

# Do magma ao minério

## Guia das atividades de campo



Évora, 11-13 de Junho de 2021



### **Organização:**

*Alexandre Araújo, Jorge Pedro, Miguel Maia, Pedro Nogueira e Rui Dias*

### **Coordenação:**

*Francisco Sousa*



UNIVERSIDADE DE ÉVORA  
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS



Instituto de Ciências da Terra  
Institute of Earth Sciences

# Índice

<b>Programa</b> .....	<b>2</b>
Dia 0: 11 de Junho de 2021 .....	2
Dia 1: 12 de Junho de 2021 .....	2
Dia 2: 13 de Junho de 2021 .....	2
<b>Dia 0: 11 de Junho de 2021</b> .....	<b>3</b>
<b>Conferência</b> .....	<b>3</b>
600 milhões de anos de Portugal vistos olhando o Mundo. ....	3
<b>Dia 1: 12 de Junho de 2021</b> .....	<b>4</b>
A Zona de Ossa-Morena.....	4
O Maciço de Évora .....	8
Paragem 1: EN4 em Silveiras junto ao desvio para Cabrela .....	10
Paragem 2: Acesso a Safira sob o viaduto da A6 .....	11
Paragem 3: 200 m a Norte da ribeira de Safira .....	12
Paragem 4: Ribeira de Almansor, Montemor-o-Novo .....	13
Paragem 5: Alto de São Bento, Évora .....	15
Bibliografia.....	15
<b>Dia 2: 13 de Junho de 2021</b> .....	<b>19</b>
O sector metalogénico de Montemor-o-Novo - Ficalho .....	19
Zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo .....	19
As antigas minas de ferro de Montemor-o-Novo .....	23
O potencial metalífero da região: O ouro do Escoural .....	25
Paragem 1: Estrada Évora-Escoural.....	26
Paragem 2: Estrada Escoural-Montemor-o-Novo .....	30
Paragem 3: Estrada Escoural-Alcáçovas.....	32
Bibliografia.....	32

# Programa

## **Dia 0: 11 de Junho de 2021**

Conferência: Rui Dias

## **Dia 1: 12 de Junho de 2021**

Responsáveis: Jorge Pedro e Alexandre Araújo

Paragem 1: Contacto Formação de Cabrela / Formação do Carvalho

Paragem 2: Rochas metabásicas da Formação do Carvalho

Paragem 3: Leptinitos da Formação do Escoural com boudins de eclogitos

Paragem 4: Complexo Migmatítico

Paragem 5: Granito porfiróide e leucogranito

## **Dia 2: 13 de Junho de 2021**

Responsáveis: Miguel Maia e Pedro Nogueira

Paragem 1: Antiga exploração de Vale da Arca

Paragem 2: Exploração de Ferro Mina dos Monges

Paragem 3: Garimpo na ribeira de Alcáçovas

**Dia 0: 11 de Junho de 2021**

## **Conferência**

### **600 milhões de anos de Portugal vistos olhando o Mundo.**

Rui Dias

*Universidade de Évora, Centro Ciência Viva de Estremoz, Instituto de Ciências da Terra*

#### **RESUMO**

A compreensão da história geológica de uma região, independentemente da sua dimensão, começa sempre pela elaboração e interpretação dos mapas geológicos. A relação entre as várias unidades cartográficas, embora possa ser interpretada a partir de alguns raros afloramentos chave, ela sobressai essencialmente na sua representação cartográfica. No caso de uma região com a complexidade de Portugal (onde durante 600 milhões de anos se forem sobrepondo e interferindo vários ciclos tectónicos) a cartografia geológica existente, por si só, permite o estabelecimento das principais etapas evolutivas do nosso país. Apesar de poder parecer complicada, esta não é uma tarefa difícil, pois a interpretação dos mapas geológicos é feita essencialmente através da aplicação dos princípios básicos da geologia.

Esta metodologia será aplicada ao caso de Portugal continental. Começando com o mapa geológico à escala 1/500 000 e passando depois a escalas de mais pormenor, a complexa história geológica desta região vai começando a ser construída nos seus grandes traços.

Mas se os princípios básicos da geologia e as cartas geológicas nos permitem ir percebendo a sucessão de eventos, o princípio das causas actuais permite compreender o porquê da sucessão dos eventos identificados. A história geológica de Portugal torna-se então uma emocionante aventura que nos vai levando do rifte do Leste africano, ao Mar Vermelho, aos Andes... Himalaias e... tantos outros locais. Ao fazermos isso estamos afinal a aplicar um dos truques que a metodologia científica dos geólogos utiliza... na qual o tempos é substituído pelo espaço.

## Dia 1: 12 de Junho de 2021

### A Zona de Ossa-Morena

*Adaptado de Araújo, A. (2013). O Varisco do sector Sul de Portugal. Em Geologia de Portugal, Volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal, (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. C, Editores), Escolar Editora, p. 483 – 492.*

O reconhecimento de acidentes tectónicos de primeira ordem ao longo dos limites norte e sul da ZOM levou vários autores a interpretar as fronteiras desta zona como zonas de sutura (Brun & Burg, 1982; Ribeiro et al, 1983; Matte, 1986; Bard, 1971; 1977; Andrade, 1979; Munhá et al, 1986). Com efeito, a maioria dos modelos propostos para a evolução da Cadeia Varisca Ibérica dão ênfase à existência de uma sutura arqueada, ligando o sul da Ibéria ao Lizard, no SW de Inglaterra, a qual marca o fecho do Oceano Rheic no Devónico Inferior a Médio (Ribeiro et al, 1990; Brun & Burg, 1982; Matte, 1986; Ries & Shackleton, 1976). Historicamente, essa sutura foi situada inicialmente ao longo do bordo norte da ZOM, centrada na Zona de Cisalhamento Tomar-Portalegre-Badajoz-Córdoba (ZCTPBC). Esta estrutura maior, foi considerada uma sutura críptica varisca na maioria dos trabalhos da especialidade publicados na década de setenta e até aos primeiros anos da década de oitenta. Com a publicação dos trabalhos de Bard (1977) e de Andrade (1979; 1983), o bordo sul da ZOM assume progressivamente importância nos modelos geodinâmicos regionais e a publicação do trabalho de Munhá et al em 1986, referindo de uma forma clara a existência do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), constitui um marco importante na evolução dos modelos propostos para o Maciço Ibérico. Sucedem-se uma série de outros trabalhos, nos quais se propõe uma divisão dos terrenos tectónicos considerando a Sutura Varisca Ibérica marcada pelo COBA e a ZOM unida à Centro-Ibérica, fazendo parte do Terreno Autóctone Ibérico (Ribeiro et al, 1988a; 1988b; Ribeiro et al, 1990a; 1990b; Quesada et al, 1991; Quesada, 1992). A ZCTPBC é reinterpretada como uma zona sutura anterior ao Ciclo Varisco, de idade Cadomiana (Mata & Munhá, 1986, Abalos & Eguíluz, 1991, 1992, Abalos, 1992) reactivada em regime de transpressão esquerda durante o período orogénico varisco. Presentemente a maioria dos autores considera que a deformação varisca sobreposta a uma zona de fraqueza à escala crustal, herdada de um ciclo fini-proterozóico, explica de forma coerente a estrutura e sequência deste corredor de deformação (Ribeiro et al, 2007). Contudo, esta interpretação não é unanimemente aceite e ao longo dos últimos anos foram também publicados vários trabalhos que defendem a existência de uma sutura varisca centrada na ZCTPBC (Azor et al, 1992; 1994, Simancas et al, 2001, 2003). A discussão em torno do significado geodinâmico da ZCTPBC continua actual mas aos argumentos estruturais e metamórficos, juntam-se também argumentos paleobiogeográficos que apontam para a existência de uma única sutura varisca, apenas no bordo sul da ZOM, associada ao COBA (Robardet & Gutiérrez-Marco, 2004).

Devido à posição estrutural que ocupam, as rochas mais antigas da ZOM correspondem provavelmente ao conjunto com grau metamórfico elevado, constituído por gnaisses, anfíbolitos e migmatitos, conhecido pela designação de Formação de Campo Maior (Oliveira et al, 1991). Esta formação aflora ao longo do eixo de maior deformação da ZCTPBC e cavalga, a NE e a SW, formações do Proterozóico Superior, menos metamórficas (Série Negra, Teixeira & Gonçalves, 1980; Ribeiro et al, 1979, Formação de Mosteiros, Oliveira et al, 1991). A idade da Formação de Campo Maior é desconhecida mas é considerada, por enquadramento, de idade ante-vendeana. O Proterozóico Superior tem características muito constantes ao longo de toda a ZOM, é

caracterizado por uma sequência onde predominam micaxistos frequentemente biotíticos com intercalações de metachertes e quartzitos negros, alguns grauvaques e anfíbolitos e raras intercalações de rochas carbonatadas. Este conjunto, classicamente designado por Série Negra, toma várias designações locais ao longo da ZOM (Formação de Mosteiros, de Mares, de Aguas de Peixe). A Série Negra passa superiormente às sequências do Câmbrio Inferior datadas com fósseis em Espanha e as idades radiométricas apontam para que tenha uma idade vendiana, provável (Ordóñez Casado, 1998).

Em numerosos locais da ZOM, a passagem do Precâmbrico ao Câmbrio está marcada por níveis de conglomerados associados a vulcanismo ácido, discordantes sobre a Série Negra. Estes níveis conglomeráticos apresentam clastos de rochas metamórficas (gnaisses, metavulcanitos ácidos, metachertes) previamente cristificadas. A presença destes fragmentos nos sedimentos mais inferiores do Câmbrio, prova a existência de um ciclo anterior (Cadomiano) que culminou com a deformação e metamorfismo das sequências proterozóicas e com a formação de relevos, cuja erosão foi alimentar as bacias de sedimentação durante o Câmbrio Inferior. Estes níveis são os primeiros testemunhos do início do Ciclo Varisco na ZOM. Com efeito, independentemente de algumas incertezas estratigráficas que actualmente persistem, o Câmbrio inferior mostra claramente uma tendência transgressiva, depositando-se sobre as rochas vulcânicas e conglomerados já referidos, uma extensa plataforma carbonatada que abrangeu provavelmente toda a ZOM. Esta evolução, concordante com as primeiras etapas de um Ciclo de Wilson, é corroborada pelo magmatismo câmbrio (toleítico bimodal, Mata & Munhá, 1990), que aponta para uma situação de rifting intracontinental.

Durante o Paleozóico Inferior a ZOM foi alvo de uma intensa diferenciação paleogeográfica, o que explica a elevada diversidade de colunas litoestratigráficas que apresenta (Oliveira et al, 1991). Durante o Câmbrio e o Ordovícico o registo fóssil é de uma forma geral bastante pobre, levantando-se numerosas incertezas na estratigrafia de detalhe de muitos sectores e havendo eventualmente lacuna do Câmbrio Superior à escala de toda a ZOM. A diferenciação paleogeográfica da ZOM, provavelmente associada a uma tectónica distensiva em horsts e grabens, levou à génese de várias sub-bacias, limitando as correlações entre elas, baseadas muitas vezes apenas em critérios litoestratigráficos. No Silúrico a sedimentação torna-se muito mais regular ao longo de toda a ZOM e deposita-se uma série condensada constituída por xistos negros, carbonosos e liditos que passam superiormente a termos mais psamíticos, associados a ambientes mais oxigenados. O Silúrico da ZOM foi inicialmente estudado por Nery Delgado (1908) na região de Barrancos, onde é bastante rico do ponto de vista bioestratigráfico e onde tomou a designação de Formação dos Xistos com Nódulos. A relativa abundância de fósseis (principalmente graptólitos) preservados nas formações desta idade e a sua grande regularidade de fácies, tornam a Formação dos Xistos com Nódulos um importante horizonte estratigráfico de referência, à escala de toda a ZOM. Durante todo o Paleozóico Inferior a sedimentação é de uma forma geral típica de condições de margem passiva e as rochas vulcânicas que por vezes surgem intercaladas nos sedimentos, mostram regimes magmáticos congruentes com este tipo de condições geodinâmicas (Mata & Munhá, 1990, Ribeiro et al, 1992; 1997).

No Devónico Inferior volta a verificar-se uma clara diferenciação nos ambientes de sedimentação e gera-se um fosso profundo onde se deposita o Flysch de Terena, o qual passa lateralmente a sedimentos característicos de condições de plataforma progressivamente mais estável, em direcção a NE, respectivamente as Formações dos Xistos Raiados e de Russianas (Piçarra, 2000). Durante o Devónico Inferior a

sedimentação mostra algumas evidências de instabilidade que estão relacionadas com a passagem do período de margem passiva ao início período orogénico do Ciclo Varisco, ou seja com o início da subducção na margem SW da ZOM.

