-62 Ma; Grange *et al.*, 2010; Miranda *et al.*, 2009) es de naturaleza alcalina y comprende dos eventos magmáticos. El primero (ca. 94-88 Ma) ocurrió durante la apertura del Golfo de Vizcaya y la consiguiente rotación de Iberia e incluye los afloramientos de Paço d'Ilhas (al norte del mapa geológico) y Foz da Fonte. El segundo (ca. 83-69 Ma) incluye los macizos intrusivos de Sintra, Sines y Monchique, así como el magmatismo alcalino de la costa del Algarve, el Complejo Radial de Mafra y el Complejo Volcánico de Lisboa. Este evento es contemporáneo con las etapas iniciales de la Orogenia Alpina en Iberia, que llevaron a la inversión tectónica de las cuencas del Mesozoico (Martins *et al.*, 2010).

El afloramiento de Foz da Fonte (ca. 94 Ma) tiene textura microgranular tefrítica, de unos 8 m de espesor y aflora en la península de Setúbal. El encaixante son sedimentos cretácicos (calizas del Albiano superior) (Miranda *et al.*, 2009). Los macizos de Sintra, Sines y Monchique están dispuestos en una línea NNW-SSE y tienen formas, dimensiones y orientaciones similares, son elípticos (aproximadamente 15 x 5 km) con orientación E-W. Este lineamiento fue interpretado por Ribeiro

um acidente crustal profundo, direito, que atravessa toda a Margem Ocidental Ibérica.

O **Maciço de Sintra** é intrusivo em calcários margosos e calcários do Jurássico Superior e Cretácico. A estrutura da intrusão é complexa, podendo ser descrita numa forma simplificada como um núcleo de natureza sienítica envolvido por um largo anel granítico e por um anel gabro-diorítico descontínuo que, na região sul, se dispõe entre os sienitos e os granitos e na parte norte surge perifericamente em relação ao anel granítico. Nos contactos entre a intrusão granítica e a gabro-sienítica observam-se brechas eruptivas de composição variada (e.g. Ramalho *et al.*, 1993). Observações de campo sugerem que o granito e sienito são quase contemporâneos e que o sienito é posterior ao gabro e diorito. Estas observações estão de acordo com dados geocronológicos obtidos por métodos recentes: gabro (ca. 83 Ma), granito/microgranito (ca. 82-79 Ma) e sienito (ca. 80 Ma) (Miranda *et al.*, 2009; Grange *et al.*, 2010). No Maciço de Sintra foram identificados por Alves (1964) complexos filonianos e que se podem sistematizar em soleiras, filões cónicos e diques radiais. As soleiras, de microgabro, dolerito ou lamprófiros observam-se no encaixante, sendo cortadas pelos filões cónicos e diques radiais. Os filões cónicos podem ser de composição variada, vulgarmente félsicos, enquanto os diques radiais são geralmente máficos.

A maior parte do **Maciço de Sines** (ca. 76-62 Ma; Grange *et al.*, 2010; Miranda *et al.*, 2009) está submersa. A parte emersa do maciço é constituída predominantemente por rochas gabro-dioríticas que formam os maiores afloramentos e por sienitos posteriores que são cortados por brechas eruptivas. Numerosos filões ácidos e básicos atravessam o Maciço e o encaixante. As relações entre as rochas intrusivas e as extrusivas levam a considerá-las cogenéticas. A estrutura está implantada entre calcários do Jurássico Superior e turbiditos do Carbónico marinho (Canilho, 1972).

O **Maciço de Monchique** (ca. 72-69 Ma; Miranda *et al.*, 2009; Grange *et al.*, 2010) é formado por dois corpos concêntricos de sienito nefelínico que constituem cerca de 90% da área aflorante do maciço, enquanto os restantes 10% são constituídos por gabros com feldspatoides e diversos tipos de brechas. Existem numerosos filões e outros corpos intrusivos que estão associados ao complexo de Monchique, que se situam no interior do próprio maciço e na zona envolvente (Gonzalez-Clavijo e Valadares, 2003; Rock, 1978). O encaixante corresponde à Formação da Brejeira (Grupo do Flysch do Baixo Alentejo). O magmatismo alcalino do litoral do Algarve (ca. 72 Ma, Martins, 1991; Miranda *et al.*, 2009) é representado por numerosos corpos ígneos, diques, soleiras, domos e pequenas escoadas que correspondem na sua maioria aos tipos petrográficos basanita e lamprófiro. A sequência lamprófiro-basanito é intrusiva nos calcários do Jurássico Superior e Cretácico Inferior. Este magmatismo, apesar de externo em relação ao Maciço principal, apresenta afinidades do ponto de vista geoquímico e geocronológico e no seu conjunto, deve ser considerado como um único complexo (Martins, 1999).

O mais recente modelo petrogenético, baseado em composições isotópicas de Grange *et al.* (2010), propõe que os maciços alcalinos tenham sido gerados a partir de fusão parcial do manto sub-litosférico com uma assinatura do componente DMM (*Depleted MORB Mantle*), com subsequente contaminação em direcção à superfície pelo manto subcontinental litosférico Ibérico metassomatizado (SCLM).

O **cortejo radial de diques de Mafra** dispõe-se em redor da intrusão dos gabros de Mafra, estando atribuído ao início do último ciclo magmático do Cretácico superior. Os diques têm uma orientação geral WNW-ESE, são subverticais, de

et al. (1979) como un accidente cortical profundo, dextro, que atraviesa todo el Margen Occidental Ibérico.

El **Macizo de Sintra** es intrusivo en calizas margosas y calizas del Jurásico superior y Cretácico. La estructura de la intrusión es compleja y se puede describir de forma simplificada como un núcleo de naturaleza sienítica rodeado por un granito y una orla discontinua gabro-diorítica que, en la región sur, se dispone entre las sienitas y los granitos, y en el norte aparece perifericamente en relación con la orla granítica. En el contacto entre intrusiones graníticas y gabro-sieníticas se observan brechas eruptivas de composición variable (p.e., Ramalho *et al.*, 1993). Las observaciones de campo sugieren que el granito y la sienita son casi contemporáneos y que la sienita es posterior a la gabro-diorita. Estas observaciones están de acuerdo con los datos geocronológicos recientes: gabro (ca. 83 Ma), granito/microgranito (ca. 82-79 Ma) y sienita (ca. 80 Ma) (Miranda *et al.*, 2009; Grange *et al.*, 2010). En el Macizo de Sintra, Alves (1964) identificó complejos filonianos que pueden clasificarse en afloramientos, filones cónicos y diques radiales. Los afloramientos de microgabro, dolerita o lamprófiros se observan en el encajante, siendo cortados por los filones cónicos y diques radiales. Los filones cónicos pueden ser de composición variable, generalmente félsicos, mientras que los diques radiales son generalmente máficos.

La mayor parte del **Macizo de Sines** (ca. 76-62 Ma; Miranda *et al.*, 2009; Grange *et al.*, 2010) están bajo el mar. La parte emergida del macizo está formada, principalmente, por rocas gabro-dioríticas que forman los afloramientos más grandes y por las sienitas posteriores, que son cortadas por brechas eruptivas. Numerosos filones ácidos y básicos atraviesan el macizo y el encajante. Las relaciones entre rocas intrusivas y extrusivas llevan a considerarlas cogenéticas. La estructura se ubica entre calizas del Jurásico superior y turbiditas del Carbonífero marino (Canilho, 1972).

El **Macizo de Monchique** (ca. 72-69 Ma; Miranda *et al.*, 2009; Grange *et al.*, 2010) está formado por dos cuerpos concêntricos de sienita nefelínica que constituyen aproximadamente el 90% del área de afloramiento del macizo, mientras que el 10% restante está formado por gabros con feldspatoides y diferentes tipos de brechas. Existen numerosos filones y otros cuerpos intrusivos asociados al complejo de Monchique, que se ubican en el interior del propio macizo y en los alrededores (González-Clavijo y Valadares, 2003; Rock, 1978). El encajante es la Formación Brejeira (Grupo Flysch del Baixo Alentejo). El magmatismo alcalino de la costa del Algarve (ca. 72 Ma; Martins, 1991; Miranda *et al.*, 2009) está representado por numerosos cuerpos ígneos, diques, domos y pequeñas coladas, que en su mayoría corresponden a los tipos petrográficos basanitas y lamprófiros. La secuencia lamprófiro-basanita es intrusiva en las calizas del Jurásico superior y del Cretácico inferior. Este magmatismo, aunque externo al macizo principal, tiene semejanzas desde el punto de vista geoquímico y geocronológico, y en su conjunto, debe considerarse como un único complejo (Martins, 1999).

El modelo petrogenético más reciente, basado en composiciones isotópicas de Grange *et al.* (2010), propone que los macizos alcalinos se han generado a partir de la fusión parcial del manto sub-litosférico con una signatura del componente DMM (*Depleted MORB Mantle*), con posterior contaminación hacia la superficie por el manto subcontinental litosférico ibérico metasomatizado (SCLM).

El **cortejo radial de diques de Mafra** se dispone alrededor de la intrusión de gabros de Mafra, atribuyéndose al inicio del último ciclo magmático del Cretácico superior. Los diques tienen una orientación general WNW-ESE, son subverticales,

espessuras inferiores a 2 m e estão instalados em sequências sedimentares do Albiano Inferior ao Cenomaniano. São essencialmente rochas basálticas alcalinas (doleritos) e sub-saturadas (Nogueira *et al.*, 2003).

O **Complexo Vulcânico de Lisboa**, (ca. 72 Ma; Ferreira e Macedo, 1979), aflora na região da Grande Lisboa e tem uma extensão de cerca de 200 km². Ocupa uma posição estratigráfica entre os calcários do Cenomaniano Superior e as camadas conglomeráticas do Complexo de Benfica (Paleogénico). As formações são, fundamentalmente, de natureza lávica, havendo, porém, piroclastos, brechas, tufos e cinzas. Predominam largamente os basaltos, mas ocorrem também vulcanitos sucessivamente mais diferenciados e escassos (traquibasaltos, traquitos e riólitos) e gabros (Palacios, 1985).

con un espesor inferior a 2 m y son intrusivos en secuencias sedimentarias desde el Albiense inferior hasta el Cenomaniense. Son esencialmente rocas basálticas alcalinas (doleritas) y sub-saturadas (Nogueira *et al.*, 2003).

El **Complejo Volcánico de Lisboa**, (ca. 72 Ma; Ferreira y Macedo, 1979), aflora en la región del Gran Lisboa y tiene una extensión de unos 200 km². Ocupa una posición estratigráfica entre las calizas del Cenomaniense superior y los conglomerados del Complejo de Benfica (Paleógeno). Las formaciones son fundamentalmente de lava, pero hay piroclastos, brechas, tobas volcánicas y cenizas. Los basaltos son predominantes, pero también hay vulcanitas más diferenciadas y escasas (traquibasaltos, traquitas y riolitas) y gabros (Palacios, 1985).

4. METAMORFISMO

Alejandro Díez-Montes, Susana Henriques, Rita Solá

A Zona Sul Portuguesa (ZSP) apresenta um metamorfismo regional de muito baixo a baixo grau, que se intensifica de sul para norte, sendo possível identificar um zoneamento metamórfico com quatro zonas, que variam desde a fácies zeolítica a sul até a fácies de xistos verdes a norte (Fig. 6, Munhá, 1983; Abad *et al.*, 2001). As zonas metamórficas seguem a direção geral das principais estruturas tectónicas e coincidem com as variações da intensidade de deformação que aumenta em direção ao N.

De acordo com Munhá (1990), as principais características dessas quatro zonas são as seguintes: a **Zona 1** corresponde à fácies zeolítica, abrange o Sector Sudoeste e o Grupo Flysch do Baixo Alentejo (GFBA). Variações composicionais nos minerais das diferentes paragéneses metamórficas em conjunção com resultados experimentais sugerem $T = 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a isógrada que define a transição entre as zonas 1 e 2; a **Zona 2** corresponde à fácies da prehnite-pumpelinite e é dominante na Faixa Piritosa Ibérica (FPI). Abrange o GFBA, o CVS e o GFQ. Variações composicionais nos minerais das diferentes paragéneses metamórficas em conjunção com resultados experimentais sugerem $T = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a isógrada que define a transição entre as zonas 2 e 3; a **Zona 3** corresponde ao limite inferior da fácies dos xistos verdes (zona da clorite) e corresponde à parte norte da FPI. Nesta zona a actinolite aparece nas rochas máficas como fase metamórfica estável e a pumpelinite e a prehnite são progressivamente menos frequentes. Variações composicionais nos minerais das diferentes paragéneses metamórficas em conjunção com resultados experimentais indicam $T = 350\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a isógrada que define a transição entre as zonas 3 e 4; a **Zona 4** corresponde à fácies dos xistos verdes superior e encontra-se na Fm. Pulo do Lobo e na parte oriental da ZSP. O aparecimento da hornblenda e o decréscimo da clorite nas rochas meta-vulcânicas máficas sugerem T máximas na ordem de $450\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Munhá, 1983, 1990). Resultados geobarométricos sugerem $P = 1,8$ a 2 kbar nas zonas 3 e 4, respetivamente, indicando um regime metamórfico de baixa P compatível com gradientes geotérmicos da ordem de $40\text{--}50\text{ }^{\circ}\text{C/km}$. O incremento para norte da T metamórfica ($> 200\text{ }^{\circ}\text{C}$), em condições (essencialmente) isobáricas, implica um aumento significativo do fluxo calorífico regional no mesmo sentido.

Na figura 7 podem ser observadas as associações de minerais metamórficos de cada uma das zonas identificadas na ZSP.

Na Fm. Pulo do Lobo (nos xistos anfibólicos e anfibolitos de Los Ciries), Rubio Pascual *et al.* (2013) identificaram agregados romboidais eudrícos milimétricos de cristais de epidoto, interpretados como pseudomorfos após lawsonite. A paragénes mineral do evento metamórfico M1 (lawsonite-albite-clorite), sugere $P = 5\text{--}7\text{ kbar}$ e $T \sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$, condições de metamorfismo de alta P /baixa-intermédia T .

Os Grupos Ferreira-Ficalho e Chança (Terreno do Pulo do Lobo), foram afetados por metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes (Fm. Atalaia e Fm. Ribeira de Limas; Braid *et al.*, 2010; Munhá, 1990), metamorfismo na transição entre a fácies prehnite-pumpelinite e subfácies inferior dos xistos verdes (Fm. Gafo-Santa Bárbara; Fernández Caliani *et al.*, 1994) e metamorfismo de muito baixo grau (Fm. Santa Iria e Fm. Horta da Torre; Barranco *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1983).

4. METAMORFISMO

Alejandro Díez-Montes, Susana Henriques, Rita Solá

La Zona Surportuguesa (ZSP) presenta un metamorfismo regional de grado muy bajo a bajo, que se intensifica desde el sur hacia el norte, y donde es posible identificar una zonación metamórfica con cuatro zonas, que varían desde la facies zeolítica al sur hasta la facies de esquistos verdes al norte (Fig. 6, Munhá, 1983; Abad *et al.*, 2001). Las zonas metamórficas siguen la dirección general de las estructuras tectónicas principales y coinciden con las variaciones en la intensidad de la deformación que aumenta hacia el N.

Según Munhá (1990), las características principales de estas cuatro zonas son las siguientes. La **Zona 1** corresponde a la facies zeolítica y abarca el sector suroeste y el Grupo Flysch del Bajo Alentejo (GFBA). Las variaciones composicionales en los minerales de las diferentes paragénesis metamórficas junto con los resultados experimentales sugieren una $T = 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ para la isograda que define la transición entre las zonas 1 y 2. La **Zona 2** corresponde a la facies de la prehnita-pumpellita y es la predominante en la FPI. Esta zona abarca el GFBA, el CVS y el GFQ. Las variaciones composicionales en los minerales de las diferentes paragénesis metamórficas junto con resultados experimentales sugieren una $T = 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ para la isograda que define la transición entre las zonas 2 y 3. La **Zona 3** corresponde al límite inferior de la facies de los esquistos verdes (zona de la clorita) y abarca la parte norte de la FPI. En las rocas básicas existe un anfíbol actinolítico que representa una fase metamórfica estable, mientras que pumpellita y prehnita son progresivamente menos frecuentes. Las variaciones composicionales en los minerales de las diferentes paragénesis metamórficas, junto con los resultados experimentales, indican $T = 350\text{ }^{\circ}\text{C}$ para la isograda que define la transición entre las zonas 3 y 4. La **Zona 4** corresponde a la facies de los esquistos verdes en su parte superior, y se encuentra principalmente en la Fm. Pulo do Lobo y en la parte más oriental de la ZSP. La aparición del hornblenda y la disminución de clorita en rocas máficas metavolcánicas sugieren una T máxima del orden de $450\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Munhá, 1983, 1990). Los resultados geobarométricos sugieren una $P = 1,8$ a 2 kbar en las zonas 3 y 4, respectivamente, lo que indica un régimen metamórfico de baja P , compatible con gradientes geotérmicos de $40\text{--}50\text{ }^{\circ}\text{C/km}$. El aumento hacia el norte de la T metamórfica ($> 200\text{ }^{\circ}\text{C}$), en condiciones (esencialmente) isobáricas, implica un aumento significativo del flujo térmico regional en la misma dirección.

En la figura 7 se pueden observar las asociaciones de minerales metamórficos de cada una de las zonas diferenciadas en la ZSP.

Rubio Pascual *et al.* (2013) encuentran en los esquistos anfibólicos y anfibolitas de Los Ciries de la Fm. Pulo do Lobo, agregados romboidales euhedrales de cristales de epidota, que son interpretados como pseudomorfos de lawsonita. La existencia de un metamorfismo M1 en condiciones de formación de la paragénesis de lawsonita-albite-clorita, próximas a $5\text{--}7\text{ kbar}$ de P y $\sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ de T , es considerada como un metamorfismo de alta P /baja-intermedia T .

Los Grupos Ferreira-Ficalho y Chança (Terreno Pulo do Lobo) fueron afectados por un metamorfismo regional en facies de esquistos verdes (Fm. Atalaia y Fm. Ribeira de Limas; Braid *et al.*, 2010; Munhá, 1990), metamorfismo en transición entre facies de prehnita-pumpellita y subfacies inferiores de esquistos verdes (Fm. Gafo-Santa Bárbara; Fernández Caliani *et al.*, 1994).

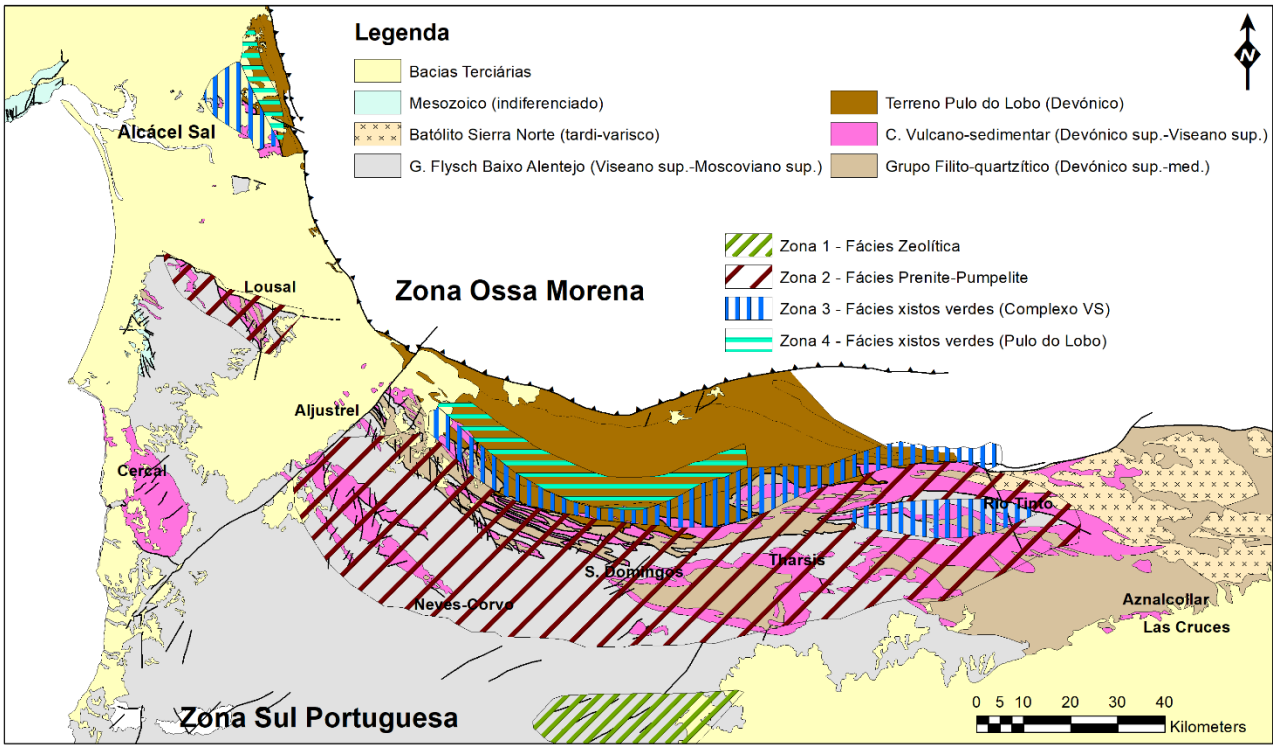


Figura 6. Esquema de zoneamento metamórfico da ZSP (Zona 1, fácies zeolítica; Zona 2, fácies prehnite-pumpelite; Zona 3, fácies xistos verdes; Zona 4, fácies xistos verdes superior), segundo Munhá (1990). / *Esquema de zonación metamórfica de la ZSP (Zona 1, facies de zeolita; Zona 2, facies prehnita-pumpellita; Zona 3, facies esquistos verdes; Zona 4, facies esquistos verdes de alto grado), tomado de Munhá (1990).*

		Zona 1	Zona 2	Zona 3	Zona 4
Meta-basitos	Prehnite			---	
	Pumpellyite			---	
	Epídoto				
	Actinolite				
	Horneblenda				---
	Clorite				---
	Stilpnomelano			---	
	Mica branca			---	
	Albite				
	Quartzo			---	---
	Calcite				---
	Piroxena relíquia			---	
Meta-sedimentos	Filossilicatos inter-estratificados	---			
	Caulinite	---			
	Pirofillite	---			
	Paragonite	---			
	Illite			---	
	Moscovite			---	
	Clorite	---			

Figura 7. Zoneografia metamórfica da ZSP / *Zonación metamórfica de la ZSP* (adaptado de Munhá, 1981, 1983).

Na ZSP, nas rochas vulcânicas da FPI, foi reconhecido um metamorfismo hidrotermal associado à formação de depósitos de sulfuretos maciços, especialmente em redor das zonas de *stockwork*. Em geral, podem ser identificadas duas zonas, uma central com formação de clorite e outra externa com formação de sericite. Por vezes é possível identificar uma terceira zona com formação de albite. Os gradientes térmicos durante o metamorfismo são variados, desde $75^{\circ} \pm 25^{\circ} \text{C}$ até $375^{\circ} \pm 25^{\circ} \text{C}$ (Munhá, 1990).

Dentro da ZSP, o metamorfismo de contato está associado: (i) às rochas de carácter básico da base do CVS, afetando uma faixa muito estreita de níveis de xistos negros, inferior a 50 cm (Díez-Montes *et al.*, 1999), e intrusões de maiores dimensões no CVS, originando neste último caso, corneanas com cordierite e andaluzite e xistos mosqueados (Munhá, 1983); (ii) às rochas intrusivas do Batólito da Sierra Norte (BSN), em especial às rochas básicas com desenvolvimento de isógradas de biotite e andaluzite, ao complexo ígneo de Gil-Márquez, ao granito de Las Peñas, e aos granitoides Permo-Carbónicos de El Crispinejo e Berrocal, que afetam rochas do CVS (Díez-Montes e Bellido Mulas, 2008); (iii) aos maciços intrusivos de Sintra, Sines e Monchique (Canilho, 1972; González-Clavijo e Valadares, 2003; Ramalho *et al.*, 1993) e ao Complexo Vulcânico de Lisboa (Ramalho *et al.*, 1993); (iv) ao filão da Messejana-Plasencia, que nos xistos da Fm. Mértola (GFBA) produz corneanas e xistos mosqueados (Schermerhörn *et al.*, 1987).

y metamorfismo de muy bajo grado (Fm. Santa Iría y Fm. Horta da Torre; Barranco *et al.*, 1983; Apalategui *et al.*, 1983).

En la ZSP, en las rocas volcánicas de la FPI se puede identificar un tercer tipo de metamorfismo de tipo hidrotermal asociado a la formación de los yacimientos de sulfuros masivos y, en especial, se desarrolla alrededor de los *stockwork*. En general, se pueden identificar dos zonas, una central con formación de clorita, y otra externa con formación de sericita. En ocasiones es posible identificar una tercera zona con formación de albite. Los gradientes térmicos durante el metamorfismo son variables, desde $75^{\circ} \pm 25^{\circ} \text{C}$ hasta $375^{\circ} \pm 25^{\circ} \text{C}$ (Munhá, 1990).

