

GÉNESE E CONSUMO DE RECURSOS GEOLÓGICOS

conversas em torno da sustentabilidade insustentável

30 de Junho & 1 de Julho

Guia de Campo

Recursos Geológicos no Sector de Estremoz- Barrancos

30 junho 2018

Centro Ciência Viva de Estremoz

Orientação:
Alexandre Araújo
Pedro Nogueira
Noel Moreira

Recursos Geológicos no Sector de Estremoz-Barrancos

GUIA DE CAMPO – 30 de Junho de 2018

Alexandre Araújo^{1,2}, Pedro Nogueira^{1,2}, Noel Moreira^{1,3}

¹ Instituto de Ciências da Terra, Pólo de Évora

² Departamento de Geociências da ECTUE

³ Laboratório de Investigação de Rochas Industriais e Ornamentais da Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora (LIRIO-ECTUE)

O SECTOR DE ESTREMOZ-BARRANCOS NO CONTEXTO DA ZONA DE OSSA-MORENA

O Maciço Ibérico tem-se revelado como um local privilegiado para o estudo da Cadeia Orogénica Varisca, uma vez que nele afloram de forma muito continua, materiais de idade compreendida desde o Proterozóico ao Paleozóico superior e que testemunham a evolução geodinâmica deste orógeno, contendo ainda um legado resultante de um ciclo de Wilson anterior. A evolução geodinâmica deste ciclo inicia-se com o episódio de *rifting* no Paleozóico inferior (Câmbrico), por estiramento da margem continental neoproterozóica e que culmina com a abertura do Oceano *Rheic* (em homenagem à deusa grega *Rhea*) e de bacias menores. Segue-se o episódio de subducção e colisão continental no Paleozóico superior que termina com a formação do supercontinente *Pangeia* (e.g. Moores & Twiss, 1996; Nance *et al.*, 2012).

O Maciço Ibérico é repartido em zonas paleogeográficas com características estratigráficas, metamórficas, magmáticas e estruturais distintas, separadas entre si por estruturas de primeira ordem à escala orogénica com interpretações geodinâmicas distintas. A Zona de Ossa-Morena (ZOM) é uma dessas zonas paleogeográficas. A estrutura da ZOM é dominada por dois corredores de maior deformação e metamorfismo, um ao longo do seu bordo NE, centrado da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova e outro a SW associado à zona de sutura entre o Terreno Autóctone Ibérico e o Terreno Sul Português (Fig. 1).

Contudo, a diversidade estratigráfica, mas também estrutural, desta zona paleogeográfica, levou a que diversos autores tenham seccionado esta zona. Oliveira *et al.* (1991) propôs assim o conceito de sector, que visa a melhor compreensão das várias secções da zona de Ossa-Morena, seccionando a mesma em cinco sectores, pontualmente com subsectores com características estratigráficas próprias.

O Sector de Estremoz-Barrancos situa-se na parte central da ZOM (Fig. 2). Tem deformação moderada e apresenta baixo grau metamórfico (geralmente zona da clorite), correspondendo à parte portuguesa do domínio de Barrancos-Hinojales de Apalategui *et al.* (1990). A natureza do seu limite NE com o Sector de Alter do Chão-Elvas não é consensual, correspondendo classicamente ao carreamento de Juromenha (Gonçalves, 1971; Ribeiro *et al.*, 1979), interpretado posteriormente como uma discordância Câmbrico-Ordovícico (Oliveira, 1984;

Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000). O limite SW, com o Sector de Montemor-Ficalho, corresponde ao carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995).

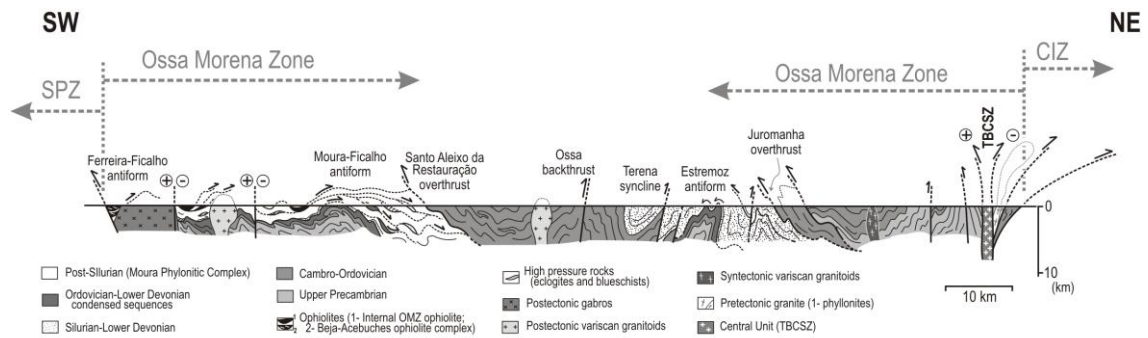


Figura 1 – Corte geológico ilustrando a estrutura geral da ZOM (retirado de Ribeiro et al. 2007).