Durante o Devónico Médio e Superior ocorre o principal evento tectono-metamórfico varisco em toda a ZOM. No bordo sul da ZOM, a subducção para norte que já estaria activa, torna-se responsável pela instalação (por obducção também para norte) de várias lâminas ofiolíticas, sobre a ZOM gerando-se uma estrutura em “flake” tectónica (fig. 1). Na frente dos mantos obductados, sobre o sector SW da ZOM gera-se um prisma de acreção, (Complexo Filonítico de Moura) envolvendo fragmentos de crosta oceânica, litologias autóctones e rochas em fácies metamórfica de alta pressão (xistos azuis e eclogitos, Araújo et al., 2005).

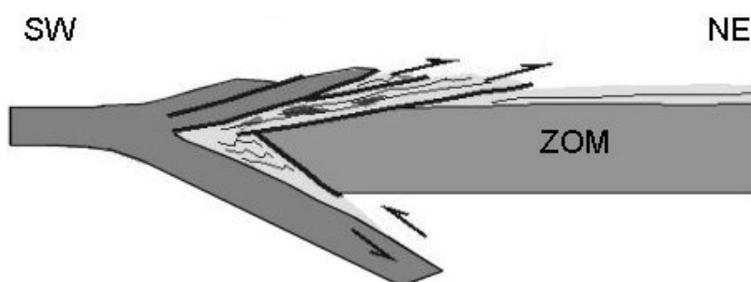


Fig.1- Representação esquemática do bordo sul da ZOM no Devónico, dominado por mecanismos de obducção e de subducção, ambos com polaridade para norte, responsáveis por uma geometria em “flake” tectónica (adaptado de Araújo et al, 2005).

Simultaneamente, no bordo norte, a zona de fraqueza herdada do ciclo Cadomiano, materializada pela ZCTPBC, é reactivada em regime transpressivo esquerdo, gerando-se a “flower structure” que caracteriza a geometria deste sector (fig. 2). A partir do Devónico Médio a Superior, a ZOM passa a apresentar uma zonação clara, com um corredor de maior deformação e metamorfismo variscos a norte (centrado na ZCTPBC) e outro a sul (associado à proximidade da sutura), separados por um domínio central, menos deformado e de baixo grau metamórfico, onde a história pré-orogénica varisca ficou relativamente preservada (sectores de Alter do Chão-Elvas e de Estremoz-Barrancos, segundo Oliveira et al, 1991). Nos sectores mais deformados as estruturas geradas durante as etapas mais precoces da deformação apresentam uma xistosidade forte, geralmente muito penetrativa, de plano axial de dobras deitadas, com eixos próximos de N-S, maioritariamente vergentes para o quadrante oeste. Sub-paralelas a esta xistosidade, surgem zonas de cisalhamento frequentemente materializadas por milonitos, onde o sentido do transporte é em geral para o quadrante norte, oblíquo aos eixos das dobras. Esta deformação é contemporânea do metamorfismo regional que geralmente não ultrapassa a fácies dos xistos verdes e sobrepõe-se claramente ao metamorfismo de alta pressão conhecido em vários locais da ZOM.

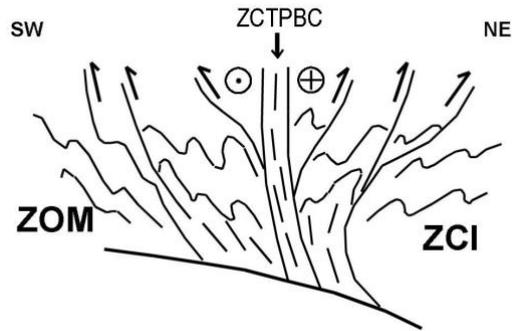


Fig. 2- Representação esquemática da “flower structure” centrada na ZCTPBC (adaptado de Ribeiro et al, 1988b)

Ainda no Devónico inicia-se o magmatismo orogénico que vai originar o Complexo Ígneo de Beja e que se irá prolongar pelo Carbónico. O magmatismo vai posteriormente alastrar a outros sectores da ZOM, dando origem a numerosos maciços, geralmente de tendência mais ácida, de onde se destacam os granitóides do Maciço de Évora.

## O Maciço de Évora

Retirado de Pereira, M. F., Chichorro, M., Moita, P., Brandão Silva, J., Santos, J. F. (2013). Maciço de Évora. Em *Geologia de Portugal, Volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. C, Editores), Escolar Editora, p. 551 – 575.

O Maciço de Évora (ME) representa uma área com cerca de 60 km<sup>2</sup> (Fig. 3) que se estende entre Montemor-o-Novo e Évora (Carvalhosa, 1983), localizada nos domínios ocidentais da Zona de Ossa-Morena (ZOM, Quesada e Munhá, 1990; Pereira et al., 2007; 2008, 2009a) e incluído no sector de Montemor-Ficalho (Oliveira et al., 1991). Os seus limites foram definidos por Carvalhosa (1983) como coincidentes a sudoeste com o limite setentrional do complexo ígneo de Beja e a nordeste com o limite superior da Formação da Ossa. No entanto, este autor não delineou de forma precisa o seu limite a sudeste, com o que designou por Formação de Moura, ao contrário do que sucede a noroeste onde as rochas do ME são cobertas por depósitos Cenozóicos. Por sua vez, a sudoeste o seu limite é definido pelo prolongamento da Falha de Porto-Tomar que o coloca em contacto com formações paleozóicas da Zona Sul Portuguesa.

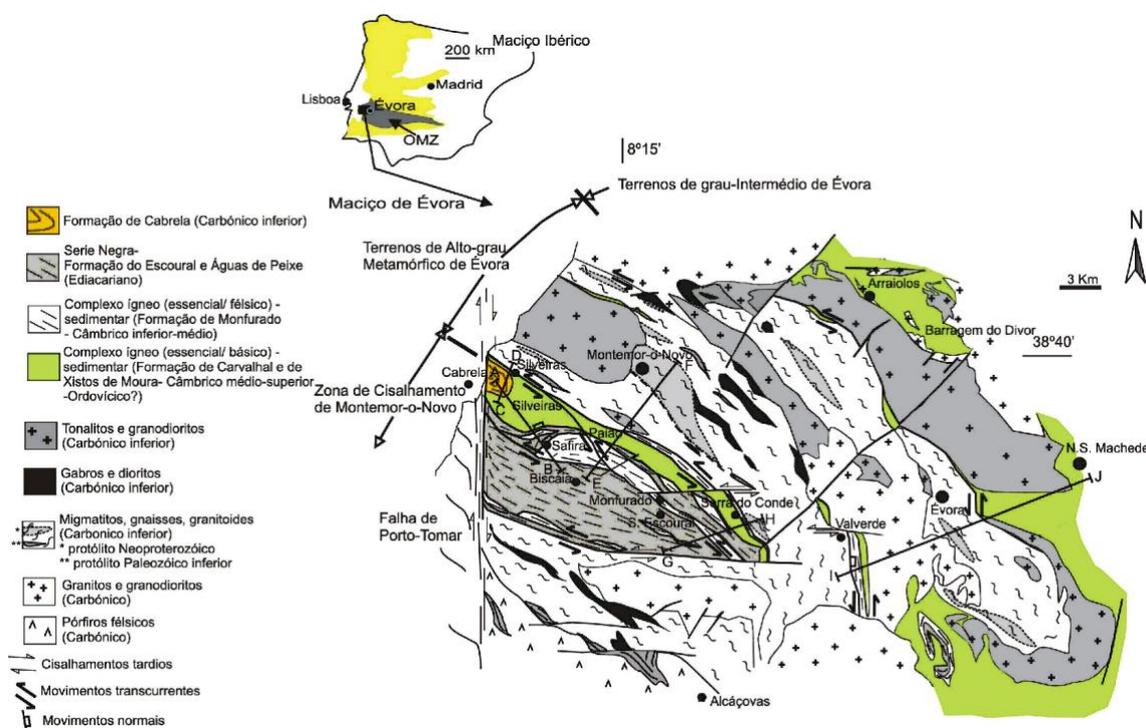


Fig. 3 - Esquema geológico do Maciço de Évora (Adaptado de Carvalhosa, 1983, 1999; Oliveira, 1992; Carvalhosa e Zbyszweski, 1994; Carvalhosa et al., 1969; Pereira e Silva, 2002; Pereira et al., 2003; 2004; 2008; 2009).

Em termos geológicos gerais, o ME está representado por diferentes bacias sedimentares com magmatismo associado que registam a evolução geodinâmica deste segmento da margem setentrional de Gondwana, no intervalo de tempo que decorre desde o Ediacariano (Neoproterozóico), passando pelo Câmbrico-Ordovícico e, finalmente pelo Carbónico Inferior. O metamorfismo e deformação dúctil varisca (Carbónico Inferior) que estão relacionados com a evolução da Pangeia, modificaram de forma heterogénea as texturas e paragéneses minerais das rochas do Neoproterozóico e Paleozóico Inferior. Este segmento de crosta continental está agora representado por anfibolitos, micaxistos, paragnaisses e ortognaisses félsicos, metachertes, mármore e

migmatitos que estão intruídos por granitóides (essencialmente granodioritos, granitos, tonalitos) e gabros de idade carbónica. Numa área restrita localizada próximo de Silveiras e de Cabrela, afloram rochas sedimentares e vulcânicas do Tournaisiano-Viseano, que constituem a bacia de Cabrela. Estas rochas do Carbónico Inferior que estão praticamente isentas de metamorfismo e apresentam clivagem fraca assentam em discordância sobre rochas Câmbrico-Ordovícicas com grau metamórfico mais alto, assinalando uma importante lacuna sedimentar.

### Paragem 1: EN4 em Silveiras junto ao desvio para Cabrela

**Coordenadas:** 38°38'59.84"N; 8°21'35.28"W

**Contexto:** Contacto Formação de Cabrela / Formação do Carvalho

Na barreira da estrada observa-se o contacto entre a Formação de Cabrela e a Formação do Carvalho (fig.3) que é marcado por um acidente frágil tardio.

Na Formação de Cabrela observam-se bancadas sub-horizontais de sedimentos vulcanoclásticos com granoseleção (fig. 4) e níveis pelíticos que contactam com xistos quartzo-sericíticos da Formação do Carvalho. Estes apresentam relativamente alterados mas evidenciam uma xistosidade bem marcada, dobrada e transposta por crenulação e abundantes veios de quartzo (fig. 5A). Caminhando para Este ocorrem xistos pelítico-quartzosos finos, com tonalidade arroxeadada e aspeto luzente (fig. 5B).



Fig. 3 - Contacto entre Formação Cabrela e Formação do Carvalho



Fig. 4- Níveis vulcanoclásticos da Formação de Cabrela



Fig. 5- Formação do Carvalho: xistos quartzo-sericíticos (A) e pelítico-quartzosos luzentes (B)

## Paragem 2: Acesso a Safira sob o viaduto da A6

**Coordenadas:** 38°38'9.01"N; 8°18'32.97"W

**Contexto:** Rochas metabásicas da Formação do Carvalhal

Na barreira da estrada do viaduto da A6 afloram xistos verdes da Formação do Carvalhal (fig. 6A) essencialmente constituídos por plagioclase + actinolite + clorite e algum epídoto + quartzo + min. opacos. Apresentam uma xistosidade com orientação geral WNW-ESE pendente para Norte, marcada por um bandado mineralógico macroscópico (fig. 6B). Texturalmente apresentam texturas nemato-porfioblásticas (fig. 6C) por vezes granoblásticas finas.