Dentro de la ZSP, el metamorfismo de contacto está asociado: (i) rocas de carácter básico del CVS, esto ocurre en la base de las coladas de los basaltos y afecta a una franja muy estrecha de los niveles de pizarras negras, inferior a 50 cm (Díez-Montes *et al.*, 1999), y en intrusiones de mayores dimensiones en el CVS, originando corneanas con cordierita, andalucita y esquistos moteados (Munhá, 1983); (ii) rocas intrusivas del Batolito de la Sierra Norte (BSN), en especial las rocas básicas, desarrollan isogradas de biotita y andalucita, también produce un metamorfismo de contacto el complejo ígneo de Gil-Márquez, el granito de Las Peñas, y los granitoides Permo-Carboníferos de El Crispinejo y Berrocal, estos últimos incluso afectan a rocas del CVS (Díez-Montes y Bellido Mulas, 2008); (iii) macizos intrusivos de Sintra, Sines y Monchique (Canilho, 1972; Gonzalez-Clavijo y Valadares, 2003; Ramalho *et al.*, 1993) y el Complejo Volcánico de Lisboa (Ramalho *et al.*, 1993); (iv) filón de Messejana-Plasencia, que en los esquistos de la Fm. Mértola (GFBA) producen corneanas y esquistos moteados (Schermerhörn *et al.*, 1987).

5. GEOQUÍMICA

Alejandro Díez-Montes, Susana Henriques, Rita Solá, Igor Morais, Luis Albardeiro

5.1. Geoquímica de rochas paleozoicas

O magmatismo do Batólito Serra Norte (BSN) e do Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) não constitui uma associação magmática bimodal típica (Díez-Montes e Bellido Mulas, 2008), uma vez que na FPI aflora uma quantidade considerável de rochas de composição intermédia. A variação dos elementos maiores nas rochas vulcânicas e plutónicas é muito semelhante, observando-se uma diminuição nos teores de TiO_2 , FeO , MgO e CaO , em relação a SiO_2 , sendo muito baixos nas rochas mais félsicas. Estas chegam a apresentar valores elevados em SiO_2 (*high SiO₂*). Estes padrões evolutivos são bastante característicos de associações magmáticas geradas por processos de cristalização fracionada. Num diagrama AFM, as rochas vulcânicas marcam um padrão de evolução calco-alcalina, enquanto as rochas plutónicas mostram uma evolução trondhjemitica de acordo com Barker e Arth (1976).

Nos diagramas triangulares de O'Connor (Figs. 8A, B), pode-se observar que um grande número de amostras é projetado no campo dos trondhjemitos, apresentando características da série TTG com baixo teor de Al_2O_3 (Trondhjemit-Tonalito-Granodiorito, Figs. 8C, D). Outro grupo de granitoides tem composição peraluminosa com razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, apresentado uma idade de 300 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2017), o que os torna temporalmente distintos dos granitoides trondhjemiticos (≈ 350 Ma). Os dados de REEs e elementos vestigiais destas rochas mostram padrões muito semelhantes (Figs. 8E, F), evidenciando enriquecimento em LREE, anomalias negativas de Eu, configurações planas para a seção das HREE com relações $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ próximas à unidade. Estes padrões de REE são típicos de séries com características transicionais, entre toleíticas e calco-alcalinas, podendo ser observados em associações derivadas de magmas originados por fusão parcial de anfibólitos a baixa pressão. Estas características são semelhantes às associações com granitoides trondhjemiticos com baixo teor de alumínio. De acordo com Hart *et al.* (2004) as rochas félsicas do BSN e CVS são projetadas no campo FII, apresentando características transicionais a calcoalcalinas. Este tipo de rochas félsicas está associado a jazigos de sulfuretos maciços.

Tanto a série tipo *Low-Al₂O₃* TTG como as rochas vulcânicas félsicas do tipo FII foram formadas a partir de processos de fusão de baixa pressão de rochas metabásicas-anfibólicas, onde, nos processos de cristalização fracionada intervêm a clinopiroxena, hornblenda e plagioclase. Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984, Figs. 8G, H) as amostras são projetadas principalmente no campo do arco vulcânico, com evolução para o campo intraplaca.

As rochas máficas do BSN e do CVS (gabros e basaltos) possuem as mesmas características geoquímicas. Nos basaltos do CVS podem ser diferenciados dois grupos. O grupo principal e mais representativo mostra diagramas *spider* de REE com espectros planos, sem anomalias de Eu, sendo característicos de rochas básicas do tipo MORB. Os altos valores nas relações La/Sm e Nb/Yb indicam que estas rochas máficas apresentam características E-MORB a Transicionais. Assim, os basaltos da FPI evidenciam características típicas de arco insular continental (Díez-Montes *et al.*, 2020b). O segundo grupo de basaltos do CVS (traquibasaltos) apresentam espectros de REE diferentes dos anteriores, com valores mais elevados na relação $(\text{La}/\text{Yb})_n$. A composição destes basaltos apresenta um caráter alcalino.

5. GEOQUÍMICA

Alejandro Díez-Montes, Susana Henriques, Rita Solá, Igor Morais, Luis Albardeiro

5.1. Geoquímica de rochas paleozoicas

El magmatismo del Batolito de la Sierra Norte (BSN) y del Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) no constituye una asociación magmática bimodal típica (Díez-Montes y Bellido Mulas, 2008), ya que en la FPI afloran una considerable cantidad de rocas de composición intermedia. La variación de los elementos mayores en los materiales volcánicos y plutónicos es muy similar, observándose una disminución en los contenidos de TiO_2 , FeO , MgO y CaO , con respecto a la SiO_2 y que son muy bajos en las rocas más félsicas, que llegan a tener altos contenidos en SiO_2 (*high-SiO₂*). Estas pautas evolutivas son bastante características de asociaciones magmáticas generadas por procesos de cristalización fraccionada. En un diagrama AFM, las rocas volcânicas marcan una pauta de evolución calcoalcalina, mientras que las rocas plutónicas marcan una evolución trondhjemitica según Barker y Arth (1976).

En los diagramas triangulares de O'Connor (Figs. 8A, B), se puede observar que un gran número de muestras se proyectan en el campo de las trondhjemitas, mostrando características propias de series TTG con bajo contenido en Al_2O_3 , (Trondhjemit-Tonalita-Granodiorita, Figs. 8C, D). Otro grupo de granitoides tienen composición peraluminica, con relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ y con una edad de 300 Ma (Díez-Montes *et al.*, 2017), por lo que están separados temporalmente de los granitoides trondhjemiticos (≈ 350 Ma). Las REE y los elementos trazas de estas rocas muestran patrones muy parecidos (Figs. 8E, F). Tienen enriquecimientos en LREE, anomalías negativas de Eu, configuraciones planas para el tramo de las HREE con relaciones $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ próximas a la unidad. Estos patrones de REE son típicos de series con características transicionales, entre toleíticas y calcoalcalinas, y pueden encontrarse en asociaciones derivadas de magmas originados por fusión parcial a baja presión de anfibólitos. Estas características son similares a las asociaciones con granitoides trondhjemiticos pobres en aluminio. Según Hart *et al.* (2004), las muestras de carácter félsico (BSN y CVS) se proyectan dentro del campo FII, mostrando características transicionales a calcoalcalinas. Este tipo de rocas félsicas están asociadas con yacimientos de sulfuros masivos.

Tanto las series de tipo *Low-Al₂O₃* TTG como las rocas volcânicas félsicas de tipo FII se generan a partir de procesos de fusión a baja presión de rocas metabásicas-anfibólicas, y en los procesos de cristalización fracionada intervienen clinopiroxeno, hornblenda y plagioclase. En los diagramas de Pearce *et al.* (1984, Figs. 8G, H), las muestras se proyectan principalmente en el campo de arco volcânico, con una evolución hacia el campo intraplaca.

Las rocas de carácter máfico del BSN y del CVS (gabros y basaltos) presentan las mismas características geoquímicas. En los basaltos del CVS se pueden diferenciar dos grupos. El grupo principal, y mayoritario, presenta diagramas *spider* REE con espectros planos, sin anomalías de Eu, siendo característicos de rocas básicas de tipo MORB. Los altos valores en las relaciones La/Sm , Nb/Yb indican que estas rocas máficas muestran características de tipo E-MORB a Transicionales. Así, los basaltos de la FPI muestran características típicas de arco de islas continental (Díez-Montes *et al.*, 2020b). El segundo grupo de basaltos del CVS (traquibasaltos) muestran unos espectros de REE diferentes a los anteriores, con valores más altos en la relación $(\text{La}/\text{Yb})_n$. Este tipo de rocas muestra cierto carácter alcalino.

5.2. Geoquímica de rochas mesozoicas

A intrusão dos maciços de Sintra, Sines e Monchique ocorreu durante o terceiro ciclo do magmatismo mesozoico, de natureza alcalina. As amostras analisadas por Grange *et al.* (2010), evidenciam grandes variações na geoquímica de rocha total, com $\text{SiO}_2 = 40,9\text{--}77,2$ wt% e $\text{MgO} = 0,06\text{--}8,5$ wt%. A amostra mais diferenciada é o micro-granito do Maciço de Sintra ($\text{SiO}_2 = 77$ wt%, $\text{MgO} = 0,06$ wt%) e a mais primitiva é a do gabro alcalino de Monchique ($\text{SiO}_2 = 41$ wt%, $\text{MgO} = 8,51$ wt%). No diagrama TAS, todas as amostras evidenciam carácter alcalino, com exceção do micro-granito de Sintra (Fig. 9a). As amostras do Maciço de Sintra projetam-se desde o campo do basalto alcalino ao do riólito, as do Maciço de Sines, desde o campo do basalto alcalino ao do traquito e as de Monchique nos campos do basanita e fonólito (Fig. 9a).

As amostras do Maciço de Sintra têm um padrão de REE idêntico entre si e mostram um enriquecimento das LREE relativamente às HREE com $(\text{La/Yb})_N = 5\text{--}19$ (Fig. 9b). À exceção do gabro, todas as amostras apresentam anomalia negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,12\text{--}0,62$). Os padrões de elementos incompatíveis exibem anomalias negativas de Ba, Sr, P e Ti, com exceção do gabro (Fig. 9c). As amostras do Maciço de Sines apresentam um enriquecimento das LREE relativamente às HREE com $(\text{La/Yb})_N = 9\text{--}19$ (Fig. 9d). O sienito é mais enriquecido em LREE do que os gabros alcalinos e tem uma forma côncava nas MREE. Os dois gabros alcalinos mostram um padrão de elementos incompatíveis subparalelo. Todas as amostras exibem anomalias negativas em Ba, P e Ti (Fig. 9e).

Os padrões de REE das amostras do Maciço de Monchique são semelhantes aos de Bernard-Griffiths *et al.* (1997) e apresentam um enriquecimento das LREE relativamente às HREE $(\text{La/Yb})_N = 19\text{--}34$ (Fig. 9f). O sienito nefelínico e o fonólito têm padrões de elementos incompatíveis idênticos com anomalias negativas de Ba, P e em menor extensão Ti (Fig. 9g).

As amostras mais evoluídas (micro-granito de Sintra, micro-sienito de Sines e fonólito de Monchique) foram produzidas provavelmente por processos de cristalização fraccionada como se verifica pelas anomalias negativas nos padrões de elementos traço (Figs. 9c-g). As anomalias negativas em Ba, Sr e Eu podem ser explicadas pela fraccionação de plagioclase, enquanto que as P e Ti podem ser relacionadas com a fraccionação de apatite e ilmenite e/ou titanite, respetivamente. As amostras mais máficas ($\text{MgO} > 4$ wt%: gabros alcalinos de Sintra, Sines e Monchique) podem ser representativas de magmas primitivos devido às suas concentrações de Ni, Cr e Co (Ni = 6,11-75,50 ppm; Cr = 5,83-190,30 ppm; Co = 22,5-49,71 ppm). Algumas destas rochas apresentam um padrão convexo em MREE (Figs. 9d, f), que pode ser explicado pela acumulação de anfíbola e titanite (*e.g.*, Cornen, 1982; Rock, 1982).

Considerando o número limitado de amostras do trabalho de Grange *et al.* (2010) e a ausência de membros de diferenciação intermédios, é difícil definir uma ligação petrogenética entre as amostras máficas e as mais evoluídas por cristalização fraccionada. Contudo, trabalhos anteriores sugerem que nestes maciços alcalinos as rochas félsicas tenham derivado dos magmas básicos associados, por processos de cristalização fraccionada (*e.g.* Alves, 1964; Canilho, 1989; Terrinha *et al.*, 2013). No Maciço de Sintra outros autores invocam ainda a fusão de material cristal suprajacente e a assimilação de sílica proveniente do encaixante na génese magmática (*e.g.* Alves, 1964; Rock, 1982).

5.2. Geoquímica de rocas mesozoicas

La intrusión de los macizos de Sintra, Sines y Monchique se produjo durante el tercer ciclo del magmatismo mesozoico, de carácter alcalino. Las muestras analizadas por Grange *et al.* (2010) muestran grandes variaciones en la geoquímica total de la roca, con $\text{SiO}_2 = 40,9\text{--}77,2\%$ en peso y $\text{MgO} = 0,06\text{--}8,5\%$ en peso. La muestra más diferenciada es el microgranito del Macizo de Sintra ($\text{SiO}_2 = 77\%$ en peso, $\text{MgO} = 0,06\%$ en peso) y la de carácter más básicos es el gabro alcalino de Monchique ($\text{SiO}_2 = 41\%$ en peso, $\text{MgO} = 8,51\%$ en peso). En el diagrama TAS, todas las muestras muestran un carácter alcalino, excepto el microgranito de Sintra (Fig. 9a). Las muestras del macizo de Sintra se proyectan desde el campo de basalto al de riolita, el macizo de Sines, desde basalto alcalino a los campos de traquita y Monchique en los campos de basanita y fonolita (Fig. 9a).

Las muestras del Macizo de Sintra tienen un patrón REE idêntico entre sí y muestran un enriquecimiento de LREE en comparación con HREE con $(\text{La/Yb})_N = 5\text{--}19$ (Fig. 9b). Con la excepción de gabro, todas las muestras muestran anomalía negativa de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0,12\text{--}0,62$). Los patrones de elementos incompatibles exhiben anomalías negativas de Ba, Sr, P y Ti, con la excepción de gabro (Fig. 9c). Las muestras del Macizo de Sines presentan un enriquecimiento del LREE en relación a las HREE con $(\text{La/Yb})_N = 9\text{--}19$ (Fig. 9d). La sienita está más enriquecida en LREE que los gabros alcalinos y tiene una forma cóncava en las MREE. Los dos gabros alcalinos muestran un patrón de elementos incompatibles subparalelos. Todas las muestras tienen anomalías negativas en Ba, P y Ti (Fig. 9e).

Los patrones REE de las muestras del macizo de Monchique son similares a los de Bernard-Griffiths *et al.* (1997) y presentan un enriquecimiento de LREE en comparación con HREE $(\text{La/Yb})_N = 19\text{--}34$ (Fig. 9f). La sienita nefelínica y la fonolita tienen patrones de elementos incompatibles idênticos con anomalías negativas de Ba, P y, en menor medida, de Ti (Fig. 9g).

Las muestras más diferenciadas (microgranito de Sintra, micro-sienita de Sines y fonolita de Monchique) probablemente fueron generadas por procesos de cristalización fraccionada, como se ve por las anomalías negativas en los patrones de elementos traza (Figs. 9c-g). Las anomalías negativas en Ba, Sr y Eu se pueden explicar por el fraccionamiento de plagioclase, mientras que P y Ti pueden estar relacionadas con el fraccionamiento de apatite e ilmenite y/o titanite, respectivamente. Las muestras más máficas ($\text{MgO} > 4\%$ en peso: gabros alcalinos de Sintra, Sines y Monchique) pueden ser representativas de magmas primitivos debido a sus concentraciones de Ni, Cr y Co (Ni = 6,11-75,50 ppm; Cr = 5,83-190,30 ppm; Co = 22,5-49,71 ppm). Algunas de estas rocas tienen un patrón convexo en MREE (Figs. 9d, f), que puede explicarse por la acumulación de anfíbol y titanite, (*p.e.*, Cornen, 1982; Rock, 1982).

Considerando el número limitado de muestras en el trabajo de Grange *et al.* (2010) y la ausencia de muestras de carácter intermedio, es difícil definir un vínculo petrogenético entre las muestras máficas y las más evolucionadas por cristalización fraccionada. Sin embargo, trabajos previos sugieren que, en estas masas alcalinas, las rocas félsicas han derivado a partir de los magmas básicos asociados, mediante procesos de cristalización fraccionada (*p.e.*, Alves, 1964; Canilho, 1989; Terrinha *et al.*, 2013). En el Macizo de Sintra, otros autores también señalan la fusión de material cortical suprajacente y la asimilación de sílica a partir del encajante en la génesis magmática (*p.e.*, Alves, 1964; Rock, 1982).

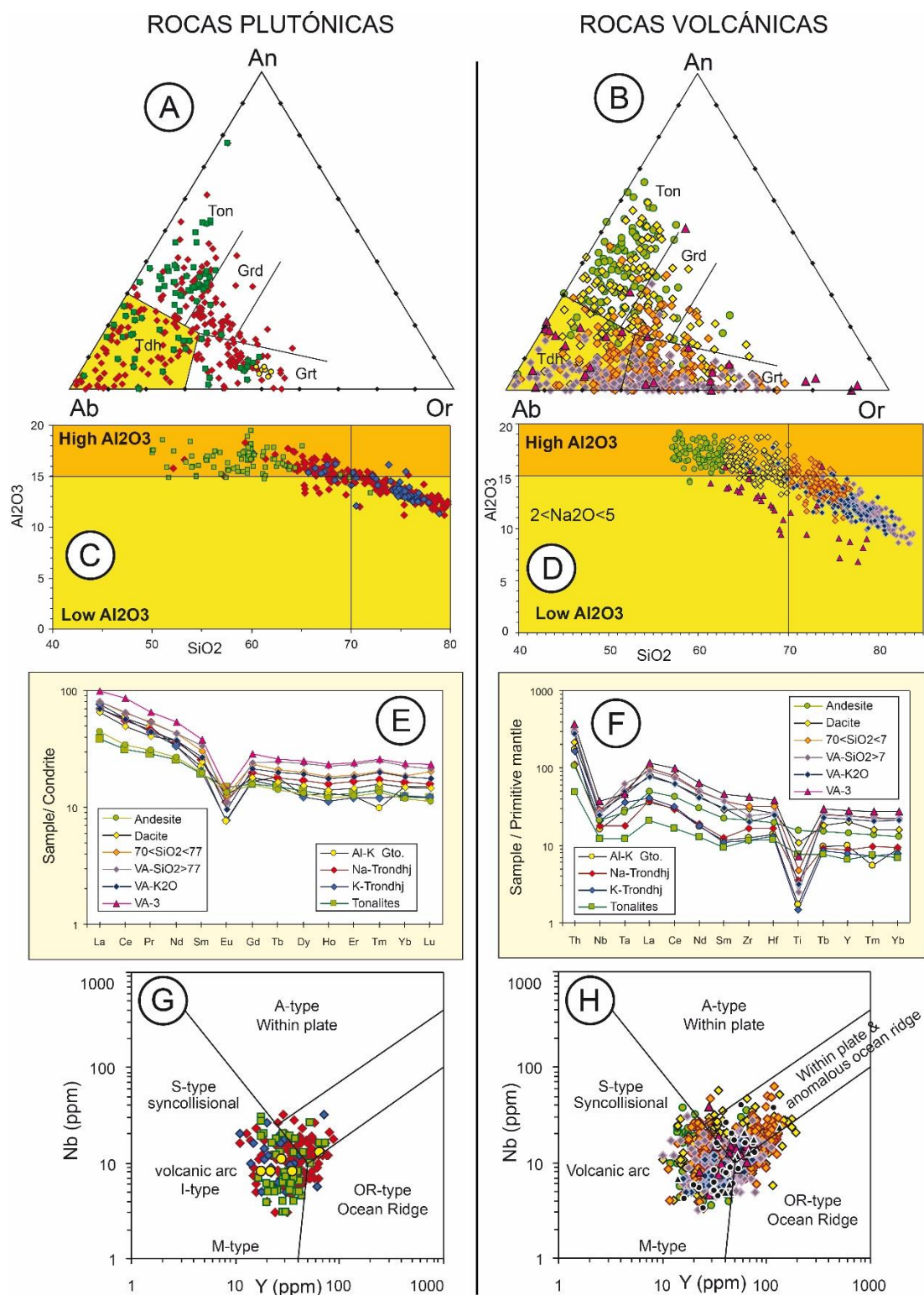


Figura 8. Diagramas geoquímicos para rochas de carácter intermediário a félsico. **A, B** - diagrama triangular Ab-An-Or normativo de O'Connor (1965); **C, D** - diagrama binário SiO₂ versus Al₂O₃, uma série do tipo Low-Al₂O₃ é definida (Al₂O₃ < 15 para SiO₂ > 70); **E** - diagrama spider de REE, condrita de Taylor e McLennan (1985); **F** - diagrama spider dos oligoelementos normalizados para Primitive Mantle de Sun e McDonough (1989); **G, H** - diagrama de discriminação geotectónica de Pearce et al. (1984). / Diagramas geoquímicos para las rocas de carácter intermedio a félsico. **A, B** - diagrama triangular Ab-An-Or normativos de O'Connor (1965); **C, D** - diagrama binario SiO₂ frente Al₂O₃, se define una serie de tipo Low-Al₂O₃ (Al₂O₃ < 15 para SiO₂ > 70); **E** - diagrama spider de las REE, condrito de Taylor y McLennan (1985); **F** - Diagrama spider de los elementos trazas normalizados a Primitive Mantle de Sun y McDonough (1989); **G, H** - diagrama de discriminación geotectónica de Pearce et al. (1984).

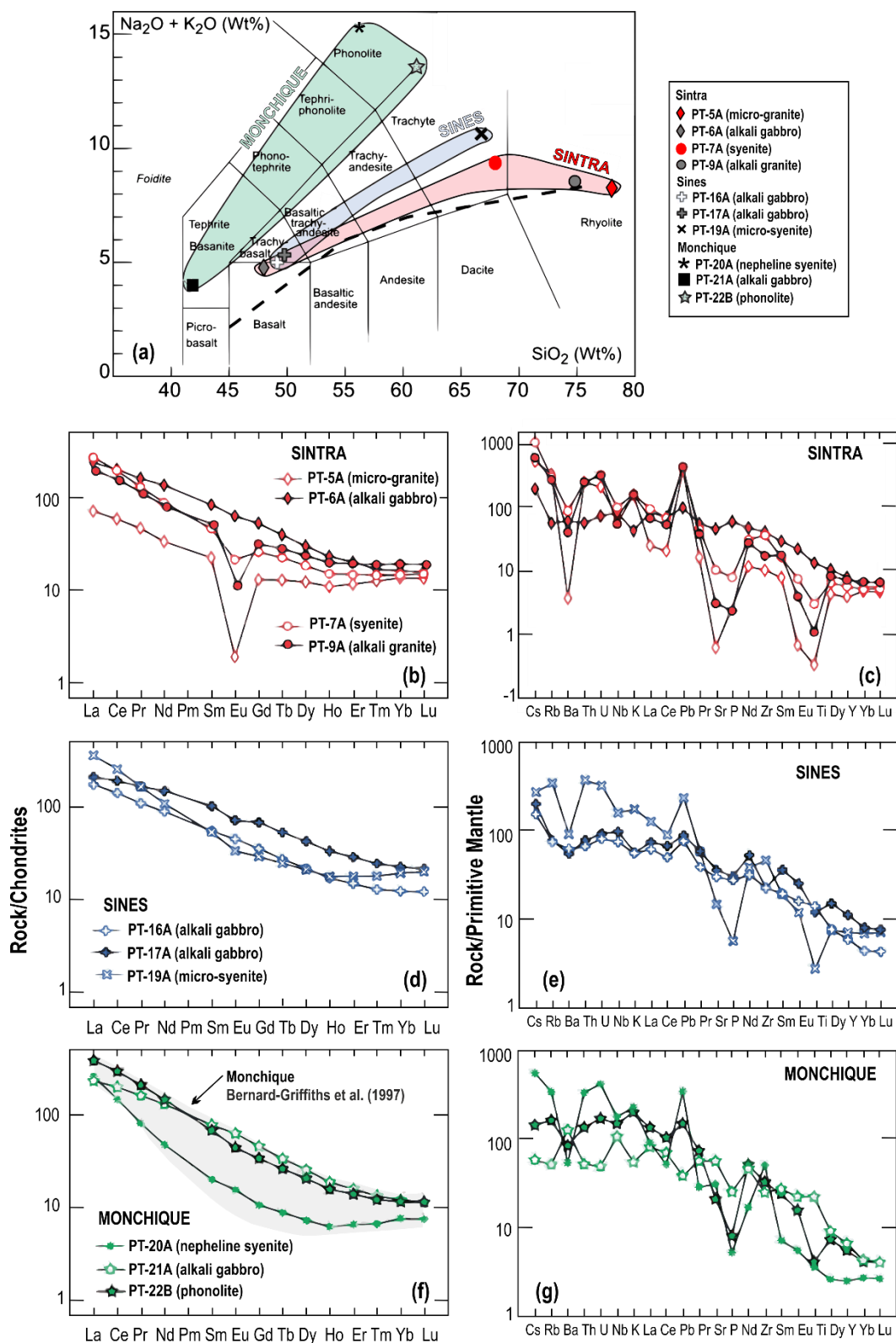


Figura 9. Diagramas geoquímicos das amostras analisadas por Grange *et al.* (2010) dos maciços de Sintra, Sines e Monchique. **(a)** diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986). A linha que separa a série alcalina da subalcalina é de Miyashiro (1978); **(b-g)** padrões de REE e elementos traço, normalizados para os valores condriticos e manto primitivo de Sun e McDonough (1989). / *Diagramas geoquímicos de las muestras analizadas por Grange et al. (2010) de los macizos de Sintra, Sines y Monchique, (a) diagrama TAS de Le Bas et al (1986). La línea que separa la serie alcalina de la subalcalina es de Miyashiro (1978); (b-g) diagramas spider de las REE y elementos trazas, normalizados a los valores del condrito y manto primitivo de Sun y McDonough (1989).*

6. TECTÓNICA

João X. Matos, Alejandro Díez-Montes, Luis Albardeiro, Ruben Dias, Ricardo Ressurreição, Julián Huerta Carmona

6.1. Contexto estrutural geral

Do ponto de vista estrutural, na Zona Sul Portuguesa (ZSP) distinguem-se vários sectores: 1) a estrutura predominante, em extensão e intensidade, constitui o soco da ZSP afetado pela Orogenia Varisca, que provocou a colisão Gondwana e Laurussia – Laurentia/Báltica, no final da era paleozoica. Daqui resultou importante deformação tectónica e metamorfismo de baixo grau; 2) bacias meso-cenozoicas, constituídas por sequências essencialmente carbonatadas que constituem a Bacia do Algarve, a zona da Arrábida e zonas da Bacia Lusitânica, incluindo o sector de Santiago do Cacém e sector de Ayamonte; 3) bacias cenozoicas relacionadas com a tectónica tardi-varisca e alpina, nomeadamente na região noroeste da carta, correspondendo às bacias do Baixo Tejo e Alvalade e a sudeste à Bacia do Guadalquivir, esta relacionada também com a Orogenia Bética. A deformação nestes sectores é comparativamente muito menor que a dos anteriores, observando-se unidades litoestratigráficas sub-horizontais com fraturas, dobras muito abertas e estruturas relacionadas com fenómenos cársicos e salinos; 4) a falha da Messejana-Plasencia, orientada SW-NE e outras falhas conjugadas de direção N-S e WNW-ESE que cortam toda a área do mapa.