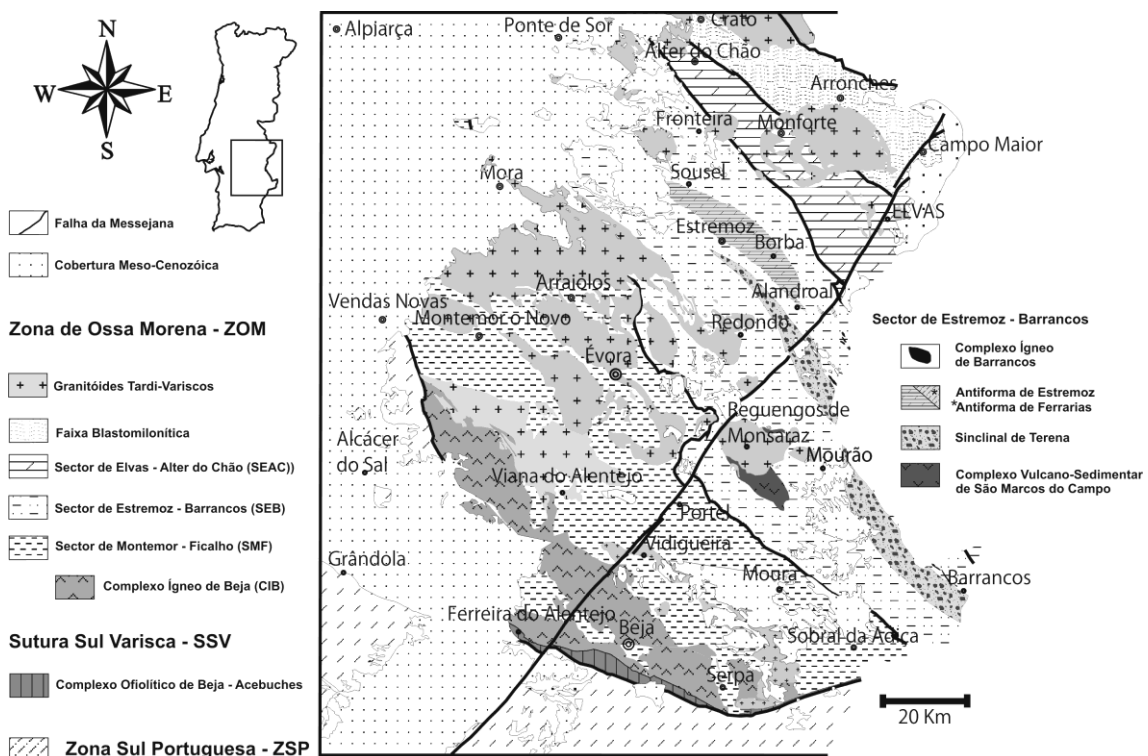


Figura 2 – Principais sectores da Zona de Ossa-Morena (retirado de Araújo et al., 2013).

Em termos estratigráficos, o Sector de Estremoz-Barrancos tem a particularidade de apresentar um sub-sector, correspondente ao Anticlinal de Estremoz com uma sequência muito diferente da região envolvente, como se ilustra no quadro da Figura 3.

				Sector de Estremoz - Barrancos		
				Anticlinal de Estremoz		
DEVÓNICO	MÉD./SUP.			C.V.S.C. Estremoz	Fm. Terena Fm. Monte Russianas Fm. X. Raiados "Complexo Igneo"	
	INFERIOR	Emsiano				
		Pragianio				
		Lochkoviano				
SILÚRICO	Pridolí					
	Ludlow					
	Wenlock				Fm. Xistos com Nódulos	
	Llandovery					
ORDOVÍCICO	SUPERIOR	Hirnantiano			Fm. de Colorada	
		Kralodvoriano				
	MÉDIO	Berouniano				
		Dobrotiviano				
		Oretaniano				
	INFERIOR	Arenigiano				Fm. Xistos <i>Phyllodocites</i>
		Tremadociano				Fm. de Barrancos
CÁMBRICO	SUPERIOR					
	MÉDIO	LA			Fm. de Ossa	
		CAE				
		LEO				
	INFERIOR	Bilbiliano				
		Marianiano				
		Ovetiano				
		Cordubiano		Fm. Dolomítica		
NEO - PROTE_ ROZÓICO				Fm. de Mares		

Figura 3 – Síntese da estratigrafia do Sector de Estremoz-Barrancos (adaptado de Araújo et al., 2013).

A coluna estratigráfica da região de Barrancos é relativamente consensual e está razoavelmente controlada pelo seu conteúdo fossilífero. A sequência inicia-se pela Formação de Ossa constituída por xistos e psamitos micáceos, por vezes com intercalações de grauvaques. Segue-se a Formação de Barrancos constituída por um conjunto de xistos cinzento escuros, esverdeados e roxos, que na parte superior se torna mais rico em psamitos esverdeados, por vezes ricos em icnofósseis. Esta variedade litológica, presente nas regiões de Barrancos e Mourão, levou à sua separação em duas unidades distintas, a Formação de Barrancos e a Formação dos Xistos com *Phyllodocites*. Superiormente ocorre a Formação de Colorada, constituída por alternâncias de xistos, quartzitos, arenitos impuros micáceos, com espessura variável entre poucos metros, como acontece na região de Estremoz, e cerca de 200 m, a norte de Barrancos. No topo da Formação de Colorada surgem os primeiros níveis de xistos negros que indiciam alteração no ambiente sedimentar marinho, que se torna gradualmente euxínico, propício ao estabelecimento junto à superfície de organismos planctónicos, como os graptólitos. Nestas condições ambientais iniciou-se a deposição da Formação dos Xistos com Nódulos, com predominância de liditos na base, a que sucedem xistos negros carbonosos, com raros nódulos siliciosos. Superiormente os xistos negros passam gradualmente a alternâncias de xistos e psamitos cinzento escuros, que constituem a base da