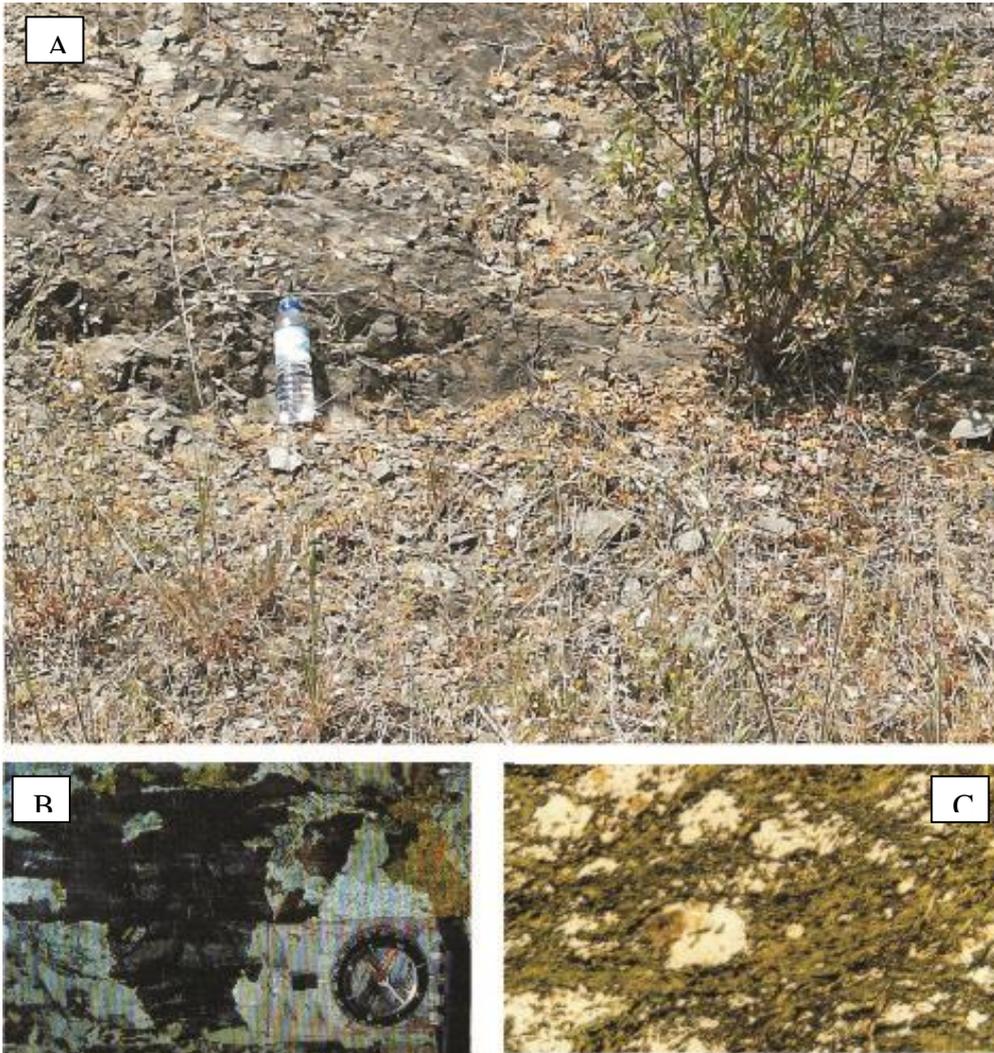


Fig. 6- Formação do Carvalhal: aspeto geral dos xistos verdes (A), pormenor do bandado mineralógico (B) e da textura nemato-porfioblástica (C).

### Paragem 3: 200 m a Norte da ribeira de Safira

**Coordenadas:** 38°37'15.94"N; 8°19'23.06"W

**Contexto:** Leptinitos da Formação do Escoural com boudins de eclogitos

Nas barreiras da estrada observam-se leptinitos com corpos lenticulares de eclogitos (fig. 7A). Os leptinitos são rochas vulcânicas félsicas, de granularidade fina, bastante deformadas e com texturas blasto-miloníticas (fig.7B). São essencialmente constituídos por quartzo + feldspato potássico + albite + biotite + moscovite e alguma granada + esfena. Os eclogitos são rochas máficas com texturas grano-mematoblásticas onde se destaca o ponteadado vermelho da granada. A paragénese eclogítica (granada + onfacite + glaucófano + quartzo; fig. 7C) encontra-se bem preservada no núcleo dos *boudins* mas mostra evidências de retrogradação em direção aos bordos, com desenvolvimento de blastese de albite.

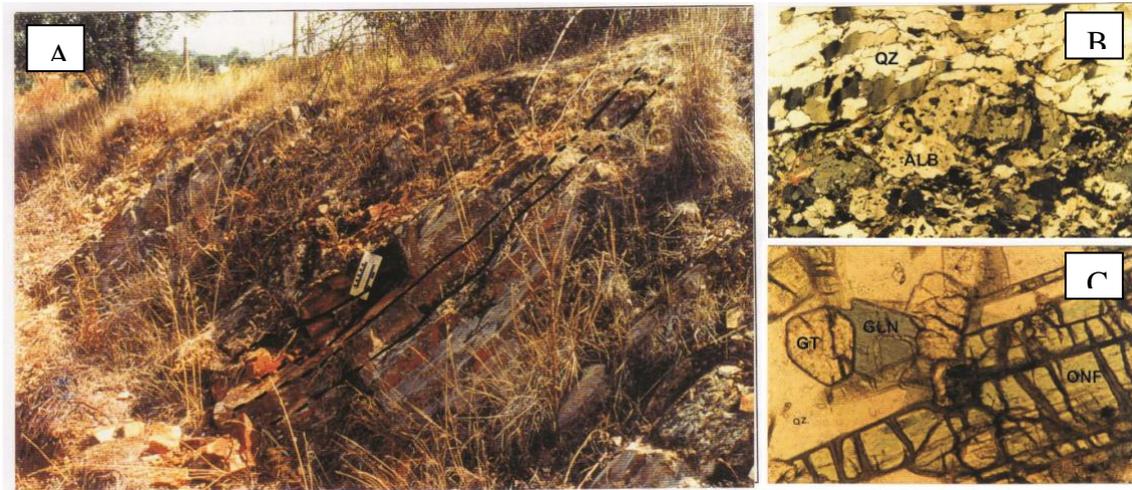


Fig. 7- Aspeto geral dos leptinitos com *boudins* de eclogito (A). Texturas blasto-miloníticas dos leptinitos (B) e paragénese da fácies eclogítica (C).

#### **Paragem 4: Ribeira de Almansor, Montemor-o-Novo**

**Coordenadas:** 38°38'44.08"N; 8°13'45.56"W

**Contexto:** Complexo Migmatítico

O afloramento da ribeira de Almansor apresenta boas condições de exposição, sendo considerado um afloramento chave na interpretação da evolução magmática do Maciço de Évora (fig. 8). Em traços gerais, observa-se um forte bandado composicional de direção geral WNW-ESE, concordante com a direção regional das estruturas variscas. O bandado resulta da alternância de diatexitos (migmatitos) e granitóides, acentuado por estruturas filonianas. Dispersos pelo afloramento, geralmente segundo a direção da foliação, ocorrem encraves de rochas ígneas e metamórficas. O bandado composicional encontra-se dobrado definindo uma orientação geral de plano axial concordante com movimentação cisalhante esquerda.

Diatexitos é um migmatito com proporções de fundido e de restito, reologia semelhante à de um magma, mas com destruição das estruturas pré-migmatização por homogeneização, aumento da granularidade e fluxo magmático (Sawyer, 1996). Os diatexitos da ribeira de Almansor apresentam tonalidades acinzentadas ou alaranjadas e ocorrem sob a forma de faixas de largura centimétrica a métrica que definem uma foliação bem visível. Os diatexitos cinzento (monzogranitos) são constituídos quartzo (20-25%), plagioclase (20-25%), feldspato alcalino (30%), biotite (5-10%) e moscovite (3-5%), enquanto que os diatexitos laranja (quartzo-monzonitos) são constituídos por quartzo (10-15%), plagioclase (25-30%), feldspato alcalino (30-40%), biotite (15%) e moscovite (3-5%). Nos níveis de diatexitos são frequentes encraves de natureza metamórfica (anfíbolitos, quartzitos negros, metapelitos).

Os restitos, preferencialmente associados aos níveis de diatexitos laranja, correspondem a pequenas formas sigmoidais alongadas, segundo a direção regional, e com limites bem definidos. São essencialmente constituídos por biotite (80-90%) e quartzo (10-20%), apresentando granularidade fina com “ocelos” de quartzo e foliação concordante com a direção regional. Os melanossomas ocorrem sob forma de estruturas alongadas e com limites difusos na passagem aos diatexitos. São essencialmente constituídos por biotite, quartzo e algum feldspato e possuem texturas granolepidoblásticas bandadas e fortemente foliadas. No contexto das diversas litologias da ribeira de Almansor os restitos e os melanossomas representam os litótipos mais refractários, sendo que os melanossomas parecem mostrar evidências de um metamorfismo de maior temperatura (700-800°C).

Os granitóides isótipos (tonalitos a granodioritos) apresentam granularidade média a grosseira e são constituídos por plagioclase (50%), quartzo (30-40%), biotite (5-15%), feldspato alcalino (<5%) e rara moscovite. Apresentem uma ténue orientação mineralógica (essencialmente de biotite) subparalela à direção regional e distinguem-se dos níveis diatexiticos pelo carácter leucocrático, aumento de granularidade e aparência isótropa. Os granitóides possuem encraves diatexiticos, metamórficos e ígneos (tonalitos e andesitos), e são cortados por filões leucogranitóides orientados segundo a direção regional e por veios tardios sem orientação preferencial.

Os leucogranitóides correspondem quer a filões (espessura 20-30 cm) quer a pequenos veios (espessura 3-5 cm), de granularidade média a grosseira e essencialmente constituídos por plagioclase (40-50%) e quartzo (40-50%) a que se associam feldspato alcalino (<5%), biotite (<1%) e rara moscovite. Ocorrem intercalados nos diatexitos, a cortar os granitóides isótipos, a envolver os diferentes tipos de encraves inclusos nos diatexitos, ou ainda como pequenas bolsadas nos diatexitos.

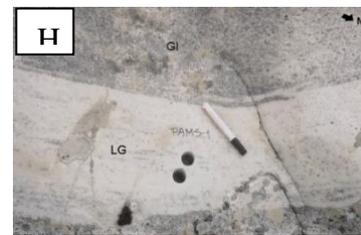
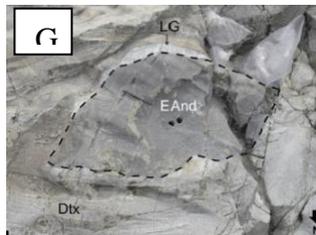
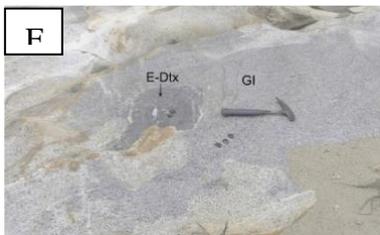
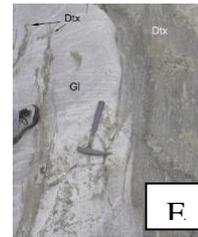
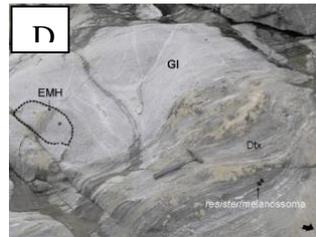
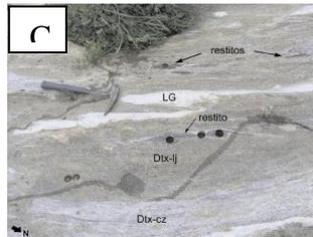
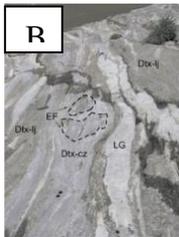


Fig. 8 - Complexo Migmatítico na ribeira de Almansor (retirado de Moita, 2007). Aspeto geral do afloramento (A) e pormenores das relações geométricas entre diatexito e leucogranitóide (B), restito e diatexito (C), melanossoma e diatexito (D) granitóide isotrópico e diatexito (E), encrave diatexitico e granitóide isotrópico (F) encrave andesítico e diatexito (G) e leucogranitóide e granitóide isotrópico (H). Dtx-cz - diatexito cinzento; Dtx-lj - diatexito-laranja; GI - granitóide isotrópico; LG - leucogranitóide; EG - encrave gnáissico; EMH - encrave tonalítico; Eand - encrave andesítico; Eanf-bt - Enclave anfibolito-biotítico EF - encrave metapelítico.

### Paragem 5: Alto de São Bento, Évora

**Coordenadas:** 38°34'50.61"N; 7°56'15.78"W

**Contexto:** Granito porfiróide e leucogranito.

O Alto de São Bento constitui uma pequena elevação (363 m) localizada 3 km a WNW de Évora e que constituiu um relevo de dureza, provavelmente controlado tectonicamente. Na zona dos moinhos é possível observar o granito porfiróide com encraves em contacto com o leucogranito.

O leucogranito (fig. 9A) é uma rocha leucocrática com texturas de granularidade média e essencialmente constituída por quartzo (~35%), feldspato alcalino (25%), plagioclase (~30%) e moscovite + biotite (10%). Apresenta encraves bandados tonalíticos, com uma ligeira orientação preferencial.