6.2. Estrutura do soco paleozoico na Zona Sul Portuguesa

A ZSP é enquadrada junto à sutura principal do Oceano Rheic na margem de Laurussia e Avalonia (Matte, 1991; Quesada, 1991; Ribeiro *et al.*, 1995, 2007; Franke, 2000; Simancas *et al.*, 2005; Murphy *et al.*, 2016). As evidências desta sutura continental surgem em dois sectores, a sul no Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches, cujos anfíbolitos com ca. 340 Ma podem indicar crosta oceânica obtectada, e mais a norte, na Zona Ossa-Morena (ZOM), no Complexo Alóctone de Moura-Cubito, onde se identifica metamorfismo de alta pressão e baixa temperatura (Araújo e Ribeiro, 1997; Araújo *et al.*, 2005; Rubio Pascual *et al.*, 2013; Ponce *et al.*, 2012), e uma idade mais antiga, 380-370 Ma (Moita *et al.*, 2005; Pedro *et al.*, 2010).

A colisão continental iniciou-se no Devónico Inferior (Piçarra, 1998; Pereira *et al.*, 1999), com dobras vergentes para sul na ZOM e empilhamento tectónico do Complexo Alóctone de Moura-Cubito no limite ZOM/ZSP (Araújo *et al.*, 2005; Ponce *et al.*, 2012). Na ZSP a deformação caracteriza-se pelo seu carácter transpressivo esquerdo (Matte e Ribeiro, 1975; Simancas *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2013) combinando o encurtamento frontal de vergência para o Sul e o deslocamento lateral esquerdo (Crespo Blanc, 1992; Díaz Azpiroz e Fernández, 2005, 2008; Pérez Cáceres *et al.*, 2016), num modelo tectónico complexo que integra o magmatismo abundante no Devónico Superior e Carbónico Inferior (*e.g.*, Simancas, 1993; Quesada, 1998; Silva e Pereira, 2004; Simancas *et al.*, 2006; Pin *et al.*, 2008), relacionado com um adelgaçamento litosférico e propagação do *rifting* do oceano Paleotethys (Franke *et al.*, 2011; Franke, 2014).

A ZSP apresenta uma orientação estrutural arqueada segundo NW-SE no seu extremo ocidental a W-E na zona mais

6. TECTÓNICA

João X. Matos, Alejandro Díez-Montes, Luis Albardeiro, Ruben Dias, Ricardo Ressurreição, Julián Huerta Carmona

6.1. Contexto estrutural general

Desde un punto de vista estructural, en la Zona Surportuguesa (ZSP) se distinguen varios sectores: 1) la estructura predominante, en extensión e intensidad, constituye el zócalo de la ZSP, afectada por la Orogenia Varisca, que provocó la colisión entre Gondwana y Laurussia-Laurentia/Báltica, al final de la era paleozoica. Esto resultó en una deformación tectónica significativa y un metamorfismo de bajo grado; 2) Cuencas Meso-Cenozoicas, que consisten en secuencias esencialmente carbonatadas que constituyen la Cuenca del Algarve, zona de Arrábida, zonas de la Cuenca Lusitánica, incluyendo el sector de Santiago do Cacém y la zona de Ayamonte; 3) Cuencas Cenozoicas relacionadas con la tectónica tardi-varisca y alpina, concretamente en la región noroeste del mapa, correspondiente a la cuenca del Bajo Tajo-Alvalade y al sureste con la cuenca del Guadalquivir, también relacionada con la Orogenia Bética. La deformación en estos sectores es mucho menor que la de los anteriores, observándose unidades litoestratigráficas subhorizontales, con fracturas, pliegues muy abiertos y estructuras relacionadas con fenómenos kársticos y salinos; 4) la falla Messejana-Plasencia, orientada SW-NE y otras fallas conjugadas N-S y WNW-ESE que atraviesan el área del mapa.

6.2. Estructura del zócalo paleozoico en la Zona Surportuguesa

La ZSP se enmarca junto a la sutura principal del Océano Rhéico en el margen de Laurussia y Avalonia (Matte, 1991; Quesada, 1991; Ribeiro *et al.*, 1995, 2007; Franke, 2000; Simancas *et al.*, 2005; Murphy *et al.*, 2016). La evidencia de esta sutura continental aparece en dos sectores, al sur, en el Complejo Ofiolítico Beja-Acebuches, cuyas anfíbolitas con una edad de 340 Ma, pueden indicar corteza oceánica obducida, y más al norte, en la Zona Ossa-Morena (ZOM), en el Complejo Alóctono de Moura-Cubito, donde se identifica un metamorfismo de alta presión y baja temperatura (Araújo y Ribeiro, 1997; Araújo *et al.*, 2005; Rubio Pascual *et al.*, 2013; Ponce *et al.*, 2012), con una edad más antigua, 380-370 Ma (Moita *et al.*, 2005; Pedro *et al.*, 2010).

La colisión continental se inició en el Devónico inferior (Piçarra, 1998; Pereira *et al.*, 1999), con pliegues vergentes al sur en la ZOM, y apilamiento tectónico en el Complejo Alóctono de Moura-Cubito, en el límite ZOM/ZSP (Araújo *et al.*, 2005; Ponce *et al.*, 2012). En la ZSP, la deformación se caracteriza por su carácter transpresivo sinistral (Matte y Ribeiro, 1975; Simancas *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2013) combinando el acortamiento frontal de la vergencia hacia el sur y el desplazamiento lateral sinistral (Crespo Blanc, 1992; Díaz Azpiroz y Fernández, 2005, 2008; Pérez Cáceres *et al.*, 2016), en un modelo tectónico complejo que integra el magmatismo abundante en el Devónico superior y el Carbonífero inferior (*p.e.*, Simancas, 1993; Quesada, 1998; Silva y Pereira, 2004; Simancas *et al.*, 2006; Pin *et al.*, 2008), relacionado con un adelgazamiento litosférico y la propagación del *rifting* del océano Paleotethys (Franke *et al.*, 2011; Franke, 2014).

La ZSP presenta una orientación estructural arqueada según NW-SE en su extremo ocidental, y W-E en la zona más oriental.

oriental. A estrutura geral da ZSP é polifásica, sendo formada por dobras e cabalgamentos vergentes para sudoeste (Silva *et al.*, 1990, 2013; González-Clavijo *et al.*, 1994; Pérez-Estaún *et al.*, 2004), com uma disposição coerente com a propagação da deformação desde o limite ZOM/ZSP para sul (Azor *et al.*, 2019), sendo dominada por estruturas alóctones a norte e predominantemente autóctones a sul (Oliveira *et al.*, 2013, 2019). Na área abrangida pelo mapa encontram-se os seguintes domínios estruturais indicados de norte para sul: (i) a Zona do Pulo do Lobo; (ii) a Faixa Piritosa Ibérica (FPI); (iii) o CULM/Grupo Fylsch do Baixo Alentejo (GFBA) considerado sin-orogénico varisco e que aflora ao SW do ZSP.

São considerados na evolução estrutural da ZSP quatro eventos: 1) uma deformação compressiva Eo-Varisca; 2) um episódio transtensional do Carbónico Inferior; 3) uma deformação transpressional Varisca com 3 fases de deformação; e 4) um evento tardio.

O primeiro consiste numa foliação tectónica mais antiga observada apenas em algumas unidades litoestratigráficas do domínio Pulo de Lobo (Silva *et al.*, 1990, 2013; Pérez-Cáceres *et al.*, 2015) e das unidades mais a nordeste (Simancas, 1983) e ocidentais da FPI (Pereira *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2013; Matos *et al.*, 2014), nos xistos e anfibolitos de Los Ciríes e formações Pulo do Lobo, Ribeira de Limas, Atalaia e Gafo. Corresponde a um bandado tectónico com microlitos vestigiais de uma foliação anterior S₂ podendo corresponder a um evento prévio de sin-xistosidade.

O segundo é identificado por abundante vulcanismo de idade Famenniano a Viseano superior (Schermerhorn, 1971; Munhá, 1983; Oliveira, 1990; Thiéblemont *et al.*, 1998; Barrie *et al.*, 2002; Dunning *et al.*, 2002; Valenzuela *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 2013, 2019; Díez-Montes *et al.*, 2020a), sendo evidência de *rifting* a favor de estruturas extensionais dentro da ZSP. Posteriormente, estas estruturas sofreram inversão tectónica no subsequente evento compressivo varisco.

No terceiro e principal evento, as estruturas de deformação presentes na FPI são agrupadas em três fases principais de deformação (Silva *et al.*, 1990, 2013; Onezime *et al.*, 2002; Soriano e Casas, 2002a, b): (i) uma primeira fase (D₁), onde são geradas dobras vergentes para sudoeste associadas a cabalgamentos que são síncronos com o metamorfismo. Os planos de cabalgamento associados cortam os flancos inversos nas suas rampas e são paralelos aos planos de estratificação, progredindo de forma *piggy-back* até aos sectores mais externos da cadeia, fazendo com que esta tectónica pelicular forme empilhamentos de escamas tectónicas a todas as escalas; (ii) uma segunda fase (D₂) cujas estruturas são as predominantes na FPI e consistem em cabalgamentos vergentes para SW, subparalelos e cortando as estruturas de primeira fase; (iii) a terceira fase (D₃) que apenas se observa nas zonas axiais de algumas dobras maiores (Pulo de Lobo, Puebla de Guzmán-Pomarão, em Quesada, 1998; Matas *et al.*, 2015; região de Mértola em Silva *et al.*, 1990, 1997, 2013; Oliveira e Silva, 2007), dobrando a foliação principal e gerando uma clivagem de crenulação. Esta compressão cria (ou reativa) um sistema conjugado de falhas NW-SE e NE-SW em regime semi-frágil com domínio de cada grupo segundo as seguintes zonas: na parte oriental dominam as de direcção NW-SE, e na parte ocidental as de orientação NE-SW deslocando as estruturas D₂. Este padrão de fracturação foi considerado por alguns autores (Quesada, 1998) como herdado das fraturas do evento transtensional. É também considerado que algumas estruturas atuaram durante a compressão como rampas laterais do sistema de cabalgamentos, gerando estruturas locais associadas a elas

La estructura general de la ZSP es polifásica, estando formada por pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el suroeste (Silva *et al.*, 1990, 2013; González-Clavijo *et al.*, 1994; Pérez-Estaún *et al.*, 2004), con una disposición coherente con la propagación de la deformación desde el límite ZOM/ZSP hacia el sur (Azor *et al.*, 2019), siendo dominantes las estructuras alóctonas en el norte, y predominantemente autóctonas en el sur (Oliveira *et al.*, 2013, 2019). En el mapa geológico se encuentran los siguientes dominios estructurales, indicados de norte a sur: (i) Zona Pulo do Lobo; (ii) Faja Pirítica Ibérica (FPI); (iii) CULM/Grupo Fylsch do Baixo Alentejo (GFBA), considerándose el sin-orogénico varisco que aflora hacia el SW de la ZSP.

En la evolución estructural de la ZSP se consideran cuatro eventos: 1) una deformación compresiva Eo-Varisca; 2) un episodio transtensional del Carbonífero inferior; 3) una deformación transpresional varisca, con 3 fases de deformación; 4) un evento tardío.

El primer evento consiste en la foliación tectónica más antigua, que solo se ha observado en algunas unidades litoestratigráficas en el dominio Pulo de Lobo (Silva *et al.*, 1990, 2013; Pérez-Cáceres *et al.*, 2015; Matas *et al.*, 2015) y en las unidades más al noreste (Simancas, 1983) y FPI occidental (Pereira *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2013; Matos *et al.*, 2014), en los esquistos y anfibolitas de Los Ciríes y en las formaciones Pulo do Lobo, Ribeira de Limas, Atalaia y Gafo. Corresponde a un bandado tectónico con microlitos de una foliación S₂ previa y puede corresponder a un evento previo que desarrolla una esquistosidad.

El segundo evento se identifica por el abundante vulcanismo de edad Fameniano a Viseense superior (Schermerhorn, 1971; Munhá, 1983; Oliveira, 1990; Thiéblemont *et al.*, 1998; Barrie *et al.*, 2002; Dunning *et al.*, 2002; Valenzuela *et al.*, 2011; Oliveira *et al.*, 1998; Oliveira *et al.*, 2013, 2019; Díez-Montes *et al.*, 2020a), marcando el *rifting* a favor de estructuras extensionales dentro de la ZSP. Posteriormente, estas estructuras sufrieron una inversión tectónica en el evento compresivo varisco posterior.

En el tercer evento y principal, las estructuras de deformación presentes en la FPI se agrupan en tres fases principales de deformación (Silva *et al.*, 1990, 2013; Onezime *et al.*, 2002; Soriano y Casas, 2002a, b): (i) una primera fase (D₁), donde se generan pliegues vergentes hacia el suroeste, asociados a cabalgamientos síncronos con el metamorfismo. Los planos de cabalgamiento asociados cortan los flancos inversos en sus rampas y son paralelos a los planos de estratificación, progresando de forma *piggy-back* hacia los sectores más externos de la cadena, haciendo que esta tectónica pelicular forme apilamientos de escamas tectónicas a todas las escalas; (ii) una segunda fase (D₂) cuyas estructuras son predominantes en la FPI y consiste en cabalgamientos vergentes hacia el SW, subparalelos y cortando las estructuras de primera fase; (iii) la tercera fase (D₃) que solo se observa en las áreas axiales de algunos pliegues mayores (Pulo de Lobo, Puebla de Guzmán-Pomarão, en Quesada, 1998; Matas *et al.*, 2015; región de Mértola, en Silva *et al.*, 1990, 1997, 2013; Oliveira y Silva, 2007), plegando a la foliación principal y generando una esquistosidad de crenulación. Esta compresión crea (o reactiva) un sistema conjugado de fallas NW-SE y NE-SW en régimen semi-frágil con dominio de cada grupo según las siguientes zonas: en la parte oriental domina la dirección NW-SE, y en la parte occidental la orientación NE-SW, desplazando las estructuras D₂. Este patrón de fracturación fue considerado por algunos autores (Quesada, 1998) como heredado de las fracturas del evento transtensional. También se considera que algunas estructuras actuaron durante la compresión como rampas

(Quesada, 1998). Outras estruturas locais, desenvolvidas principalmente em bandas relacionadas com os cabalgamentos (D_1 e D_2) foram também descritas (Simancas, 1983; Silva *et al.*, 1990, 1997, 2013; Oliveira e Silva, 1990; González Clavijo *et al.*, 1994; Tornos *et al.*, 1998; Quesada, 1998; González Clavijo e Díez Montes, 2010).

O quarto evento corresponde a uma deformação suave transversal (NNE-SSW) que origina ondulações nas dobras (geometria em sela) e uma clivagem local espaçadas com *kink-bands* associadas (Simancas, 1983).

A tectónica varisca introduziu assim uma forte complexidade na estrutura geológica, sobretudo na área norte da ZSP, onde diferentes planos de rutura, materializados por cabalgamentos, marcam contactos estruturais entre formações com idades distintas (*e.g.*, região de Mértola-Serra Branca). Estrutura do tipo duplex geram sobre espessamento de origem tectónica. Estes cabalgamentos podem ocorrer dobrados e cortados por outros cabalgamentos. Através de levantamentos geofísicos e de sondagens de prospeção é possível constatar a continuidade das estruturas paleozoicas sob sedimentos cenozoicos, em particular na região NW do mapa (bacia do Baixo Tejo e Alvalade), sendo os alinhamentos paleozoicos de orientação predominante N50°W (Matos *et al.*, 2020).

6.3. Tectónica Eo-Alpina

A área considerada abrange duas importantes bacias mesozoicas, a Bacia Lusitânica e a Bacia do Algarve. A sua génese está relacionada com os processos tectónicos iniciados no Triásico, que foram responsáveis pela fracturação da Pangeia e abertura do Atlântico Norte e do mar de Tethys (Terrinha, 1998; Kullberg, 2000; Vázquez-Vílchez *et al.*, 2015; Terrinha *et al.*, 2019). A formação da Bacia Lusitânica enquadra-se no processo de evolução da margem oeste ibérica e deve-se ao processo de estiramento litosférico que conduziu à abertura do Atlântico Norte, num regime distensivo próximo de E-W (Srivastava *et al.*, 1990). Na Bacia do Algarve, o estiramento deu-se num contexto transensivo esquerdo relacionado com o afastamento diferenciado entre as placas euroasiática e africana relativamente à placa americana (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Terrinha, 1998). Nos dois casos, a distensão foi acomodada pela reativação de falhas tardi-variscas como falhas normais (Ribeiro *et al.*, 1979; Terrinha, 1998; Kullberg, 2000).

O final do Cretácico é marcado por um importante evento magmático, representado pela intrusão dos maciços ígneos de Sintra, Sines e Monchique, que deverá estar associado a uma conjugação entre taxas anómalas de fusão mantélica e a compressão associada aos primeiros episódios de convergência entre as placas Núbia e Eurásia (Miranda *et al.*, 2009).

6.4. Tectónica Alpina

A Orogenia Alpina teve um papel fundamental na evolução paleogeográfica da microplaca ibérica, controlando a geração e história tectono-sedimentar das várias bacias cenozoicas (*e.g.*, de Vicente *et al.*, 2011, 2018). As deformações ocorridas estão associadas às tensões geradas e propagadas a partir das suas fronteiras norte e sul como consequência da evolução da convergência N-S entre as placas Núbia e Eurásia, responsáveis pela Formação da Cordilheira Cantabro-Pirenaica, iniciada no final do Cretácico, e da cordilheira Bética-Rifeña já no Miocénico (Srivastava *et al.*, 1990; Rosenbaum *et al.*, 2002; de Vicente e Vegas, 2009).

laterales del sistema de cabalgamientos, generando estructuras locales asociadas a ellas (Quesada, 1998). También han sido descritas otras estructuras locales, desarrolladas principalmente en bandas relacionadas con los cabalgamientos (D_1 y D_2) (Simancas, 1983; Silva *et al.*, 1990, 1997, 2013; Oliveira y Silva, 1990; González Clavijo *et al.*, 1994; Tornos *et al.*, 1998; Quesada, 1998; González Clavijo y Díez Montes, 2010).

Una cuarta fase corresponde a una deformación transversal suave (NNE-SSW) que provoca ondulaciones en los pliegues (geometría en silla de montar) y una esquistosidad local espaciada, con *kink-bands* asociados (Simancas, 1983).

La tectónica varisca introdujo así una fuerte complejidad en la estructura geológica, especialmente en la zona norte de la ZSP, donde diferentes planos de ruptura, materializados por cabalgamientos, marcan contactos estructurales entre formaciones de diferentes edades (*p.e.*, Región de Mértola-Serra Branca). Las estructuras de tipo dúplex generan apilamientos de origen tectónico. Estos cabalgamientos pueden estar plegados y cortados por otros cabalgamientos. A través de levantamientos geofísicos y sondeos, es posible verificar la continuidad de estructuras paleozoicas bajo sedimentos cenozoicos, particularmente en la región NW del mapa (cuencas Bajo Tajo y Alvalade), con los alineamientos paleozoicos de orientación predominantemente N50°W (Matos *et al.*, 2020).

6.3. Tectónica Eo-Alpina

El área considerada abarca dos importantes cuencas mesozoicas, la Cuenca Lusitánica y la Cuenca del Algarve. Su génesis está relacionada con los procesos tectónicos iniciados en el Triásico, responsables de la fractura de Pangea y la apertura del océano Tethys y del Atlántico Norte (Terrinha, 1998; Kullberg, 2000; Vázquez-Vílchez *et al.*, 2015; Terrinha *et al.*, 2019). La formación de la Cuenca Lusitánica es parte del proceso de evolución del margen occidental ibérico y se debe al proceso de extensión litosférica que condujo a la apertura del Atlántico Norte, en un régimen distensivo cercano a E-W (Srivastava *et al.*, 1990). En la Cuenca del Algarve, la extensión tuvo lugar en un contexto sinistro relacionado con el distanciamiento entre las placas euroasiática y africana en relación con la placa americana (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990; Terrinha, 1998). En ambos casos, la distensión se acomodó reactivando las fallas tardi-variscas como fallas normales (Ribeiro *et al.*, 1979; Terrinha, 1998; Kullberg, 2000).

El final del Cretácico está marcado por un importante evento magmático, representado por la intrusión de los macizos ígneos de Sintra, Sines y Monchique, que debe estar asociado a una combinación de tasas anómalas de fusión del manto y la compresión asociada a los primeros episodios de convergencia entre las placas Nubia y Eurasia (Miranda *et al.*, 2009).

6.4. Tectónica Alpina

La Orogenia Alpina jugó un papel clave en la evolución paleogeográfica de la microplaca ibérica, controlando la formación y la historia tectosedimentaria de las diversas cuencas cenozoicas (*p.e.*, de Vicente *et al.*, 2011, 2018). Las deformaciones ocurridas están asociadas a las tensiones generadas y propagadas desde sus límites norte y sur, como resultado de la evolución de convergencia N-S entre las placas Nubia y Eurasia, responsable de la formación de la Cordillera Cantabro-Pirenaica, que se inició al final del Cretácico, y de la cordillera Bético-Rifeña ya en el Mioceno

De acordo com Cloetingh *et al.* (2002), parte da deformação no interior da Ibéria foi inicialmente acomodada com a geração de dobramentos à escala da litosfera, coincidentes com os principais elementos topográficos atualmente existentes. Ao longo da sua evolução tectónica, a Ibéria moveu-se enquanto placa independente ou em conjunto com as placas Núbia e Eurásia, de forma alternada (Dewey *et al.* 1989; Rosenbaum *et al.* 2002).

O soerguimento da Cordilheira Cantabro-Pirenáica está relacionado com a colisão entre as placas Ibéria e Eurásia entre o final do Cretácico e o Miocénico (Roest e Srivastava 1991; Rosenbaum *et al.* 2002). Na passagem do Eocénico inferior ao Eocénico médio ocorreu uma importante mudança paleogeográfica na Ibéria, com a individualização de várias bacias cenozoicas (de Vicente *et al.*, 2011). É atribuída a esta fase tectónica a reativação de várias falhas pré-existentes e a geração das bacias do Baixo Tejo (Carvalho *et al.*, 1983-85), Alvalade (Carvalho *et al.*, 1983-85; Pimentel, 1997) e da sub-bacia de Moura-Marmelar (Brum da Silveira, 1990; Brum da Silveira *et al.*, 2009).