Formação dos Xistos Raiados. Inicia-se uma diferenciação na evolução tectono-sedimentar que se acentua a partir do início do Devónico inferior. É na região de Barrancos que esta diferenciação está mais bem expressa através das formações dos Xistos Raiados, Monte das Russianas e Terena, em grande parte contemporâneas mas com diferenças litológicas bem marcadas. A Formação dos Xistos Raiados é maioritariamente constituída por pelitos cinzento escuros e siltitos. A Formação de Monte das Russianas é muito semelhante mas apresenta também intercalações de calcarenitos finos. Lateralmente inicia-se a deposição da sequência turbidítica da Formação de Terena, constituída por alternâncias de xistos e grauvaques, com alguns níveis de conglomerados intercalados. Assim, no Devónico Inferior gerou-se um fosso profundo onde se depositou o Flysch de Terena, o qual passava lateralmente a sedimentos característicos de condições de plataforma progressivamente mais estável, em direcção a NE (Formações dos Xistos Raiados e de Russianas, Piçarra, 2000). A sedimentação passa a mostrar evidências de instabilidade relacionadas com a passagem do período de margem passiva ao período orogénico do Ciclo Varisco, ou seja com o início da subducção na margem SW da ZOM. No Devónico Inferior todo o sector da ZOM a Sul do fosso de Terena estaria possivelmente já a sofrer levantamento, o flysch foi preferencialmente alimentado deste quadrante e, entre os materiais depositados há litologias silúricas ressedimentadas, em certos casos contendo inclusivamente restos de graptólitos, demonstrando que a Formação dos Xistos com Nódulos estava a ser erodida algures.

A estrutura geral do sector de Estremoz-Barrancos ao longo do Rio Guadiana encontra-se representada na Figura 4.

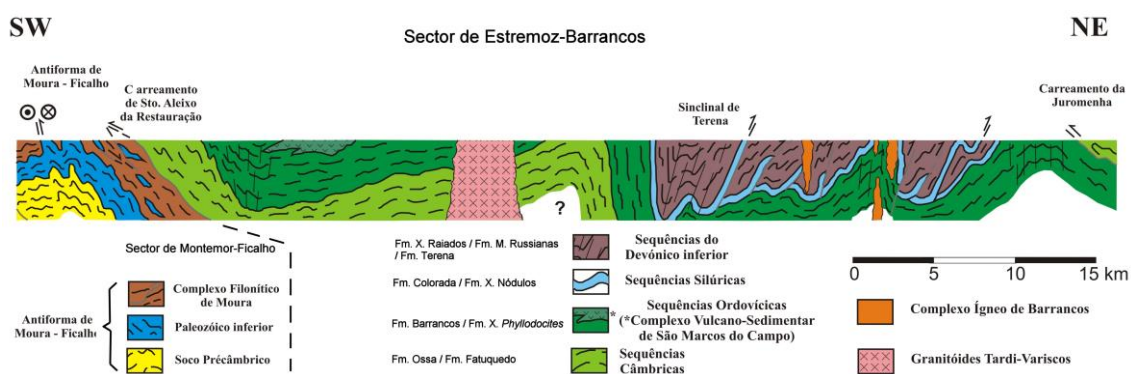


Figura 4 – Estrutura do Sector de Estremoz-Barrancos segundo uma transversal ao longo do Rio Guadiana (adaptado de Borrego et al., 2005).

Relativamente à sequência litoestratigráfica do Anticlinal de Estremoz (Fig. 5), esta foi inicialmente estabelecida com recurso a correlações com sequências definidas para outros sectores da ZOM, nomeadamente o Sector Alter-do-Chão-Elvas onde existe conteúdo fossilífero, mantendo-se ainda hoje o paralelismo, pelo menos parcial, entre varas das unidades (e.g. Oliveira et al., 1991; Araújo et al., 2013). A sucessão inicia-se com xistos negros e grauvaques da Formação de Mares, com intercalações de chertes negros, considerada do Neoproterozóico. Segue-se, um membro vulcanoclástico constituído por conglomerados,

arcoses e vulcanitos ácidos considerado equivalente estratigráfico da “Série Clástica” do Câmbrio de Elvas (Gonçalves, 1971) ou da Formação Torreárboles, em Espanha. Este membro é considerado, pela generalidade dos autores, como possível marcador de uma discordância do Câmbrio inferior sobre o soco Neoproterozóico. Sobre o membro vulcanoclástico assenta a Formação Dolomítica constituída por calcários dolomíticos com vários níveis siliciosos intercalados, estes com maior desenvolvimento para o topo da unidade, tendo sido interpretados como marcadores de uma lacuna correspondente ao Câmbrio médio e superior, durante a qual se terá dado a carsificação e silicificação dos dolomitos (Oliveira, 1984). Sobre a formação anterior dispõe-se o Complexo Vulcano-Sedimentar-Carbonatado de Estremoz (CVSCE) constituído por mármore e calcoxistos com intercalações de metavulcanitos ácidos e básicos. Sobre o CVSCE ocorrem quartzitos impuros, considerados equivalentes aos da Formação de Colorada, da região de Barrancos, e sobre eles liditos e xistos negros que forneceram graptólitos do Silúrico inferior.

A idade dos carbonatos do CVSCE tem sido alvo de uma intensa discussão pela comunidade científica. Tradicionalmente considerados do Câmbrio inferior (Gonçalves et al., 1974), foram posteriormente atribuídos ao Ordovícico (Oliveira, 1984; Carvalhosa et al., 1987) e até ao Silúrico (Perdigão, 1976).

