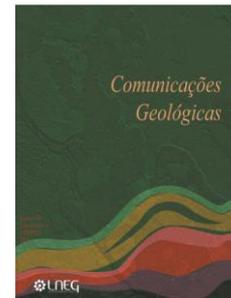


Novos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos sobre a área de concessão de Boa Fé (Montemor-o-Novo, Zona de Ossa-Morena)

New petrographic, geochemical and isotopic data on the Boa Fé gold prospect (Montemor-o-Novo, Ossa-Morena Zone)

L. Lopes¹, J. F. Santos^{1*}, J. C. Sousa²; S. Ribeiro¹



Artigo original
Original article

© 2015 LNEG – Laboratório Nacional de Geologia e Energia IP

Resumo: A área de estudo situa-se na Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Maciço de Évora, Zona de Ossa-Morena - ZOM). O trabalho incidiu sobre amostras de metassedimentos e metabasitos da Série Negra (Ediacarano), bem como de granitos tardi-variscos. Os metassedimentos vão de micaxistos a paragneisses evidenciando a associação mineral de pico metamórfico constituída por $Qz+Pl+Bt+Ms+Opq\pm Tur\pm Sil\pm Crd+Zrn$. Os metabasitos são anfibolitos incorporando $Pl+Hbl+Qz+Mag+Ilm\pm Bt$. Quer nos metassedimentos quer nos metabasitos, existem testemunhos de duas fases de deformação importantes, sendo uma xistosidade de crenulação a estrutura mais penetrativa. Estas duas fases de deformação deverão corresponder a D_1 e D_2 Variscas previamente reconhecidas no autóctone da ZOM. Ocorreu ainda deformação posterior, testemunhada por *kinks* e processos de subgranulação e recristalização dinâmica afetando alguns grãos minerais em domínios confinados às proximidades imediatas de zonas de falha tardias, a qual deverá relacionar-se com a fase D_3 . Os granitos tardi-variscos são fortemente peraluminosos, tendo como minerais mais abundantes quartzo, microclina, plagioclase sódica e moscovite. Como acessórios ocorrem biotite, zircão, apatite, opacos, turmalina e sillimanite. Em termos isotópicos, os valores de ϵSr_{320Ma} variam entre +93 e +182, enquanto a gama de valores para ϵNd_{320Ma} se distribui no intervalo -6.7 a -9.0, sugerindo importante contributo via anatexia dos metassedimentos da Série Negra na génese dos magmas que deram origem aos granitos tardi-variscos.

Palavras-chave: concessão de Boa-Fé, Série Negra, Zona de Ossa-Morena, granitos tardi-variscos, composições isotópicas de Sr e Nd

Abstract: The study area is located within the Montemor-o-Novo Shear Zone (Évora Massif, Ossa-Morena Zone - OMZ). The analysed samples represent metasediments and metabasites of the Série Negra lithostratigraphic unit (Ediacaran), besides late-Variscan granites. The metasediments are micaschists to paragneisses displaying the peak metamorphic mineral assemblage $Qz+Pl+Bt+Ms+Opq\pm Tur\pm Sil\pm Crd+Zrn$. The metabasites are amphibolites comprising $Pl+Hbl+Qz+Mag+Ilm\pm Bt$. Microstructures observed in both types of metamorphic rocks document two major ductile deformation phases. The most penetrative tectonic anisotropy is a crenulation schistosity. These major deformation phases should correspond to the Variscan D_1 and D_2 , previously recognized in the autochthon of the OMZ. There is also evidence for a later deformation phase, likely related to the D_3 Variscan: some grains, in narrow domains adjoining late fault zones, show *kinks* or are affected by dynamic subgranulation and recrystallization. The studied late-Variscan granites are strongly peraluminous, and have quartz, microcline, Na-plagioclase and muscovite as prime minerals. Biotite, zircon, apatite, opaques,

tourmaline and sillimanite occur as accessory phases. Considering the available isotope geochemistry data, ϵSr_{320Ma} varies between +93 and +182, while ϵNd_{320Ma} values are scattered in the -6.7 to -9.0 range. These data suggest a strong involvement of anatexis products derived from the Série Negra metasediments in the genesis of the granitic magmas.