Na área imersa da bacia do Algarve identificou-se um importante episódio compressivo no Eocénico médio, interpretado por Lopes *et al.* (2006) como a resposta a uma reativação da Zona de Fratura Açores-Gibraltar, numa fase em que a Ibéria se movia independente das placas Eurásia e Núbia (Srivastava *et al.*, 1990; Roest e Srivastava, 1991; Maldonado *et al.*, 1999). Segundo Terrinha, (1998), o principal episódio de inversão da bacia é anterior ao Miocénico.

As Cordilheiras Bética e Rife, que formam o arco de Gibraltar, geraram-se devido à colisão litosférica da extremidade ocidental do Mediterrâneo (domínio de Alborán) com as placas África e Eurásia, ao longo do Miocénico (Platt *et al.*, 2003). Como resultado da estruturação da cordilheira Bética produziu-se uma flexura a sul da Serra Morena correspondente a uma depressão subsidente localizada entre a cordilheira e o Maciço Ibérico. Esta depressão, denominada estreito Nord-Bético, corresponde à fase inicial de individualização da bacia do Guadalquivir, considerada uma bacia de antepaís da cordilheira Bética (Portero e Álvaro, 1984; Van der Beek e Cloething, 1992; Sanz de Galdeano e Rodríguez-Fernández, 1996; Sierro *et al.*, 1996; García-Castellanos *et al.*, 2002; Martín-Algarra e Vera, 2004).

No contexto da Orogenia Bética ocorreram dois importantes episódios de deformação compressiva que promoveram a inversão da Bacia Lusitânica e o soerguimento da cadeia da Arrábida segundo estilo tectónico *thin-skinned*, nomeadamente no Burdigaliano e no Tortoniano superior (Antunes *et al.*, 1995; Kullberg *et al.*, 2006). Estes episódios refletiram-se também em atividade em falhas na área de transição entre as bacias do Baixo Tejo e Alvalade, com a geração de um conjunto de horsts e grabens (Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997; Ressurreição, 2018), reativação das estruturas que controlam a Bacia de Alvalade (Pimentel e Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997), e na área da planície litoral ocidental, nomeadamente com reativação das falhas do bordo ocidental da serra de Grândola (Ressurreição, 2008) e com a geração dos sistemas de fossos tectónicos da região de São Teotónio-Aljezur (Pereira, 1990; Pimentel e Amaro, 2000; Dias, 2001). Na Bacia do Algarve, a deformação miocénica está principalmente representada na área imersa por dobramentos, fracturação e inconformidades (Lopes, 2006), sendo incipiente na área emergida (Terrinha, 1998).

(Srivastava *et al.*, 1990; Rosenbaum *et al.*, 2002; de Vicente y Vegas, 2009).

Según Cloetingh *et al.* (2002), parte de la deformación en el interior de Iberia se acomodó inicialmente con la generación de pliegues a escala de la litosfera, coincidiendo con los principales elementos topográficos existentes en la actualidad. A lo largo de su evolución tectónica, Iberia se movió como una placa independiente o en conjunto con las placas Nubia y Eurasia, de forma alternativa (Dewey *et al.* 1989; Rosenbaum *et al.* 2002).

El levantamiento de la Cordillera Cantabro-Pirenaica está relacionado con la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática, entre el final del Cretácico y el Mioceno (Roest y Srivastava 1991; Rosenbaum *et al.* 2002). En el paso del Eoceno inferior al Eoceno medio, se produjo un importante cambio paleogeográfico en Iberia, con la individualización de varias cuencas cenozoicas (de Vicente *et al.*, 2011). A esta fase tectónica se le atribuye la reactivación de varias fallas preexistentes y la generación de las cuencas de Bajo Tajo (Carvalho *et al.*, 1983-85), Alvalade (Carvalho *et al.*, 1983-85; Pimentel, 1997) y subcuenca de Moura-Marmelar (Brum da Silveira, 1990; Brum da Silveira *et al.*, 2009).

En la zona sumergida de la cuenca del Algarve, se identificó un importante episodio compresivo en el Eoceno medio, interpretado por Lopes *et al.* (2006) como respuesta a una reactivación de la Zona de Fractura Azores-Gibraltar, en un momento en que Iberia se movía independientemente de las placas Euroasiática y Nubia (Srivastava *et al.*, 1990; Roest y Srivastava, 1991; Maldonado *et al.*, 1999). Según Terrinha, (1998), el principal episodio de inversión de la cuenca es anterior al Mioceno.

Las Cordilleras Bética y Rif, que forman el arco de Gibraltar, se generaron debido a la colisión litosférica del extremo occidental del Mediterráneo (dominio de Alborán) con las placas Africana y Eurasia, a lo largo del Mioceno (Platt *et al.*, 2003). Como consecuencia de la estructuración de la Cordillera Bética, se produjo un giro al sur de Sierra Morena, correspondiendo a una depresión de subsidencia ubicada entre la cordillera y el Macizo Ibérico. Esta depresión, denominada Estrecho Nord-Bético, corresponde a la fase inicial de individualización de la Cuenca del Guadalquivir, considerada como la cuenca de antepaís de la Cordillera Bética (Portero y Álvaro, 1984; Van der Beek y Cloething, 1992; Sanz de Galdeano y Rodríguez-Fernández, 1996; Sierro *et al.*, 1996; García-Castellanos *et al.*, 2002; Martín-Algarra y Vera, 2004).

En el contexto de la Orogenia Bética, se produjeron dos episodios importantes de deformación compresiva que promovieron la inversión de la Cuenca Lusitánica y el levantamiento de la cadena de Arrábida según el estilo tectónico *thin-skinned*, concretamente en Burdigaliense y en el Tortonense superior (Antunes *et al.*, 1995; Kullberg *et al.*, 2006). Estos episodios también se vieron reflejados en la actividad de fallas, en el área de transición entre las cuencas del Bajo Tajo y Alvalade, con la generación de un conjunto de *horst* y *grabens* (Pimentel y Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997; Ressurreição, 2018), reactivación de estructuras que controlan la Cuenca de Alvalade (Pimentel y Azevêdo, 1994; Pimentel, 1997) y el área de la llanura costera occidental, es decir, con la reactivación de las fallas en el borde occidental de la Sierra de Grândola (Ressurreição, 2008) y con la generación de sistemas de fosas tectónicas en la región São Teotónio-Aljezur (Pereira, 1990; Pimentel y Amaro, 2000; Dias, 2001). En la Cuenca del Algarve, la deformación del Mioceno está principalmente representada en el área por pliegues, fracturas y discordancias (Lopes, 2006), siendo incipiente en el área emergida (Terrinha, 1998).

6.5. Neotectónica e sismotectónica

No conceito de Neotectónica utilizado por Cabral (1995) e Dias (2001) considera-se que o período neotectónico se inicia após a última reorganização significativa da tectónica regional. O registo geológico demonstra que a sedimentação pliocénica (Piacenziano) sucede a uma intensa fase de encurtamento do Miocénico superior (Cabral, 1995, 2012). Assim, o período neotectónico considerado corresponde aproximadamente aos últimos 3 Ma.

Nas várias bacias aqui abrangidas existem deformações neotectónicas a afetar os sedimentos pliocénicos e quaternários. Estas estão principalmente representadas por movimentos verticais litosféricos, atividade em falhas, com fraturação associada e geração de escarpas de falha em alguns casos, dobramentos, basculamentos e paleossismos associados a liquefação de sedimento (Viguier, 1977; Flores Hurtado e Rodríguez Vidal, 1994; Cabral, 1995; Dias, 2001; Dias e Cabral, 2002; Figueiredo, 2015; Alonso Chaves *et al.*, 2016; Ressurreição, 2018).

Do ponto de vista da geodinâmica atual, a Península Ibérica localiza-se na zona de convergência entre as placas África e Eurásia ocidental, materializada na área do Golfo de Cádiz pela Zona de Fratura Açores Gibraltar, que ocorre a uma taxa aproximada de 4-5 mm/ano segundo direção NW-SE a WNW-ESE (*e.g.*, Nocquet e Calais, 2004; Stich *et al.*, 2006; Fernandes *et al.*, 2007). Este enquadramento é responsável por importante sismicidade histórica e instrumental.

6.5. Neotectónica y sismotectónica

En el concepto de Neotectónica, utilizado por Cabral (1995) y Dias (2001), se considera que el período neotectónico comienza después de la última reorganización significativa de la tectónica regional. El registro geológico muestra que la sedimentación del Plioceno (Piacenziense) es posterior a una fase intensa de acortamiento del Mioceno superior (Cabral, 1995, 2012). Así, el período neotectónico considerado corresponde aproximadamente a los últimos 3 Ma.

En las cuencas existen deformaciones neotectónicas que afectan a los sedimentos del Plioceno y Cuaternario. Estos están representados principalmente por movimientos litosféricos verticales, actividad en fallas con fracturación asociada y generación de escarpes de fallas en algunos casos, plegamiento, inclinación y paleosismos asociadas a licuefacción de sedimentos (Viguier, 1977; Flores Hurtado y Rodríguez Vidal, 1994; Cabral, 1995; Dias, 2001; Dias y Cabral, 2002; Figueiredo, 2015; Alonso Chaves *et al.*, 2016; Ressurreição, 2018).

Desde el punto de vista de la geodinámica actual, la Península Ibérica se ubica en la zona de convergencia entre las placas Africana y Eurasia occidental, materializada en la zona del Golfo de Cádiz por la Falla Transformante Azores-Gibraltar, y se produce una aproximación de 4-5 mm/año según NW-SE a WNW-ESE (*p.e.*, Nocquet y Calais, 2004; Stich *et al.*, 2006; Fernandes *et al.*, 2007). Este marco es responsable de una importante sismicidad histórica e instrumental.

7. RECURSOS MINERAIS

7.1. Recursos metalogenéticos

João X. Matos, María Teresa López, Daniel Oliveira

A carta geológica 1:400 000 da Zona Sul Portuguesa (ZSP) abrange uma área muito extensa da região SW da Península Ibérica caracterizada por diferentes recursos geológicos associados ao soco paleozoico e às bacias mesozoicas e cenozoicas. O número total de jazigos contemplados nesta carta ascende aos 645, correspondendo 341 ao sector espanhol e 304 ao sector português.

7.1.1. Faixa Piritosa Ibérica

Entre as mineralizações do soco paleozoico da ZSP sobressai a Faixa Piritosa Ibérica (FPI) considerada uma das principais províncias metalogenéticas da Europa pela abundância de jazigos de sulfuretos maciços polimetálicos (Barriga *et al.*, 1997; Carvalho *et al.*, 1999; Tornos, 2006; Locutura, 2011; Inverno *et al.*, 2015). A FPI ocupa uma grande parte da ZSP, formando uma faixa com orientação WNW-ESE que se estende por 230 km, desde a costa atlântica em Portugal, até ao vale do rio Guadalquivir em Espanha. Na FPI são conhecidos mais de 90 jazigos formados por mineralização maciça e/ou em *stockwork* associada a rochas vulcânicas (maioritariamente félsicas) e a xistos negros do Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) (Famenniano superior-Viseano superior, Oliveira *et al.*, 2019).

As mineralizações de tipo *stockwork* surgem também nos níveis superiores da Formação Filito-Quartzítica (GFQ, Famenniano superior a Estruniano). Datações realizadas nas rochas encaixantes dos jazigos através de palinologia nos sedimentos (*e.g.*, Pereira *et al.*, 2008, 2021) e por geocronologia nas rochas encaixantes (*ex.*, Dunning e Ketchum, 1999; Dunning *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, 2002; Albardeiro *et al.*, 2017; Solá *et al.*, 2019; Donaire *et al.*, 2020; Díez-Montes *et al.*, 2020a) permitem inferir que grande parte dos depósitos se formou no Estruniano e no Tournaisiano. A sua génese está associada à percolação de fluidos hidrotermais entre as rochas vulcânicas e sedimentares, surgindo os depósitos em zonas de descarga em ambiente marinho ou próximo deste.

A dimensão dos depósitos é muito variável entre 1 Mt e mais de 200 Mt de sulfuretos (Barriga *et al.*, 1997; Tornos *et al.*, 2006). Na paragénes mineral a pirite é predominante, sendo acompanhada por calcopirite, galena, esfalerite, sulfossais e outros minerais. Os halos hidrotermais são marcados por pirofilita, clorite, quartzo, clorite-sericite e quartzo-sericite nas zonas proximais e por sericite e paragonite nas zonas distais (Relvas *et al.*, 1994, 2006; Barriga *et al.*, 1997; Matos *et al.*, 2000).

Alguns dos jazigos são de classe mundial como Neves-Corvo e Aljustrel em Portugal e Riotinto, Tharsis, Aznalcóllar-Los Frailes, La Zarza e Las Cruces em Espanha. No total são considerados cerca de 1 700 Mt de sulfuretos maciços que representam 14,6 Mt Cu, 13 Mt Pb, 34,9 Mt Zn, 5 590 t Ag e 596 t Au (Leistel *et al.*, 1998).

Na FPI ocorrem outras mineralizações representadas óxidos de ferro e manganês (estruturas de tipo filoniano e estratiforme) e filões de Cu, Pb-Ba, Sb(Au), As e W (Vázquez Mora *et al.*, 2020). Os jazigos de Fe-Mn ocorrem em contexto oxidante e são acompanhados por carbonatos e silicatos de Mn e barite, surgindo próximo de jaspes e de Xistos Borra de Vinho, considerado um marcador regional no topo do CVS (Oliveira *et al.*

7. RECURSOS MINERALES

7.1. Recursos metalogenéticos

João X. Matos, María Teresa López, Daniel Oliveira

El mapa geológico 1:400.000 de la Zona Surportuguesa (ZSP) abarca un área muy extensa de la región del SW de la Península Ibérica, caracterizada por diferentes recursos geológicos asociados al zócalo paleozoico y a las cuencas mesozoicas y cenozoicas. El número total de yacimientos contemplados en la zona es de 645, correspondiendo 341 al sector español y 304 al sector portugués.

7.1.1. Faja Pirítica Ibérica

Entre las mineralizaciones del zócalo paleozoico de la ZSP destaca la Faja Pirítica Ibérica (FPI), que es considerada una de las principales provincias metalogenéticas de Europa debido a la abundancia de yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos (Barriga *et al.*, 1997; Carvalho *et al.*, 1999; Tornos, 2006; Locutura, 2011; Inverno *et al.*, 2015). La FPI ocupa gran parte de la ZSP, formando una zona con orientación WNW-ESE, que se extiende 230 km desde la costa atlántica en Portugal, hasta el valle del río Guadalquivir en España. En la FPI se conocen más de 90 depósitos formados por mineralización masiva y/o *stockwork* asociados a rocas volcánicas (en su mayoría félsicas) y lutitas negras del Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) (Famenniano superior-Viseano superior, Oliveira *et al.*, 2019).

Las mineralizaciones de tipo *stockwork* también aparecen en los niveles superiores de la Formación Filítica-Cuarcítica (GFQ, Famenniano superior a Estruniano). Dataciones realizadas en las rocas sedimentarias encajantes de los yacimientos mediante palinología (*p.e.*, Pereira *et al.*, 2008, 2021) y por geocronología en las rocas volcánicas (*p.e.*, Dunning y Ketchum, 1999; Dunning *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, 2002; Albardeiro *et al.*, 2017; Solá *et al.*, 2019; Donaire *et al.*, 2020; Díez-Montes *et al.*, 2020a) permiten deducir que gran parte de los yacimientos se formaron entre Estruniano y Tournaisiano. Su génesis está asociada a la percolación de fluidos hidrotermales entre rocas volcánicas y sedimentarias, apareciendo depósitos en áreas de descarga, en un ambiente marino.

El tamaño de los yacimientos varía ampliamente entre 1 Mt y más de 200 Mt de sulfuros (Barriga *et al.*, 1997; Tornos *et al.*, 2006). En la paragénesis de minerales predomina la pirita, acompañada de calcopirita, galena, esfalerita, sulfosales y otros minerales. Los halos hidrotermales están marcados por pirofilita, clorita, cuarzo, clorita-sericita y cuarzo-sericita en las zonas proximales, y por sericita y paragonita en las zonas distales (Relvas *et al.*, 1994, 2006; Barriga *et al.*, 1997; Matos *et al.*, 2000).

Algunos de los yacimientos son de clase mundial como Neves-Corvo y Aljustrel en Portugal, y Riotinto, Tharsis, Aznalcóllar-Los Frailes, La Zarza y Las Cruces en España. En total se considera que hay alrededor de 1.700 Mt de sulfuros masivos, que representa 14,6 Mt Cu, 13 Mt Pb, 34,9 Mt Zn, 5.590 t Ag y 596 t Au (Leistel *et al.*, 1998).

En la FPI existen otras mineralizaciones representadas por óxidos de hierro y manganeso (estructuras de tipo filoniano y estratiforme), y filones de Cu, Pb-Ba, Sb (Au), As y W (Vázquez Mora *et al.*, 2020). Los depósitos de Fe-Mn acontecen en un contexto oxidante y están acompañados de carbonatos y silicatos de Mn y barita, se encuentran dentro de los jaspes y pizarras moradas, considerándose un marcador regional en la parte superior del CVS (Oliveira *et al.*, 2019; Díez-Montes *et al.*

al., 2019; Díez-Montes *et al.*, 2020b). As mineralizações filonianas encontram-se associadas a falhas tardi-Variscas a Eo-Alpinas de direção discordante, podendo ocorrer no GFQ, CVS e na Formação de Mértola (GFBA). Este tipo de filões é frequente por exemplo na região entre a mina de Neves-Corvo e o rio Guadiana (Carvalho, 1982; Matos *et al.*, 2003; Inverno *et al.*, 2015).

A atividade extrativa na FPI remonta ao período Calcolítico (Pinedo Vara, 1963). No Império Romano as principais minas do sector português da província eram as de Vipasca (Aljustrel), São Domingos, Caveira e Chança (Matos *et al.*, 2011a). No sector espanhol sobressaem as minas de Riotinto e Tharsis (Domergue, 2011; Locutura, 2011). A mineração moderna surge sobretudo a partir da segunda metade do século XIX (Pinedo Vara, 1963; Matos *et al.*, 2008) e conduziu à abertura de cortas (ex. São Domingos, Aljustrel, Lousal, Caveira, Riotinto, Tharsis, La Zarza, San Telmo, Peña de Hierro, Concepción). Atualmente, a lavra ativa desenvolve-se a céu aberto em Cerro Colorado (Riotinto) e em Las Cruces, ou em subterrâneo como em Aljustrel, Aguas Teñidas, La Magdalena, Sotiel e Neves-Corvo. Nesta mina os trabalhos mineiros atingem profundidades superiores a 1000 m.

Os principais recursos explorados são o cobre, o zinco e em menor percentagem o chumbo, o estanho, a prata e ouro. Outros metais estão presentes como o Se, Co e In. Além das mineralizações primárias, também os chapéus de ferro e as escombrelas mineiras constituem fontes importantes de metais, salientando-se no primeiro caso o enriquecimento supergénico das mineralizações (Velasco *et al.*, 2013; Yesares *et al.*, 2017).

No FPI espanhola ocorrem uma série de mineralizações filonianas de Pb e Pb-Zn. Entre estas surgem os casos de Diana ou Tallesca, Loma de Las Peñuelas e mina do Rosario que correspondem a filões de Pb-Zn, e a mina Aurora representada por uma estrutura filoniana de Pb-Ba. A mina de Los Ángeles situada em La Granada de Riotinto é formada por filões de F-Pb-Zn encaixados em granitos porfíricos com cordierite (Granito de El Crispinejo, Díez Montes *et al.*, 1999, 2017).

7.1.2. Mineralizações em sequências mesozoicas e cenozoicas

Em Portugal ocorrem mineralizações filonianas de cobre em rochas mesozoicas como por exemplo em Fateota (Santiago do Cacém) e em Alte (norte do Algarve). No mapa 1:400 000 estão indicados depósitos aluvionares localizados na Bacia cenozoica do Tejo e na área costeira, a sul do cabo de Sines. No primeiro caso trata-se de antigas explorações de época romana e do século XIX dedicadas a depósitos de tipo *placer*, que ocorrem entre níveis arenosos (ex. Cruz de Pau, Salgueiro *et al.*, 2000). Na Praia de São Torpes, situada a sul do Maciço de Sines formado por gabros, dioritos e sienitos (Inverno *et al.*, 1993) ocorrem concentrações de ilmenite e magnetite de tipo aluvionar.

7.2. Rochas e minerais industriais

María Teresa López, João X. Matos, Jorge Carvalho, Sara Santos

O mapa 1:400 000 da ZSP abrange um grande número de indícios e explorações de rochas e minerais industriais distribuídos entre Lisboa e Sevilha sobre litologias do soco

al., 2020b). Las mineralizaciones filonianas están asociadas con fallas tardí-Variscas y Eo-Alpinas con diferentes direcciones, que afectan a litologías del Grupo P-Q, CVS y Fm. Mértola (GFBA). Este tipo de filones es frecuente, por ejemplo, en la región comprendida entre la mina Neves-Corvo y el río Guadiana (Carvalho, 1982; Matos *et al.*, 2003; Inverno *et al.*, 2015).

La actividad extractiva en la FPI se remonta al período Calcolítico (Pinedo Vara, 1963). En el Imperio Romano, las principales minas del sector portugués de la provincia eran Vipasca (Aljustrel), São Domingos, Caveira y Chança (Matos *et al.*, 2011a). En el sector español destacan las minas de Riotinto y Tharsis (Domergue, 2011; Locutura, 2011). La minería moderna surge principalmente de la segunda mitad del siglo XIX (Pinedo Vara, 1963; Matos *et al.*, 2008) y condujo a la apertura de minas a cielo abierto (p.e., São Domingos, Aljustrel, Lousal, Caveira, Riotinto, Tharsis, La Zarza, San Telmo, Peña de Hierro, Concepción). Actualmente, la minería activa se realiza a cielo abierto en Cerro Colorado (Riotinto) y Las Cruces, o subterránea como en Aljustrel, Aguas Teñidas, La Magdalena, Sotiel y Neves-Corvo. En esta última mina, las labores mineras alcanzan profundidades superiores a 1.000 m.

Los principales recursos explotados son cobre y zinc y, en menor medida, plomo, estaño, plata y oro. Otros metales están presentes, como Se, Co e In. Además de las mineralizaciones primarias, *gossan* y escombrelas mineras también son fuentes importantes de metales, en especial en los *gossan*, el enriquecimiento supergénico de las mineralizaciones (Velasco *et al.*, 2013; Yesares *et al.*, 2017).

En la FPI española hay una serie de mineralizaciones filonianas de Pb y Pb-Zn. De ellas, las de Diana o Tallesca, Loma de las Peñuelas y la mina del Rosario corresponden a filones de Pb-Zn, mina Aurora a un filón de Pb-Ba y Los Ángeles a un filón de F-Pb-Zn. La mineralización de Los Ángeles, localizada en La Granada de Riotinto, está representada por filones encajados en granitos porfíricos con cordierita (Granito de El Crispinejo; Díez Montes *et al.*, 1999, 2017).

7.1.2. Mineralizaciones en secuencias mesozoicas y cenozoicas

En Portugal, las mineralizaciones de cobre filonianas se producen en rocas mesozoicas, como en Fateota (Santiago do Cacém) y en Alte (norte del Algarve). En el mapa a escala 1:400.000, se han representado los depósitos aluviales ubicados en la Cuenca cenozoica del Tajo y en la zona costera, al sur del Cabo de Sines. En el primer caso, se trata de antiguas exploraciones de la época romana y del siglo XIX dedicadas a depósitos tipo *placer*, que se encuentran entre niveles arenosos (p.e., Cruz de Pau; Salgueiro *et al.*, 2000). En la Praia de São Torpes, ubicada al sur del Macizo de Sines, formado por gabro, diorita y sienita (Inverno *et al.*, 1993) hay concentraciones de ilmenita y magnetita aluvial.

7.2. Rocas y minerales industriales

María Teresa López, João X. Matos, Jorge Carvalho, Sara Santos

El mapa a escala 1:400.000 de la ZSP abarca un gran número de indicios y explotaciones de rocas y minerales industriales, distribuidos entre Lisboa y Sevilla, sobre litologías

paleozoico, das bacias mesozoicas e cenozoicas e dos maciços ígneos.

Assim, no sector espanhol do mapa, a maior parte das explorações rochosas e minerais industriais estão concentradas numa faixa que se estende na direção NE-SW, entre as cidades de Huelva e Sevilha, constituída principalmente por sedimentos não consolidados de idade neogénica e quaternária, correspondente à Bacia do Guadalquivir e às bacias béticas pós-orogénicas. As explorações e indícios de rochas e minerais industriais presentes na Zona Sul Portuguesa estão fundamentalmente associadas a rochas plutónicas variscas (granitos) e a diferentes litologias da idade Devónico Superior a Viseano.