A descoberta de artículos de crinóides de idade não inferior ao Ordovícico médio (Piçarra & Le Menn, 1994) e, mais recentemente, de elementos conodontais com possível idade de Silúrico superior- Devónico (Sarmiento et al., 2000) na estrutura de Ferraras (situada a SE do Anticlinal de Estremoz), levantou a possibilidade de que, pelo menos os níveis mais altos dos mármore do CVSCE, onde também se identificou o material fossilífero, possam ter idade compreendida entre o Silúrico superior e o Devónico. Esta conclusão implica a existência de uma grande discordância entre os calcários dolomíticos e os mármore suprajacentes ou, em alternativa, coloca os carbonatos com várias idades, entre o Câmbrio inferior e o Devónico. São conhecidos vários casos na literatura, segundo os quais carbonatos carsificados podem conter no seu interior microfósseis mais recentes, introduzidos nos vazios provocados pela carsificação. Nestas circunstâncias, a idade dos microfósseis não reflecte a idade da unidade encaixante, mais antiga. Os restos de conodontes encontrados nos calcários de Ferrarias poderão estar nestas circunstâncias.

Mais recentemente Pereira *et al.* (2012) data o vulcanismo riolítico intercalado no topo do Complexo Vulcano-Sedimentar carbonatado de Estremoz obtendo uma idade de cristalização de 499.4 ± 3.3 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões), evidenciando que o complexo vulcano-sedimentar carbonatado estaria a ser depositado entre o Câmbrio médio a superior. Contudo, o posicionamento deste vulcanismo é alvo de discussão (Moreira, 2017).

O facto do Anticlinal de Estremoz se encontrar deformado por duas fases de deformação dúctil (Lopes, 2007; Pereira *et al.*, 2012; Araújo *et al.*, 2013), dificulta um pouco mais a caracterização litoestratigráfica desta sucessão. Estas fases de deformação são responsáveis pelo padrão de afloramento observado, sendo que a orientação geral NW-SE da estrutura em anticlinal é atribuída à segunda fase de deformação. Posteriormente aos eventos de

deformação dúctil, uma fase de deformação mais tardia e frágil caracterizada pela presença de falhas subverticais de orientação geral SW-NE a WSW-ENE, com movimentação esquerda. Frequentemente estas estruturas estão sublinhadas por filões doleríticos (cabos reais na gíria local), contemporâneos do grande filão do Alentejo de idade mesozóica (Messejana-Avila; Lopes, 2007), assim como por filões de quartzo, pontualmente com sulfuretos.

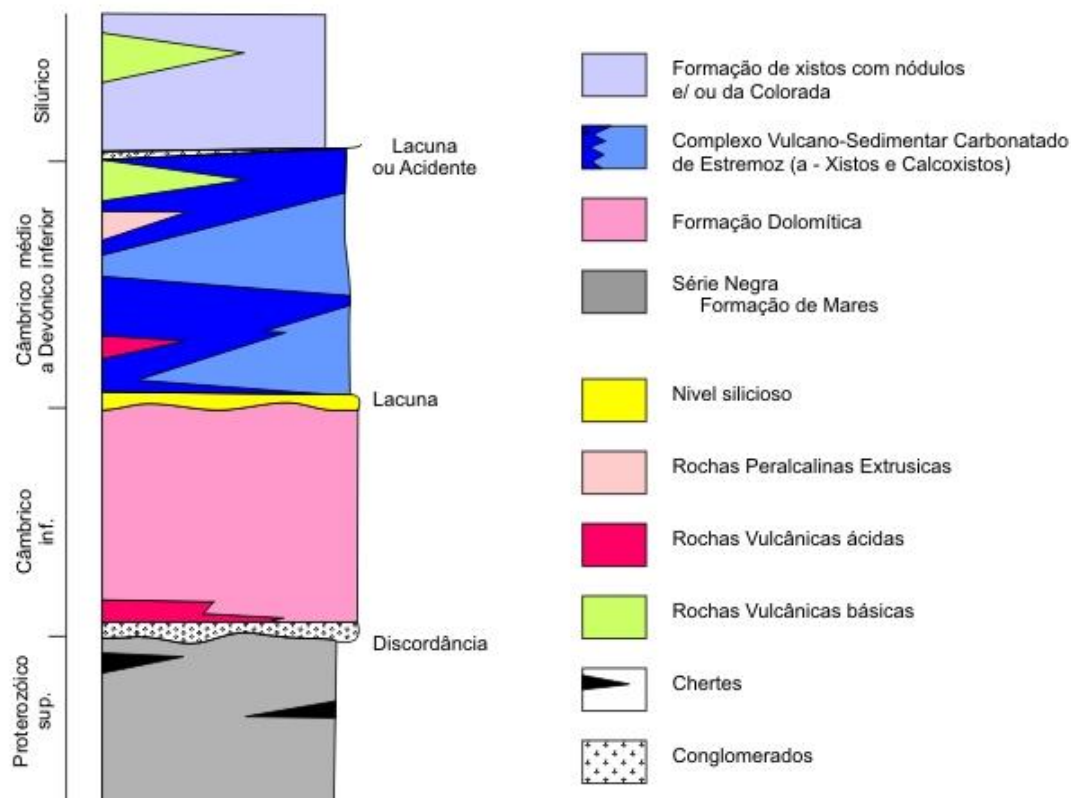


Figura 5 – Coluna litoestratigráfica simplificada do Anticlinal de Estremoz (adaptado de Oliveira et al., 1991; Pereira et al., 2012; Araújo et al., 2013).