Keywords: Boa-Fé gold prospect, Série Negra, Ossa-Morena Zone, late-Variscan granites, Sr and Nd isotope compositions.

¹Geobiotec, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal.

²Colt Resources, Beloura Office Park, 2710-693 Sintra, Portugal.

*Autor correspondente/Corresponding author: jfsantos@ua.pt

1. Introdução e enquadramento geológico

A concessão da Boa-Fé, situada no concelho de Montemor-o-Novo, tem sido objeto da prospeção de depósitos auríferos, a qual tem incidido particularmente em vários locais, como são os casos de Chaminé e Casas Novas, de onde provieram as amostras (obtidas a partir de testemunhos de sondagens) sujeitas ao estudo petrográfico, geoquímico e isotópico apresentado sumariamente neste trabalho. Dados pormenorizados sobre as amostras estudadas são apresentados na dissertação de Lopes *et al.* (2015), disponível em <http://hdl.handle.net/10773/14449>.

Em termos geológicos, a área de estudo situa-se na Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Pereira *et al.*, 2013), a qual é considerada parte integrante do Maciço de Évora, por seu turno situado na Zona de Ossa-Morena (ZOM), uma das grandes unidades geotectónicas da cadeia varisca ibérica.

Segundo Pereira *et al.* (2013), a sequência estratigráfica da área de Santiago do Escoural começa, na base, com a Série Negra (Proterozoico superior), aqui representada pela Formação do Escoural (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994), a que se sucede o denominado Complexo Ígneo e Sedimentar de Monfurado, do Câmbrico inferior-médio.

Na mesma área, verifica-se ainda a existência de várias intrusões graníticas variscas. Visto que estes granitos não preservam indícios de deformação tectónica significativa é-lhes atribuída instalação tardia durante o ciclo varisco, embora não se deva esquecer que a deformação se manifesta de maneira diferente, e com cronologia variável, de um setor para outro

duma cadeia orogénica. Deste modo, a indicação dos granitos da zona estudada como tardios deve ser entendida como referindo-se à deformação mais importante testemunhada nesta área. No Maciço de Évora, o plutonismo é predominantemente calcoalcalino (Moita *et al.*, 2009), embora sejam descritos vários testemunhos de processos de fusão de metassedimentos (*e.g.*: Carvalhosa e Zbyszewski, 1994; Moita *et al.*, 2009) responsáveis pela gênese de magmas peraluminosos.

2. Características gerais das litologias estudadas

Os metassedimentos estudados da Formação do Escoural correspondem a micaxistos e paragnaisses, testemunhando variações nas proporções das componentes pelítica e psamítica nos respetivos protólitos. A associação mineralógica que caracteriza os metassedimentos é a seguinte: quartzo + plagioclase + biotite + moscovite + opacos ± turmalina ± silimanite ± zircão ± cordierite. Os opacos são magnetite, ilmenite e grafite, da evolução metamórfica prógrada, bem como arsenopirite, löllingite, pirite, esfalerite, calcopirite e pirrotite, essencialmente relacionados com fenómenos hidrotermais tardios, possivelmente polifásicos (*e.g.*: Ribeiro *et al.*, 1993; Inverno, 2004; 2011). As texturas podem ser classificadas como granolepidoblásticas, devido à presença de faixas essencialmente granoblásticas de quartzo e plagioclase, cujos grãos variam normalmente entre 0,2 e 0,5 mm, coexistindo com faixas em que predominam biotite e moscovite dispostas segundo uma orientação preferencial. Em alguns casos, as texturas são porfiro-granolepidoblásticas, quando se destacam porfiroblastos de minerais opacos, nomeadamente arsenopirite e löllingite, que chegam a atingir cerca de 3 mm. Podem também ser observados testemunhos de duas fases de deformação, sendo mais penetrativa uma xistosidade de crenulação que transpõe quase totalmente uma anisotropia tectónica prévia.