O granito porfiróide (também designado dente de cavalo) é uma rocha leucocrata de textura porfiróide (fig. 9B), com fenocristais centimétricos (3-4 cm de comprimento) de feldspato alcalino, no seio de uma matriz félsica constituída por plagioclase (30-35%), feldspato alcalino (20-25%), quartzo (30-35%) e biotite (5%). São frequentes os encraves granodioríticos e tonalíticos de granularidade média a fina (fig. 9C). Os fenocristais dispersos na matriz regra geral são euédricos, enquanto que os que ocorrem inclusos nos encraves são mais anédricos e de aspeto corroído. Os granitos porfiróides encontram-se também cortados por filões pegmatíticos sub-horizontais (quartzo, feldspato, moscovite, granada e turmalina) e por uma rede de filões aplíticos félsicos que se cortam entre si (fig. 9D).



Fig. 9 - Aspeto geral dos leucogranitos (A) e dos granitos porfiróides (B). Pormenor dos encraves ígneos no interior dos granitos porfiróides (C) e das relações geométricas entre filões aplito-pegmatíticos, granitos porfiróides e encraves ígneos (D).

### Bibliografia

Abalos, B., 1992. Variscan shear-zone deformation of a late Precambrian basement in SW Ibéria: implications for Circum-Atlantic Pre-Mesozoic tectonics. *Journal of Structural Geology* 14/77, 807-823.

- Abalos, B., Eguíluz, L., 1991. Deformación transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional) *Ver. Soc. Geol. España* 4/3-4, 229-249.
- Abalos, B., Eguíluz, L. 1992. Evolución Geodinámica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico Superior-Cámbrico Inferior. In Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, 577-591.
- Andrade A., 1979. Aspectos Geoquímicos do ofiolitóide de Beja. *Com. Serv. Geol. Portugal* 64, 39-48.
- 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* 18/5, 375-388.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J. F., 1992. Evolucion estrutural y metamórfica de la region de Sierra Albarrana y su relacion com la Zona de Cizalla Badajoz-Cordoba (Zona de Ossa-Morena, Sw del Macizo Hesperico). In: Rábano, I & Gutierrez-Marco (Eds.). *Conferencia Internacional Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Libro de Resúmenes, Pub. Mus. Geol. de Extremadura 1, 42-43.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J., 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics* 13/1, 46-61.
- Andrade A., 1983. Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques. Thèse Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 137 p.
- Bard J., 1971. Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques». *Bol. Geol. Min.* 82/3-4, 324-345.
- Bard J., 1977. Signification tectonique des metatholeites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France (Paris)* 7e Ser. 19/2, 375-383.
- Brun J., Burg J., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet Sci. Lett.* 61, 319-332.
- Carvalhosa, A., 1983, Esquema geológico do Maciço de Évora, *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, Tomo 69/2, 201-208.
- Carvalhosa, A., 1999, *Carta Geológica de Portugal, Noticia Explicativa da Folha 36-C (Arraiolos)*, Instituto Geológico e Mineiro, escala 1:50 000.
- Carvalhosa, A., Galopim de Carvalho, A. M., Matos Alves, C. A., Pina, H. L., 1969, *Carta Geológica de Portugal, Noticia Explicativa da Folha 40-A (Évora)*, *Serviços Geológicos de Portugal*, escala 1:50000.
- Carvalhosa, A., Zbyszewski, G. 1994, *Carta Geológica de Portugal, Noticia Explicativa da Folha 35-D (Montemor-o-Novo)*, Instituto Geológico e Mineiro, escala 1:50 000.
- Delgado, J., 1908. *Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléotologique. Mémoires Commission Service Geologique du Portugal* 4, 245 p.
- Fonseca, p., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A., Leal, N., 1999. Variscan Ophiolites and High-Pressure Metamorphism in Southern Ibéria, *Ophioliti* 24/2, 259-268.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekkt Forsch* 6, 78-92.
- Mata, J., Munhá, J., 1986. Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Cordoba Shear Zone). *Maleo, Bol. Informativo da Soc. Geol. Portugal* 2/13, 28.

- Mata, J., Munhá, J. 1990. Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Com. Serv. Geol. Portugal* 76, 61-89.
- Matte Ph., 1986. Tectonics and plate tectonics models for the Variscan Belt in Europe. *Tectonophysics* 126, 329-374.
- Munhá J., Oliveira J. T., Ribeiro A., Oliveira V., Quesada C., Kerrich R., 1986. Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance, *Maleo* 2/13, 31.
- Oliveira, J. T., 1992, coord., *Carta Geológica de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro, folha Sul, escala 1:500 000.*
- Oliveira, J., Oliveira, V., Piçarra, J., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeoloxico de Laxe* 16, 221-250.
- Ordóñez Casado, B. 1998. Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena Zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone. PhD Thesis, Univ. Zurich, 235 p.
- Pedro, J., Araújo, A., Fonseca, P., Munhá, J., 1998. Litogeoquímica da sequência ofiolítica no sector de Oriola (Zona de Ossa Morena) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca. *Actas V. Cong. Nac. Geol. Comunic. Instituto Geológico e Mineiro de Portugal* 84/1, 138-141.
- Pereira, M. F., Silva J. B., 2002, The geometry and kinematics of enclaves in sheared migmatites from the Evora Massif, Ossa-Morena Zone (Portugal), *Geogaceta*, 31, 199-202.
- Pereira, M. F., Silva, J. B., Chichorro, M., 2003, Internal Structure of the Évora High-grade Terrains and the Montemor-o-Novo Shear Zone (Ossa-Morena Zone, Portugal), *Geogaceta*, 33, 79-82.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Santos, J. F., Moita, P., Silva, J. B., 2004, Geochemistry of lower Paleozoic anorogenic basic rocks from the Évora Massif (Western Ossa-Morena Zone, Portugal), *Geogaceta*, 35, 87-91.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Williams, I. S., Silva, J. B., 2008. Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleo- geographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton, In: J.
- Pereira, M. F., Chichorro, M., Williams, I. S., Silva, J. B., Fernandez, C., Diaz-Azpiroz, M., Apraiz, A., Castro, A. 2009. Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Rio metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. In: B. Murphy (Ed.), *Ancient and modern analogues. Geological Society of London Special Publication*, 327, 215-237.
- Piçarra d'Almeida, J., 2000. *Estudo Estratigráfico do Sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal, Vol. I - Litoestratigrafia do Intervalo Câmbrico médio?-Devónico inferior. Tese de doutoramento apresentada à Universidade de Évora, 95 p.*
- Quesada, C., 1992. Evolución Tectónica del Maciço Ibérico. In Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América. Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura*, p. 173-190.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R., Gil Ibarra, I., Oliveira, J., Perez-Estaun, A., Ribeiro, A., Robardet, M., Silva, J., 1991. Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In Dallmeyer R. D. & Lecorche, J. P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations. Springer Verlag*, 267-294.
- Ribeiro, A., Antunes, M., Ferreira, M., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewsky, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J. 1979. *Introduction à la Geologie Générale du Portugal. Ser. Geol. Portugal*, 114 p.

- Ribeiro A., Iglesias M., Ribeiro M. L., Pereira E., 1983. *Modèle Géodynamique des Hercinides Ibériques*. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 69/2, 291-293.
- Ribeiro, A., Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Fonseca, P., 1988a. *Terrane correlation between the Iberian and Midle European segments of the Variscan Fold Belt*. Abstracts. *Terranes in the Variscan Belt of France and Western Europe*. Montpellier.
- Ribeiro, A., Silva, J., Dias, R., Araújo, A., Marques, F., Merino, H., Fonseca, P., 1988b. *Geodynamics and deep structure of the Variscan Fold Belt in Ibéria*. Fifth EGT workshop: *The Iberian Península*, Estoril, 11-12 November 1988. *European Science Foundation*, 57-64.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Silva, J. B., Dias, R., Araújo, A., Marques, F., Merino, H., Fonseca, P., 1990a. "Caledonian" events in the Iberian Variscan Fold Belt: Geodynamic significance and implications for European Variscides. *International Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe*. Gottingen-Giessen. Abstracts. *International Geological Correlation Program* 233.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D., 1990b. *Geodynamic Evolution of the Iberian Massif*. In Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Ibéria*, Springer-Verlag, 398-409.
- Ribeiro, M., Mata, J., Munhá, J. 1992. *Magmatismo do Paleozóico Inferior em Portugal*. In Gutierrez-Marco, J. C., Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Coord. M. J. Liso Rubio, Universidad de Extremadura, 377-395.
- Ribeiro, M., Munhá, J., Mata, J., e Palácios, T., 1997. *Vulcanismo da Zona de Ossa Morena e seu enquadramento Geodinâmico*. In Araújo, A. E Pereira, M. (Eds.). *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico)*. *Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Univ. Évora, 37-56.
- 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*, Doi.10.1029/2006TC002058.
- Ries A., Shackleton R., 1976. *Patterns of strain variation in arcuate fold belts*. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 283, 281-288.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J., 2004. *The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain)*. *Journal of Iberian Geology* 30, 73-92.
- Simancas, J., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., González Loudeiro, F., 2001. *The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact*. *Tectonophysics*, 332, 293-308.
- Simancas, J., Carbonell, R., González Loudeiro, F., Perez Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I., 2003. *Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Ibéria: SW Ibéria deep seismic reflection profile (IBERSEIS)*. *Tectonics*, 22/6, 1062, 1-19.

Dia 2: 13 de Junho de 2021

### O sector metalogénico de Montemor-o-Novo - Ficalho

Nota: As figuras e algumas das considerações apresentadas relativas às mineralizações de ferro e ouro do sector de Montemor-o-Novo / Escoural são parte integrante de trabalhos de Maia et al. In prep e que serão resultado do seu projeto de doutoramento, por este motivo não se encontram ainda publicados.

A faixa metalogénica de Montemor-o-Novo – Ficalho (Figura 1; Mateus et al., 2003; 2013; Tornos et al., 2004) é parte constituinte do sector litoestratigráfico (Oliveira et al., 1991) de Montemor-Ficalho, delimitado a Norte pelo sector de Estremoz-Barrancos e, a Sul, pelo Complexo Ígneo de Beja. Esta faixa apresenta uma evolução geodinâmica complexa, evidenciada pelo seu enquadramento estrutural, geológico e metalogénico. Os recursos e paragéneses minerais desta faixa são diversos (Fe, Cu, Pb, Zn e Au), e por isto vários modelos metalogénicos são invocados para explicar a génese dos diferentes depósitos minerais, tais como: depósitos de ferro SEDEX-VMS (Antigas minas de ferro de Montemor-o-Novo; Salgueiro, 2011); “Mississippi Valley Type” (depósitos Pb-Zn de Preguiça e Vila Ruiva; Barroso, 2003; Martins, 2003), depósitos do tipo *Skarn* ferrífero (Orada, Azenhas e Alvito; Carvalho et al. 1971, Oliveira et al. 1986 ; Matos et al. 1998, Caldeira et al. 2007; Salgueiro et al. 2010a, 2010b; Mateus et al. 2005; 2013)

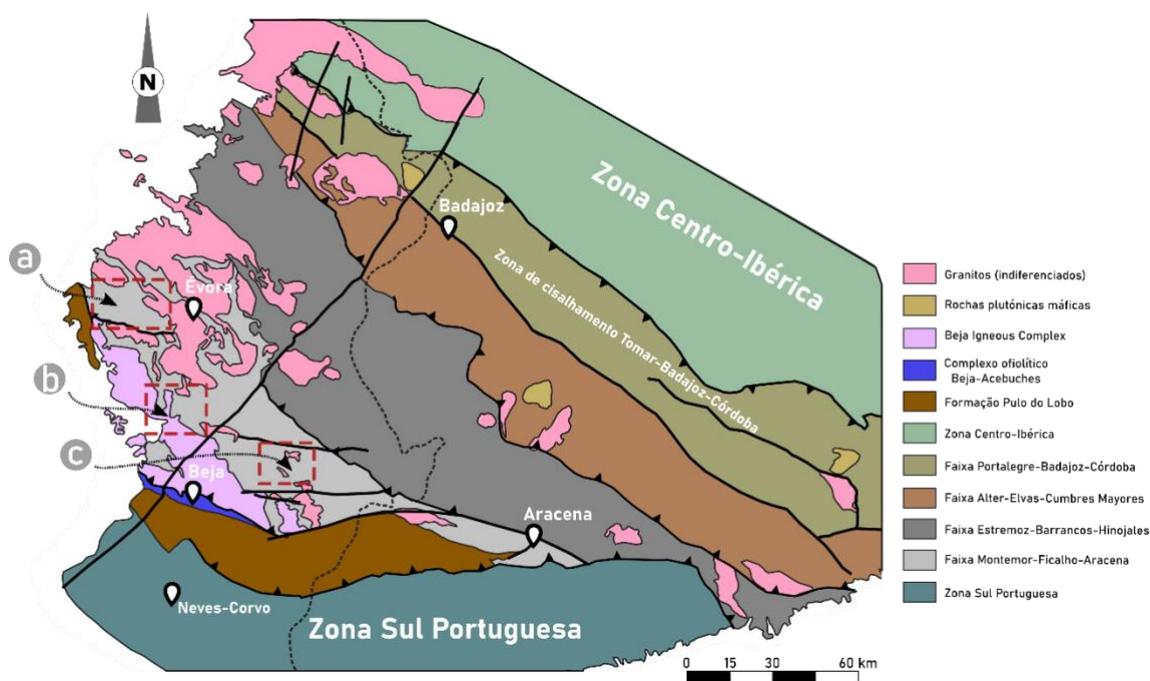


Fig. 1 - Representação das Faixas metalogénicas do SW Ibérico (Maia et al., in prep. adaptado de Quesada, 2006; Jesus et al., 2016; 2020)

### Zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo

A área de Montemor-o-Novo, tal como temos visto durante estas atividades de campo, é caracterizada por uma complexa evolução geológica que permite decifrar a evolução geodinâmica do bordo SW da Ibéria.