O PERCURSO

PARAGEM 1

Pedreira de Mármore (Pardais, Vila Viçosa)

Com aproximadamente 150 m de profundidade, a pedreira de Pardais é uma das maiores explorações do género no Anticlinal de Estremoz. Apresenta grande variabilidade de mármore quer nas colorações (branco, rosa, cinza) quer na abundância de vergadas. Embora o desmonte se faça essencialmente a céu aberto, existe exploração em galerias em algumas pedreiras do Anticlinal de Estremoz. Esta pedreira fica localizada na denominada UNOR-5 Pardais, sendo uma das zonas mais relevantes em termos da produção de rochas ornamentais desta faixa de exploração.

A disposição dos diferentes tipos de mármore (variedades) no CVSCE mostra que a topo se situam as variedades mais escuras (Ruivina). Ao descer na sequência ocorrem vários tipos de mármore creme / branco mais raramente cor-de-rosa. Na base do complexo vulcano-sedimentar existem mármore muito xistificados associados a metavulcanitos com vergada branca (“pele de tigre”; Lopes, 2007).

A exploração de mármore e calcários representava em 2012 cerca de 20% do total dos lucros de materiais geológicos exportados, valor este que é só ultrapassado pelo Cobre produzido nas minas de Neves Corvo (cerca de 65%) (Fonte: *Informação Estatística da Indústria Extractiva. Direcção Geral de Energia e Geologia*).

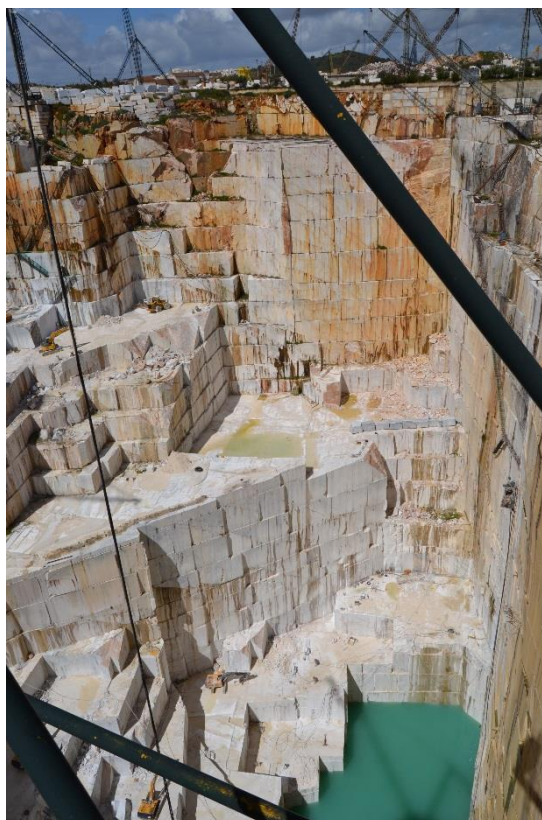


Figura 6 – Aspecto geral da Pedreira de Pardais (Vila Viçosa), mostrando os vários patamares de exploração de mármore.

PARAGEM 2

Mina de Miguel Vacas (Pardais, Vila Viçosa)

A Mina de Miguel Vacas foi explorada para cobre durante grande parte do século XX até ao seu fecho em 1986. Depois desta data algumas companhias mineiras interessaram-se pela região tendo havido diversas campanhas de prospeção até anos recentes (2016).

Mateus *et al.* (2013) localiza esta mina na faixa Sousel-Barrancos onde predominam as mineralizações de cobre. Trata-se de uma estrutura mineralizada (brecha quartzosa) subvertical com orientação geral N10°W, interceptando os xistos cinzentos e negros do Silúrico

(Figs. 7 e 8). Apesar da sua orientação principal podem-se definir diversas ramificações da estrutura principal apresentando no geral uma geometria anastomosada.

A mineralização explorada foi essencialmente de caráter superficial, correspondendo à zona de oxidação e de enriquecimento supergênico da estrutura filoniana (Fig. 9). Além da zona oxidada foi possível reconhecer, por sondagem, a presença de uma zona de sulfuretos primários (Fig. 9).

A mina é conhecida internacionalmente pela existência de minerais raros, de valor para colecionadores, como é o caso da Libethenite.