Intercalados nos metassedimentos, existem corpos de anfíbolitos. Nestes metabasitos, a associação mineral de pico metamórfico é: plagioclase + hornblenda + quartzo + opacos ± biotite. Estão presentes outras fases minerais, algumas em abundância, mas que representam, normalmente, processos de intensa transformação retrógrada. Estas amostras apresentam texturas grano-nematoblástica e grano-nemato-lepidoblástica. O aspeto grano-nematoblástico é dado pela associação anfíbola-plagioclase-quartzo, em que os grãos prismáticos de anfíbola se dispõem segundo uma orientação preferencial. A esta característica adiciona-se, quando a biotite é relativamente abundante, a existência de domínios lepidoblásticos definidos pela mica. Os minerais opacos, que apesar de não constituírem fases tão importantes como as acima referidas, também se encontram segundo a referida orientação. Microestruturalmente, a anisotropia dominante é, tal como nos metassedimentos, uma xistosidade de crenulação.

As duas fases de deformação dúctil identificadas nos metassedimentos e nos anfíbolitos deverão corresponder às fases variscas D_1 e D_2 reconhecidas nas sequências constituintes do autóctone da ZOM, consideradas de idades devónica superior e carbónica inferior (*e.g.*: Ribeiro *et al.*, 2010).

Quanto às rochas intrusivas graníticas, elas apresentam uma associação mineralógica que, de forma geral, compreende quartzo + microclina + plagioclase + moscovite ± opacos ± biotite ± zircão ± apatite ± turmalina ± silimanite. As texturas dos granitos estudados são seriadas xenomórficas a hipidiomórficas, essencialmente definidas por grãos de quartzo e feldspato cujos tamanhos variam entre 0,2 e 1,5 mm. Pontualmente ocorrem alguns cristais de microclina que atingem os 3 mm e revelam tendência poiquilítica. Os testemunhos de deformação nestas

rochas são escassos. No entanto, há casos de subgranulação, tanto no quartzo como nos feldspatos. Observam-se ainda *kink-folds* nas moscovites, de forma muito localizada, principalmente associadas a micro-corredores de deformação ao longo dos quais se regista ainda cataclase após subgranulação e recristalização dinâmica de quartzo e feldspato (Lopes, 2015). Estes testemunhos de deformação tardia poderão relacionar-se com a fase D_3 regional, de idade provável pensilvaniana (*e.g.*: Ribeiro *et al.*, 2010).

Os elevados valores de SiO_2 (entre 73,75 e 75,37 %) revelam que os granitos estudados correspondem a termos muito diferenciados, o que se afigura consistente com os baixos teores de CaO (0,38 a 0,77 %), MgO (0,22 a 0,43 %), $Fe_2O_3^t$ (1,18 a 1,82 %), MnO (0,03 a 0,04 %) e TiO_2 (0,05 a 0,12 %).

Quanto à razão A/CNK, ela varia entre 1,17 e 1,31, testemunhando o carácter fortemente peraluminoso destas rochas, o que permite, juntamente com as suas características mineralógicas, considerá-las como granitos de tipo S.

3. Geologia isotópica e conclusões

No que se refere às composições isotópicas de Sr e Nd (Tabela 1; Fig. 1), os anfíbolitos distinguem-se claramente das outras litologias estudadas. Com efeito, as amostras de metabasitos, em contraste com todas as restantes, apresentam valores positivos de ϵNd , quer para idades variscas ($+2,9 \leq \epsilon Nd_{D_{320Ma}} \leq +4,3$), quer para idades neoproterozoicas ($+3,3 \leq \epsilon Nd_{600Ma} \leq +5,1$). Os valores de ϵSr também são positivos ($+74 \leq \epsilon Sr_{320Ma} \leq +119$; $\epsilon Sr_{600Ma} \sim +34$). Os basaltos de arco podem afastar-se do “Mantle Array” para valores relativamente enriquecidos em Sr radiogénico (*e.g.* DePaolo, 1988; Dickin, 2005; Faure e Mensing, 2005). Contudo, não é habitual atingirem-se valores tão positivos de ϵSr (Fig. 1), exceto com alguma interferência pós-magmática causada por fluidos crustais.