Do mesmo modo, na região portuguesa do mapa, a maior parte das explorações encontra-se associada às bacias mesocenozoicas, Lusitânica e do Algarve, com litologias de idades que vão desde o Triássico ao Quaternário, e nas Bacias do Baixo Tejo e Alvalade, do Paleogénico ao Quaternário. As explorações de rochas e minerais industriais associadas aos maciços ígneos de Sines e Monchique (Cretácico) são em menor número, bem como as relacionadas com as litologias paleozoicas da ZSP.

Os recursos considerados distribuem-se por argilas comuns, areias especiais, areias, saibros e cascalheiras, calcários e dolomias, diatomitos, fluorite, gabros e dioritos, granitos, sienitos nefelínicos, ofitos e diabases, rochas vulcânicas félsicas, óxidos de ferro e ocre, xistos, grauvagues e quartzitos, gessos e turfas.

Entre as 400 explorações e indícios considerados na área de trabalho (Monteserín *et al.*, 2020), cerca de 45% encontram-se em atividade, com trabalhos de extração realizados de forma contínua ou intermitente. Em 50% dos casos as explorações encontram-se abandonada ou com lavra suspensa há vários anos. Um pequeno número de sítios (próximo de 5%) é representado por indícios, caracterizados por trabalhos de prospeção (sondagens, poços, trincheiras, etc.) ou pela existência de afloramentos particulares, com elevado potencial mineiro.

Em relação às explorações ativas e intermitentes, os recursos mais explorados são a areia e brita (56%), seguidos, embora em menor proporção, de calcários industriais ou ornamentais (15%), ardósias, grauvagues e quartzitos (8%) e argila comum (6%).

Em Espanha, as areias e cascalheiras são exploradas em unidades neogénicas e quaternárias da Bacia do Guadalquivir (Grupo Marismas e Grupo Odiel) e em terraços quaternários dos rios Odiel, Tinto e Guadalquivir. No sector português, estes recursos são obtidos a partir das unidades sedimentares que formam a Bacia do Baixo Tejo e Alvalade e Bacia Mesocenozoica do Algarve, em particular nas Formações de Santa Marta (Pliocénico) e Ludo (Plio-Pleistocénico). Em ambos os casos as areias e cascalheiras são utilizadas como agregados naturais ou de britagem sendo utilizadas em construção civil.

Os calcários explorados na região espanhola abrangida pelo mapa correspondem a calcarenitos de idade Miocénico-Pliocénico Superior da Bacia do Guadalquivir. No sector português as explorações de calcários situam-se nas bacias Lusitânica e do Algarve, tendo as rochas idades cretácica e jurássica. A extração de calcário destina-se à produção de agregados por britagem, rocha ornamental e fabrico de cimento.

Nas formações de Mértola, Mira e Brejeira (Grupo Flysch do Baixo Alentejo), as litologias de xistos, grauvagues e intercalações de quartzitos, bem como no Complexo Vulcano-

del zócalo paleozoico, las cuencas mesozoicas y cenozoicas y los macizos ígneos.

Así, dentro del sector español la mayor parte de las explotaciones de rocas y minerales industriales, se concentran en una franja que se extiende en dirección NE-SW, entre las localidades de Huelva y Sevilla, constituida principalmente por sedimentos no consolidados de edad Neógeno y Cuaternario correspondientes a la Cuenca del Guadalquivir y las cuencas béticas post-orogénicas. Las explotaciones e indicios de rocas y minerales industriales presentes en la Zona Surportuguesa, están fundamentalmente asociadas a rocas plutónicas variscas (granitos) y a distintas litologías de edad Devónico superior-Viseense.

Del mismo modo, dentro de la región portuguesa, la mayoría de las explotaciones se asocian a las cuencas meso-cenozoicas Lusitánica y Algarvia, con litologías de edades que van desde el Triásico hasta el Cuaternario, y en la Cuenca del Bajo Tajo y Alvalade, desde el Paleógeno al Cuaternario. En menor medida, existen explotaciones de rocas y minerales industriales ligadas a los macizos ígneos de Sines y Monchique (Cretácico) así como a litologías relacionadas con sedimentos de poco espesor depositados directamente en los terrenos paleozoicos de la ZSP.

Los recursos considerados en el ámbito del mapa son arcillas comunes, arenas especiales, arenas y gravas, calizas y dolomitas, diatomitas, fluoritas, gabros y dioritos, granitos, sienitas nefelínicas, ofitas y diabases, rocas volcánicas félsicas, óxidos de hierro y ocre, pizarras, grauvacas y cuarcitas, yeso y turbas.

De las cerca de 400 explotaciones e indicios detectados en la zona de trabajo (Monteserín *et al.*, 2020), prácticamente un 45% son explotaciones activas, en las que se están llevando a cabo labores de extracción de manera continua o intermitente. Un 50% son explotaciones abandonadas, donde los trabajos de extracción han cesado o llevan paralizados varios años y un pequeño porcentaje, en torno al 5% está representado por indicios, ya sean labores mineras de investigación de las que existen datos (sondeos, pozos, calicatas, etc.) o afloramientos que son atípicos o particulares, respecto a los materiales existentes en el entorno, y que indican una cierta potencialidad minera.

Respecto a las explotaciones activas e intermitentes, los materiales mayoritariamente beneficiados son las arenas y gravas (56%), seguidas, aunque en menor medida, por las explotaciones de calizas industriales u ornamentales (15%), pizarras, grauvacas y cuarcitas (8%) y arcilla común (6%).

Las arenas y gravas beneficiadas se extraen mayoritariamente, dentro del sector español, de materiales neógenos y cuaternarios de la Cuenca del Guadalquivir (Grupo Marismas y Grupo Odiel) y en los depósitos cuaternarios existentes en las terrazas de los ríos Odiel, Tinto y Guadalquivir. Dentro del sector portugués, las arenas y gravas, se obtienen de los materiales que rellenan las cuencas del Bajo Tajo y Alvalade y la Cuenca Meso-cenozoica del Algarve, principalmente el beneficio se realiza asociado a las Formaciones Santa Marta (Plioceno) y Ludo (Plio-Pleistoceno). El principal destino de estos materiales es su utilización como áridos naturales en la mayoría de los casos, y en menor proporción para áridos de machaqueo, siempre relacionado con el sector de la construcción civil.

Los materiales calcáreos explotados se corresponden, en la zona española, con calcarenitas del Mioceno superior-Plioceno, aflorantes en la Cuenca del Guadalquivir, mientras que en el sector portugués se asocian a rocas calcáreas de edad Cretácico y Jurásico en las cuencas Lusitánica y del Algarve. El destino de los materiales es la producción de áridos de machaqueo, roca ornamental y de construcción y la fabricación de cemento.

En las Fms. Mértola, Mira y Brejeira (Grupo Flysch de Baixo Alentejo), las litologías de pizarras, grauvacas y las intercalaciones de cuarcitas, así como en el Complejo Vulcano-Sedimentario, son

Sedimentar, são as principais fontes produtoras de materiais destinados fundamentalmente à produção de agregados de britagem.

No que diz respeito às explorações de argila, na região espanhola encontram-se localizadas nas denominadas margas azuis ou Formação Arcillas de Gibraleón, pertencentes ao Grupo Marismas (Miocénico superior-Pliocénico), enquanto que na região portuguesa a principal produção de argila comum ocorre na Bacia Mesocenozoica do Algarve, correspondendo ao Complexo Margo-Carbonado-Evaporítico de idade Rhaetiano-Hettangiano. Outras unidades produtoras de argila são a Fm. Fonte da Matosa (Cretácico inferior) que aflora na região do Algarve e, em menor escala, a Fm. Santa Marta (Pliocénico), que ocorre de forma extensiva na Bacias do Baixo Tejo e Alvalade. As argilas são utilizadas no fabrico de cerâmica estrutural e na produção de ladrilhos e cerâmica.

Outro grupo de recursos indicado na carta é representado por granitos, andesitos, dacitos, ofitos e diabases, correspondendo a 7% das explorações ativas. As explorações de granito surgem sobre granitoides de tendência trondhjemitica (granitos, monzogranitos e granodioritos) sendo dedicadas à produção de brita. Os andesitos e dacitos são explorados para produção de agregados de alta qualidade, utilizados na fabricação de betão e argamassas e em obras de engenharia civil e construção de estradas. Por último, os ofitos e diabases são explorados como agregados de britagem. Estas rochas ocorrem na ZSP em soleiras basálticas na transição entre o GFQ e o CVS ou em estruturas do CVS formadas por lavas basálticas.

Existem outros recursos indicados no mapa com uma distribuição muito escassa representados por apenas algumas explorações ativas. São exemplo a mina de sal-gema do diapiro de Loulé situado no Algarve (com uso na indústria química e na cobertura de estradas no inverno), sal marinho (destinado à alimentação, química ou rede rodoviária), dolomite (utilizada para misturas betuminosas e fabrico de betão), gabros e dioritos (utilizados como agregados para betão, estradas e pavimentos ferroviários), sienito (usado para fins ornamentais e de pavimentação), gesso (usado para a fabricação de cimento) e rochas porfíricas (usadas como agregados de britagem na produção de asfalto e betão).

A descrição extensa e detalhada destas rochas e minerais industriais, os seus principais afloramentos, características das explorações e usos na indústria encontram-se na memória técnica realizada no âmbito do projeto GEO_FPI: Mapa de Rochas e Minerais Industriais da Zona Sul Portuguesa (Monteserín *et al.*, 2020).

7.3. Potencialidade mineira

João X. Matos, María Teresa López

A Faixa Piritosa Ibérica (FPI) é conhecida como uma das províncias metalogénicas mais importantes do Mundo, sendo caracterizada por um número elevado de jazigos de sulfuretos maciços polimetálicos de origem vulcanogénica, 12 dos quais são considerados como gigantes à escala mundial. Existem também, outras estruturas mineralizadas que incluem metais como manganês, cobre, chumbo, zinco, prata ouro e pirite.

las principales fuentes productoras de materiales destinados fundamentalmente a la producción de áridos de machaqueo.

Respecto a las explotaciones de arcilla, en la región española se localizan mayoritariamente sobre las denominadas margas azules o Formación Arcillas de Gibraleón, pertenecientes al Grupo Marismas (Mioceno superior-Plioceno), mientras que en la región portuguesa las principales unidades productoras de arcillas comunes se encuentran en la Cuenca Mesocenozoica del Algarve y se corresponden con el Complejo Margo-Carbonatado-Evaporítico de edad Rhaetiense-Hettangiense. Otra unidad productora de arcillas es la Fm. de Fonte da Matosa (Cretácico inferior) que aflora en la región del Algarve y, en menor medida, la Fm. Santa Marta (Plioceno), que aflora extensamente en la Cuencas del Bajo Tajo y Alvalade. En cuanto a los usos, el destino principal es la fabricación de cerámica estructural y en menor medida la producción de azulejo y cerámica.

Otro grupo de sustancias beneficiadas en la zona de estudio, que representa en torno al 7% de las explotaciones activas, es el formado por granitos, andesitas, dacitas y ofitas y diabasas. Las explotaciones activas de granitos se asientan sobre los granitoides de tendencia trondhjemitica (granitos, monzogranitos y granodioritas) y los materiales extraídos se utilizan exclusivamente a la producción de áridos de machaqueo. Las andesitas y dacitas son destinadas a áridos de alta calidad, utilizados en la fabricación de hormigón, morteros y obras de ingeniería civil y carreteras. Finalmente, las ofitas y diabasas, que en la ZSP generalmente afloran como sills basálticos en el tránsito GFQ-CVS y otras como lavas de afinidad basáltica en el CVS, son utilizadas mayoritariamente como áridos de machaqueo.

Existe un conjunto de sustancias indicadas en el mapa, cuya explotación es minoritaria dentro del ámbito de estudio, con apenas una o dos explotaciones activas de cada una de ellas. Estas sustancias son la sal gema, en el diapiro de Loulé situado en el Algarve (beneficiada para su utilización por la industria química y para la red viaria en invierno), la sal marina (destinada a la industria alimentaria, química o red viaria), dolomía (empleada para mezclas bituminosas y fabricación de hormigones), los gabros y dioritas (utilizadas como árido para hormigones, viales y firmes de ferrocarril), sienita (utilizada con fines ornamentales y de pavimentación), yeso (destinado a la fabricación de cemento) y los pórfidos (utilizados como áridos de machaqueo en la producción de asfaltos y hormigones).

Una extensa y detallada descripción de todos los aspectos relacionados con estos materiales empleados como rocas y minerales industriales, sus principales afloramientos dentro de la zona de investigación, las características de las explotaciones donde se benefician, los usos a los que se destinan así como su representación cartográfica, se encuentran recogidos en la cartografía y memoria técnica realizadas dentro del proyecto GEO_FPI: Mapa de Rochas y Minerais Industriais de la Zona Surportuguesa (Monteserín *et al.*, 2020).

7.3. Potencialidad minera

João X. Matos, María Teresa López

En la Faja Piritosa Ibérica (FPI), reconocida como una de las provincias metalogénicas más importantes del mundo, existen un número elevado de yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos de génesis vulcanogénica, 12 de los cuales son considerados como gigantes a escala mundial. Además, existen otros recursos cuyo beneficio incluye metales como manganeso, cobre, plomo, zinc, plata, oro y pirita.

O potencial mineiro da FPI suscitou desde a década de 60 do século XX, um forte investimento em campanhas de cartografia geológica, geoquímica e geofísica (gravimetria, magnetometria, eletromagnetismo e sísmica) e milhares de sondagens de prospeção, conduzindo à descoberta de inúmeros jazigos como Lagoa Salgada, Sesmarias, Salgadinho e Gavião em Portugal e La Magdalena, Elvira, Massa Valverde em Espanha (Castroviejo *et al.*, 2011; Matos *et al.*, 2020).

Tradicionalmente, as zonas consideradas potencialmente férteis limitam-se aos afloramentos do CVS, concretamente aos seus horizontes de rochas vulcânicas félsicas. Como áreas de menor interesse são considerados os afloramentos do GFQ e os sedimentos turbidíticos do Culm/Grupo do Flysch do Baixo Alentejo (Viseano superior).

No entanto, o apoio da geofísica (gravimétrica, sísmica e eletromagnetismo) tem permitido ampliar o conhecimento geológico e estrutural nos últimos anos sobre estruturas complexas como algumas áreas dominadas por numerosos cavalgamentos, que interrompem as relações estratigráficas iniciais entre as unidades e as tornam muito complexas em algumas áreas.

Do ponto de vista da prospeção mineral os afloramentos do GFQ podem apresentar um certo potencial, sobretudo quando neles ocorrem estruturas mineralizadas de tipo *stockwork*. Igualmente, algumas áreas do Culm/Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, em particular a Formação de Mértola (Viseano sup.), podem ocultar estruturas do CVS a profundidades acessíveis. Através de geofísica (gravimetria e sísmica) tem sido possível identificar estruturas não aflorantes do CVS, que podem incluir jazigos de sulfuretos maciços como Masa Valverde e Neves-Corvo (Castroviejo *et al.*, 2011; Carvalho *et al.*, 2017; Matos *et al.*, 2020).

Uma parte substancial da Zona Sul Portuguesa encontra-se coberta por sedimentos cenozoicos que dificultam o conhecimento do soco paleozoico subjacente. Mesmo neste contexto geológico complexo a aplicação de técnicas geofísicas como a gravimetria tem possibilitado a identificação de anomalias com importantes resultados (ex. Lagoa Salgada, Oliveira *et al.*, 1998; Matos *et al.*, 2020; e Las Cruces, Locutura, 2011). Neste cenário destaca-se a importância da possibilidade de exploração do chapéu de ferro das massas de sulfuretos, caracterizado por zonas de enriquecimento supergénico em metais.

As considerações em cima expostas justificam a seleção de uma área muito ampla com grande potencial para a ocorrência de jazigos de maciços polimetálicos (pirite, Cu, Zn, Pb, Au, Ag e Mn) que inclui as estruturas com afloramentos do CVS, parte do GFQ e da Formação de Mértola/Culm e regiões com sedimentos cenozoicos situadas nos sectores S, SE e NW da FPI.

No estudo dos ambientes favoráveis à presença de mineralizações é importante aplicar uma metodologia que permita a aplicação de uma estratigrafia de alta resolução a qual deve permitir a pesquisa dos horizontes favoráveis (*ore horizon*) como as rochas vulcânicas e sedimentares de idade Estruniano (ex. Neves-Corvo, Pereira *et al.*, 2021). A cartografia geológica 1:400 000 e 1:200 000 desenvolvida no decorrer do projeto GEO_FPI, com critérios comuns entre Espanha e Portugal, permite uma abordagem à geologia regional da Zona Sul Portuguesa, favorecendo o investimento em prospeção mineral.

No que se refere às áreas com potencial para o desenvolvimento de atividade extractiva dedicada a rochas e minerais industriais, são indicadas no mapa as regiões consensualmente mais adequadas. Esta seleção não exclui a

El potencial minero de la FPI ha provocado desde la década de los años 60 del siglo XX, una fuerte inversión en campañas de cartografía geológica, geoquímica y geofísica (gravimetria, magnetometria, electromagnetismo y sísmica) y miles de sondeos de prospección, que han llevado al descubrimiento de numerosos yacimientos como Lagoa Salgada, Sesmarias, Salgadinho Gavião en Portugal, y La Magdalena, Elvira, Masa Valverde en España (Castroviejo *et al.*, 2011; Matos *et al.*, 2020).

Tradicionalmente, las áreas consideradas potencialmente productivas se limitaban a los afloramientos del CVS, concretamente a los horizontes de rocas volcánicas félsicas. Como áreas de menor interés, se consideraban los afloramientos del GFQ y los sedimentos turbidíticos del Grupo Culm/Grupo Flysch del Bajo Alentejo (Viseense superior).

Sin embargo, el apoyo de la geofísica (gravimetría, sísmica y electromagnetismo), ha permitido una mejora del conocimiento geológico y estructural en los últimos años, demostrando la existencia de una estructura compleja controlada por numerosos cabalgamientos que interrumpen las relaciones estratigráficas iniciales entre unidades y las hacen muy complejas en algunas áreas.

Desde el punto de vista de la exploración, supone la consideración de los afloramientos del GFQ como prospectivos, sobre todo cuando en ellos ocurren estructuras de tipo *stockwork*. Igualmente, el Culm había sido considerado como terreno sin posibilidades metalogénicas, excluyendo de sus afloramientos gran parte de la actividad exploratoria. Sin embargo, con apoyo de la geofísica (gravimetría y sísmica), ha sido posible identificar estructuras no aflorantes del CVS, que pueden incluir depósitos de sulfuros masivos como Masa Valverde y Neves-Corvo (Castroviejo *et al.*, 2011; Carvalho *et al.*, 2017; Matos *et al.*, 2020).

Asimismo, una parte sustancial de la Zona Surportuguesa, se encuentra recubierta por materiales cenozoicos, impidiendo conocer la estructura del Paleozoico infrayacente. De nuevo, la aplicación de novedosas técnicas geofísicas, ha permitido la localización de anomalías con importantes resultados (p.e., Lagoa Salgada, Oliveira *et al.*, 1998; Matos *et al.*, 2020; Las Cruces, Locutura, 2011). En este contexto se destaca la importancia de la explotación de *gossan* y de las zonas de enriquecimiento supergénico en metales.

Todo lo anterior justifica la existencia de una amplia zona con gran potencialidad minera para yacimientos masivos polimetálicos (pirita, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, y Mn), que incluye el área cubierta por los materiales de CVS, parte del GFQ y un área significativa con sedimentos cenozoicos situada en los sectores S, SE y NW de la FPI.

En el estudio de zonas favorables a la presencia de mineralizaciones es importante utilizar una metodología que permita la aplicación de una estratigrafía detallada que permita la investigación de horizontes favorables (*ore horizon*) como rocas volcánicas y sedimentarias de edad estruniense (p.e., Neves-Corvo, Pereira *et al.*, 2021). La cartografía geológica 1:400.000 y 1:200.000 desarrollada durante el proyecto GEO_FPI, con criterios comunes entre España y Portugal, permite un acercamiento a la geología regional de la Zona Surportuguesa, favoreciendo la inversión para futuras investigaciones en la prospección de nuevos yacimientos de sulfuros masivos.

Respecto a las zonas potencialmente favorables para el desarrollo de actividades extractivas de rocas y minerales industriales, a continuación, se identifican algunas áreas *a priori* adecuadas, lo que no excluye la presencia de posibles yacimientos fuera de las zonas y materiales indicados. Estas áreas, se han inferido en base a criterios geológicos y presencia

presença de possíveis jazidas em outras áreas. A escolha das zonas favoráveis foi feita com base em critérios geológicos, distribuição de indícios e explorações prévias, sem ter em conta eventuais restrições existentes e relacionadas com o ordenamento do território, proteção ambiental, limites urbanos ou quaisquer outras condicionantes legais. Para uma seleção de áreas mais precisa seriam necessários estudos de prospeção e avaliação complementares, dada a especificidade dos usos possíveis e das condições de afloramento e acesso a cada jazida.

As áreas com maior potencial para argilas comuns, areias, saibros e cascalheiras recaem em Portugal sobre as Bacias do Baixo Tejo e Alvalade, de idade cenozoica e sobre as formações da base do Jurássico da Bacia Mesocenoica do Algarve. Em Espanha destaca-se como área favorável o sector NW da Bacia do Guadalquivir nas províncias de Sevilla e Huelva. São também importantes nos dois países as regiões com depósitos aluviais quaternários (ex. rios Sado e Guadalquivir).

Nas bacias Lusitânica e Mesocenoica do Algarve e nos afloramentos neogénicos do limite NW da Bacia de Guadalquivir ocorrem zonas com potencial para a exploração de calcários e dolomitos.

Os xistos e grauvaques são litologias comuns e com uma grande extensão de afloramento na ZSP sendo associadas fundamentalmente ao Grupo Culm e em particular à Fm. de Mértola.

Na zona de transição entre o GFQ e o CVS da FPI e as rochas básicas do Batólito da Sierra Norte de Sevilla, surgem afloramentos significativos de gabros com possibilidade de serem investigados para exploração. Outros sectores marcantes incluem os afloramentos de *sills* basálticos ou lavas basálticas situadas nas proximidades de Alosno e a S de Valverde del Camino (Huelva), onde existe potencial para a existência de ofitos e diabases. As áreas favoráveis à ocorrência de andesitos encontram-se a W de Valverde del Camino e a N de Aznalcóllar (Sevilla).

Os afloramentos do CVS situados a N de Valverde del Camino e a S das minas de Riotinto (Huelva) apresentam-se como áreas favoráveis para investigação, relativamente à exploração de rochas vulcânicas porfíricas. Em Portugal, no Maciço Ígneo de Monchique concentram-se as melhores possibilidades de exploração de sienito nefelínico.

Finalmente, os evaporitos da Bacia Mesocenoica do Algarve e o diapiro de Pinhal Novo, a norte de Setúbal, surgem como as áreas mais promissoras para sal-gema. A possibilidade de exploração de sal marinho é mais forte ao longo das zonas de sapal, concretamente no sector de Huelva-Isla Cristina, no estuário do rio Sado e na foz dos rios Mira e Guadiana.

de indícios y explotaciones previas, sin tener en cuenta las posibles restricciones existentes relacionadas con la ordenación territorial, protección medioambiental, límites urbanos o cualquier otro condicionante legal. Para una concreción de los sectores favorables, serían necesarios estudios de exploración e investigación minera de detalle, dada la especificidad de los posibles usos y de las condiciones de afloramiento y acceso.

Las Cuencas del Bajo Tajo y Alvalade, los depósitos cenozoicos y de la base del Jurásico presentes en la región del Algarve, las cuencas neógenas postorogénicas y los depósitos cuaternarios aluviales, representados en Portugal en la cuenca del río Sado y en España por el borde noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, en las provincias de Sevilla y Huelva, son las zonas que presentan cierta potencialidad para el posible beneficio de arcilla común, arenas y gravas. También son importantes en los dos países las regiones con depósitos de aluviales cuaternarios (p.e., ríos Sado y Guadalquivir).

En las Cuencas Lusitánica y Mesocenoica del Algarve, y en los afloramientos neógenos del borde NW de la Cuenca del Guadalquivir, existen zonas favorables para la explotación de calizas y dolomías.

Pizarras y grauvacas son litologías con una enorme extensión de afloramientos en la ZSP, fundamentalmente asociadas a la base del Grupo Culm y en particular en la Fm. Mértola.