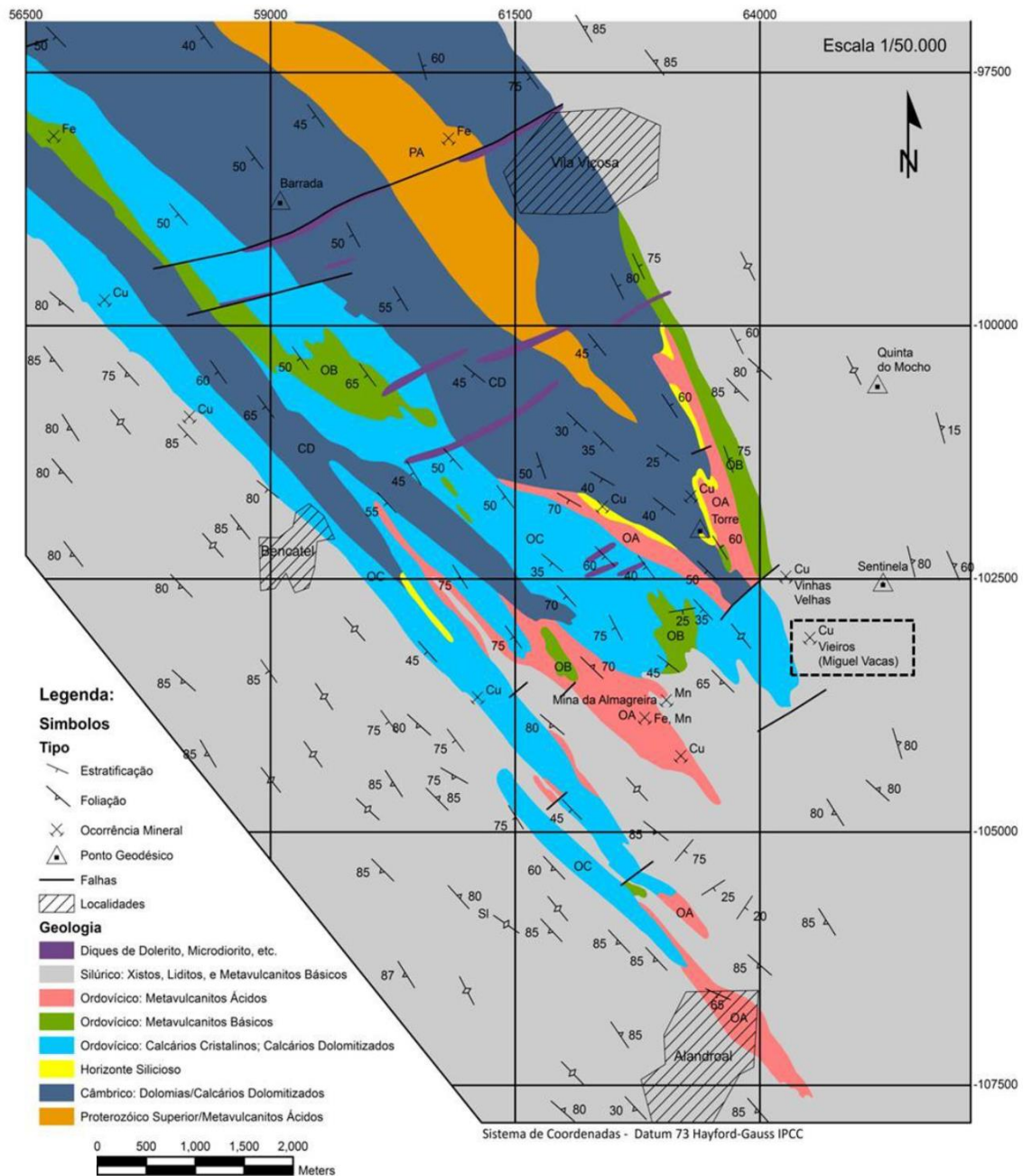


Figura 7 – Enquadramento geológico da mina de Miguel Vacas (retirado de Fernandes, 2012).