Para além dos Terrenos de Alto-Grau Metamórfico, visitados durante o primeiro dia, esta área é caracterizada por uma expressiva zona de cisalhamento que se estende por cerca de 30km. O metamorfismo na fácies dos xistos-verdes /anfibólicos é predominante na região e afeta três formações geológicas, hospedeiras do potencial metalogénico reconhecido no sector (Figura 2).

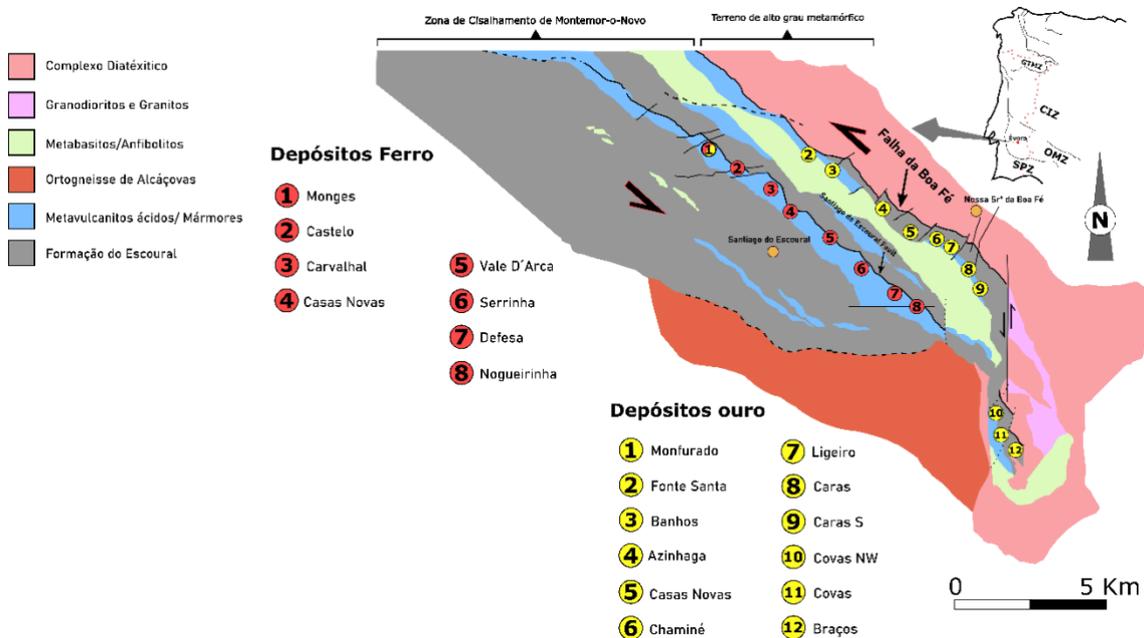


Figura 2: Localização da Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo no contexto do terreno Ibérico (Ribeiro et al., 2007). No mapa geológico simplificado (Maia et al., *in prep.* adaptado de Chichorro 2006) encontram-se representadas as localizações das antigas minas de Ferro de Montemor-o-Novo (Andrade et al., 1949) assim como as 12 áreas alvo de trabalhos de prospeção ao longo das últimas décadas.

Estas três unidades são, da base para o topo (Figura 3):

1. Formação do Escoural (Neoproterozoico): formação metassedimentar, correspondente à Série Negra, composta por xistos biotíticos e paragneisses quartzo-feldspáticos que resultam do desmantelamento de um arco magmático Cadomiano. Apresenta idades compreendidas entre os 560 e os 550 Ma (Chichorro, 2006).
2. Formação de Monfurado (Câmbrico Inferior): esta formação individualiza-se em duas unidades (Chichorro, 2006) - Unidade Inferior caracterizada por rochas metavulcânicas ácidas instaladas em carbonatos calcícticos-dolomíticos durante eventos associados a vulcanismo de rift (extensional). Esta unidade apresenta-se afetada por processos de deformação e metamórficos promovidos pela orogenia Varisca. A unidade Superior corresponde à transição para um vulcanismo intermédio a básico em que se individualizam metabasitos, anfibolitos e xistos anfibólicos.
3. Formação Carvalho (Câmbrico Médio a Superior): Maioritariamente composta por rochas metavulcânicas básicas afetadas por metamorfismo na fácies dos xistos-verdes e anfibolítico intensamente afetadas pela deformação gerada pela atividade da Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo. Esta formação encontra-se dividida em duas unidades, uma inferior onde dominam anfibolitos, com afinidades E-MORB, com intercalações de rochas calcosilicatadas (Carvalhosa, 1983; Carvalhosa and Zbyszweski, 1994). A unidade superior é composta por filitos e metabasitos com assinaturas N-MORB.

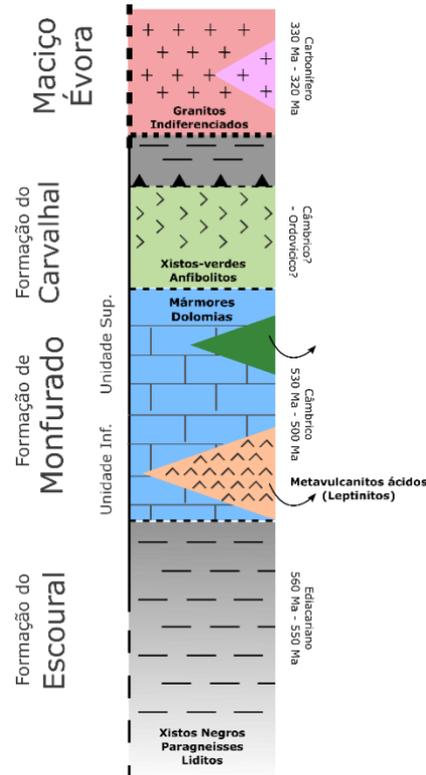


Fig. 3 - Coluna estratigráfica das principais unidades afetadas pela Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (em Maia et al., in prep. adaptado de Carvalhosa & Zbyszewski 1994; Chichorro 2006).

A área atribuída à Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo regista passos importantes do ciclo de Wilson, nomeadamente a abertura e fecho de um oceano (Rheic) e consequente colisão continental, que no caso regista o evoluir da Orogenia Varisca. As litologias que caracterizam os terrenos deste sector registam essa mesma evolução, onde encontramos evidências de vulcanismo associado a estádios distensivos (*rift*) materializados pelas rochas metavulcânicas ácidas (localmente chamadas de Leptinitos; Figura 4a e b) encontradas na Unidade Inferior da Formação de Monfurado (Figura 3). Estas rochas vulcânicas de idade  $522.3 \pm 5$  Ma (Chichorro et al., 2008) instalaram-se no seio de unidades carbonatadas e detríticas de Idade Câmbrio Inferior-Médio, e quimicamente são considerados como riódacitos-riólitos (Chichorro et al., 2008; Sánchez Garcia et al., 2008; 2010; 2014; 2019; Maia et al. *In prep.*). A matriz destas rochas é maioritariamente composta por quartzo e feldspato, cuja deformação é observada variavelmente através de um bandado mineralógico composto por biotite  $\pm$  hornblenda.

A transição para um vulcanismo básico é observada a topo da Formação de Monfurado, onde encontramos a Formação do Carvalhal. Esta formação é composta essencialmente por rochas vulcânicas básicas/máficas, afetadas por condições de metamorfismo na fácies dos xistos-verdes e anfibolítica, onde podemos individualizar anfibolitos e metabasitos que em alguns locais demonstram dobramento intenso gerado pelo corredor de cisalhamento (Figura 4c e d).

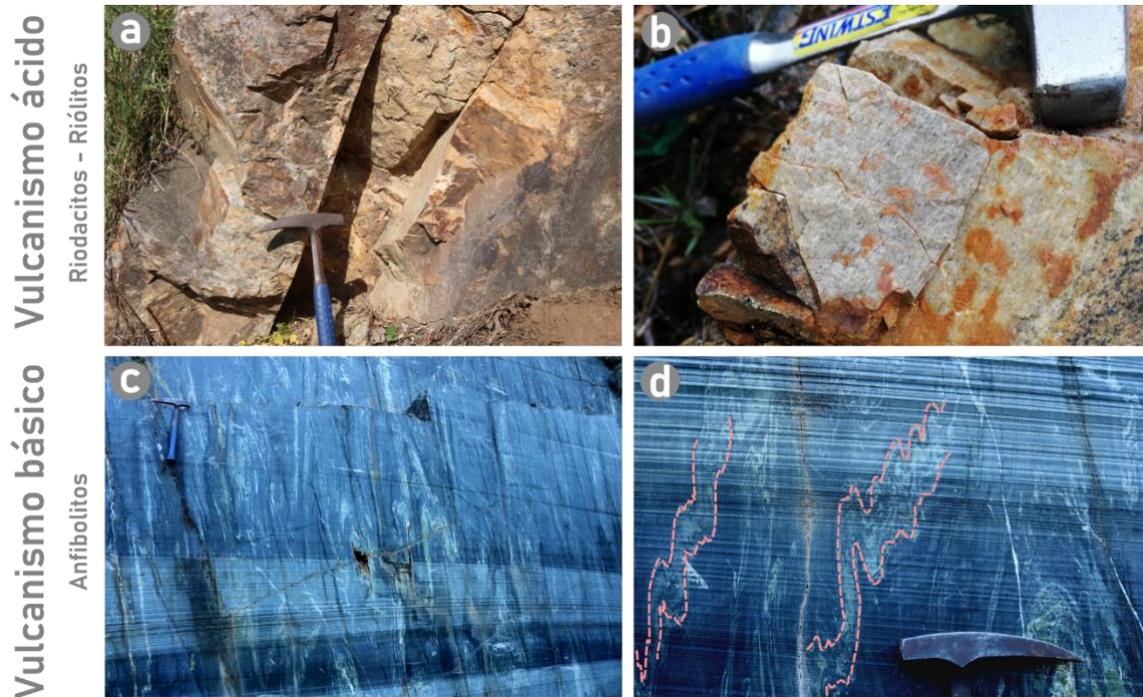


Fig. 4- Na estampa representam-se as litologias que revelam evidências para a ocorrência de vulcanismo ácido durante o estágio de rift (a e b - “leptinites”, ortognaisses com assinatura riodacítica/riolítica), e vulcanismo básico (E-MORB/N-MORB) posteriormente condicionadas por metamorfismo na fácies dos xistos-verdes e anfibolítica (c e d - anfibolitos da Serra do Conde).

## As antigas minas de ferro de Montemor-o-Novo

As antigas minas de ferro de Montemor localizam-se na Serra de Monfurado próximo da vila de Santiago do Escoural, concelho de Montemor-o-Novo. Este antigo complexo mineiro insere-se no que foi denominado por Goínhas (1971) como faixa Magnético-Zincífera da ZOM inclusa no sector tectono-estratigráfico Montemor-Ficalho (Oliveira et al., 1991).

A região apresenta uma forte influência cultural e histórica assente nas antigas explorações de ferro que possivelmente remontam à época Romana. Tal influência é observada na toponímia da região, nomeadamente pelo nome da Serra que marca a geomorfologia da região. É aceite que o nome Monfurado deverá dever-se às inúmeras cavidades resultantes da exploração mineira superficial levados a cabo durante a época romana, que resultaram numa paisagem que levou à atribuição do nome Monte Furado, que posteriormente terá evoluído por aglutinação para Monfurado. A atividade mineira romana focou-se na exploração do que é denominado por chapéu de ferro, resultante da alteração superficial dos corpos mineralizados (magnetite hospedada em unidades carbonatadas da Formação de Monfurado).

