

AS ROCHAS GRANÍTICAS DESDE CASTELO BRANCO A PORTALEGRE

GRANITIC ROCKS FROM CASTELO BRANCO TO PORTALEGRE

I. M. H. R. ANTUNES⁽¹⁾ e A. R. SOLÁ⁽²⁾

Resumo - Na área de Castelo Branco (Zona Centro Ibérica - ZCI) será visitado o plutão de Oledo-Idanha-a-Nova do Ordovícico Inferior, com diferentes rochas granitóides e encraves microgranulares associados, suas relações estruturais e petrogenéticas. Seguirá o seu contacto com o plutão zonado de Castelo Branco, com diferentes rochas granitóides de idade Varisca e relações petrogenéticas. Na região de Portalegre (transição entre a Zona Centro Ibérica e a Zona de Ossa-Morena - ZCI/ZOM) serão observadas as diferenças entre os plutões de Portalegre (granítico) e do Carrascal (bimodal) ambos do Ordovícico Inferior. Segue-se uma visita ao batólito de Nisa de idade tardi-Varisca que intersecta os plutões anteriores. Serão discutidos os processos petrogenéticos envolvidos na génese dos três plutões.

Palavras-chave: Rochas granitóides; encraves microgranulares; Ordovícico; Varisco; ZCI; ZOM

Abstract - In the Castelo Branco area (Central Iberian Zone - CIZ) the Lower Ordovician Oledo-Idanha-a-Nova pluton, which consists of microgranular enclaves and associated granitic rocks, will be characterized in terms of its structural and petrogenetic relationships. Afterward, the contact with the Variscan zoned pluton of Castelo Branco will be visited and petrogenetic models recognized. In the Portalegre region (Central Iberian/Ossa-Morena transition zone - CIZ/OMZ) the differences between the Lower Ordovician Portalegre (granite) and Carrascal (bimodal) plutons will be observed. Afterward, the tardi-Variscan Nisa batholith which intersects the last ones will be visited. During the field trip, the petrogenetic processes involved in the genesis of the three plutons, will be discussed.

Keywords: Granitic rocks; microgranular enclaves; Ordovician; Variscan; CIZ; OMZ

Itinerário - 1º dia: Coimbra - Castelo Branco - Oledo - Idanha-a-Nova. 2º dia: Portalegre - Nisa - Coimbra.

1 - OBJECTIVOS

O Maciço Ibérico ocorre na parte central e ocidental da Península Ibérica e constitui o afloramento mais ocidental da cadeia varisca europeia (Dallmeyer e Martínez Garcia, 1990), que resultou da colisão do norte da Europa com o continente Gondwana durante o

(1) Instituto Politécnico de Castelo Branco. Quinta da Senhora de Mércules. Castelo Branco, Portugal.
imantunes@ipcb.pt

(2) LNEG-Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Apartado 7586, 2610-999 Amadora, Portugal.
rita.sola@lneg.pt

Paleozóico Superior (e.g., Matte, 2001). É constituído por rochas de idades compreendidas entre o Proterozóico superior e o Carbónico, afectadas por deformação e metamorfismo de intensidade variável durante a orogenia varisca e por abundantes volumes de intrusões graníticas (Azevedo *et al.*, 2005). O registo geológico do Maciço Ibérico apresenta contrastes significativos ao nível da estratigrafia, tectónica, magmatismo e metamorfismo, o que permitiu a sua subdivisão em diferentes zonas tectonoestratigráficas (Fig. 1A). No Maciço Ibérico, as rochas graníticas ocorrem maioritariamente nas duas zonas mais internas: a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa-Morena (ZOM) (Fig. 1A e B), sendo a grande maioria contemporânea com a orogenia varisca (c. 336-280 Ma, e.g., Ferreira *et al.*, 1987; Neiva e Gomes, 2001).

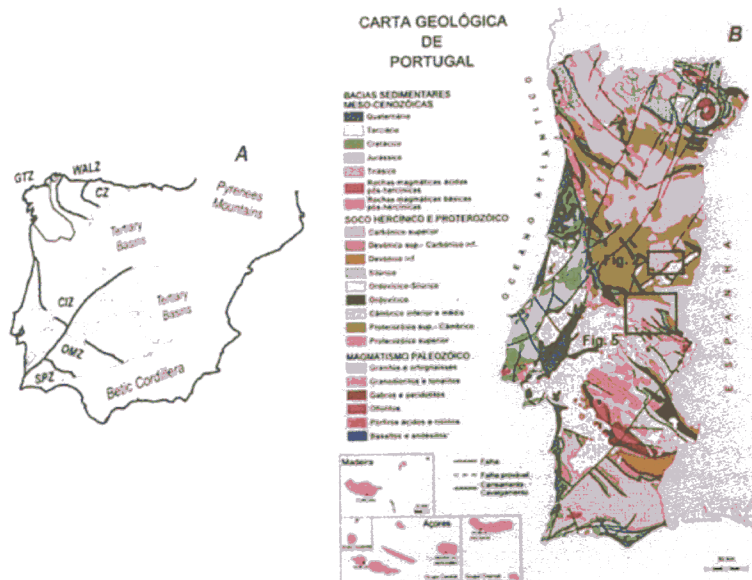


Fig. 1 A - Delimitação das zonas tectonoestratigráficas do Maciço Ibérico: CZ – Zona Cantábrica; WALZ – Zona Astúrico-Occidental-Leonesa; ZGT – Zona da Galiza-Trás-os-Montes; CIZ – Zona Centro-Ibérica; OMZ – Zona de Ossa-Morena; SPZ – Zona Sul Portuguesa. B - Localização das duas áreas a visitar na Carta geológica de Portugal simplificada (Instituto Geológico e Mineiro, 1998). A norte situa-se a área de Castelo Branco e a sul a área de Portalegre