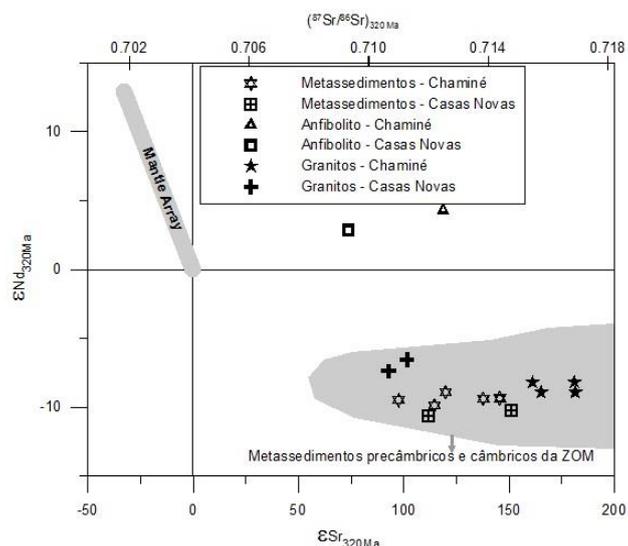


Fig. 1. Projecção das composições isotópicas de Sr e Nd iniciais (calculadas para uma idade de 320 Ma). Campo de metassedimentos da ZOM (a cinza) segundo Casquet & Galindo (2004), adaptado de Moita *et al.* (2009).

Fig. 1. Plot of initial Sr and Nd isotopic compositions (calculated for an age of 320 Ma). OMZ metasediment field (grey), according to Casquet & Galindo (2004), adapted from Moita *et al.* (2009).

A utilização do diagrama ϵNd vs. ϵSr (Fig. 1) permite verificar que os dados das amostras de granitos se projetam em dois grupos separados, em função da zona de proveniência ser Casas Novas ou Chaminé. Essa separação deve-se principalmente às diferenças nos valores de ϵSr , o qual é mais baixo em Casas

Tabela 1. Dados obtidos para os sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd. As análises isotópicas foram efetuadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro. Durante o período de análise destas amostras, o padrão SRM 987 deu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710247 \pm 15$ (conf. lim.=95%; N=12), enquanto o padrão Nd Jndi deu $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5120992 \pm 75$ (conf. lim.=95%; N=11).

Table 1. Analytical results for the Rb-Sr e Sm-Nd isotopic systems. Isotopic analyses were done at the Isotope Geology Laboratory of the University of Aveiro. During the period of this analytical work, standard SRM 987 gave $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710247 \pm 15$ (conf. lim.=95%; N=12), whilst standard Nd Jndi gave $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5120992 \pm 75$ (conf. lim.=95%; N=11).

Litologia	Metassedimentos							Metabasitos		Granitos					
	Chaminé					Casas Novas		Chaminé	C. Novas	Chaminé				Casas Novas	
Local															
Amostra	0538	0547	1472	1512	1543	1611	1660	0593	1551	0605	0618	1483	1514	1590	1645
ppm Rb	93	109	211	81	154	75	115	115	60	161	194	211	174	117	104
ppm Sr	165	144	110	113	144	154	147	216	221	125	86	85	79	54	86
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1,633	2,193	5,57	2,076	3,100	1,411	2,267	1,542	0,789	3,74	6,55	7,21	6,40	6,29	3,505
Erro (2 σ)	0,046	0,062	0,16	0,059	0,088	0,040	0,064	0,044	0,022	0,11	0,19	0,20	0,18	0,18	0,099
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,719863	0,721997	0,739256	0,720274	0,727674	0,718287	0,724881	0,719384	0,712830	0,733601	0,746147	0,747981	0,744047	0,738753	0,726941
Erro (2 σ)	0,000019	0,000017	0,000018	0,000019	0,000025	0,000020	0,000017	0,000020	0,000020	0,000022	0,000018	0,000019	0,000031	0,000024	0,000020
ppm Sm	5,75	4,98	5,87	5,15	6,04	4,68	6,35	3,26	3,55	1,40	1,83	1,56	1,44	3,30	3,80
ppm Nd	30,0	25,4	31,9	27,3	31,7	24,1	32,3	11,2	11,7	5,19	7,02	4,98	4,26	13,7	17,6
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,116	0,119	0,111	0,114	0,115	0,117	0,119	0,176	0,184	0,163	0,158	0,189	0,204	0,146	0,131
Erro (2 σ)	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,009	0,010	0,012	0,011	0,013	0,014	0,008	0,007
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512012	0,511968	0,511980	0,511979	0,511987	0,511928	0,511950	0,512816	0,512757	0,512110	0,512137	0,512164	0,512234	0,512154	0,512163
Erro (2 σ)	0,000019	0,000023	0,000016	0,000013	0,000015	0,000015	0,000017	0,000017	0,000016	0,000023	0,000016	0,000015	0,000018	0,000016	0,000016