Para além desta explicação, o nome Monte Furado poderá dever a sua origem às cavidades naturais resultantes da erosão dos mármore (Formação de Monfurado) através de processos de dissolução de carbonatos, resultando na formação de ambientes cárscicos. Este tipo de estruturas pode ser visitado na região nas grutas do Escoural, onde é também possível observar o único registo de ocupação Paleolítica inferior na Península Ibérica.

Um outro caso desta influência é o nome da vila de Santiago do Escoural, que se acredita poder dever-se às abundantes escórias resultantes da fundição do minério de ferro para o seu aproveitamento. Acreditando nesta possível explicação o nome Escoural poderá ter a sua origem em Escória, evoluindo no tempo para Santiago do Escorial e posteriormente o nome atual, Santiago do Escoural.

As antigas minas de ferro de Montemor-o-Novo desempenharam um papel económico fundamental entre os anos de 1865 e 1929 com uma produção de cerca de 345.000 toneladas de minério de ferro, tendo tido o mercado britânico como principal cliente. Este complexo mineiro era composto, no total, por 10 concessões mineiras distintas, eram elas as minas da Nogueirinha, Defesa, Vale da Arca, Casas Novas, Carvalhal, Castelo, Monges nº1 e nº2, e ainda Ferrarias (Figura 5), que formam um alinhamento NW-SE concordante com as estruturas geológicas regionais e acompanhando os mármore hospedeiros da Formação de Monfurado.

A exploração foi principalmente executada por trabalhos a céu aberto, tendo, no entanto, existido, pontualmente, trabalhos mineiros levados a cabo em galerias e poços. Este é o caso das Minas da Nogueirinha e Monges, as mais importantes explorações deste “distrito” mineiro (Andrade et al., 1949).

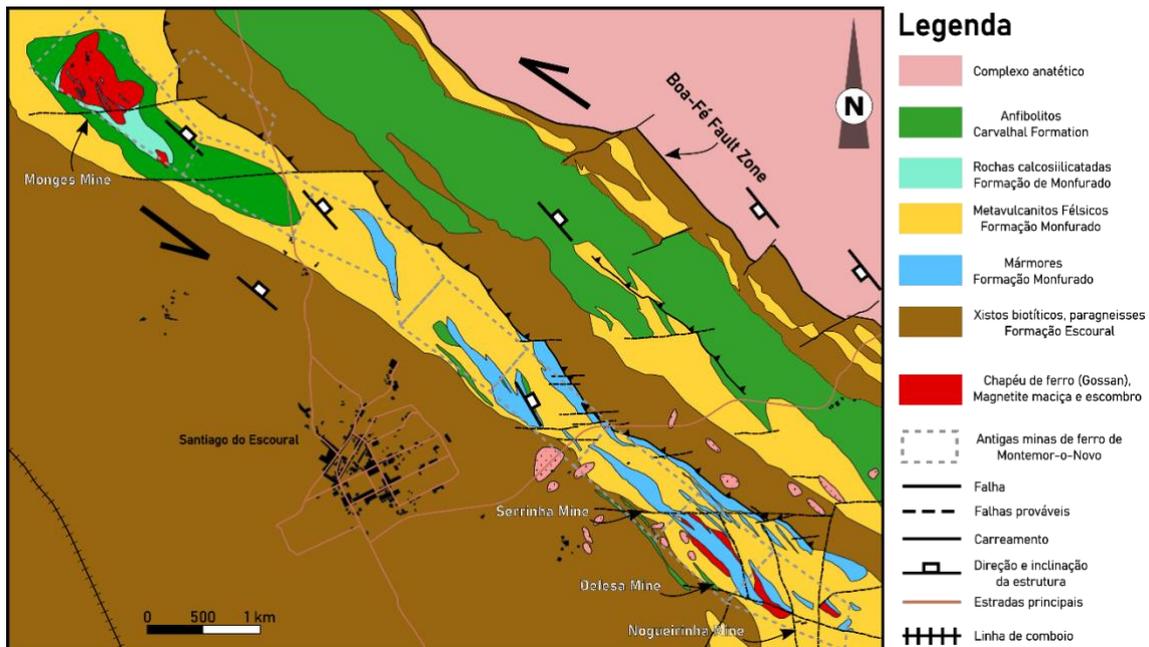


Fig. 5 - Mapa geológico da região de Santiago do Escoural (Maia et al. *In prep.*) com a delimitação das áreas concedidas para exploração de ferro, correspondentes às antigas minas de ferro de Montemor-o-Novo (Andrade et al., 1949). A construção deste mapa geológico resulta da reinterpretação e adaptação com base em sete cartas geológicas e mineiras (nº0/-126; nº0/-124; nº-2/-122; nº-2/-124; nº-4/-122; nº-6/-120; nº-6/-122) à escala 1:5 000 produzidas pelo Serviço de Fomento Mineiro entre os anos de 1960 e 1977, bem como de trabalhos de cartografia posteriores (Brandão et al., 1988; Chichorro 2006).

As mineralizações das antigas minas de ferro de Montemor têm como encaixante a Formação de Monfurado (Carvalhosa e Zbyszewski, 1992) com rochas anfibolíticas, mármore por vezes dolomíticos, metavulcanitos ácidos e *skarns*. As paragéneses principais da mineralização destes jazigos são magnetite  $\pm$  pirite  $\pm$  pirrotite  $\pm$  calcopirite (Salgueiro *et al.*, 2012; Mateus *et al.*, 2013). As interpretações metalogénicas sofreram diversas alterações quanto à interpretação da génese destas mineralizações, no entanto estas ocorrem encaixadas em calcários sob a forma de magnetite maciça e em bandas mais ou menos estratiformes em rochas vulcânicas básicas. No flanco NE do que se considera ser um anticlinal com vergência para SW, encontram-se rochas vulcânicas ácidas e no flanco SW a série negra, representada por xistos biotíticos, o núcleo deste antiforma é representado pela Formação de Monfurado ao qual estão associadas as mineralizações.

O aumento do interesse pela área surgiu aquando da descoberta de anomalias significativas em ouro o que levou a um investimento no estudo da área já por parte do Serviço de Fomento Mineiro por forma a avaliar o potencial da área para outros elementos que não o ferro.

## O potencial metalífero da região: O ouro do Escoural

O sector aurífero do Escoural revela-se estruturalmente controlado pela Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo, albergando 12 projetos de prospeção (Fig.2) hospedados nesta possante faixa.

A área referente à Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo foi alvo de diversos projetos de prospeção ao longo dos últimos anos, tendo sido, e continuando, a ser um tema aliciante quer para o meio empresarial quer académico (Ribeiro, 1993; Inverno, 2001; Lopes et al., 2014; Lopes, 2015). Os recursos calculados alcançam as 4.45 milhões de toneladas de minério que apresenta um teor médio de ouro de 2.81 g/ton, o que resulta numa estimativa de cerca de 12.5 toneladas de Au (440 000 onças) (Faria, 1997; Mateus et al., 2013; Lopes, 2015 e referências aí encontradas), dos quais 45% são recursos minerais inferidos, 46% indicados e 9% medidos.

As mineralizações de ouro de Montemor, embora relacionadas espacialmente com as mineralizações de ferro apresentam géneses distintas (Mateus *et al.*, 2013). Estas mineralizações ocorrem maioritariamente sob a forma de filões de quartzo-arsenopirite que cortam rochas da Formação do Escoural e Monfurado. O ouro é comumente encontrado sob a forma de partículas inclusas em cristais de arsenopirite, löellingite e pirite (Figura 6; Ribeiro et al., 1993; São Pedro *in prep.*).

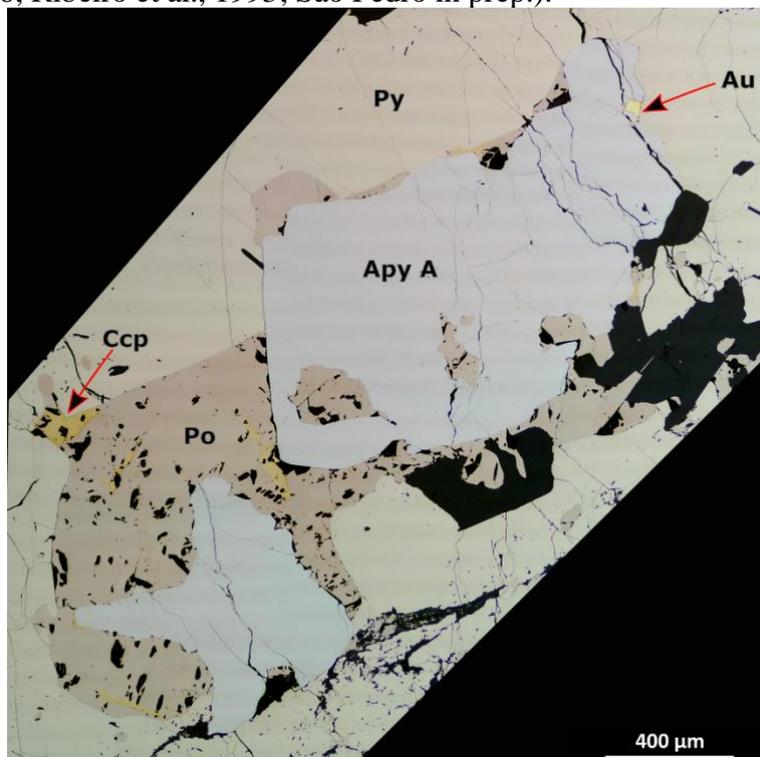


Fig. 6 - Exemplo das texturas e paragéneses mineral associada à mineralização de ouro da área de prospeção de Monfurado (Maia et al., *in prep.*). A imagem resulta da montagem de 6 fotografias obtidas em microscopia de reflexão (objetiva de 2x).

### Paragem 1: Estrada Évora-Escoural

**Coordenadas:** 38.543671°N; -8.143284° W

**Contexto:** Vale da Arca – uma exploração abortada

A área de Vale da Arca foi alvo de escassos trabalhos mineiros que tinham por objetivo a exploração de minério magnetítico para beneficiação do ferro. O tamanho dos trabalhos observados na área não são concomitantes com os registos históricos (Andrade et al. 1949), tal deve-se ao facto da área ter sido alvo de exploração para a obtenção de brita para construção, extraindo os mármore da Formação de Monfurado. Esta área, muito embora não resultante na totalidade da exploração mineira, é um exemplo de geodiversidade da região apresentando um valor educacional e científico que permite mostrar alguma da estrutura interna da Formação de Monfurado.

A exploração de recursos na área de Vale da Arca, e no restante sector, pôs a descoberto afloramentos que de outra forma nunca poderiam ser vistos. Este é um exemplo claro de que a exploração de recursos minerais pode, e deve, estar aliada à geoconservação, divulgação científica e promoção da literacia geológica.

Nesta paragem será possível observar a Unidade Superior da Formação de Monfurado, representada por uma transição abrupta entre mármore olivínicos intensamente alterados, mármore calcíticos puros e mármore dolomíticos. Tal como é característico desta unidade, é possível observar intercalações (intrusivas) de rochas básicas, características do topo da sequência da formação de Monfurado.

As rochas básicas observadas precedem um período de vulcanismo básico observado na unidade a topo, a Formação do Carvalhal, caracterizada pela presença de anfíbolitos.



Fig. 7 - Modelo digital de terreno com sobreposição do ortofotomapa da área de Vale da Arca , resultado do levantamento aéreo com recurso a drone e posterior construção do modelo com recurso ao software QGIS e plugin QGIS2threeJS (Maia et al., *in prep.*). Os pontos marcados correspondem a algumas das estruturas possíveis de observar na área da base para o topo: 1- Mármore olivínicos com texturas de alteração calcossilicatada e mineralização (magnetite+pirite) disseminada; 2- Boudains e estruturas em “tablete de chocolate” de bancadas siliciosas no seio dos mármore. 3- Bancada de pirite ± magnetite concordante com as bancadas de mármore adjacentes. 4- Mármore cristalinos de grão grosseiro. 5- Rochas básicas dominadas por anfíbola, feldspato e epidoto no seio de mármore dolomíticos.

O contacto entre os mármore puros (Figura 8a) e mármore intensamente alterados com magnetite disseminada é feito por acidente tectónico (carreamento; Figura 9) do qual resultam estruturas *boudinadas* dos corpos siliciosos e anfibolíticos intrusivos (Figura 8b). Tais estruturas devem-se à diferença de competência dos materiais constituintes destas litologias (mármore mais dúcteis) e que resulta na preservação de texturas representativas da cinemática.