Os granitos pré-variscos (ou pré-orogénicos) são mais escassos e ocorrem sobretudo em alinhamentos ao longo do limite ZCI/ZOM e no interior da ZOM (e.g., Ferreira *et al.*, 1987). Contudo, na ZCI foram encontradas rochas granitóides de idade Ordovícica (e.g., Antunes *et al.*, 2009; Neiva *et al.*, 2009).

Esta excursão tem por principal objectivo um conhecimento mais detalhado das rochas graníticas que ocorrem desde Castelo Branco (ZCI) até Portalegre (transição

ZCI/ZOM) Em ambas as áreas (Fig. 1B) ocorrem espacialmente associados, granitos pré-variscos e granitos variscos.

2 – DESCRIÇÃO DAS PARAGENS

Esta visita temática percorrerá a faixa de Castelo Branco-Idanha-a-Nova (1º dia) e de Portalegre-Carrascal-Nisa (2º dia).

2.1 – Área de Castelo Branco-Oledo – 1º dia (12 Maio 2012)

O plutão de Oledo-Idanha-a-Nova e o plutão de Castelo Branco intruem no Complexo Xisto Grauváquico, uma extensa sequência detrítica do tipo *flysh* característica da ZCI, de idade atribuída ao Neoproterozóico-Câmbrico (e.g., Palacios e Vidal, 1992). O relevo da região corresponde a uma superfície aplanada desnivelada por um importante degrau de falha, na zona de Idanha-a-Nova, que a atravessa na direcção aproximada ENE-WSW (Fig. 2).

As rochas mais antigas aflorantes são metassedimentos do CXG e as mais recentes, os depósitos de cobertura, arcósico-argilosos, sendo a maior área ocupada pelas rochas granitóides (Fig. 2).

2.1.1 - Paragem A.1. Granodiorito de duas micas (G3; Plutão de Oledo-Idanha-a-Nova)

O plutão de Oledo-Idanha-a-Nova é constituído por quatro tipos de rochas granitóides, variando entre granodioritos e granitos, numa área de 100 Km². Têm a idade de 479 – 480 Ma, sendo portanto do Ordovício inferior (Antunes *et al.*, 2009). Contacta com metassedimentos do CXG, com o plutão de Castelo Branco, na extremidade oeste, e está parcialmente coberto por depósitos cenozóicos, no limite sul; sendo atravessado por filões de pórfiros graníticos, aplitos, aplito-pegmatitos e doleritos (Fig. 2).

O granodiorito G3, de cor mais clara, ocorre sob a forma de uma lentícula, com cerca de 1000 m de comprimento por 200 m de largura, intruindo, de modo brusco, o granodiorito biotítico na zona oeste do plutão (Fig. 2). Tem granularidade heterogénea e, localmente com aglomerados micáceos, de forma arredondada irregular, que não ultrapassam os 3.0x1.5 cm. Com encraves de composição tonalítica biotítica e granodiorítica biotítica (Fig. 3), concentrados numa área onde ocupam 20 % do espaço aflorante. Os encraves microgranulares possuem morfologias e tamanhos variados, mas as formas arredondadas, com limites regulares, mais ou menos circulares, tendem a predominar, contudo, também, foram encontrados encraves de formas irregulares, rectangulares ou fusiformes. Os contactos com o granodiorito G3 são bruscos, alguns regulares, mas outros são crenulados, com margens arrepiadas ou com contactos lobados. Localmente, os encraves mostram contactos difusos e com reentrâncias do granodiorito hospedeiro (G3) no enclave granodiorítico. A existência de encraves maiores que incluem outros de menores dimensões, sugere mistura repetida de magmas (Fig. 3).

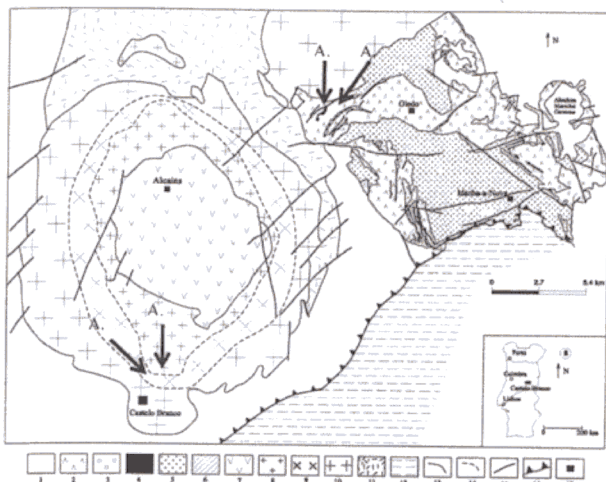


Fig. 2 - Localização geográfica (a) e carta geológica dos plutões de Oledo-Idanha-a-Nova e de Castelo Branco (b), adaptado de Antunes (2006). 1. Complexo Xisto-Grauváquico; Plutão de Oledo-Idanha-a-Nova: 2. granodiorito biotítico (G1), 3. granodiorito biotítico-moscovítico (G2), 4. granodiorito de duas micas (G3), 5. granito moscovítico-biotítico (G4), 6. filões aplíticos e aplito-pegmatíticos; Plutão de Castelo Branco: 7. granito moscovítico-biotítico (G5), 8. granodiorito biotítico-moscovítico (G6), 9. granodiorito biotítico-moscovítico, porfíroide (G7), 10. granito de duas micas (G8), 11. granito moscovítico-biotítico (G9), 12. arcos da Beira Baixa; 13. limite geológico; 14. limite geológico provável; 15. falhas; 16. carreamento; 17. povoações.