Novas (+93 $\leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +102$) do que em Chaminé (+161 $\leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +182$). Na composição isotópica de Nd, também não há sobreposição, embora o afastamento seja pequeno (-7,4 $\leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -6,7$, em Casas Novas; -9,0 $\leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8,2$, em Chaminé).

Os metassedimentos (-10,6 $\leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8,9$; +98 $\leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +151$) espalham-se entre as projeções ocupadas pelos dois grupos de granitos. No seu conjunto, os granitos e os metassedimentos agora estudados parecem ocupar, no diagrama da Fig. 1, uma área contínua, a qual, por seu turno, se espalha no seio do campo já definido para os metassedimentos precâmbrios e câmbrios da ZOM (e.g. Casquet e Galindo, 2004; Moita *et al.*, 2009). Assim, os granitos manifestam uma assinatura isotópica sugestiva de forte relação com fontes metassedimentares, as quais provavelmente serão composicionalmente muito semelhantes aos metapelitos encaixantes. Os dados isotópicos confirmam, deste modo, as conclusões obtidas com base na petrografia e na geoquímica elementar de que os granitos estudados são do tipo S. No caso dos granitos de Chaminé eles serão puramente anatóticos. No caso dos granitos de Casas Novas, poder-se-á colocar a hipótese de a sua localização nos diagramas ϵNd vs. ϵSr se dever ao efeito de mistura entre fundidos anatóticos dominantes e (pequenas proporções de) pulsações derivadas de magmas máficos. Contudo, o campo de composições metassedimentares apresentado por Casquet e Galindo (2004) estende-se até à área onde se projetam os granitos de Casas Novas (Fig. 1), pelo que estes também poderão representar fundidos anatóticos sem mistura relevante. A verificar-se a última

hipótese, teriam existido duas fontes metassedimentares diferentes para os magmas representados em Chaminé e Casas Novas.

Tendo em conta que em muitos processos geológicos na crosta a fracção da razão Sm/Nd é mínima, o sistema Sm-Nd é frequentemente utilizado, recorrendo às composições de rochas granitoides e/ou de rochas (meta-) sedimentares detríticas para o cálculo de idades modelo, as quais indicarão a idade média de extração da porção crustal analisada a partir um reservatório mantélico. Seguindo as conclusões de DePaolo (1981), de acordo com as quais não é plausível que a maior parte da crosta se forme a partir de manto condrítico, as idades modelo mais utilizadas são as baseadas na assunção de que a crosta tenha sido extraída a partir de manto empobrecido (TDM). Para obviar aos efeitos de eventual fracção da razão Sm/Nd durante processos de metamorfismo ou de petrogénese magmática, só são consideradas como significativas as idades modelo de rochas com $0,11 \leq 147\text{Sm}/144\text{Nd} \leq 0,15$ (Rudnick, 1990).

Os valores de TDM obtidos nos metassedimentos e nos granitos que preenchem este requisito distribuem-se entre 1,58 e 1,91 Ga (Fig. 2). Se for excluído o valor mais elevado (que, aliás, foi obtido num granito com $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ igual a 0,15) a variação de T_{DM} fica limitada ao intervalo entre 1,58 e 1,72 Ga. Os resultados obtidos estão de acordo com o que se conhece de várias áreas da cadeia Varisca europeia (e.g. Downes e Duthou, 1988; Beetsma, 1995). Considerando o significado atribuído às idades modelo, já referido acima, os resultados agora obtidos indicam que as rochas dominantes na área estudada são em

grande parte produtos de remobilização de crosta continental cujos componentes mais antigos teriam, no mínimo, uma idade paleoproterozoica.