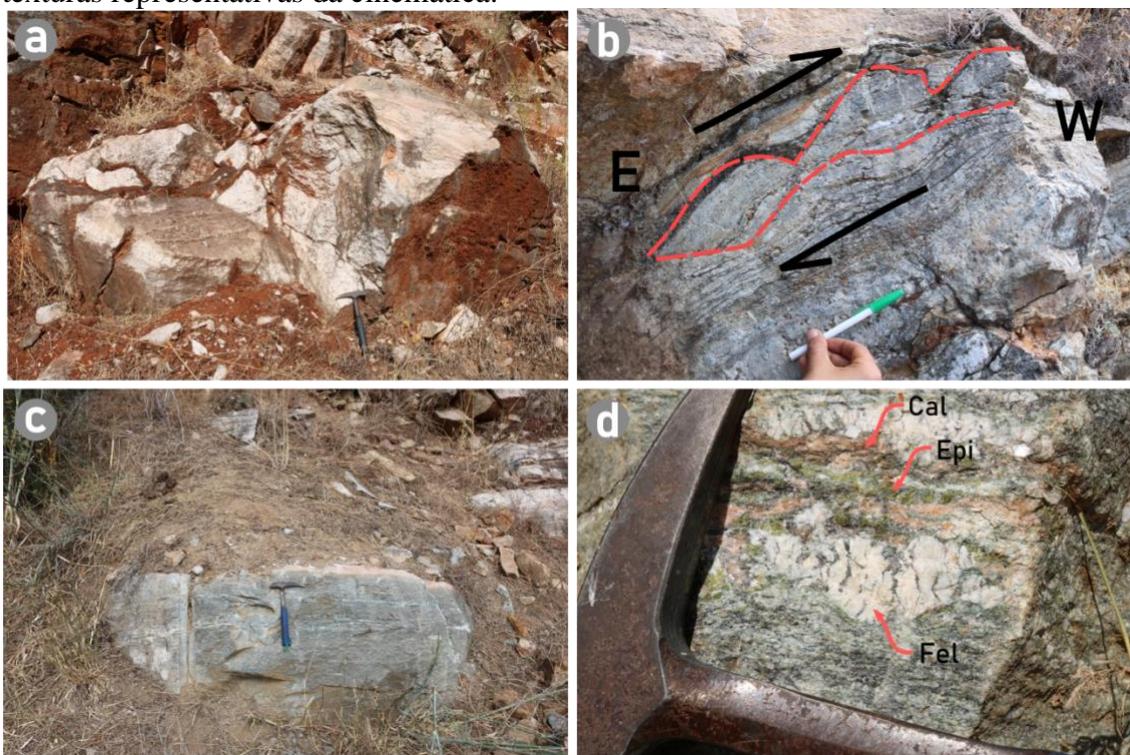


Fig. 8 - Representação de alguns dos litótipos da Formação de Monfurado observados na área de Vale da Arca. a. Mármore cristalinos de grão grosseiro. b. Boudains de uma bancada siliciosa que registam o movimento E-W dos acidentes tectónicos. c. Bancada básica correspondente às intercalações características da Unidade superior da Formação de Monfurado. d. Pormenor do litótipo mostrado em c., onde se identificam à escala mesoscópica cristais estirados de feldspato sódico, epidoto, calcite e anfíbola.

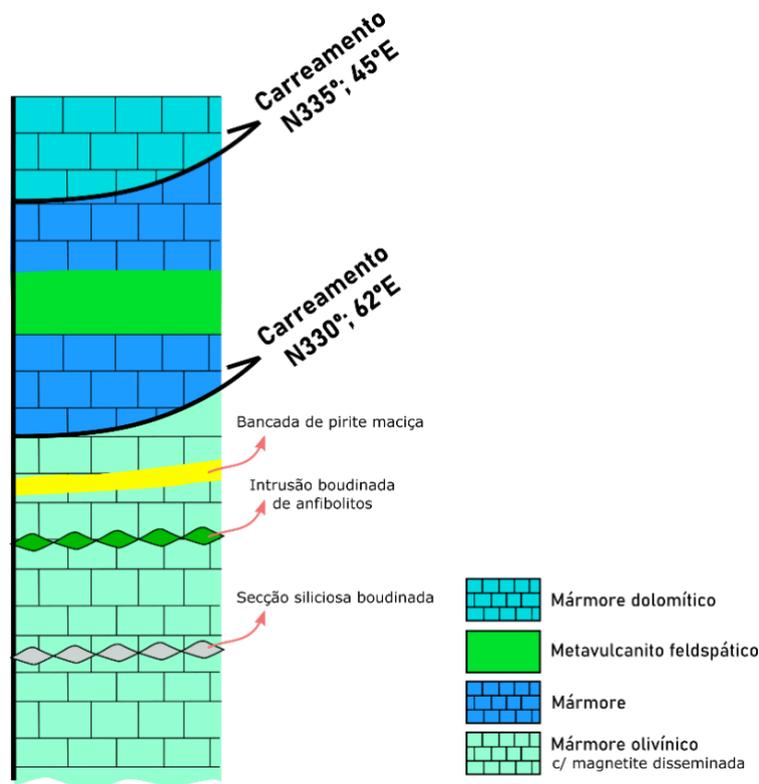
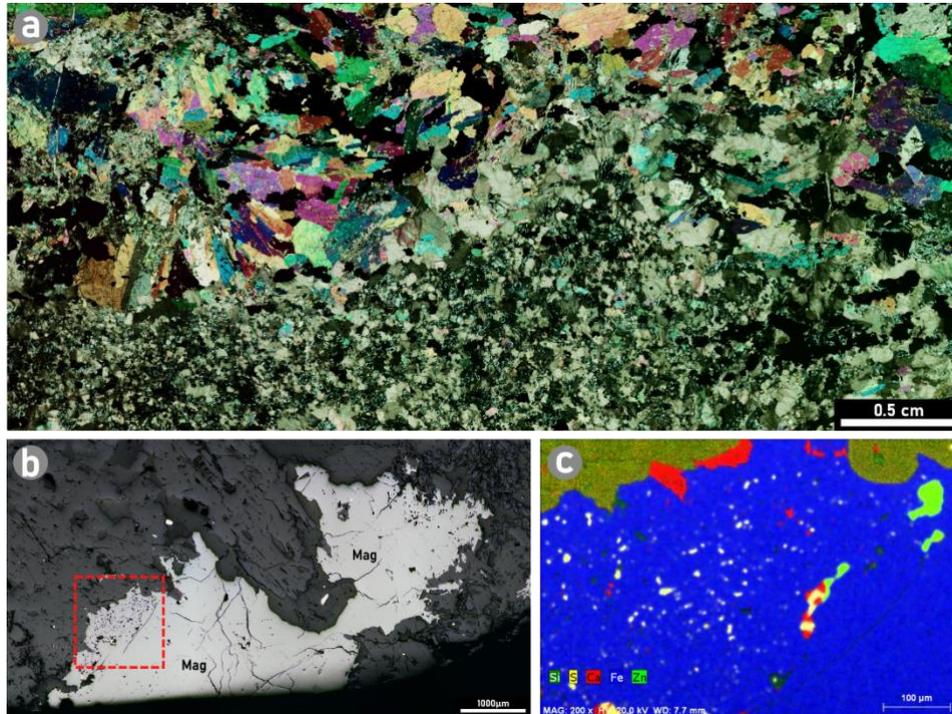


Fig. 9 - Coluna estratigráfica da área de Vale da Arca (Maia et al., in prep.) com a individualização dos litótipos observados na área.

Como anteriormente descrito, a área foi alvo de escassos trabalhos mineiros o que poderá dever-se aos baixos teores e ocorrência descontínua e disseminada das mineralizações de ferro. Não obstante o valor económico das mineralizações de ferro da região sejam sub-económicas estão a ser desenvolvidos trabalhos (Maia et al., in prep.) que visam a análise geoquímica e isotópica dos minérios de ferro (em particular a magnetite) por forma a avaliar a sua composição em elementos traço e estabelecer guias de prospeção para outros elementos.

Na área de Vale da Arca a análise por microscopia de reflexão e microscopia eletrônica de varrimento aliada à análise por raios-X (SEM-EDS) permitiu a identificação da ocorrência de esfalerite (Sulfureto de Zinco – ZnS; Figura 10b e c) associada a um estágio tardio da deposição de magnetite, hospedada em domínios calcosilicatados (Figura 10a) resultantes da alteração de um mármore com matriz composta por calcite e olivina.



**Fig. 10** - Estampa representativa das texturas e paragénese mineral observadas nos domínios calcosilicatados da área de Vale da Arca (Maia et al., *in prep.*). **a.** Mármore olivínico de matriz de grão fino composta por calcite e olivina, onde se observa alteração pervasiva de olivina para serpentina. Opacos disseminados por toda a matriz, junto aos quais se desenvolvem cristais euédricos (textura porfiroblástica) de clinopiroxena, possivelmente resultante dos processos metamórficos regionais. **b.** Imagem resultante da composição de 8 fotografias obtidas em microscopia ótica de reflexão (objetiva 2x). **c.** Mapa de raio-x mostrando a dispersão de elementos como o Si, S, Ca, Fe e Zn na área representada na figura b. com um retângulo vermelho e linha tracejada. As cores apresentadas são falsas e servem apenas para a percepção da distribuição dos elementos.

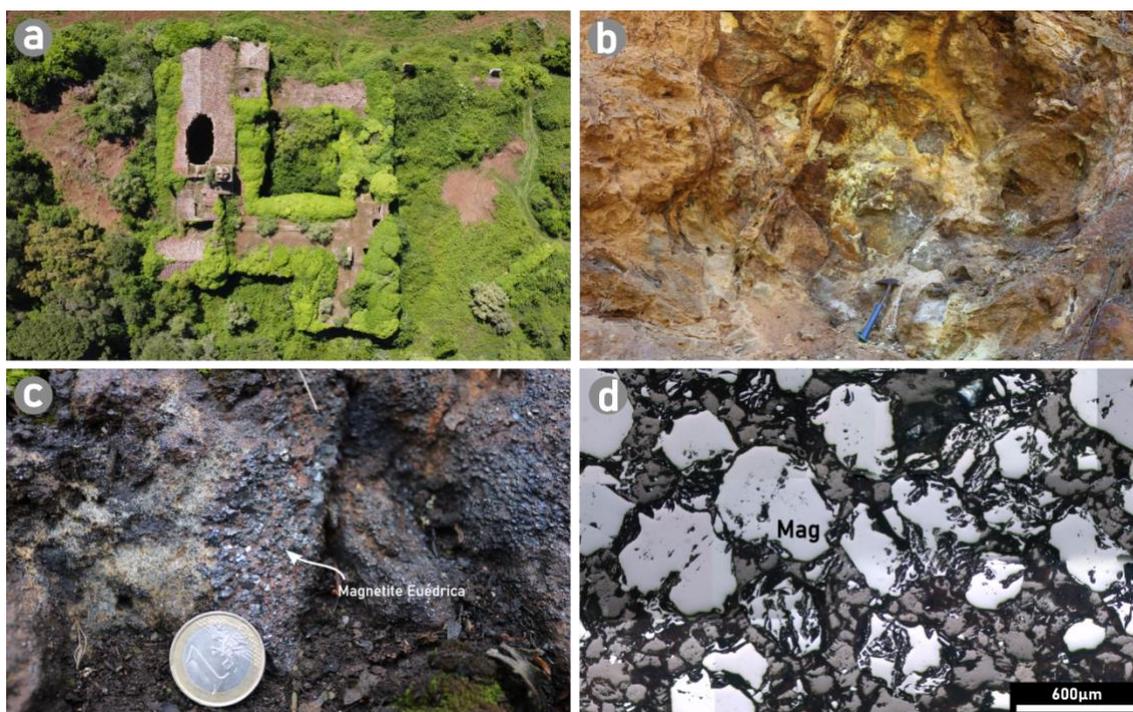
## Paragem 2: Estrada Escoural-Montemor-o-Novo

**Coordenadas:** 38.576590°N; -8.193724°W

**Contexto:** Mina dos Monges – O exemplo do abandono e do potencial

Nesta paragem teremos o privilégio de observar a pegada histórica e paisagística deixada pela maior mina do setor referente às antigas minas de ferro de Montemor-o-Novo. Esta exploração a céu-aberto marcou um período de rápido avanço social na região, entre finais do século XIX e início do século XX, particularmente fomentado pelo interesse de empresas inglesas nos minérios ferríferos existentes. À exploração da mina dos Monges são atribuídos cerca de 60% do total da produção deste conjunto de minas, tendo a mesma fomentado a construção de um caminho de ferro (atualmente desmantelado) para ligação à linha de caminhos de ferro de Casa Branca, permitindo assim o escoamento do minério.

A mina dos Monges deve o seu nome à existência de um convento de construção datada de 1738 que servia os Ermitas Descalços de S. Paulo (abandonado em 1834 aquando da extinção das ordens religiosas). Depois de abandonado este convento sofreu obras de modificação que serviram para albergar muitos dos mineiros que trabalharam nesta concessão. Infelizmente este convento, de grandes dimensões, encontra-se em avançado estado de degradação (Figura 11a).