Para o granodiorito G3 foi obtida uma idade de 479 ± 6 Ma pelo método U-Pb em zircão e monazite (Antunes *et al.*, 2009). As variações composicionais das rochas e minerais constituintes do granodiorito hospedeiro e seus encraves microgranulares revelam tendências lineares (Antunes *et al.*, 2009).

A razão isotópica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₇₉ (0.7094) e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (10.14‰) sugerem uma origem crustal para o granodiorito G3, no entanto, os seus valores de $\varepsilon\text{Nd}_{479}$ (0.46) revelam uma contribuição mantélica; pelo que corresponderá a uma rocha crustal contaminada com material mantélico. Este material mantélico estará representado por um magma tonalítico correspondente aos encraves tonalíticos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₇₉=0.7042; $\varepsilon\text{Nd}_{479}$ =2.90; $\delta^{18}\text{O}$ =8.50‰). Contudo, o granodiorito G3 foi também intruído por um magma granodiorítico biotítico com ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₇₉=0.7039; $\varepsilon\text{Nd}_{479}$ =2.54 e $\delta^{18}\text{O}$ =9.81‰, que originou encraves granodioríticos biotíticos (Antunes *et al.*, 2009).

2.1.2 - Paragem A.2. Granodiorito biotítico (G1; Plutão de Oledo-Idanha-a-Nova)

É o dominante na área, de grão médio e textura hipidiomórfica granular, cor escura, associada ao predomínio de minerais máficos como biotite e anfíbola. Apresenta-se bastante heterogêneo com variações locais de granulometria e de tonalidade, em que zonas mais escuras alternam com outras mais claras. A deformação está marcada por

estruturas de cisalhamento, planares, com direcção principal de cisalhamento: N60E a E-W. Possui encraves microgranulares de composição tonalítica biotítica e granodiorítica biotítica, com um ligeiro predomínio destes últimos, que tendem a concentrar-se próximo da margem oeste do granodiorito. Localmente, é atravessado por vários filões de quartzo (N40W, 28 NE), definindo redes entrecruzadas com outros filões de quartzo (N40E a N30W, subverticais), com espessura entre 5 e 15 cm. Os encraves têm formas arredondadas ou ovóides, com secções elipsoidais, de forma alongada ou irregulares, mas alguns mostram interpenetrações com o granodiorito G1; revelando sin-plutonismo (Castro *et al.*, 1990). Os contactos com o granodiorito G1 são bruscos e bem definidos, alguns regulares, mas outros são crenulados ou lobados. Os encraves granodioríticos, por sua vez, mostram contactos difusos com G1.

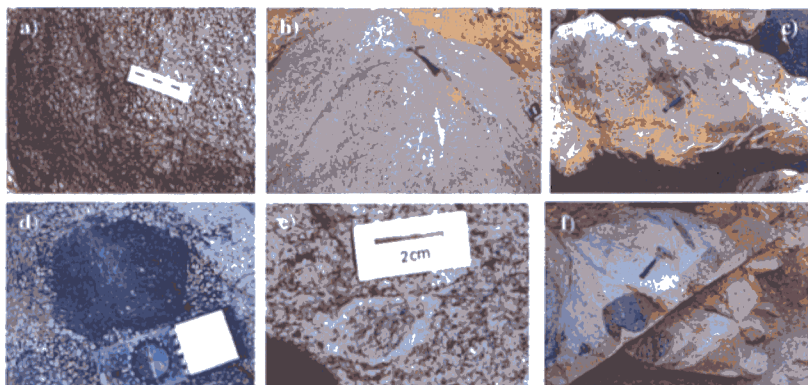


Fig. 3 - Caracterização macroscópica das rochas graníticas e encraves microgranulares do plutão de Oledo-Idanha-a-Nova. a) estruturas de cisalhamento planares no granodiorito biotítico (G1); b) intersecção de planos de cisalhamento (N60E, subvertical; N60W, 40N) no granodiorito G1; c) enclave microgranular granodiorítico, com contacto difuso, no granodiorito G1; d) enclave tonalítico duplo (assinalado com o círculo) no granodiorito G1; e) Fenocristal de plagioclase (pl) do granodiorito biotítico-moscovítico (G2), deformado com movimento de rotação esquerdo; f) encraves microgranulares de forma alongada, fusiformes e de formas irregulares com contornos lobados e crenulados, no granodiorito G2.