El tránsito entre el GFQ y el CVS de la FPI y las rocas básicas del Batólito de la Sierra Norte de Sevilla, presentan afloramientos significativos de gabros con posibilidad de ser investigados para la explotación de estos materiales. Igualmente, los afloramientos de *sills* basálticos o basaltos, localizados en las proximidades de Alosno y al S de Valverde del Camino (Huelva), son susceptibles de presentar posibilidades de beneficio para ofita y diabasa, mientras que las zonas con mayor potencial para las andesitas se localizan al W de Valverde del Camino y al N de Aznalcóllar (Sevilla).

Los afloramientos del Complejo Vulcano-Sedimentario, especialmente los ubicados al N de Valverde del Camino y al S de Minas de Riotinto (Huelva), se presentan como zonas favorables para profundizar en la investigación para la explotación de pórfidos. En Portugal, en el Macizo Ígneo de Monchique se concentran las posibilidades de explotar sienita nefelínica.

Finalmente, las evaporitas de la Cuenca Mesocenoica del Algarve y el diapiro de Pinhal Novo, al norte de Setúbal, son las zonas más favorables para el beneficio de sal gema. Mientras que las posibilidades de beneficiar sal marina son, en principio, muy abundantes a lo largo las zonas de marisma costera, en concreto en el sector de Huelva-Isla Cristina, en el estuario del río Sado y en la desembocadura de los ríos Mira y Guadiana.

8. BIBLIOGRAFIA

- Abad, I., Mata, P. M., Nieto, F., Velilla, N., 2001. The Phyllosilicates in Diagenetic-Metamorphic Rocks of the South Portuguese Zone, southwestern Portugal. *Canadian Mineralogist*, **39**: 1571-1589.
- Albardeiro, L., Solá, R., Salgueiro, R., Morais, I., Matos, J. X., Mendes, M., Pereira, Z., Batista, M. J., Inverno, C., Oliveira, D., Rosa, D., Pacheco, N., 2017. Insights into timing of mineralization in the Neves-Corvo VMS deposit (Iberian Pyrite Belt). *Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting – Mineral Deposits to Discover*, 20-23 Agosto 2017, Québec City, Canada, **3**: 989-992.
- Albardeiro, L., Matos, J. X., Mendes, M., Solá, R., Pereira, Z., Morais, I., Salgueiro, R., Pacheco, N., Araújo, V., Oliveira, J. T., 2020. Geological correlation of Neves-Corvo Mine and Pomarão Antiform sequences (Iberian Pyrite Belt, Portugal). *Comunicações Geológicas*, LNEG, **107** (Esp. III): 111-132.
- Almodóvar, G. R., Yesares, I., Sáez, R., Toscano, M., González, F., Pons, J. M., 2019. Massive Sulfide Ores in the Iberian Pyrite Belt: Mineralogical and Textural Evolution. *Minerals*, **9**, 653. Doi:10.3390/min9110653.
- Alonso Chaves, F. M., García Navarro, E., Fernández Rodríguez, C., Camacho Cerro, M. A., 2016. De Avalonia al Suroeste de Iberia: anatomía de una cuña orogénica varisca, el "rifting" proto-Atlántico y tectónica reciente. Excursión de campo homenaje al Prof. Miguel Orozco Fernández. *XXVIII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, IX Congreso Geológico de España*, Huelva, 153.
- Alves, C. A. M., 1964. Estudo Petrológico do Maciço Eruptivo de Sintra. *Rev. Fac. Ciências Lisboa*, 2ª Sér. C, **XII**(2): 123-289.
- Antunes M. T., 1983. *Notícia explicativa da Folha 39-C Alcácer do Sal, Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 21.
- Antunes, M. T., Bizon, G Nascimento, A., Pais, J., 1981. Nouvelles donnés sur la datation de dépôts du Miocène marin de l'Algarve occidental. *Ciências da Terra* (UNL), **6**: 1-8.
- Antunes, M. T., Elderfield, H., Legoinha, P., Pais, J., 1995. Datações isotópicas com Sr do Miocénico do flanco Sul da serra da Arrábida. *Com Inst Geol Min.*, **81**: 73-78.
- Antunes, M.T., Mein, P., 1983. Petits mammifères de la fin du Miocene moyen dans les depots marins de Cerrado da Pedra, Alcácer do Sal. Consequences stratigraphiques. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **69**(2): 373-379.
- Antunes, M. T., Mein, P., 1995. Nouvelles données sur les petits mammifères du Miocène terminal du Bassin de Alvalade, Portugal. *Com. Inst. Geol. Mineiro*, **81**: 85-96.
- Antunes, M. T., Mein, P., Pais, J., 1986a. Depósitos messinianos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo Rodentia e Lagomorpha) e idades K-AR. *Ciências da Terra*, Univ. Nova de Lisboa, **8**: 55-64.
- Antunes, M. T., Odin, G., Pais, J., 1986b, Âges K-Ar de glauconies des environs de Luz de Tavira, Algarve. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, **8**: 22-30.
- Antunes, M. T., Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L., Esteves, M., 2000. The Neogene of Algarve. *Ciências da Terra*, (UNL), **14**: 235-246.
- Apalategui, O., Barranco Serrano, E., Contreras Vázquez, F., Roldán García, F. J., 1983. *Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 916 (Aroche)*. Mapa Geológico de España E 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.
- Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., Moita, P., Pedro, J., Ribeiro, A., 2005. The Moura Phyllonitic Complex: an Accretionary Complex related with obduction in the Southern Iberia Variscan Suture. *Geodinamica Acta*, **18**: 375-388.
- Araújo, A., Ribeiro, A., 1997. Estrutura dos domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena. In: Araújo, A. A., Pereira M. F., (Eds.), *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Univ. Évora, 169-182.
- Armenteros, I., Dabrio, C. J., Legoinha, P., González-Delgado, J. A., Martínez-Graña, A., Alonso-Gavilán, G., Civis, J., Pais, J., 2019. Facies and sequence analysis of Miocene open-shelf warm-temperate carbonates in Portimão (Lagos-Portimão Formation, Portugal). *Facies*, **65**: 33: 24.
- Azevêdo, M. T., 1979. A Formação vermelha de Marco Furado (Península de Setúbal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **21**: 153-162.
- Azevêdo, M. T., 1982. *O sinclinal de Albufeira. Evolução pós-Miocénica e reconstituição paleogeográfica*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências. Lisboa, 302.
- Azevêdo, M. T., 1991, Essai de reconstitution paléogéographique du bassin de Lisbonne au Paléogène, *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol.*, Univ. Coimbra **112**: 525-564.
- Azevêdo, M. T., Cardoso, J. L., Penalva, C., Zbyzsewsky, G., 1979. Contribuição para o conhecimento das indústrias líticas mais antigas do território português: as jazidas com "Pebble Culture" da formação de Belverde-Península de Setúbal. *Setúbal Arqueológica*, **5**: 31-42.
- Azor, A., Dias da Silva, Í., Gómez Barreiro, J., González-Clavijo, E., Martínez Catalán, J. R., Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D., Pérez-Cáceres, I., González Lodeiro, F., Expósito, I., Casas, J. M., Clariana, P., García-Sansegundo, J., Margalef, A., 2019. Variscan Cycle. Deformation and Structure. In: Quesada, C., Oliveira, J. T (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Springer Nature Switzerland AG 2019, Regional Geology Reviews, 307-348. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_10.
- Baceta, J. I., Pendón, J. G., 1999. Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Rev. Soc. Geol. España*, **12**(3-4): 419-438.
- Barbosa, B., 1995. *Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo. Relações com o eustatismo e a tectónica*. Tesis Doctoral, Univ. de Lisboa, 253.
- Barker, F., Arth, J. G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.
- Barranco, E., Contreras, F., Roldán, F. J., 1983. *Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 915 (Rosal de la Frontera)*. Mapa Geológico de España E 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.
- Barrie, C. T., Amelin, Y., Pascual, E., 2002. U-Pb Geochronology of VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, **37**: 684-703.
- Barriga, F. J. A. S., 1990. Metallogenesis in the Iberian Pyrite Belt. In: Dallmeyer, R. D., Martínez-García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin, 369-379.
- Barriga, F. J. A. S., Carvalho, D., Ribeiro, A., 1997. Introduction to the Iberian Pyrite Belt. In: Barriga, F. J. A. S., Carvalho, D. (Eds.), *Geology and VMS deposits of the Iberian Pyrite Belt*. Society of Economic Geologists Neves Corvo Field Conference, Guidebook Series, **27**: 1-20.
- Bellido, F., Díez-Montes, A., Ortiz, G., 2006. Estudio petrológico y geoquímico de las vulcanitas de los afloramientos de El Pimpollar, extremo nororiental de la Zona Surportuguesa. *Geogaceta*, **40**: 127-130.
- Bernard-Griffiths, J., Gruau, G., Cornen, G., Azambre, B., Mace, J., 1997. Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism: isotopic (Nd, Sr, Pb) and geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mout Ormonde complexes. *Journal of Petrology*, **38**: 115-132.
- Boogaard, M. van den, 1963. Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from southern Portugal. *Geologie Mijnbouw*, **42**: 248-259.
- Boogaard, M. van den, 1967. *Geology of the Pomarao region (southern Portugal)*. Ph.D. Thesis Doctoral, Rotterdam, Grafisch Centrum Delft, 113.
- Boogaard, M. van den, Schermerhorn, L. J. G., 1980. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 4: a Famennian conodont fauna near Nerva (Río Tinto). *Scripta Geologica*, **56**: 1-14.

- Boogaard, M. van den, Schermerhörn, L. J. G., 1981. Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 6: a Famennian conodont fauna at Monte Forno da Cal (South Portugal). *Scripta Geologica*, **63**: 1-16.
- Braid, J., Murphy, J. B., Quesada, C., 2010. Structural analysis of an accretionary prism in a collisional setting, the late Paleozoic Pulo do Lobo Zone, South Iberia. *Gondwana Research*, **17**: 422-439.
- Braid, J. A., Murphy, J. B., Quesada, C., Mortensen, M., 2011. Tectonic escape of a crustal fragment during the closure of the Rheic Ocean: U-Pb detrital zircon data from the Late Palaeozoic Pulo do Lobo and South Portuguese zones, southern Iberia. *Journal of the Geological Society*, London, **168**: 383-392.
- Broutin, J., 1981. *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du sudest de la Zone de Ossa Morena (Guadalcanal, Espagne du sud)*. Thèse 3m Cycle, Université Paris, 234.
- Brum da Silveira, A., 1990. *Neotectónica e Sismotectónica da Região Vidigueira - Moura*. Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa, 204.
- Brum da Silveira, A., Cabral, J., Perea, H., Ribeiro, A., 2009. Evidence for coupled reverse and normal active faulting in W Iberia, the Vidigueira - Moura and Alqueva faults (SE Portugal). *Tectonophysics*, **474**: 184-199.
- Canilho M. H., 1972. Estudo geológico-petrográfico do maciço eruptivo de Sines. *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*, **12**(2): 77-161.
- Canilho M. H., 1989. Elementos de geoquímica das rochas do maciço ígnea de Sines. *Ciências da Terra (UNL) Lisboa*, **10**: 65-80.
- Cabral, J., 1995. Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, **31**: 265.
- Cachão, M. A., 1995. *Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de Coccolithus pelagicus*. Ph. D. Tesis, Univ. Lisboa, 356.
- Carvalho, A. M. G., Ribeiro, A., Cabral, J., 1983-85. Evolução paleogeográfica da bacia cenozoica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **XXIV**: 209-212.
- Carvalho, D., 1979. Geologia, metalogenia e metodologia da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal. *Com. Serviços Geológicos de Portugal*, **65**: 169-191.
- Carvalho, D., 1982. New paths to massive sulphide exploration in the Iberian Pyrite Belt. *Com. Serviços Geológicos de Portugal*, **68**(2): 149-162.
- Carvalho, D., Barriga, F. J. A. S., Munhá, J., 1999. Bimodal - siliciclastic system - The case of the Iberian Pyrite Belt. In: Barrie, T., Hannington M. (Eds.), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and examples in modern an ancient settings*. Reviews in Economic Geology, **8**(16): 375-408.
- Carvalho, D., Correia, M., Inverno, C., 1976. Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo Ferreira-Ficalho suas relações com a Faixa Piritosa e o Grupo do Pulo do Lobo. *Memórias e notícias, Museu Laboratório Mineralógico Faculdade Ciências*, Coimbra, **82**: 145-169.
- Carvalho, J., Inverno, C., Matos, J. X., Rosa, C., Granado, I., Branch, T., Represas, P., Carabaneanu, L., Matias, L., Sousa, P., 2017. Subsurface Mapping in the Iberian Pyrite Belt Using Seismic Reflection Profiling and Potential Field Data. *International Journal of Earth Sciences, (Geologische Rundschau)*, Springer Verlag, **106**(3): 899-915. DOI 10.1007/s00531-016-1340-1.
- Carvalhosa, A., Zbyszewski, G., 1994. *Folha 35-D Montemor-o-Novo da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Castroviejo, R., Quesada, C., Soler, M., 2011. Post-depositional tectonic modification of VMS deposits in Iberia and its economic significance. *Mineralium Deposita*, **46**: 615-637.
- Cebriá, J. M., Lopez-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L. T., Munhá, J., 2003. Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain): implications on the origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Petrology*, **44**: 547-568.
- Civis, J., Sierro, F. J., González Delgado, J. A., Flores, J. A., Andrés, I., Porta, J., Valle, M., 1987. El Neógeno marino de la provincia de Huelva: Antecedentes y definición de unidades litoestratigráficas. In: Civis, J. (Ed.), *Paleontología del Neógeno de Huelva*. Ediciones de la Universidad de Salamanca, Salamanca, 9-21.
- Clayton, G., Coquel, R., Doubinger, J., Gueinn, K., Loboziak, S., Owens, B., Streel, M., 1977. Carboniferous Miospores of Western Europe: illustration and zonation. *Meded Rijks Geol Dienst*, **29**: 1-71.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P., García-Castellanos, D., De Vicente, G., Vegas, R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, **21**(5): 1041-1067.
- Comen, G., 1982. Petrology of the alkaline volcanism of Gorringer Bank (Southwest Portugal). *Marine Geology*, **47**: 101-130.
- Crespo-Blanc, A., 1991a. *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa Morena y la Zona Sudportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un contacto mayor en la cadena hercínica europea*. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 327.
- Crespo-Blanc, A., 1991b. Significado geodinámico del límite entre las zonas de Ossa- Morena y Surportuguesa. II Parte. Descripción de la excursión (Macizo de Aracena y ofiolita de Beja-Acebuches). *XI Reunión sobre la geología del Oeste Peninsular, Libro guía de la excursión*, 34-39.
- Crespo-Blanc, A., 1992. Structure and kinematics of a sinistral transpressive suture between the Ossa-Morena and the South Portuguese Zones, South Iberian Massif. *Journal of the Geological Society*, London, **149**: 401-411.
- Cunha, P. P., 2019. Cenozoic Basins of Western Iberia: Mondego, Lower Tejo and Alvalade basins. In: Quesada, C., Oliveira, J. T. (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, **4**(4): 105-130.
- Cunha, P. P., Pais, J., Legoinha, P., 2009. Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozoico-sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental). *Símpoio sobre el Margen Ibérico Atlántico, MIA09*, 11-20.
- Cunha, P. P., 2019. Cenozoic Basins of Western Iberia: Mondego, Lower Tejo and Alvalade basins. In: Quesada, C., Oliveira, J. T. (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Springer International Publishing, Regional Geology Reviews, **4**(4): 105-130.
- Cunha, T., Oliveira, J. T., 1989. Upper Devonian Palynomorphs from the Represa and Phyllite-Quartzite Formation, Mina de São Domingos region, Southwest Portugal. Tectonostratigraphic implications. *Bull. Société Belge Géol.*, **98**(3-4): 295-309.
- Dahn, D. R. L., Braid, J. A., Murphy, J. B., Quesada, C., Dupuis, N., McFarlane, C. R. M., 2014. Geochemistry of the Peramora Mélange and Pulo do Lobo schist: geochemical investigation and tectonic interpretation of mafic mélange in the Pangean suture zone, Southern Iberia. *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, **103**(5): 1415-1431.
- De La Rosa, J. D., 1992. *Petrología de las rocas básicas y granitoides del Batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Zona Surportuguesa, Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 312 y anexos.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Van Wees, J. D., Cunha, Pedro, P., 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, **502**(1-2): 38-61.
- De Vicente, G., Cunha, P. P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S. A. P. L., Olaiz, A., Vegas, R., 2018. The Spanish-Portuguese Central System: an example of intense intraplate deformation and strain partitioning. *Tectonics*, **37**: 4444-4469.
- De Vicente, G., Vegas, R., 2009. Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics*, **474**: 124-143.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J., Cloetingh, S., 2004. Estructura alpina del Antepais Ibérico. 7.1. Rasgos Generales. In: Vera, J. A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 589-591.

- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W., Knott, S. D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M. P., Dietrich, D., Park, R. G. (Eds.), *Alpine tectonics*. Geological Society Special Publication, **45**: 265-283.
- Dias, R. P., 2001. *Neotectónica da Região do Algarve*. Dissertação de Doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, 369.
- Dias, R. P., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), 2013. *Geologia Meso-cenozoica de Portugal*. *Geologia de Portugal*. Escolar Editora, Lisboa, 2: 2798.
- Dias, R. P., Cabral, J., 2002. Actividade neotectónica na região do Algarve (S de Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, **89**: 193-208.
- Dias, R. P., Hagendorn, A., Matos, J. X., Ressurreição, R., Silveira, A. B., 2018. Reinterpretação do Cenozoico da Zona de Serpa com base em novos levantamentos Geológicos (Folha 43-D Serpa da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000). *X Cong. Nacional de Geologia, Vulcânica*, **II**: 193-195.
- Dias, R. P. (Coord.), Oliveira J. T., Leal, J., Romão, J., Inverno, C., Manuppella, G., Machado, S., Rodrigues A., Bartolomeu A., Pais, J., Ressurreição, R., 2011. *Folha 42-A Grândola da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. LNEG, Lisboa.
- Dias, R. P., Oliveira, J. T., Matos, J. X., Ressurreição, R., Pereira, Z., Machado, S., Pais, J., Manuppella, G., 2016. *Notícia Explicativa da Folha 42-A Grândola da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000*. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, 106.
- Dias, R. P., Pais, J., 2009. Homogeneização da cartografia geológica do Cenozoico da Área Metropolitana de Lisboa. *Comunicações Geológicas*, **96**: 39-50.
- Díaz Azpiroz, M., Fernández, C., 2005. Kinematic analysis of the southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics*, **24**(TC3010): 1-19. Doi:10.1029/2004TC001682.
- Díaz Azpiroz, M., Fernández, C., 2008. Quartz c-axis fabrics of poly-deformed leucocratic gneisses from the Aracena metamorphic belt (SW Variscan Chain). *Comptes Rendus Geoscience*, **340**: 315-323. 10.1016/j.crte.2007.12.010.
- Díez-Montes, A., Bellido Mulas, F., 2008. Magmatismos TTG y Al-K en la Zona Surportuguesa. Relaciones entre plutonismo y vulcanismo. *VII Congreso Geológico de España*. Las Palmas de Gran Canaria (España). *Geo-Temas*, **10**: 1449-1452.
- Díez-Montes, A., Bellido, F., Cózar, P., Monteserín, V., 2006. Caracterización geológica de los afloramientos de El Pimpollar, extremo nororiental de la Zona Surportuguesa. *Geogaceta*, **40**: 123-126.
- Díez-Montes, A., Leyva, F., Matas, J., Martín Parra, L. M., 1999. *Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de El Castillo de las Guardas (939)*. *Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas*. Junta de Andalucía. Disponible on line: (www.juntadeandalucia.es/economia/innovacioncienciayempleo/pam).
- Díez-Montes, A., Leyva, F., Matas, J., Muñoz del Real, J. L., 1997a. *Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 940 (Castilblanco de los Arroyos)*. Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Instituto Geológico y Minero de España. Inédito.
- Díez-Montes, A., Matos J. X., Valverde-Vaquero, P., Solá, R., Albardeiro, L., Salgueiro, R., Morais, I., 2020a. *Estudio isotópico de rocas ígneas de la Faja Pirítica Ibérica mediante la realización de edades U-Pb en circones*. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Pirítica Ibérica (Cod.: 0052_GEO_FPI_5_E), Instituto Geológico y Minero de España (IGME)-Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), 96.
- Díez-Montes, A., Matos, J. X., Pereira, Z., Solá, R., Mendes, M., Albardeiro, L., Morais, I., Machado, S., Dias, R., Ressurreição, R., Huerta Carmona, J. J., 2020b. *Mapa Geológico a escala 1:200.000 de la zona transfronteriza España-Portugal*. *Zona Surportuguesa*. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Pirítica Ibérica (Cod.: 0052_GEO_FPI_5_E), Instituto Geológico y Minero de España (IGME)-Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG).
- Díez-Montes, A., Valverde-Vaquero, P., Rey-Moral, C., Sánchez-García, T., 2017. Late Variscan, Permo-Carboniferous, Al-K plutonism in the South Portuguese Zone: El Crispinejo cordierite-bearing granite. *Geologica Acta*, **15**(4): 429-442.
- Domergue, C., 2011. Les Mines romaines du sud-ouest de la Péninsule Ibérique. Río Tinto, Historia, Patrimonio Minero y Turismo Cultural, *Servicio publicaciones, Universidad de Huelva*, 27-45.
- Donaire, T., Pascual, E., Sáez, R., Pin, Ch., Hamilton, M. A., 2020. Geochemical and Nd isotopic signature of felsic volcanic rocks as a proxy of volcanic-hosted massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt (SW, Spain): The Paymogo Volcano-Sedimentary Alignment. *Ore Geology Reviews*, **120**(103408). DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103408.
- Dunning, G. R., Díez-Montes, A., Matas, J., Martín Parra, L. M., Almarza, J., Donaire, M., 2002. Geocronología U/Pb del vulcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Surportuguesa). *Geogaceta*, **32**: 127-130.
- Dunning, G., Ketchum, J., 1999. Report on results of U/Pb zircon analyses from Iberian Pyrite Belt. Informe inédito realizado para el proyecto “Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas”. JUNTA DE ANDALUCÍA-IGME. Memorial University of Newfoundland: 9.
- Eden, C. P., 1991. *Tectonostratigraphic analysis of the northern extent of the oceanic exotic terrane, Northwestern Huelva Province, Spain*. Univ. Southampton. Ph.D. Thesis. 293.
- Eden, C. P., Andrews, J. R., 1990. Middle to Upper Devonian melanges in SW Spain and their relationship to the Meneage Formation in south Cornwall. *Proceedings of the Ussher Society*, 7: 217-222.
- Fantinet, D., Dreesen, R., Duser, M., Termier, G., 1976. Faunes famenniennes de certains horizons calcaires dans la formation quartzophyllodique aux environs de Mértola (Portugal meridional). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, **60**: 121-137.
- Faria, R., Pereira, Z., Matos, J. X., Rosa, C., Caetano Alves, M. I., Oliveira J. T., 2015. Estudo palinostratigráfico do setor Malhadinha, região NE Alvares, concelho de Mértola, Faixa Piritosa Ibérica. *Com. Geol.*, **102**(1): 5-11.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquinez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Maciá, J. G. de y Rodríguez-Fernández, L. R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol.*, Fac. Ciências, Univ. Porto, **1**: 411-431.
- Feio, M., 1951. A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **XXXII**(2): 303-477.
- Fernandes, R. M. S., Miranda, J. M., Meijninger, B. M. L., Bos, M. S., Noomen, R., Bastos, L., Ambrosius, B. A. C., Riva, R. E. M., 2007. Surface velocity field of the Ibero-Maghrebian segment of the Eurasia-Nubia plate boundary. *Geophysical Journal Int.*, **169**: 315-324.
- Fernández Caliani, J. C., Mesa, J. M., Galan, E., 1994. Características del metamorfismo de grado bajo a muy bajo en la parte meridional de la Faja Pirítica (Zona Sur Portuguesa). *Boletín Geológico y Minero de España*, **105**(2): 213-220.
- Ferreira, M. R. P., Macedo, C. R., 1979. K-Ar ages of the Permian-Mesozoic basaltic activity in Portugal. *Abstracts VI Europ. Col. Geochron., Cosmochron. and Isotope Geology*, Norway, 26-27.
- Figueiredo, P. M., 2015. *Neotectonic and Seismotectonic Studies along the Southwest Portugal sector: Implications for the regional seismicity*. Doctoral Thesis, Lisbon University, 263.
- Flores Hurtado, E., Rodríguez Vidal, J., 1994. Rasgos morfotectónicos del interfluvio costero Guadiana-Guadalquivir (Golfo de Cádiz). In: Arnáez, J., García Ruiz, J. M., Gómez Villar, A. (Eds.), *Geomorfología en España*, Sociedad Española de Geomorfología, Logroño, 13-19.
- Fonseca, P., Ribeiro, A., 1993. Tectonics of the Beja-Acebuches Ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan Fold Belt. *Geologische Rundschau*, **82**: 440-447.

- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner D. (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt* Geological Society, London, Special Publications **179**: 35-61. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2000.179.01.05>.
- Franke, W., 2014. Topography of the Variscan orogen in Europe: failed-not collapsed. *International Journal of Earth Sciences*, **103**: 1471-1499. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1014-9>.
- Franke, W., Doublier, M. P., Klama, K., Potel, S., Wemmer, K., 2011. Hot metamorphic core complex in a cold foreland. *International Journal of Earth Sciences*, **100**: 753-758. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0512-7>.
- García-Castellanos, D., Fernández, M., Torné, M., 2002. Modeling the evolution of the Guadalquivir foreland basin (southern Spain). *Tectonics*, **21**(3): 1018.
- García-Navarro, E., Sierra, S., 1998. Evolución tectónica del borde oriental de la Cuenca del Viar (Zona Sudportuguesa). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **11**(3-4): 223-232.
- Giese, U., Bühn, B., 1993. Early Paleozoic rifting and bimodal volcanism in the Ossa-Morena Zone of south-west Spain. *Geologische Rundschau*, **83**: 143-160.
- Gladney, E. R., Braid, J. A., Murphy, J. B., Quesada, C., McFarlane, C. R. M., 2014. U-Pb geochronology and petrology of the late Paleozoic Gil Marquez pluton: magmatism in the Variscan suture zone, southern Iberia, during continental collision and the amalgamation of Pangea. *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, **103**: 1433-1451.
- González, F., Moreno, C., López, M. J., Dino, R., Antololi, L., 2004. Palinoestratigrafía del grupo pizarroso-cuarcítico del sector más oriental de la Faja Pirítica Ibérica. SO de España. *Revista Española de Micropaleontología*, **36**: 279-304.
- González, F., Playford, G., Moreno, C., 2005. Upper Devonian biostratigraphy of the Iberian Pyrite Belt, southwest Spain. *Paleontographica*, **273**: 1-51.
- González Barrionuevo, F., 2005. *Las pizarras negras del límite Devónico/Carbonífero de la Faja Pirítica Ibérica (SO de España). Estudio bioestratigráfico e implicaciones sobre la paleogeografía de la cuenca y el origen de las mineralizaciones del sulfuros*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva, 196.
- González-Clavijo, E. J., Díez-Montes, A., 2010. Propuesta de estructura geológica para el depósito gigante de sulfuros masivos volcanogénicos de Río Tinto. *Geogaceta*, **48**: 203-206.
- González-Clavijo, E. J., Oswin, W. M., Ferrer, A., Fernández-Gianotti, J., 1994. Esquema estructural de un sector de la Zona Sudportuguesa al este de las minas de Río Tinto. *Boletín Geológico y Minero*, **105**(3): 3-13.
- González Clavijo, E., Valadares, V., 2003. O Maciço Alcalino de Monchique (SW Portugal): estrutura e modelo de instalação na crosta superior. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **90**: 43-64.
- González Delgado, J. A., Civis, J., Dabrio, C. J., 2004. Cuenca del Guadalquivir. In: Vera, J. A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid. 543-550.
- González Regalado, M. L., Ruiz Muñoz, R., 1988. Foraminíferos bentónicos de las arenas pliocenas de El Rompido (provincia de Huelva). *Studia Geologica Salmanticensis*, **25**: 187-203.
- Grange, M., Scharer, U., Merle, R., Girardeau, J., Comen, G., 2010. Plume-Lithosphere interaction during migration of Cretaceous alkaline magmatism in SW Portugal: evidence from U-Pb ages and Pb-Sr-Hf isotopes. *Journal of Petrology*, **51**: 1143-1170.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **235**: 1156-1167.
- Hart, T. R., Gibson, H. L., Leshner, C. M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, **99**: 1003-1013.
- Higgs, K. T., Avkhimovitch, V. I., Loboziak, S., Maziane-Serraj, N., Stempien-Salek M., Streel, M., 2000. Systematic study and stratigraphic correlation of the Grandispora complex in the Famennian of northwest and eastern Europe. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **112**: 207-228.
- Higgs, K. T., Prestianni, C., Streel, M., Thorez, J., 2013. High resolution miospore stratigraphy of the Upper Famennian of eastern Belgium and correlation with the conodont zonation. *Geologica Belgica*, **16**: 84-94.
- IGME (1982). *Síntesis geológica de la Faja Pirítica del SO de España*. Colección Memorias, Madrid, **98**: 106.
- Inverno, C., 1976. *Cartografia Geológica na Mina do Chança*. Rel. Interno, Serviço de Fomento Mineiro, 8 (5 anexos).
- Inverno, C., Díez-Montes, A., Rosa, C., García-Crespo, J., Matos, J., García-Lobón, J. L., Carvalho, J., Bellido, F., Castello-Branco, J.M., Ayala, C., Batista, M. J., Rubio, F., Granado, I., Tornos, F., Oliveira, J. T., Rey, C., Araújo, V., Sánchez-García, T., Pereira, Z., Represas, P., Solá, A. R., Sousa, P., 2015. Introduction and Geological Setting of the Iberian Pyrite Belt. In: Weihed, P. (Ed.), *3D, 4D and Predictive Modelling of Major Mineral Belts in Europe*, Springer International Publishing Switzerland, Mineral Resource Reviews, 191-208.
- Inverno, C., Manuppella, G., Zbyszewski, G., Pais, J., Ribeiro, M. L., 1993. *Notícia Explicativa da Folha 42-C Santiago do Cacém da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000*. Serv. Geológicos Portugal, 75.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., Nabais-Conde, L. E., 1972. *Memoria explicativa del Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000*. IGME, 113.
- Korn, D., 1997. The Palaeozoic ammonoids of the South Portuguese Zone. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, **33**: 128.
- Kroeger, K. F., Reuter, M., Forst, M. H., Breisig, S., Hartmann, G., Brachert, T. C., 2007. Eustasy and sea water Sr composition: application to high-resolution Sr-isotope stratigraphy of Miocene shallow-water carbonates. *Sedimentology*, **54**(3): 565-585.
- Kullberg, J. C., 2000. *Evolução tectónica mesozoica da Bacia Lusitaniana*. Tese de doutoramento, Univ. Nova de Lisboa, Lisboa.
- Kullberg, J., Pais, J., Manuppella, G., 1992. Aspectos gerais da tectónica alpina no Algarve. *Ciências da Terra*, **11**: 293-302.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., 2014. O Jurássico Superior da Bacia Lusitaniana: importância da ligação entre litoestratigrafia, cronoestratigrafia e cartografia. I - O final do 2º episódio de rifting. *Comunicações Geológicas*, **101**(Esp. I): 459-462.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A. C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M. C., Martins, L., Miranda, J. R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M., Nogueira, C. R., 2012. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, 989-1141.
- Kullberg, J. C., Terrinha, P., Pais, J., Reis, R. P., Legoinha, P., 2006. Arrábida e Sintra: dois exemplos de tectónica pós-rifting da Bacia Lusitaniana. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 369-396.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, J. R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M., Nogueira, C. R., 2013. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, **II**: 195-350.
- Lake, P. A., Oswin, W. M., Marshall, J. E. A., 1988. A palynological approach to terrane analysis in the south Portuguese Zone. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, **17**: 125-131.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**: 745-750.
- Legoinha, P., 2001. *Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve)*. Dissertação de Doutoramento,

- Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de ciências e Tecnologia, 239.
- Leistel, J. M., Marcoux, E., Thiéblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G. R., Pascual, E., Sáez, R., 1998. The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, **33**: 2-30.
- Lemos de Sousa, M. J., Oliveira, J. T., 1983. The Carboniferous of Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, **29**: 211.
- Loboziak, S., Streel, M., 1981. Miospores in Givetian to Lower Frasnian sediments dated by conodonts from the Boulonnais, France. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **29**: 285-299.
- Loboziak, S., Streel, M., 1989. Middle-Upper Devonian Miospores from the Ghadamis Basin (Tunisia-Libya): Systematics and Stratigraphy. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **58**: 173-196.
- Locutura, J., 2011. Descripción de las mineralizaciones de sulfuros masivos de la Zona Sudportuguesa. In: García-Cortés, A. (Ed.), *Cartografía de Recursos Minerales de Andalucía*, IGME-Junta Andalucía, Madrid, 108-190.
- Locutura Rupérez, J., García-Cortés, A., Florido Laraña, P., Boixereu i Vila, E., Matos, J. X., Inverno, C., Filipe, A., Albardeiro, L., Morais, I., Oliveira, D., Díez-Montes, A., Huerta Carmona, J. J., Oliveira, J. T., Fernandes, P., Machado, S., Dias, R., Ressurreição, R., 2020. *Mapa Metalogenético de la Zona Surportuguesa/Carta Metalogenética da Zona Sul Portuguesa, Escala 1:400 000*. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020: GEO_FPI: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Pirítica Ibérica (Cod. 0052_GEO_FPI_5_E), Instituto Geológico y Minero de España (IGME)-Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG)-Secretaría General de Industria, Energía y Minas de la Junta de Andalucía (SGIEM).
- Lopes, F., 2006. *A geologia e a génese da Rocha da Pena (Algarve, Portugal) e o seu enquadramento educativo*. Dissertação de Mestrado. Universidade do Algarve, Faro, 114.
- Lopes, F. C., Cunha, P. P., Le Gall, B., 2006. Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve margin (offshore Portugal, southwestern Iberian Peninsula). *Marine Geology*, **231**: 1-36.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, **6**: 78-92. (Traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, **5**: 149-166).
- Maldonado, A., Somoza, L., Pallarés, L., 1999. The Betic origin and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cádiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, **155**: 9-43.
- Manuppella, G., 1988. Litostratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, Lisboa, **10**: 67-71.
- Manuppella, G. (Coord.), 1992. *Nota explicativa da Carta Geológica da Região do Algarve na escala 1:100 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 15.
- Manuppella, G., Ramalho, M., Antunes, M. T., Pais, J., 1987 *Notícia Explicativa da Folha 53-A Faro da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 52.
- Manuppella, G., Rocha, R., Ramalho, M., Marques, B., 1992. Mesozoico. In: Oliveira, T., 1992. *Notícia Explicativa da Folha 8, Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Martín-Algarra, A., Vera, J. A., 2004. La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 352-354.
- Martins, L. T., 1991. *Atividade Ígnea Mesozoica em Portugal*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Tese de Doutoramento, 418.
- Martins, L. T., 1999. Cretaceous Alkaline Magmatism in Algarve Littoral (South Portugal): a Basanite-Lamprophyre rock suite. *Geolines*, **9**: 84-91.
- Martins, L. T., Madeira, J., Youbi, N., Munhá, J., Mata, J., Kerrich, R., 2008. Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. *Lithos*, **101**: 102-124.
- Martins, L., Miranda, R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Munhá, J., Terrinha, P., Youbi, N., Bensalah, K., 2010. Mesozoic magmatism at the West Iberian Margins: timing and geochemistry. In: Pena dos Reis, R., Pimentel, N. (Eds.), *Rediscovering the Atlantic: New ideas for an old sea*, Extended abstracts of the II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference, 172-175.
- Mata, J., Alves, C. F., Martins, L., Miranda, R., Madeira, J., Pimentel, N., Martins, S., Azevedo, M.R., Youbi, N., DeMin, A., Almeida, I. M., Bensalah, M. K., Terrinha, P., 2015. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and petrogenesis of the West Iberian Margin onshore magmatism at the Jurassic–Cretaceous transition: Geodynamic implications and assessment of open-system processes involving saline materials. *Lithos*, **236-237**: 156-172.
- Matas, J., Martín Parra, L. M., Rubio Pascual, F. J., Roldán, F. J., Martín-Serano, Á., 2015. *Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 75/74 (Sevilla-Puebla de Guzmán)*. Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid, 179.
- Matos, J. X., Barriga, F., Oliveira, V., Relvas, J., Conceição, P., 2000. The structure and hydrothermal alteration of the Lagoa Salgada orebody (Iberian Pyrite Belt - Sado Tertiary Basin). *Volcanic Environments and Massive Sulfide Deposits - SEG/CODES Int. Conf. Abstract*, Tasmania, 119-121.
- Matos, J. X., Martins, L., Rosa, C., 2003. Parque Mineiro da Cova dos Mouros - IGM contribute for the sustainable development of the mining park. IGME, *Publicaciones Museo Geominero*, **2**: 487-494.
- Matos, J. X., Martins, L. P., Oliveira, J. T., Pereira, Z., Batista, M. J., Quental, L., 2008. *Rota da pirite no sector português da Faixa Piritosa Ibérica, desafios para um desenvolvimento sustentado do turismo geológico e mineiro*. Projecto RUMYS, programa CYTED, Livro Rutas Minerales en Iberoamérica, Ed. Paul Carrion, Esc. Sup. Politécnica del Litoral, Guayaquil, Ecuador, 136-155.
- Matos, J. X., Martins, A., Rego, M., Mateus, A., Pinto, A., Figueiras, J., Silva, E., 2011a. Roman slag mine wastes distribution in the portuguese sector of the Iberian Pyrite Belt. *Actas V Cong. Int. Minería y Metalurgia Históricas SW Europeo*, León. In: (Mata-Perelló, J. M., L. Iabat, T., Prieto, M. N. F. (Eds.), *Libro Homenaje a Claude Domergue*, SEDPGYM Spain, 563-572.
- Matos, J. X., Pereira, Z., Rosa, C. J. P., Rosa, D. R. N., Oliveira, J. T., Relvas, J. M. R. S., 2011b. Late Strunian age: a key time frame for VMS deposit exploration in the Iberian Pyrite Belt. *11th Biennial SGA Meeting*, Antofagasta, Chile, 790-792.
- Matos, J. X., Pereira, Z., Rosa, C., Oliveira, J. T., 2014. High resolution stratigraphy of the Phyllite-Quartzite Group in the northwest region of the Iberian Pyrite Belt, Portugal. IX CNG/2º CoGePLiP, Porto, *Comunicações Geológicas*, **101**(Esp. I): 489-493.
- Matos, J. X., Pereira, Z., Solá, R., Represas, P., Dias, R., 2018. The NW region of the South Portuguese Zone, a contribution of the LNEG regional mapping and mineral exploration programs. *Abs. X Cong. Nac. Geologia, Vulcânica*, **II**: 191-192.
- Matos, J. X., Carvalho, J., Represas, P., Batista, M. J., Sousa, P., Ramalho, E. C., Marques, F., Morais, I., Albardeiro, L., Gonçalves, P., Dias, P., 2020. Geophysical surveys in the Portuguese sector of the Iberian Pyrite Belt: a global overview focused on the massive sulphide exploration and geologic interpretation. *Comunicações Geológicas*, LNEG, **107**(Esp. III): 41-78.
- Matte, Ph., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, **196**: 309-337.
- Matte, Ph., Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibero-Armoricaine. *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, **280D**: 2825-2828.
- Mayoral, E., 1986. *Tafonomía y paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Sevilla, 599.
- Mayoral, E., Muñiz, F., 1996. La icnofacies de Gnathichnus en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). *Coloquios de Paleontología*, **48**: 87-102.

- Mayoral, E., Pendón, J. G., 1986-87. Icnofacies y sedimentación en zonas costeras. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geológica Hispánica*, **21-22**(1): 507-513.
- McLean, D., Owens, B., Neves, R., 2005. Carboniferous miospore biostratigraphy of the North Sea. In: Collinson, J. D., Evans, D. J., Holliday, D. W. (Eds.), *Carboniferous hydrocarbon geology: the Southern North Sea and surrounding onshore areas*, 7: 13-24.
- Mendes, M., Pereira, Z., Albardeiro, L., Matos, J. X., 2020a. Preliminary dating of the Vale de Parreiras Formation of the late Famennian age, Iberian Pyrite Belt, Portugal, based on palynomorphs. *Comunicações Geológicas*, LNEG, **107**(Esp. III): 101-109.
- Mendes, M., Pereira, Z., Matos, J. X., Albardeiro, L., Morais, I., Solá, R., Pacheco, N., Araújo, V., 2018b. Middle-Upper Devonian Palynostratigraphy of The Phyllite-Quartzite Group In The Neves-Corvo Mine Region, Iberian Pyrite Belt Correlation With The South Portuguese Zone. Yacimientos paleontológicos excepcionales en la península Ibérica. *Cuadernos del Museo Geominero*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, **27**: 357-365.
- Mendes, M., Pereira, Z., Matos, J. X., Albardeiro, L., Morais, I., Solá, R., Salgueiro, R., Pacheco, N., Araújo, V., Inverno, C., Oliveira, J. T., 2020b. New insights on the middle Givetian/middle Frasnian palynofloras from the Phyllite-Quartzite Formation in the Neves-Corvo mine region (Iberian Pyrite Belt, Portugal). *Revue de Micropaléontologie*, Elsevier, **68**: 1-13.
- Mendes, M., Pereira, Z., Matos, J. X., Morais, I., Albardeiro, L., Solá, R., Pacheco, N., Araújo, V., 2018a. New preliminary data from Phyllite-Quartzite Formation age based on palynomorphs from Middle-Upper Devonian in Neves-Corvo mine region, Iberian Pyrite Belt (Portugal), *X Congresso Nacional de Geologia, Vulcânica*, **II**: 191-192.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M. R., Gaspar, M., Kullberg, J. C., Ribeiro, C., 2009. Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*, **30**: 575-586.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkaline volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**: 91-104.
- Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P., Pedro, J., Tassinari, C. C. G., Araújo, A., Palacios, T., 2005. Phase equilibria and geochronology of Ossa-Morena eclogites. *Actas XIV Semana de Geoquímica/VIII Congresso do Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, **2**: 471-47.
- Monteserín López, V., Marimón Lominchar, J., López López, M. T., Carvalho, J., Santos, S., Matos, J. X., Vázquez Mora, M., Martínez Girón, A. A., Orche Amaré, P., 2020. *Mapa de Rocas y Minerales Industriales de la Zona Surportuguesa/Carta de Rochas e Minerais Industriais da Zona Sul Portuguesa*, Escala 1:400 000. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020: Observatório transfronteiriço para lavalorização geo-económica de la Faja Piritica Ibérica (Cod.:0052_GEO_FPI_5_E), Instituto Geológico y Minero de España (IGME)-Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG)-SecretaríaGeneral de Industria, Energía y Minas de la Junta de Andalucía (SGIEM).
- Moreno, C., Sierra, S., González, F., 2010. Formación Los Canchales (Cuenca pérmica del Viar, SO de España). Propuesta de definición formal. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **23**(1-2): 3-8.
- Moura, D., Boski, T., 1999. Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. *Comum. Inst. Geol. e Mineiro*, **86**: 85-106.
- Moura, D., Boski, T., Dias, R. P., 1998. Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. *Actas do V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, A177-A180.
- Munhá, J. M., 1981. *igneous and metamorphic petrology of the Iberian Pyrite Belt volcanic rocks*. Unpublished Ph.D. thesis, University of Western Ontario, 712.
- Munhá, J., 1983. Low-grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **69**: 3-35.
- Munhá, J., 1990. Part VI: South Portuguese Zone. Metamorphic Evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone. In: Dallmeyer, R. D., Martínez, García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin, 363-368.
- Munhá J, Barriga F. J. A. S., Kerrich R, 1986. High 18 O ore-forming fluids in volcanic-hosted base metal massive sulfide deposits: Geologic, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and D/H evidence from the Iberian Pyrite Belt, Crandon, Wisconsin, and Blue Hill, Maine. *Economic Geology*, **81**: 530-552.
- Muñiz, F., 1998. *Paleoicnología del Neógeno superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, área de Ayamonte (Huelva)*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva (Inédita), 213.
- Muñiz, F., Mayoral, E., Cáceres, L. M., Cacháo, M., 2001. Correlación entre las unidades litoestratigráficas del Neógeno superior en el sector suroccidental de la Península Ibérica. *Geogaceta*, **30**: 239-241.
- Murphy, J. B., Quesada, C., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., Weil, A., 2016. Reconciling competing models for the tectono-stratigraphic zonation of the Variscan orogen in western Europe. *Tectonophysics*, **681**: 209-219.
- Nocquet, J. M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, **161**: 661-681.
- Nogueira, C. R., Moreira, M., Terrinha, P., 2003. Fluxo magmático em diques do cortejo radial de diques de Mafra. *VI Congresso Nacional de Geologia, Monte de Caparica*, 4 a 6 de Junho de 2003: [Comunicações], Monte de Caparica: Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, CD-ROM, D49-D53.
- Oliveira, J. T., 1983. The marine carboniferous of South Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach. In: Lemos de Sousa, M. J., Oliveira J. T. (Eds.), *The Carboniferous in Portugal*. Mem Serv Geol Portugal **29**: 3-38.
- Oliveira, J. T. (Coord.), 1984. Notícia explicativa da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000. *Serviços Geológicos de Portugal*, **77**.
- Oliveira, J. T., 1988. Estratigrafia, Sedimentologia e Estrutura do Flysch da Formação de Mértola, na Região de Mértola. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **74**: 3-19.
- Oliveira, J. T., 1990. South Portuguese Zone: (1) Introduction of Stratigraphy and synsedimentary tectonism. In: Dallmeyer, R. D., Martínez, García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. New York, 334-347.
- Oliveira, J. T. (Coord.), 1992. *Notícia Explicativa da Folha 8 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000*. Serviços Geológicos de Portugal, 91.
- Oliveira, J. T., Cunha, T. H., Streel, M., Vanguestraine, M., 1986. Dating the Horta da Torre formation, a new litostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **71**(1/2): 129-135.
- Oliveira, J. T., Fernandes, P., Pais, J., Dias, R. P., 2013. Notícia explicativa da Folha 42-B Azinheira de Barros da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. LNEG, Portugal, 48.
- Oliveira, J. T., Horn, M., Kullmann, J., Paproth, E., 1985. The stratigraphy of the Upper Devonian and Carboniferous sediments of Southwest Portugal. *C.R. 10e, International Congress Stratigraphy Geology Carboniferous*, Madrid 1983, **1**: 1-17.
- Oliveira, J. T., Horn, M., Paproth, E., 1979. Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo-Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in NorthWest Germany. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **65**: 151-168.
- Oliveira, J. T., Matos, J. X., 2004. O caminho de ferro da Mina de S. Domingos ao Pomarão: um percurso geo-educacional na Faixa Piritosa Ibérica. *XXIV Encontro Prof. Geociências APGeólogos*, Beja, 19.
- Oliveira, J. T., Pereira, Z., Rosa, C., Rosa, D., Matos, J., 2005. Recent advances in the study of the stratigraphy and the magmatism of the Iberian Pyrite Belt, Portugal. In: Carosi, R., Iacopini, D. (Eds.), *The southern Variscan belt*, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, **19**(9): 1441-8142.