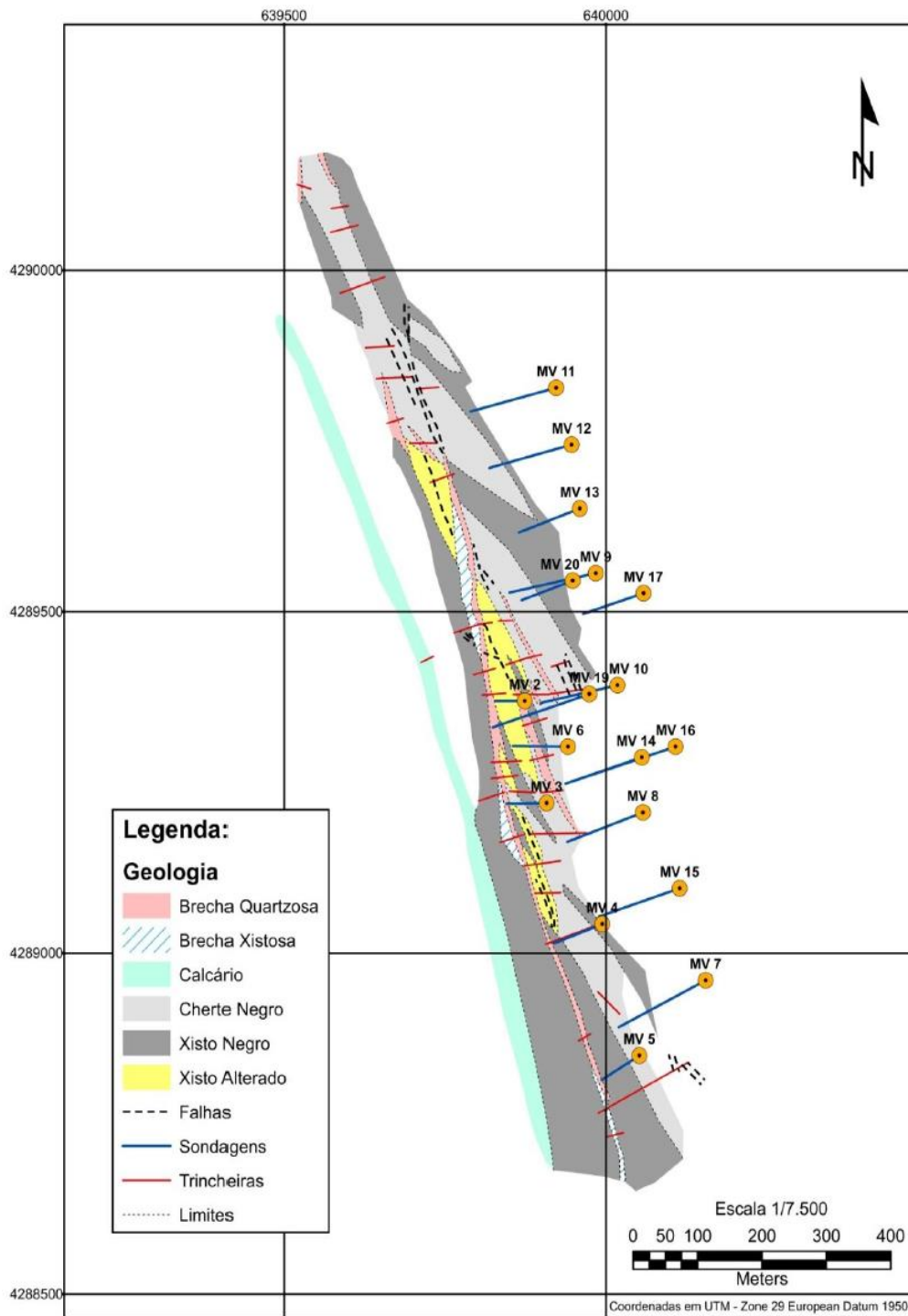


Figura 8 – Mapa de detalhe da mina de Miguel Vacas. Estão assinaladas algumas das sondagens existentes. (retirado de Fernandes, 2012).

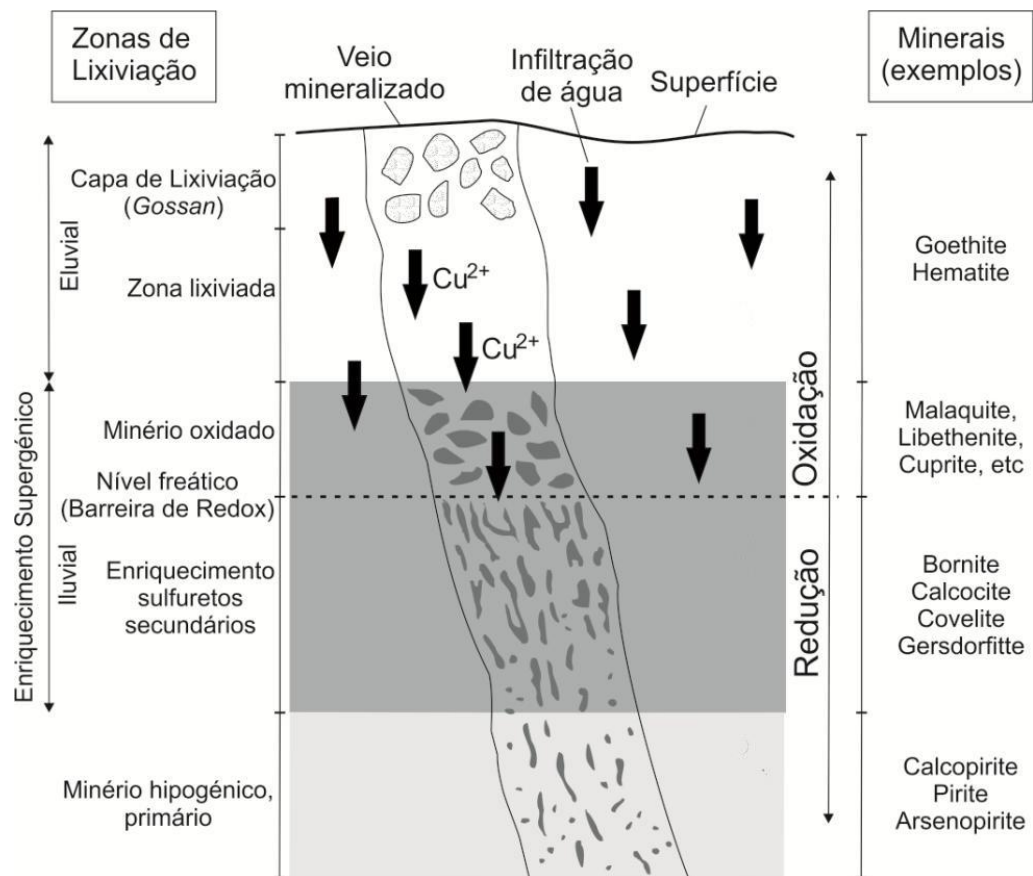


Figura 9 – Zonamento vertical da mina de Miguel Vacas (adaptado de Fernandes, 2012).

PARAGEM 3

Mina da Herdade da Mostardeira (Glória, Estremoz)

A mina da Herdade da Mostardeira situa-se também ela na Faixa de Sousel-Barrancos (Oliveira, 1986; Mateus *et al.*, 2013). Esta mina insere-se num conjunto de pequenas explorações de cobre associadas a estruturas de carácter filoniano de quartzo e carbonatos e/ou brechas de falha Tardi-Variscas mineralizadas, afectando sequências metassedimentares paleozóicas (Brandão & Matos, 2000; Mateus *et al.*, 2003). Esta mina, explorada provavelmente no período Romano (Brandão & Matos, 2000), obteve o alvará de exploração em 1862, tendo-se mantido em exploração durante cerca de 20 anos (cessou actividade em 1881; Brandão & Matos, 2000 e referências inclusas). A mina da Mostardeira empregava anualmente entre 30 a 80 operários, tendo atingido os 80-90m de profundidade, atingindo uma produção de 330 toneladas (Brandão & Matos, 2000; Mateus *et al.*, 2003; 2012).