A datação precisa do zircão e monazite do granodiorito G1, pelo método U-Pb, deu a idade de 480 ± 2 Ma (Antunes, 2006). A modelização de elementos maiores e menores indica que os encraves granodioríticos e o granodiorito G1 podem derivar do magma tonalítico biotítico por cristalização fraccionada de plagioclase, grunerite, biotite e ilmenite (Antunes *et al.*, 2009). As variações irregulares das razões isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₈₀, ϵNd_{480} e $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente, dos encraves tonalíticos (0.7067; 3.13; 6.00–7.32), encraves granodioríticos (0.7054; 3.46) e granodiorito G1 (0.7051; 1.56–1.66; 7.90–8.92), sugerem uma possível mistura de um ou mais componentes magmáticos ou estarem relacionadas com a deformação apresentada por estas rochas (Antunes *et al.*, 2009).

O granodiorito biotítico-moscovítico (G2) ocorre na parte este do plutão, rodeando parcialmente o granodiorito G1, através de contacto brusco (Fig. 2). É porfiróide com fenocristais de plagioclase e feldspato potássico. Está deformado e os fenocristais apresentam-se orientados e com os bordos rodados, na direcção N50E, e rotação esquerda (Fig. 3), coincidente com o observado no granodiorito G1. Localmente é atravessado por filonetes de quartzo (E-W), com cerca de 5 cm de espessura. As relações de campo do granodiorito G2 sugerem uma implantação contemporânea com o granodiorito G1 (480 ± 2 Ma), embora não se encontrem relacionadas (Antunes *et al.*, 2009). A razão isotópica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₈₀ (0.7057 ± 0.0020), ϵNd_{480} (-0.45) e $\delta^{18}\text{O}$ (9.91-10.21‰) apoiam a hipótese de uma possível origem com contribuição mista de manto e crosta; pelo que corresponderá a um granitóide híbrido (Antunes *et al.*, 2009).

2.1.3 - Paragem A.3. Granito moscovítico-biotítico (G4; Plutão de Oledo-Idanha-a-Nova)

O granito G4 é a rocha granítica mais abundante do plutão e evoluída do plutão, contacta com G1, através de um contacto brusco e bem definido e, localmente, definindo hipófises. O contacto raro com G2 é brusco ou por falha (Fig. 2). Predominam as zonas de grão grosseiro, mas localmente passa a um grão médio a fino. A deformação (N50-70W a E-W) é evidenciada pelo alinhamento das micas e, pontualmente, de alguns cristais de quartzo e feldspato, mas menos acentuada do que nas restantes rochas do plutão. É atravessado por várias falhas, estando bastante fracturado e diaclasado, e por filões de aplito, pegmatito e de quartzo.

O granito G4 não se relaciona com as restantes rochas granitóides, embora seja contemporâneo (479 ± 3 Ma). A sua assinatura isotópica é evoluída, com valores médios de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₇₉ (0.7143), ϵNd_{479} (-1.73) e $\delta^{18}\text{O}$ (13.15‰) (Antunes *et al.*, 2009).

2.1.4 - Paragem A.4. Granodiorito biotítico-moscovítico (G6; Plutão de Castelo Branco)

O plutão de Castelo Branco é constituído por cinco granitóides dispostos concentricamente, com uma idade de 310 ± 1 Ma (Antunes *et al.*, 2008), aflorando ao longo de uma área de cerca de 390 km² (Fig. 2).

O granito moscovítico-biotítico (G5), de grão médio a fino, é o mais antigo do plutão e ocorre no núcleo do plutão (Fig. 2). Apresenta-se enriquecido em moscovite e turmalina, que tende a ocorrer em pequenos nódulos no interior da rocha ou dispondo-se sob a forma de rosetas, em cristais aciculares ou prismáticos, nas diaclases do granito. É atravessado por numerosos filões de aplito e pegmatito que localmente definem redes entrecruzadas, com espessura variada, e orientação E-W.

O granodiorito de grão médio a fino, levemente porfiróide, biotítico-moscovítico (G6) (Fig. 4), rodeia o granito G5 com um contacto é brusco (Fig. 2). É caracterizado pela ocorrência de aglomerados de grão de quartzo dispostos aleatoriamente e concentrações micáceas, de forma arredondada, e dimensões de 6 x 4mm a 26 x 20mm (Fig. 4). Os fenocristais de feldspato são escassos e esporádicos, nas zonas mais internas de G6, mas tendem a aumentar em direcção ao limite de transição para o granodiorito G7. Na zona de transição gradual de G6 para G7, verifica-se uma forte concentração de fenocristais (N30W), que parecem estar alinhados paralelamente ao contacto geológico (Fig. 4). A transição gradual de G6 para G7 é, ainda, marcada pela existência de bolsadas

do granodiorito G6, de grão mais fino, no granodiorito G7, mais grosseiro que penetram no seu interior.

2.1.5 - Paragem A.5. Granodiorito porfiróide biotítico-moscovítico (G7; Plutão de Castelo Branco)

O granodiorito G7, de grão médio a grosseiro, rodeia totalmente o granodiorito G6, através de um contacto gradual (Fig. 2). Possui grandes e abundantes fenocristais de feldspato com dimensões compreendidas entre 15 x 5 mm a 61 x 35 mm, com inclusões de biotite e, nalguns locais, fracturação incipiente (Fig. 4). A cordierite ocorre sob a forma de cristais equidimensionais, com dimensão média inferior a 1 cm, mas pode ocorrer em aglomerados. Não foi encontrada uma variação regular na sua ocorrência podendo, no entanto, ser referido que tende a aumentar em direcção à zona externa do plutão, pois não ocorre no granodiorito G6, passando a ocorrer no granodiorito G7 e granito G8. Pontualmente, é atravessado por filões de aplito (N-S a N12E, subverticais), com turmalina delimitada por auréolas de alteração.