- Oliveira, J. T., Quesada, C., 1998. A comparison of stratigraphy, structure and paleogeography of the South Portuguese Zone and Southwest England, European Variscides. *Annual Conference of the Ussher Society, Geoscience in south-west England*, 9: 141-150.
- Oliveira, J. T., Quesada, C., Pereira, Z., Matos, J. X., Solá, A.R., Rosa, D., Albardeiro, L., Díez-Montes, A., Morais, I., Inverno, C., Rosa, C., Relvas, J., 2019. South Portuguese Terrane: A Continental Affinity Exotic Unit. In: Quesada, C., Oliveira, J. T. (Eds.). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Regional Geology Reviews*, Springer, 2(6): 173-206.
- Oliveira, J. T., Relvas, J. M., Pereira, Z., Matos, J. X., Rosa, C. J., Rosa, D., Munhá, J. M., Jorge, R. C. G. S., Pinto, A. M. M., 2006. O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: estratigrafia, vulcanismo, mineralizações associadas e evolução tectono-estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. de Évora. Évora, 207-243.
- Oliveira, J. T., Romão, J., Matos, J. X., Leal, R., Rosa, C., 2016. *Folha 46-C Almodôvar da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Unidade de Geologia, Hidrogeologia e Geologia Costeira, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.
- Oliveira, J. T., Silva, J. B., 1990. *Folha 46-D Mértola da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Oliveira, J. T., Silva, J. B., 2007. *Notícia Explicativa da Folha 46-D Mértola da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Dep. Geologia, INETI, Inst. Nac. Eng. Geol., 46.
- Oliveira, J., Silva, J., Oliveira, V., Munhá, J., Matos, J., 1998. Geologia da região compreendida entre Mértola, Pomarão e Mina de São Domingos. In: Oliveira, J. T., Dias, R. P. (Eds.). *Livro Guia de Excursões. V Congresso Nacional de Geologia* Instituto Geológico e Mineiro, 101-110.
- Oliveira, J. T., Wagner-Gentis, C. H. T., 1983. The Mértola and Mira Formation boundary between Dogueno and Almada de Ouro, Marine Carboniferous of South Portugal. In: Lemos de Sousa M. J. (Ed.), *Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula*, Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Mineralogia e Geologia, 1-39.
- Onézyme, J., Charvet, J., Faure, M., Chauvet, A., Panis, D., 2002. Structural evolution of the southernmost segment of the West European Variscides: the South Portuguese Zone (SW Iberia). *Journal of Structural Geology*, 24: 451-468.
- Owens, B., McLean, D., Bodman, D., 2004. A revised palynozonation of British Namurian deposits and comparisons with eastern Europe. *Micropaleontology*, 50(1): 89-103.
- Owens, B., Shell, P. M. J., 2005. Reappraisal of the Mississippian Palynostratigraphy of the East Fife Coast, Scotland, United Kingdom. *Palynology*, 29: 23-47.
- Pais, J., 1982. *O Miocénico do litoral Sul português. Ensaio de síntese*. Trabalho complementar obtenção do grau de Doutor. Univ. Nova Lisboa, 47.
- Pais, J., Cunha, P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R. P., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J. C., González-Delgado, J. A., 2012. *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain*. Springer Briefs in Earth Sciences, Springer, 138.
- Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L., Stevens, M., 2000. The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciências da Terra*, Lisboa, 14: 277-288.
- Palacios, T. 1985. *Petrologia do Complexo Vulcânico de Lisboa*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 260.
- Palain, 1976. Une série détritique terrigène, les «Grés de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol.*, Portugal, N. S., 25: 377.
- Paslawski, L. E., Braid, J. A., Quesada, C., McFarlane, C. M., 2020. Geochronology of the Iberian Pyrite Belt and Sierra Norte Batholith: lower plate magmatism during supercontinent amalgamation? In: Murphy, B., Strachan, R. A., Quesada C. (Eds.), *Pannotia to Pangea: Neoproterozoic and Paleozoic Orogenic Cycles in the Circum-Atlantic Region*, J. Geological Society, London, Special Publications, 503.
- Pastor González, F., Leyva Cabello, F., 1976. Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 1000 (Moguer). Mapa Geológico de España E 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.
- 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: 956-983.
- Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., Tassinari, C., Ribeiro, A., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon age of the internal Ossa-Morena Zone Ophiolite Sequences: a remnant of Rheic Ocean in SW Iberia. *Ophioliti*, 35: 117-130.
- Pereira, A. R., 1990. *A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento em Geografia Física, Univ. Lisboa, 450.
- Pereira, M. F., Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J. B., Drost, K., Gama, C., Silva, J. B., 2017. Birth and demise of the Rheic Ocean magmatic arc(s): Combined U-Pb and Hf isotope analyses in detrital zircon from SW Iberia siliciclastic strata. *Lithos*, 278-281: 383-399.
- Pereira, Z., 1997. *Palinologia e petrologia orgânica do Sector SW da Zona Sul Portuguesa*. Dissertação de Doutoramento, Faculdade Ciências da Universidade do Porto, 268.
- Pereira, Z., 1999. Palinostratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, Portugal, 86(1): 25-57.
- Pereira, Z., Clayton, G., Oliveira, J. T., 1994. Palynostratigraphy of the Devonian-Carboniferous Boundary in Southwest Portugal. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 117(1): 189-199.
- Pereira, Z., Fernandes, P., Matos, J. X., Oliveira, J. T., Jorge, R., 2018. Stratigraphy of the Northern Pulo do Lobo Domain, SW Iberia Variscides: a palynological contribution. *Geobios*, 51: 491-506.
- Pereira, Z., Fernandes, P., Oliveira, J. T., 2006. Palinostratigrafia do Domínio Pulo do Lobo, Zona Sul Portuguesa. *Comunicações Geológicas*, 93: 23-38.
- Pereira, Z., Matos, J. X., Batista, M. J., Solá, R., Oliveira, D., Salgueiro, R., Inverno, C., Oliveira, J. T., Rosa, C., 2014. *IPB Vectors - Caracterização geológica, estratigráfica e litogeoquímica das unidades geológicas da zona do Algaré, antiforma do Rosário e da mineralização de sulfuretos maciços da Semblana*. Relatório Final Contrato LNEG/Lundin Mining, 150 (2anexos).
- Pereira, Z., Matos, J. X., Fernandes, P., Jorge, R., Oliveira, J. T., 2010. Qual a idade mais antiga da Faixa Piritosa? Nova idade Givetiano inferior para o Grupo Filito-Quartzítico (Anticlinal de S. Francisco da Serra, Faixa Piritosa). *VIII Cong. Nac. Geol., Rev. Ciências da Terra (v.e.)*, GEOTIC/Soc. Geol. Portugal, 18: 4.
- Pereira, Z., Matos, J. X., Fernandes, P., Oliveira, J. T., 2007. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone Portugal: An overview. Instituto Nacional Eng. Tec. Inov. Lisboa, *Comunicações Geológicas*, 94: 53-79.
- Pereira, Z., Matos, J. X., Fernandes, P., Oliveira J. T., 2008. *Palynostratigraphy and Systematic Palynology of the Devonian and Carboniferous Successions of the South Portuguese Zone, Portugal*. Mem. INETI, 34: 1-176.
- Pereira, Z., Matos, J. X., Solá, R., Batista, M. J., Salgueiro, R., Rosa, C., Albardeiro, L., Mendes, M., Morais, I., de Oliveira, D., Pacheco, N., Araújo, V., Castelo Branco, J. M., Neto, R., Lains Amaral, J., Inverno, C., Oliveira, J. T., 2021. Geology of the recently discovered massive and stockwork sulphide mineralisation of Semblana, Rosa Magra and Monte Branco, Neves-Corvo mine region, Pyrite Belt, Portugal. *Geological Magazine*, 1-16. Doi:10.1017/S0016756820001284.
- Pereira, Z., Mendes, M., Díez-Montes, A., Matos, J. X., 2020. *Datações de rochas sedimentares com base em Palinologia (Atividade A1.2)*. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la

- Faja Pirítica Ibérica (Cod.: 0052_GEO_FPI_5_E), Instituto Geológico y Minero de España (IGME)-Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), 128.
- Pereira, Z., Piçarra, J. M., Oliveira, J. T., 1999. Lower Devonian Palynomorphs from the Barrancos region, Ossa-Morena Zone, Portugal. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, **38**: 239-245.
- Pérez-Cáceres, I., Martínez Poyatos, D., Simancas, J. F., Azor, A., 2015. The elusive nature of the Rheic Ocean suture in SW Iberia. *Tectonics*, **34**: 2429-2450.
- Pérez-Cáceres, I., Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D., Azor, A., González Lodeiro, F., 2016. Oblique collision and deformation partitioning in the SW Iberian Variscides. *Solid Earth*, **7**: 857-872.
- 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. In: Vera, J. A. (Ed.). *Geología de España* SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- Pfefferkorn, H. W., 1968. *Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mertola (Baixo Alentejo, Portugal)*. Ph.D. Thesis, Munster Forsch Geol Paläont **9**: 2-143.
- Piçarra, J. M., 1998. First Devonian graptolites from Portugal. In: Gutiérrez-Marco, J. C., Rábano, I. (Eds.), *Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998, Field Meeting, IUGS Subcomission on Silurian Stratigraphy*, Temas Geológico-Mineros, ITGE, **23**: 242-243.
- Pimentel, N. L., 1997. *O Terciário da Bacia do Sado - Sedimentologia e Análise Tectono- Sedimentar*. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381.
- Pimentel, N. L., Amaro, H., 2000. Contribuição para a análise tectono-sedimentar do Fosso de Aljezur (SW de Portugal). *Ciências da Terra*, **14**: 233-242.
- Pimentel, N. L., Azevêdo, T. M., 1994. Etapas e controlo alpino da sedimentação da bacia do Sado (SW de Portugal). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, **9**: 229-238.
- Pin, C., Fonseca, P. E., Paquette, J. L. Castro, P., Matte, P., 2008. The ca. 350 Ma Beja Igneous Complex: A record of transcurrent slab break-off in the Southern Iberia Variscan Belt? *Tectonophysics*, **461**: 356-377.
- Pinedo Vara, I., 1963. *Piratas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento*. Editorial Summa, Madrid, 1003.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S., Rimi, A., 2003. The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, **22**(3): 1-29. DOI: 10.1029/2001TC001321.
- Ponce, C., Simancas, J. F., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Booth-Rea, G., Expósito, I., 2012. Metamorphism and kinematics of the early deformation in the Variscan suture of SW Iberia. *Journal of Metamorphic Geology*, **30**: 625-638.
- Portero, J. M., Álvaro, M., 1984. La Depresión del Guadalquivir. Cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. *I Congreso Español de Geología*, Segovia, **III**: 241-252.
- Prouvost, P., 1912. Sur la presence de fossiles d'âge Dévonien supérieur dans les schistes á Nereites de São Domingos. *Comunic. Mem. Serv. Geol. Portugal* (Lisboa), **9**: 58-68.
- Quesada, C., 1991. Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, **185**: 225-245.
- Quesada, C., 1998. A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, **33**(1-2): 31-44.
- Quesada, C., Fonseca, P. E., Munha, J., Oliveira, J. T., Ribeiro, A., 1994. The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan fold belt): Geological characterisation and geodynamic significance. *Boletín Geológico y Minero de España*, **105**(1): 3-49.
- Ramalho, M., 1985. Considerations sur la biostratigraphie du Jurassique supérieur de l'Algarve oriental (Portugal). *Comum. Serv. Geol., Portugal, Lisboa*, **71**(1): 41-50.
- Ramalho, M., Pais, P., Rey, J., Berthou, P. Y., Alves, C. A. M., Palacios, T., Leal, N., Kullberg, M. C., 1993. *Notícia explicativa da Folha 34-A Sintra, da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, 77.
- Ramalho, M., Ribeiro, A., 1985. The Geology of the Mesozoic - Carrapateira outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Com. Serv. Geol., Portugal, Lisboa*, **71**(1): 51-54.
- Relvas, J., Barriga, F., Bernardino, F., Oliveira, V., Matos, J. X., 1994. Ore zone hydrothermal alteration in drill hole IGM-LS1 at Lagoa Salgada, Grândola, Portugal: a first report on pyrophyllite in a central stockwork. *XIV Reunion Soc. Esp. Mineralogia Huelva*, 157-158.
- Relvas, J. M. R. S., Barriga, F. J. A. S., Ferreira, A., Noiva, P. C., Pacheco, N., Barriga, G., 2006. Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal: I. Geology, mineralogy, and geochemistry. *Economic Geology*, **101**: 791-804.
- Ressurreição, R., 2018. *Evolução tectono-estratigráfica cenozoica do litoral alentejano (sector Melides-Odemira) e enquadramento no regime geodinâmico actual*. Tese de Doutoramento, FCUL, 296.
- Rey, J., 1983. Le Crétacé de l'Algarve : essai de synthèse. *Com. Serv. Geol., Portugal, Lisboa*, **69**(1): 87-101.
- Rey, J., 1992. Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, **78**(2): 103-124.
- Ribeiro, A., 2006. A evolução Geodinâmica de Portugal. In: Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P. J., Kullberg, C. (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, Évora, 1-27.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J. H., 1979. *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114.
- Ribeiro, A., Dias, R., Silva, B., 1995. Genesis of the Ibero-Armorican arc. *Geodinamica Acta*, **8**: 173-184.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, **26**(TC6009): 1-24. <https://doi.org/10.1029/2006tc002058>.
- Ribeiro, A., Silva, J. B., Cabral, J., Dias, R., Fonseca, P., Kullberg, M. C., Terrinha, P., Kullberg, J. C., Phipps, S. P., 1996. Tectonics of the Lusitanian Basin. Contribution to the MILUPOBAS Project - EC Contract no. J0U2-CT94-0348.
- Ribeiro de Mello, C., Celso Gaeta, C., Conde, C., Tornos, F., 2017. U-Pb geochronology of the igneous rocks associated to the Rio Tinto VMS deposit. S07 - Developments of geochronological methods and their application to date ore forming events, Mineral Resources to Discover - 14th SGA Biennial Meeting, **3**: 1019-1022.
- Rocha, R. B., 1976. Estudo estratigráfico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, **II**: 178
- Rock, N. M. S., 1978. Petrology and petrogenesis of the Monchique alkaline complex, Southern Portugal. *Journal of Petrology*, **19**: 171-214.
- Rock, N. M. S., 1982. The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos*, **15**: 111-131.
- Rodríguez González, R. M., 1999. *Informe palinológico del Proyecto Investigación geológica y cartografía básica en la Faja Pirítica y áreas aledañas*. Tomo II: Hojas a escala 1:25.000 de Valdelamusa (937-II), El Cerro de Andévalo (937-IV), Patrás (938-I), Campofrío (938-II), Silos de Calañas (938-III), Nerva (938-IV), Minas del Castillo de las Guardas (939-III), y Hojas a escala 1:50.000 de Castillo de las Guardas (939) y Gibraleón (981). Junta de Andalucía. Inédito.
- Roest, W. R., Srivastava, S. P., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to present. *Geology*, **19**: 613-616.

- Rosa, C., 2006. *Facies architecture of the Volcanic Sedimentary Complex of the Iberian Pyrite Belt, Portugal and Spain*. Unpub. PhD Thesis, University of Tasmania, Hobart, Australia, 357.
- Rosa, C., McPhie, J., Relvas, J., 2004. Architecture of the felsic volcanic succession hosting massive sulfide deposits in the Iberian Pyrite Belt, Portugal. In: McPhie, J., McGoldrick P. (Eds.), *Dynamic earth: Past, present and future. 17th Australian Geological Convention*, Hobart, Tasmania, Australia, abstracts **73**: 1-288.
- Rosa, C., McPhie, J., Relvas, J., Pereira, Z., Pacheco, N., 2005. Felsic pyroclastic and effusive volcanic facies hosting the Neves Corvo massive sulfide deposit, Iberian Pyrite Belt, Portugal. In: Mao, J., Bierlein, F. P. (Eds.), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, **1**: 691-694.
- Rosa D., Finch, A., Andersen, T., Inverno, C., 2008. U-Pb geochronology of felsic volcanic rocks hosted in the Gafo Formation, South Portuguese Zone: the relationship with Iberian Pyrite Belt magmatism. *Mineralogical Magazine*, **72**(5): 1103-1118.
- Rosa, D., Finch, A., Andersen, T., Inverno, C. 2009. U-Pb geochronology and Hf isotope ratios of magmatic zircons from the Iberian Pyrite Belt. *Mineralogy and Petrology*, **95**(1): 47-69.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, **359**: 117-129.
- Routhier, P., Aye, F., Boyer, C., Lécolle, M., Molière, P., Picot, P., Roger, G., 1980. La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane. Tableau géologique et métallogénique. Synthèse sur le type amas sulfurés volcanosédimentaires. *26th Int. Geol. Congr. Paris. Mém. BRGM*, **94**: 265.
- Rubio Pascual, F.J., Matas, J., Martín Parra, L. M., 2013. High-pressure metamorphism in the Early Variscan subduction complex of the SW Iberian Massif. *Tectonophysics*, **592**: 187-199.
- Ruiz Muñoz, F., Claus Klamp, F. L., González-Regalado, M. L., 1996. Primeras consideraciones sobre Condrihtios de la Formación "Arenas de Huelva". *Stydia Geologica Salmanticensia*, Univ. Salamanca, **32**: 129-139.
- Sáez, R., Almodóvar, G. R., Pascual, E., 1996. Geological constraints on the massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Review*, **11**: 429-451.
- Salgueiro, R., Chichorro, M., Martins, L., 2000. Ocorrência de ouro nos depósitos pliocénicos da região de Cruz de pau (Seixal). *Ciências da Terra*, Univ. Nova Lisboa, **14**: 203-212.
- Salvany, J. M., Custodio, E., 1995. Características litoestratigráficas de los depósitos plio-cuaternarios del bajo Guadalquivir en el área de Doñana: implicaciones hidrogeológicas. *Revista Sociedad Geológica de España*, **8**(1-2): 21-31.
- Sánchez-Moya, Sopeña, A., 2004. El Rift Mesozoico Ibérico. In: Vera, J. A. (Ed.), *Geología de España SGE-IGME*, Madrid, 484.
- Santos Bonaño, A., Fernández Alonso, F., Leyva Cabello, F., 1983. Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 981 (Gibraleón). Mapa Geológico de España E 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 44.
- Sanz de Galdeano, C.M., Rodríguez-Fernandez, J., 1996. Neogene paleogeography of the Betic Cordillera: an attempt of reconstruction. In: Friend, P. F., Dabrio, C. J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 323-329.
- Schermerhorn, L. J. C., 1971. An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero de España*, **82**: 239-268.
- Schermerhorn, L. J. C., Priem, H., Boelrijk, N., Hebeda, E., Verdurmen, E., Verschure, R., 1978. Age and Origin of the Messejana Dolerite Fault-Dike System (Portugal and Spain) in the Light of the Opening of the North Atlantic Ocean. *The Journal of Geology*, **86**(3): 299-309.
- Schermerhorn, L., Zbyszewski, G., Ferreira, O. V., 1987. *Notícia explicativa da Folha 42-D Aljustrel, da Carta Geológica na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, 55.
- Sierro, F. J., 1984. *Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España)*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Salamanca. 391.
- Sierro, F. J., Flores, J. A., Civis, J., González Delgado, J. A., 1987. New criteria for the correlation of the Andalusian and Messinian stages. *VIII Congress Reg. Medit. Neog. Strat. Budapest. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar.*, **LXX**: 355-361.
- Sierro, F. J., González Delgado, J. A., Dabrio, C., Flores, J. A., Civis, J., 1996. Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In: Friend, P. F., Dabrio, C. J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge. 339-345.
- Sierro, F. J., González Delgado, J. A., Flores, J. A., Dabrio, C., Civis, J., 1990. Global sea level changes and deposition in the Atlantic-Mediterranean North Betic Strait. *Abstracts IX R.C.M.N.S. Congress*, Barcelona. 321-322.
- Silva, J. B., 1989. *Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana*. Tesis Doctoral, Univ. de Lisboa. 450.
- Silva, J. B., Oliveira, V., Matos, J. e Leitão, J. C. 1997. Field Trip nº2, Aljustrel and Central Iberian Pyrite Belt. *SEG Neves Corvo Field Conference*. Guidebook series, **27**: 73-124.
- Silva, J. B., Oliveira, J., Ribeiro, A., 1990. South Portuguese Zone: Structural outline. In: Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin, 348-362.
- Silva, J. B., Pereira, M. F., 2004. Transcurrent continental tectonics model for the Ossa-Morena Zone Neoproterozoic-Paleozoic evolution, SW Iberian Massif, Portugal. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, **93**: 886-896.
- Silva, J. B., Pereira, M. F., Chichorro, M., 2013. Estrutura das áreas internas da Zona Sul Portuguesa, no contexto do Orógeno Varisco. Geologia de Portugal. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia Pré-mesozoica de Portugal*, Escolar Editora, **1**: 765-786.
- Simancas, J. F., 1983. *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 439.
- Simancas, J. F., 1993. Extension related to slight changes in plate kinematics: the tectonic evolution of the SW corner of the Hercynian orogen in the Iberian Peninsula. In: *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*, Document du BRGM **219**: 180-181.
- Simancas, J. F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Sáez, R., Almodóvar, G. R., Pascual, E., Flecha, I., Martí, D., 2006. Transpressional collision tectonics and mantle plume dynamics: the Variscides of southwestern Iberia. In: Gee, D. G., Stephenson, R. A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* Geological Society, London, Memoirs, **32**: 345-354.
- Simancas, J. F., Tahiri, A., Azor, A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., El Hadi, H., 2005. The tectonic frame of the Variscan-Alleghanian Orogen in Southern Europe and Northern Africa. *Tectonophysics*, **398**: 181-198.
- Solá, A. R., Albardeiro, L., Salgueiro, R., Morais, I., Díez-Montes, A., Matos, J. X., 2019. U-Pb ages of South Portuguese Volcano Sedimentary rocks: preliminary results of Regional Mapping programs of Geo-FPI project. *Abs. XII Congreso Ibérico Geoquímica*, Univ. Évora, 87-90.
- Soriano, C., Casas, J. M., 2002. Variscan tectonics in the Iberian Pyrite Belt, South Portuguese Zone. *International Journal of Earth Sciences*, **91**(5): 882-896.
- Srivastava, S. P., Schouten, H., Roest, W. R., Klitgord, K. D., Kovacs, L. C., Verhoeve, J., Macnab, R., 1990. Iberia plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, **344**: 756-759.
- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. L., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, **426**: 295-317.
- Strauss, G. K., Madel, J., Fernández Alonso, F., 1977. Exploration practice for stratabound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt: geology, geophysics, and

- geochemistry. In: Klemm, D. D., Schneider H. J. (Eds.), *Time and Strata-Bound ore deposits* Springer Verlag, 55-93.
- Streel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W., Steemans, Ph., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **50**: 211-229.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: (Saunders, A. D., Noris, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, **42**: 313-345.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
- Terrinha, P., 1998. *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. Ph. D. Thesis, Imperial College, London, 430.
- Terrinha, P., Rocha, R. B., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M. R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R. P., Matias, H., Madeira, J., Silva, C. M., Munhá, J., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J., Noiva, J., Youbi, N., Bensalah, M. K., 2013. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (Eds.), *Geologia de Portugal*, Escolar Editora, **II**: 29-166.
- Terrinha, P., Kullberg, J. C., Neres, M., Alves, T., Ramos, A., Ribeiro, C., Mata, J., Pinheiro, L., Afilhado, A., Matias, L., Luís, J., Anton Muñoz, J., Fernández, O., 2019. Rifting of the Southwest and West Iberia Continental Margins. In: Quesada, C., Oliveira, J. T. (Eds.), *The Geology of Iberia. A Geodynamic Approach*. Regional Geology Reviews, Springer Nature Switzerland, 251-283.
- Thieblemont, D., Pascual, E., Stein, G., 1998. Magmatism in the Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenic model. *Mineralium Deposita*, **33**: 98-110.
- Tornos, F., 2006. Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, **28**: 259-307.
- Tornos, F., 2008. La geología y metalogenia de la Faja Pirítica Ibérica. *Macla*, **10**: 13-23.
- Tornos, F., González Clavijo, E., Spiro, B., 1998. The Filón Norte orebody (Tharsis, Iberian Pyrite Belt): a proximal low-temperature shale-hosted massive sulphide in a thin skinned tectonic belt. *Mineralium Deposita*, **33**:150-169.
- Torres, T., 1975. *Mapa Geológico y Memoria de la Hoja nº 999-1016 (Huelva-Los Caños)*. Mapa Geológico de España E 1:50.000, Segunda Serie (MAGNA), Instituto Geológico y Minero de España, 18.
- Valenzuela, A., Donaire, T., Pin, C., Toscano, M., Hamilton, M. A., Pascual, E., 2011. Geochemistry and U-Pb dating of felsic volcanic rocks in the Riotinto-Nerva unit, Iberian Pyrite Belt, Spain: crustal thinning, progressive crustal melting and massive sulphide genesis. *Journal of the Geological Society*, London, **168**: 717-731.
- Van der Beek, P. A., Cloething, S., 1992. Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, **203**: 325-344.
- Vázquez Mora, M., Orche Amaré, M. P., Martínez Girón, A. A., Santos, S., Matos, J. X., 2020. *Mapa de Património Geológico y Minero de la Zona Surportuguesa/ Carta de Património Geológico e Mineiro da Zona Sul Portuguesa*. Escala 1:400.000. Programa Interreg V-A España-Portugal (POCTEP) 2014-2020: GEO_FPI: Observatorio transfronterizo para la valorización geo-económica de la Faja Pirítica Ibérica (Cod. 0052_GEO_FPI_5_E), Instituto Geológico y Minero de España (IGME)-Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG)-Secretaría General de Industria, Energía y Minas de la Junta de Andalucía (SGIEM).
- Vázquez-Vílchez, M., Jabaloy-Sánchez, A., Azor, A., Stuart, F., Persano, C., Alonso-Chaves, F. M., Martín-Parra, L. M., Matas, J., García-Navarro, E., 2015. Mesozoic and Ceneozoic exhumation history of the SW Iberian Variscides inferred from low temperature thermochronology. *Tectonophysics*, **663**: 110-121.
- Velasco, F., Herrero, J. M., Suárez, S., Yusta, I., Alvaro, A., Tornos, T., 2013. Supergene features and evolution of gossans capping massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, **53**: 181-203.
- Viguié, C., 1977. Les grands traits de la tectonique du Bassin néogène du Bas Guadalquivir. *Bol. IGME*, **LXXXVIII**(I): 39-44.
- Wagner, R. H., Mayoral, E. J., 2007. The Early Permian of Valdevaria in Sevilla province, SW Spain: basin history and climatic/palaeogeographic implications. *Journal of Iberian Geology*, **33**(1): 93-124.
- Yesares, L., Sáez, R., Ruiz de Almodóvar, G., Nieto, J. M., Gómez, C., Ovejero, G., 2017. Mineralogical evolution of the Las Cruces gossan cap (Iberian Pyrite Belt): From subaerial to underground conditions. *Ore Geology Reviews*, **80**: 377-405.
- Zbyszewski, G., Ferreira, O. V., 1976. *Folha 39-A Águas de Moura da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Zbyszewski, G., Ferreira, O. V., Carvalhosa, A., 1972. *Folha 35-B Moura da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