**Fig. 11** - Estampa de algum do património mineiro e da geodiversidade da área da Mina dos Monges. **a.** Convento dos Ermitas Descalços de S. Paulo, atualmente em ruínas (foto com recurso a drone). **b.** processos de alteração superficial de sulfuretos de ferro do qual resulta a produção de enxofre. Na imagem observa-se ainda a zona de Chapéu de Ferro. **c.** Cristais euédricos de magnetite. **d.** Imagem obtida através da composição de 12 fotografias obtidas em microscopia ótica de reflexão.

Como referido anteriormente, o início das explorações de ferro na região deverá estar associado à ocupação romana tendo sido descobertos escoriais resultantes dessas mesmas explorações. A descoberta destas mineralizações por parte dos romanos, como

muitas outras na Península Ibérica, deveu-se à presença de zonas superficiais de cor bastante escura e distinta do solo envolvente, denominadas por Chapéu de Ferro ou *Gossan*. Esta capa é o resultado dos processos de hidratação e oxidação superficial dos minérios existentes na região, especialmente dos óxidos de ferro (magnetite->limonite) e sulfuretos (pirite->hematite), e que ainda hoje é possível observar (Figura 11b). A mineralização de ferro primária é composta essencialmente por magnetite hospedada em mármore e rochas calcossilicatadas da Formação de Monfurado, sendo que na corta mineira é muito difícil identificar a matriz da mineralização uma vez que o minério se encontra sob a forma de magnetite maciça ( $\pm$  pirite), nos quais é possível de observar cristais euédricos de magnetite (Figura 11c) que ao microscópio apresentam uma textura que revela uma elevada porosidade, apresentando por vezes inclusões (Figura 11d).

### Paragem 3: Estrada Escoural-Alcáçovas

**Coordenadas:** 38.438740°N; -8.158871°W

**Contexto:** Garimpo na ribeira de Alcáçovas

Nesta paragem vai ser dinamizada uma atividade de concentração de minerais pesados simulando uma exploração de garimpo de ouro. Os princípios do método de exploração serão explicados e os participantes terão a oportunidade de treinar as suas habilidades na apanha de ouro e na identificação de minerais pesados com o auxílio de uma lupa binocular.

#### **Material complementar**

Numa tentativa de dinamizar uma atividade experimental para realizar com alunos do 1º e 2º ciclo e no âmbito do projeto das “I Mini-Olimpíadas Experimentais da Ciência”, a Sociedade Geológica de Portugal produziu um tutorial que permite perceber como podemos replicar uma atividade de bateia em sala de aula. Nesse sentido foi criado um vídeo (Figura 12) que explica os processos por trás da bateia, com algumas curiosidades sobre a exploração de ouro em Portugal.



**Fig. 12** - Vídeo da atividade “Bateia na Sala” disponível no canal Youtube ZOM3D:  
<https://www.youtube.com/c/ZOM3D/videos>

A atividade intitula-se “**Bateia na Sala**” e vídeo encontra-se no canal Youtube do projeto ZOM3D no seguinte link:

[https://www.youtube.com/watch?v=YissJO4U61U&t=17s&ab\\_channel=ZOM3D](https://www.youtube.com/watch?v=YissJO4U61U&t=17s&ab_channel=ZOM3D)

Neste canal podem ainda encontrar várias séries dedicadas à divulgação das geociências, e em particular, aos recursos minerais do Alentejo. Convidamos-vos a utilizar estes vídeos na sala de aula, na certeza que estes vídeos irão ajudar a consciencializar, de uma forma dinâmica e atrativa, sobre o papel fulcral que esta ciência tem na sociedade.

#### **Bibliografia**

Andrade, A., Silva, J.M., Arruda, C.R, & Gameiro, J.C.S., 1949. Minas de Ferro de Montemor-o-Novo. Serviço de Fomento Mineiro, v. 15, p. 125.

- Silva, J.B., Araújo, A., Fonseca, P.E., 1988. *Novos elementos sobre a cartografia geológica de uma área a leste de Santiago do Escoural (Montemor-o-Novo)*. Trabalho da Cadeira de Campo III, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 1988, pp. 11.
- Barroso, M., Mateus, A., Figueiras, J., Martins, R., & Oliveira, V., 2003. *Mineralogy and geochemical characteristics of different superimposed mineralisations at the Enfermarias prospect (Moura, Portugal)*. VI Congresso Nacional de Geologia, Lisboa (Portugal), Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n.º esp. V, CD-ROM, F9-F12.
- Caldeira, R., Ribeiro, M.L., & Moreira, M.E., 2007. *Geoquímica das sequências máficas e félsicas entre Alvito, Torrão e Alcáçovas (SW da ZOM)*. Comunicações Geológicas, v.94, p. 5-28.
- Carvalho, D., 1971. *Observações sobre os jazigos de ferro da área Pedrógão-Orada*. I Congresso Hispano-Luso - Americano de Geologia Económica, Madrid - Lisboa, v.1, p. 519-537.
- Carvalhosa, A., 1983. *Esquema geológico do Maciço de Évora*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, v.69(2), p. 201-208.
- Carvalhosa, A., & Zbyszewski, G., 1994. *Carta Geológica de Portugal, Notícia Explicativa da Folha 35-D (Montemor-o-Novo)*, Instituto Geológico e Mineiro, 1:50 000.
- Chichorro, M., 2006. *A evolução tectónica da Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Sudoeste da Zona de Ossa-Morena - Área de Santiago do Escoural - Cabrela)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, p. 569.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Díaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernández, C., Pin, C., & Silva, J.B., 2008. *Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology*. Tectonophysics, v. 461, p. 91-113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.008>
- Faria, A.F., Chichorro, M., & Amaral, P.K., 1997. *Montemor Gold Project, Southern Portugal - Geological Evaluation Report*. Moriminas - Soc.Mineira de Montemor Lda., Montemor-o-Novo.
- Goinhas, J., 1971. *Estudo geológico-económico preliminar dos jazigos de Zn/Pb da região de Portel (B. Alentejo Portugal)* I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Madrid-Lisboa, sec. 4, t. II. pp. 621 -642. Inverno C., 1997. *A few gold prospects in Ossa-Morena Zone, Portugal*. In: *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Dep. Geociências da Univ. Évora, Évora, Portugal, 283-
- Inverno, C.M.C., 2001. *Comparison between orogenic (or mesothermal) gold deposits and intrusion-related gold deposits. Some extrapolation to Portugal*. Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, v.36, p.99-156.
- Jesus, A.P., Mateus, A., Munhá, J.M., Tassinari, C.C., dos Santos, T.M.B., & Benoit, M., 2016. *Evidence for underplating in the genesis of the Variscan synorogenic Beja Layered Gabbroic Sequence (Portugal) and related mesocratic rocks*. Tectonophysics, v.683, p.148-171. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.001>
- Jesus, A.P., Mateus, A., Benoit, M., Tassinari, C.C.G., & Bento dos Santos, T., 2020. *The timing of sulfide segregation in a Variscan synorogenic gabbroic layered intrusion (Beja, Portugal): Implications for Ni-Cu-PGE exploration in orogenic settings*. Ore Geology Reviews, v.126, 103767. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103767>
- Lopes, L.C.S., 2015. *Litogeoquímica na área de concessão da Boa-Fé (COLT Resources)*. Master Thesis, Univ. Aveiro and Univ. Porto, p.152.
- Lopes, L.C.S., Santos, J.F., Sousa, J.C., & Ribeiro, S., 2014. *New petrographic, geochemical and isotopic data on the Boa Fé gold prospect (Montemor-o-Novo, Ossa-Morena Zone)*. Comunicações Geológicas, v. 102, Especial I.

- Quesada, C., 2006. The Ossa-Morena Zone of the Iberian Massif: a tectonostratigraphic approach to its evolution. *Z Dtsch Ges Geowiss*, v.157, p.585-595
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, O., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., & Pedro, J.C., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonophysics*, v.26, TC6009. <https://doi.org/10.1029/2006TC002058>
- Martins, R., Mateus, A., Figueiras, J., Barroso, M., & Oliveira, V. 2003a. Post-metamorphic evolution of the Lower Cambrian section at Enfermarias (Moura, Portugal): its record and metallogenic implications. VI Congresso Nacional de Geologia, Lisboa (Portugal), Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n.º esp. V, CD-ROM, B60-B63.
- Mateus A., Matos J.X., Rosa C., & Oliveira V., 2003. Cu-ores in quartz-carbonate veins at Estremoz-Alandroal and Barrancos-Sto Aleixo regions (Ossa Morena Zone): a result of Late-Variscan hydrothermal activity. VI Congresso Nacional de Geologia, Lisboa (Portugal), Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n.º esp. V, CD-ROM, F90-F93.
- Mateus, A., Araújo, A., Gonçalves, M.A., and Matos, J., 2005. Variscan overthrusting, fluid flow and genesis of magnetite ore-bodies at the Azenhas area (Pedrógão, Ossa-Morena Zona, SE Portugal). *Boletim Geológico y Minero*, v.116(1), p. 3-22. ISSN 0366-0176.
- Mateus, A., Munhá, J., Inverno, C., Matos, J.X., Martins, L., Oliveira, D., Jesus, A., & Salgueiro, R., 2013. Mineralizações no sector português da Zona de Ossa-Morena. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* (p. 577-619, v.1). Lisboa: Escolar Editora.
- Matos, J., Araújo, A., & Mateus, A., 1998. Cartografia de detalhe e controle estrutural das mineralizações na região de Pedrógão-Orada. *Geólogos*, v.2, p. 101-104.
- Tornos F., Inverno C.M.C., Casquet C., Mateus A., Ortiz G., & Oliveira V., 2004. The Metallogenic evolution of the Ossa-Morena Zone. *J. Iber. Geol.*, v. 30, p. 143-181.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., & Piçarra, J.M., 1991. Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comum. Serv. Geol, Port.*, v.77, p. 3-26.
- Oliveira, V.M.J., 1986. Prospecção de minérios metálicos a Sul do Tejo. *Geociências - Aveiro*, v.1, p.15-22.
- Ribeiro, C., Mateus, A., & Barriga, F., 1993. Gold mineralization of the Escoural area (Montemor, Évora, Portugal): a progress report. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Penins.*, v.1, p.215-226.
- Salgueiro, R., 2011. Caracterização e génese das mineralizações de magnetite - sulfuretos em Monges (Santiago do Escoural, Montemor-o-Novo) e ensaio comparativo com as suas congéneres em Orada-Vale de Pães (Serpa-Vidigueira). PhD Thesis, Univ. Lisboa, 524 p., (in Portuguese with English abstract).
- Salgueiro, R., Mateus, A., & Inverno, C., 2010a. Caracterização e génese do skarn ferrífero de Orada (Zona de Ossa-Morena). *E-Terra*, v. 20(3).
- Salgueiro, R., Inverno, C., & Mateus, A., 2010b. Main characteristics and genesis of the Vale de Pães skarn (Cuba-Vidigueira, Ossa Morena Zone, Portugal). *Estudios Geológicos*, v.66(1), p. 65-74. doi:10.3989/egeol.40150.101
- Salgueiro, R., Inverno, C., and Mateus, A., 2012. Mineralizações de Magnetite e Sulfuretos de Monges (Santiago do Escoural, Montemor-o-Novo), Vale de Pães (Cuba-Vidigueira) e Orada (Pedrógão, Serpa): Síntese de ensaio comparativo. *Boletim de Minas*, 47 (1).
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Pereira, M.F., Chichorro, M., Quesada, C., Pin, C., and Silva, J.B. 2010. Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena zone, SW Iberia). *Gondwana Res* 17(2):392-407. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.10.005>.

- Sánchez-García, T., Pereira, M. F., Bellido, F., Chichorro, M., Silva, J. B., Valverde-Vaquero, P., Pin, C., and Solá, A.R. 2014. Early Cambrian granitoids of North Gondwana margin in the transition from a convergent setting to intra-continental rifting (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1203-1218. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0939-8>
- Sánchez-García, T., Chichorro, M., Solá, A.R., Álvaro, J.J., Díez-Montes, A., Bellido, F., Ribeiro, M.L., Quesada, C., Lopes, J.C., Dias da Silva, Í., González-Clavijo, E., Gómez Barreiro, J., and López-Carmona, A., 2019. The Cambrian-Early Ordovician Rift Stage in the Gondwanan Units of the Iberian Massif. In: Quesada, C. & Oliveira J.T. (Eds) *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Vol. 2: The Variscan Cycle. Springer Nature, Switzerland, p.27-74. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8>