O granito de duas micas (G8), de grão médio a grosseiro, rodeia gradualmente o granodiorito G7 e na parte sul e este, está em contacto directo com o CXG (Fig. 2), marcado por auréola de corneanas. Tem uma forma externa simétrica, com contornos irregulares, face às várias falhas de orientação geral NE-SW que o afectam e marcam o contacto com o CXG. Apresenta características semelhantes às indicadas para o granodiorito G7, variando na quantidade de plagioclase que possui e na dimensão dos seus grãos. A passagem do granodiorito G7 para o granito G8 é gradual, com uma diminuição no número de fenocristais, que passam a ser menos frequentes (Fig. 4). O granito G8 é atravessado por filonetes de quartzo (N50W), com 2-5 mm de espessura.

O granito de grão grosseiro, moscovítico-biotítico (G9), limita a bordadura do plutão de Castelo Branco, a N e NE, e não ocorrendo na sua zona S e W, é ocupada pelo granito G8 (Fig. 2). O contacto com o granito G8 é identificado pontualmente, pois estes dois granitos estão bastante alterados na zona de contacto.

O plutão de Castelo Branco é um plutão zonado onde foram identificados cinco granitóides, G5 a G9, variscos, dispostos concêntricamente do núcleo para o bordo (Antunes *et al.*, 2008). As características geoquímicas das rochas, seus minerais e relações isotópicas mostram evolução por fraccionação desde o granodiorito G6 para o granito G8, mas os granito G5 e G9 não pertencem a esta sequência. O granodiorito G7 e o granito G8 resultaram do magma granodiorítico G6 por um processo de cristalização fraccionada. Este plutão mostra um padrão de zonamento inverso pouco frequente, resultante da fusão parcial de materiais pelíticos heterogêneos encaixantes e da cristalização fraccionada de um magma granodiorítico (G2) (Antunes *et al.*, 2009).

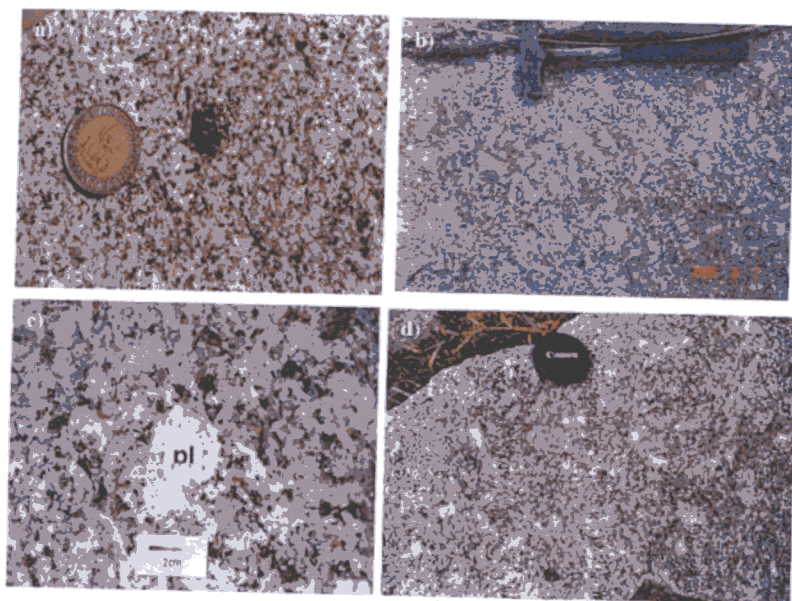


Fig. 4 - Caracterização macroscópica das rochas graníticas do plutão de Castelo Branco: a) granodiorito biotítico-moscovítico (G6), com concentração micácea; b) granodiorito biotítico-moscovítico (G7), mostrando aumento da concentração de fenocristais de microclina próximo da transição gradual com o granodiorito biotítico-moscovítico G6; c) granodiorito G7 com fenocristal de plagioclase fracturado e inclusões várias de biotite; d) granito de duas micas, de grão médio a grosseiro (G8).

2.2 - Área de Portalegre-Castelo de Vide-Nisa – 2º dia (13 Maio 2012)

Os corpos graníticos de Portalegre, Carrascal e Nisa localizam-se na região Nordeste do Alentejo (Fig. 5), no domínio de contacto entre a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa-Morena (ZOM), um segmento crustal complexo onde as unidades estratigráficas foram fortemente afectadas pela deformação varisca. Estas duas zonas tectono estratigráficas – ZCI e ZOM correspondem a dois blocos continentais presentemente juxtapostos através da Zona de Cisalhamento Coimbra-Córdoba (ZCCC).

As estruturas regionais mais importantes são o sinclinal da Serra de S. Mamede uma importante estrutura Varisca de direcção NW-SE que afectou as litologias de idades Ordovícica a Devonica e os vários acidentes NW-SE relacionados com a ZCCC (Fig.5).

Os plutões de Portalegre e do Carrascal correspondem a intrusões pré-variscas orientadas NW-SE, de forma elíptica, limitadas por falhas transcorrentes, enquanto que o batólito de Nisa-Albuquerque que corta os anteriores está relacionado com os últimos movimentos variscos.