Como referido, o depósito da Herdade da Mostardeira encontra-se associado a cisalhamentos WNW-ESE esquerdos, subverticais onde ocorrem filões de quartzo com carbonatos associados (siderite ± dolomite ± calcite; Brandão & Matos, 2000; Mateus *et al.*, 2003). A estrutura mineralizada intersecta xistos e grauvaques atribuídos ao Devónico inferior (Formação de Terena), assim como xistos, liditos e psamitos atribuídos ao Ordovícico Superior a Silúrico (Brandão & Matos, 2000; Mateus *et al.*, 2003; Araújo *et al.*, 2013). A mineralização

primária é constituída essencialmente por calcopirite + pirite + arsenopirite + tetraedrite ± galena, podendo conter cobre nativo assim como minerais secundário de cobre como a malaquite ou a cuprite (Brandão & Matos, 2000; Mateus *et al.*, 2003; 2013). As mineralizações continham em média 2,2% Cu, tendo ainda uma pequena quantidade de Au (3.0-1,5 ppm; Mateus *et al.*, 2003; 2013).

Apesar da pequena escala de exploração, a área de influência das antigas minas apresenta “risco ambiental potencial”, devido à presença do par Cu-As provenientes das escombreyras nos solos e linhas de água (Oliveira, 1997).



Figura 10 – Antigas infraestruturas mineiras e zona de escombreyra da Mina da Mostardeira.

Referências

- Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. (1990). Ossa Morena Zone, Structure. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez-García (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, 2, 80-219.
- Araújo, A. (1995). Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências da Univ. de Évora, 200 p.
- Araújo, A., Piçarra de Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J. e Oliveira, J. T. (2013). As Regiões Central e sul da Zona de Ossa Morena. 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. 509 – 549.
- Borrego, J., Araújo, A., Fonseca, P. (2005). A geotraverse trough the south and central sectors of the Ossa-Morena Zone in Portugal (Iberian Massif). The Virtual Explorer e-journal 19.
- Brandão, J.M., Matos, J. (2000). Memórias do Cobre. Nota sobre a criação de um parque Arqueo-Industrial na Mina da Herdade da Mostardeira. Primer Simpósio sobre la Minería y la Metalurgia Antigua en el SW Europeo, Serós, 6.3 pp. 483-493.

- Carvalhosa, A., Gonçalves, F., Oliveira, V. (1987). Notícia explicativa da folha 36-D (Redondo) da Carta Geológica de Portugal à escala 1: 50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Fernandes, G. (2012). Mineralizações de Cobre da Mina de Miguel Vacas: Caracterização Petrográfica e Geoquímica. Tese de mestrado em Geologia Económica. Univ. Lisboa, 345p.
- Gonçalves, F. (1971). Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. Memórias Serviço Geológico Portugal, nova série, 18, 62 p.
- Lopes, L. (2007). O triângulo do mármore: estudo geológico. Monumentos, nº 27, Lisboa, pp. 6-15.
- Mateus, A. Mattos, 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?. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp. F90-F93;
- Mateus, A., Munhá, J., Inverno, C., Matos, J., 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, vol. 1, Escolar Editora, 577-619.
- Moores, R.J., Twiss, E.M. (1996). Tectonics. Freeman & Company, 415 p.
- Moreira, N. (2017). Evolução Geodinâmica dos sectores setentrionais da Zona de Ossa-Morena no contexto do Varisco Ibérico. PhD thesis (não publicada), Universidade de Évora, 433p.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H. (2012). A brief history of the Rheic Ocean. Geoscience Frontiers 3, 125-135.
- 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. Comun. Serv. Geol. Port. 77, 3-26.
- Oliveira, S. (1997). Algumas reflexões com enfoque na problemática dos riscos ambientais associados à actividade Mineira. Est. Notas Trabalhos do Ins. Geol. e Mineiro, tomo 39, pp 3-25.
- Oliveira, V. (1984). Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). Estudos, Notas e Trabalhos do SFM 26/1-4, 103-126.
- Oliveira, V. (1986). Prospecção de Minérios Metálicos a Sul do Tejo 1. Ver. Geociências1, fasc. 1-2, pp. 15-22
- Perdigão, J.C. (1976). Notícia explicativa da folha 37-C (Juromenha) da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Pereira, M.F., Solá, A.R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A., Silva, J.B. (2012). North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U–Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia, Gondwana Res. (2012), doi:10.1016/j.gr.2012.02.010
- Piçarra, J.M. (2000). Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal. Vol. I - Litoestratigrafia do intervalo Câmbrio médio?-Devónico inferior, Vol. II - Bioestratigrafia do intervalo Ordovícico-Devónico inferior. PhD Thesis (não publicada), Universidade de Évora, 268 pp.
- Piçarra, J.M., Le Menn, J. (1994). Ocorrência de crinóides em mármore do Complexo Vulcano-Sedimentar Carbonatado de Estremoz: implicações estratigráficas. Comum. Inst. Geol. e Min. 80, 15-25.
- 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.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J. H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, 114 p.
- Sarmiento, G.N., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T. (2000). Conodontes do Silúrico (Superior?) – Devónico nos “Mármore de Estremoz”, Sector de Estremoz-Barrancos (Zona de Ossa Morena, Portugal). Implicações estratigráficas e estruturais a nível regional. I Congresso Ibérico de Paleontologia/VIII International Meeting of IGCP 421, Évora, Resumos, pp. 284-285.

Notas

GÉNESE E CONSUMO DE RECURSOS GEOLÓGICOS

conversas em torno da sustentabilidade insustentável

30 de Junho & 1 de Julho

ZVM-3D
Modelos Metalogénicos 3D da Zona de Ossa Morena



Centro de Formação
Centro Ciência Viva de Estremoz