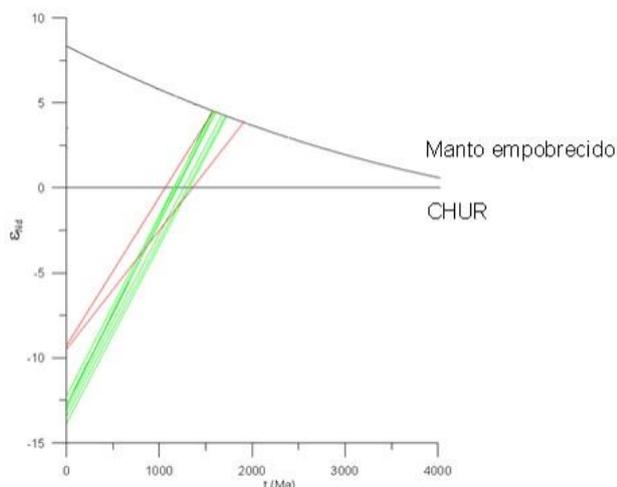


Fig. 2. Diagrama ϵ_{Nd} vs. tempo geológico. Só foram traçadas as linhas de evolução isotópica das amostras com $0,11 \leq {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} \leq 0,15$. Linhas vermelhas – granitos; linhas verdes – metasedimentos. A curva que representa o manto empobrecido foi traçada de acordo com a equação de DePaolo (1981).

Fig. 2. Diagram ϵ_{Nd} vs. geological time. The isotopic evolution lines were drawn only for samples with $0,11 \leq {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} \leq 0,15$. Red lines – granites; green lines – metasediments. The depleted mantle curve was traced according to the equation of DePaolo (1981).

Agradecimentos

Este trabalho foi apoiado por fundos FEDER através do Programa Operacional Factores de Competitividade – Compete e por fundos nacionais através da FCT – Fundação para a Ciência e a Tecnologia no âmbito dos projetos Petrochron (PTDC/CTE-GIX/112561/2009) e Geobiotec (UID/GEO/04035/2013), e pela empresa Colt Resources. Os autores agradecem ainda a A. Mateus e C. Leal Gomes, revisores científicos deste trabalho, pelos comentários e sugestões que contribuíram para melhorar a versão final.

Referências

- Beetsma, J. J., 1995. *The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal*. Ph.D. Thesis, Vrije University, Amsterdam, 223.
- Carvalhosa, A., Zbyszewski, G., 1994. *Notícia explicativa da folha 35-D, Montemor-o-Novo da Carta Geológica de Portugal 1:50.000*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 86.
- Casquet, C., Galindo, C., 2004. Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena. In: Vera, J. A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 194-199.
- DePaolo, D. J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**, 193-196.
- DePaolo, D. J., 1988. *Neodymium Isotope Geology: an Introduction*. Springer, New York, 187.
- Dickin, A. P., 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 492.
- Downes, H., Duthou, J. L., 1988. Isotopic data and trace-element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chemical Geology*, **68**, 291-308.
- Faure, G., Mensing, T. M., 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd edition. John Wiley and Sons, Hoboken, 897.
- Inverno, C. M. 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, 283-292.
- Inverno, C. M. C., 2011. Comparação entre os jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermiais) e os jazigos de ouro associados a intrusão. Algumas extrapolações para Portugal. *Cadernos Lab. Xeológico de Laxe*, **36**, 99-156.
- Lopes, L., 2015. *Litogeoquímica na Área de Concessão da Boa Fé (Colt Resources)*. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, 152.
- Moita, P., Santos, J. F., Pereira, M. F., 2009. Layered granitoids: interaction between continental crust recycling processes and mantle-derived magmatism. Examples from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *Lithos*, **111**, 125-141.
- Pereira, M., Chichorro, M., Moita, P., Brandão Silva, J., Santos, J. F., 2013. Maciço de Évora. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (Eds.) *Geologia de Portugal*, **1**, Escolar Editora, Lisboa, 551-575.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P. E., Araújo, A., Pedro, J. C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G., Jesus, A., 2010. Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research*, **17**, 408-421.
- Ribeiro, C., Mateus, A., Barriga, F. J. A. S., 1993. Gold mineralizations of the Escoural area (Montemor, Évora, Portugal): a progress report. *Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, **1**, Évora, 215-226.
- Rudnick, R. L., 1990. Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from north Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical Geology*, **83**, 195-208.