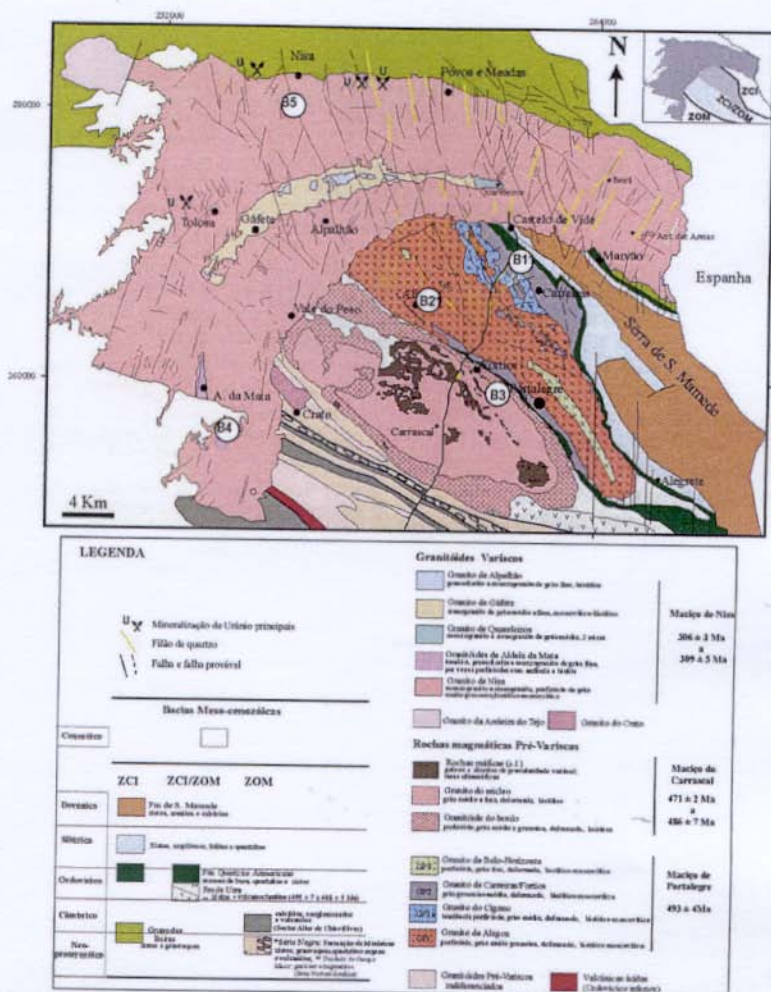


Fig. 5 - Mapa geológico simplificado (Solá, 2007) dos maciços graníticos do nordeste Alentejano adaptado das Cartas Geológicas de Portugal à escala 1:50 000, Moreira (1994), Campos e Pereira (1991).

2.2.1 - Paragem B.1. Granito de Carreiras GP2 (Plutão de Portalegre)

Em Portalegre o granito dominante (75% dos afloramentos) é biotítico-moscovítico porfiróide (granito de Alagoa-GP1) e é o mais antigo da região (493 ± 4 Ma, Solá, 2007, Solá *et al.*, 2008). Nos bordos e no núcleo do plutão os granitos apresentam variações texturais (tamanho do grão e/ou ausência do carácter porfiróide).

Do ponto de vista químico os granitos deste plutão são extremamente evoluídos ($\text{SiO}_2 > 74\%$), peraluminosos e com assinaturas isotópicas predominantemente crustais ($\epsilon\text{NdT} = -2.88$ a -0.85 ; $\delta^{18}\text{O} = 9.8$ - 10.8% ; Solá, 2007; Solá *et al.*, 2008).

As manchas graníticas de bordadura do plutão designadas por granito de Carreiras (GP2) contactam e acompanham as cristas quartzíticas ordovícicas de Castelo de Vide, a norte e Fortios, a sul (Fig. 5). Os granitos estão fortemente deformados com planos de foliação muito penetrativos e texturas protomiloníticas sobretudo junto dos acidentes que os limitam. O granito de Carreiras (GP2) é de granularidade média a grosseira, biotítico-moscovítico, e apresenta como característica distintiva uma cor cinzenta, por vezes bastante escura, devido à presença de quartzo fumado de cor negra que confere um tom escuro ao granito (Fig. 6A). Além de quartzo é constituído por feldspato potássico, geralmente perítico, plagioclase (albite), biotite e moscovite. A textura é cataclástica, com grãos partidos e esmagados e com coalescência de agregados de quartzo resultantes do esmagamento de cristais maiores devido à recristalização posterior. A fracturação é tão intensa que, frequentemente, não só o quartzo mas também os feldspatos e as micas ocorrem finamente sub-granulados formando mosaicos (Fig. 6B e 6C).

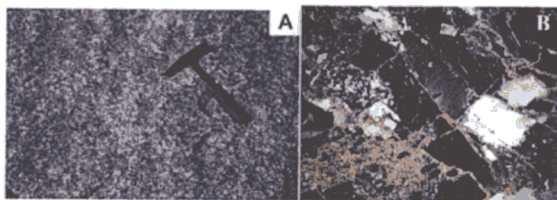


Fig. 6 - Granito de Carreiras (Plutão de Portalegre). A - Aspecto em afloramento. B - Texturas mais comuns do granito de Carreiras mostrando a intensa fracturação e cataclase dos minerais.

2.2.2 - Paragem B.2. Granito de Alagoa (Plutão de Portalegre)

O granito de Alagoa (GP1) é o granito dominante e ocorre no centro do plutão (Fig. 5). É de grão muito grosseiro, porfiróide, biotítico-moscovítico. Os contactos com os granitos de bordadura não são visíveis, contudo aparentam ser graduais, pois há diminuição da granularidade e do carácter porfiróide. Apresenta-se muito deformado, por vezes ocelado (Fig. 7B). Os megacristais de feldspato atingem os 4 x 2 cm de comprimento numa matriz constituída por quartzo, feldspato potássico e plagioclase. As biotites constituem agregados de microcristais, concentrados nos planos de foliação (Fig. 7B) resultantes do esmagamento dos cristais primários com inclusões de opacos e esporádicos cristais de granada (almandina). A moscovite ocorre em estreita associação com a biotite, sendo provavelmente de sincristalização. Ao microscópio a textura é fortemente foleada, mostrando cataclase e estiramento dos grãos (Fig. 7C).

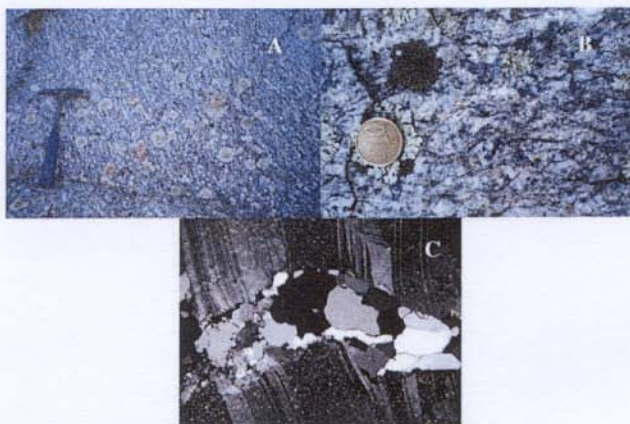


Fig. 7 - Granito de Alagoa (Plutão de Portalegre). A e B – aspecto em afloramento. C - pormenor da plagioclase com fractura preenchida por quartzo recrystalizado.

2.2.3 - Paragem B.3. Granito do Carrascal

O plutão do Carrascal é uma intrusão composta, bimodal. É constituído por uma bordadura de granito porfiróide, de grão grosseiro a médio, biotítico, intensamente deformado (486 ± 7 Ma, Solá 2007) que envolve um núcleo de granito biotítico de grão médio a fino (479 ± 3 Ma, Solá 2007). Manchas dispersas de rochas máficas de granularidade muito fina a média (471 ± 2 Ma, Solá 2007) intruíram no núcleo e, raramente, no bordo, sendo possível observar, por vezes, brechas de intrusão (Fig.8).

Os granitóides do bordo ($66.7\% > \text{SiO}_2 < 76.10\%$) e do núcleo ($70\% > \text{SiO}_2 < 76.6\%$), são granitos do tipo-I, magnesianos, ligeiramente peraluminosos enquanto que as rochas máficas/ultramáficas ($43.4\% > \text{SiO}_2 < 58.8\%$) constituem uma associação metaluminosa, calco-alcalina de médio-K com alguns dioritos de alto-K (Solá, 2007).



Fig. 8 - Plutão bimodal do Carrascal. Aspecto brechóide do contacto entre o granito do núcleo e as intrusões máficas associadas.

As assinaturas isotópicas dos granitos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.704\text{--}0.707$; $\epsilon\text{Nd}_t = -0.80$ to $+2.59$; $\delta^{18}\text{O} = 7.9 - 8.5\%$) são compatíveis com protólitos híbridos (envolvimento de magmas máficos “underplating” que interagiram com magmas crustais félsicos). O

granito do núcleo é isotópicamente mais evoluído do que o do bordo. As composições geoquímicas e isotópicas das rochas máficas/ultramáficas, mais primitivas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.703\text{-}0.705$; $\epsilon\text{Nd}_i=+1.26$ to $+3.26$; $\delta^{18}\text{O}=6.1\text{-}7\text{‰}$), sugerem o envolvimento de magmas mantélicos mais ou menos contaminados com a crosta continental (Solá, 2007).

2.2.4 - Paragem B.4. Granodiorito de Aldeia da Mata (batólito de Nisa-Albuquerque)

O batólito de Nisa-Albuquerque, tardi-varisco (294-306 Ma; González-Menéndez, 2002; Solá, 2007; Solá *et al.*, 2009), constitui parte de um alinhamento de granitóides polidiapíricos no prolongamento para Espanha (Nisa-Albuquerque-Los Pedroches), ao longo do limite entre ZCI e a ZOM. Esta intrusão (~700Km² no território português) corta e metamorfiza as estruturas da ZCI e da ZOM, incluindo os plutões pré-variscos da zona de transição (Fig. 5).

Apresenta uma estrutura simétrica, onde o granito dominante de Nisa de granularidade muito grosseira, porfiróide, biotítico-moscovítico, contrasta fortemente com os granitóides do núcleo, de granularidade muito mais fina que definem um alinhamento interno descontínuo que acompanha a forma geral do batólito (Fig. 9). No núcleo ocorrem manchas descontínuas alinhadas de tonalitos a granodioritos com anfíbola e biotite, com características do tipo I (granitóides de Aldeia da Mata e Alpalhão). Os contactos são geralmente bruscos a transicionais.

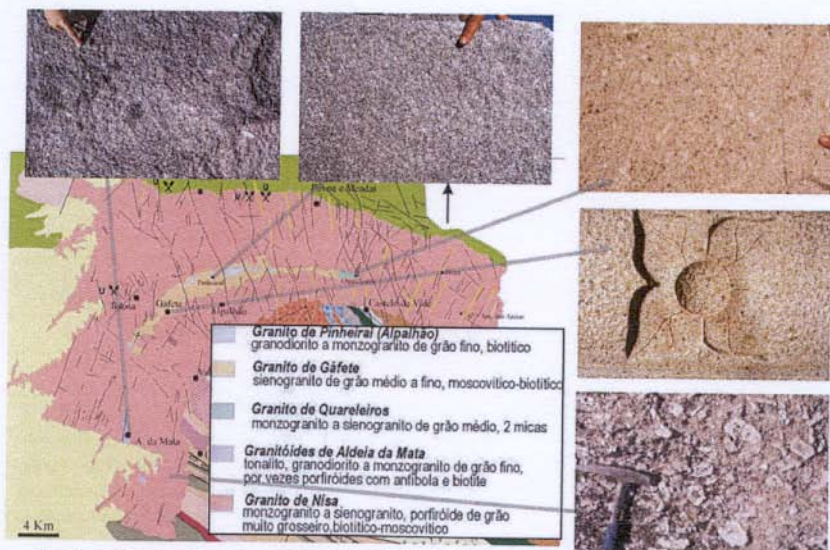


Fig. 9 - Diferentes tipos de granitos do batólito de Nisa-Albuquerque. Notar o contraste entre o granito dominante, muito grosseiro porfiróide com os granitos do alinhamento interno de granularidade mais fina.

Do ponto de vista geoquímico os granitóides do batólito de Nisa-Albuquerque são peraluminosos exceptuando os tonalitos de Aldeia da Mata que são metaluminosos. A composição geoquímica do granito de Nisa apresenta grande variação ($69\% > \text{SiO}_2 < 78\%$), ao contrário dos granitóides do alinhamento interno, com composições em intervalos mais restritos. Os diferentes tipos de granitóides correspondem a pulsações magmáticas distintas.

Na parte W do batólito os tonalitos/granodioritos de Aldeia da Mata foram interpretados como intrusões (306 ± 3 Ma, Solá *et al.*, 2009) no seio do granito principal (309 ± 4 ; Solá *et al.*, 2009). Processos de "Partial mixing" com o granito encaixante são frequentes. Os tonalitos são constituídos por plagioclase, biotite, anfibola e esfena abundante.

2.2.5 - Paragem B.5. Granito de Nisa (Maciço de Nisa-Albuquerque)

Vista geral da unidade principal granítica do batólito Nisa-Albuquerque: o granito porfiróide, biotítico-moscovitico peraluminoso com seus megacrístais de plagioclase orientados \approx N-60W a N-80W. As orientações são paralelas aos contactos externos com a rocha encaixante (CXG) e com os granitos do alinhamento central. Como minerais acessórios destaca-se a cordierite, geralmente alterada e turmalina.

Em associação com o granito de Nisa, ocorrem mineralizações de urânio, sendo a mais importante localizada na auréola de metamorfismo de contacto, a este da povoação de Nisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTUNES, I.M.H.R. (2006) - Mineralogia, petrologia e geoquímica de rochas granitóides da área de Castelo Branco-Idanha-a-Nova. Tese de Doutoramento (não publicado). Universidade de Coimbra, p. 454.
- ANTUNES, I.M.H.R., NEIVA, A.M.R., SILVA, M.M.V.G. e CORFU, F. (2008) - Geochemical and isotopic data on the granitic-granodioritic, concentrically zoned Castelo Branco pluton (central Portugal). *Lithos*, 103 (3/4), p. 445 – 465.
- ANTUNES, I.M.H.R., NEIVA, A.M.R., SILVA, M.M.V.G. e CORFU, F. (2009) - The genesis of I- and S-type granitoid rocks of the Early Ordovician Oledo pluton, Central Iberian Zone (central Portugal). *Lithos*, 111 (3/4), p. 168 – 185.
- AZEVEDO, M.R., VALLE AGUADO, B., NOLAN, J., MARTINS, M., e MEDINA J. (2005) - Origin and emplacement of syn – orogenic Variscan granitoids in Ibéria the Beiras massif. In: Carosi R., Dias R., Lacopini D. e Rosenbaum G. (Eds.). The southern Variscan belt, *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441 – 8142, volume 19, Paper 7.
- CAMPOS, A.B.A. e PEREIRA, L.C.G. (1991) - A arquitectura e a fracturação no granito de Nisa (Alto Alentejo-Portugal). *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, Coimbra, nº112, p. 121-133.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I., e ROSA, J.D. (1990) - Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geol. J.*, 25, p. 391 – 404.
- DALLMEYER, R.D. e MARTÍNEZ GARCIA, E. (1990) - Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia. In: Dallmeyer R. D. e Martinez Garcia (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, p. 3 – 4.
- FERREIRA N., IGLÉSIAS M., NORONHA F., PEREIRA E., RIBEIRO A. e RIBEIRO M.L. (1987) - Granitóides da zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carmina, J.C. Gonzalo, M.L. Plaza, J.M.L. Rodrigues (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L.C.G. Figueirola. Editorial Rueda, Madrid, p.37 – 53.
- GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L. (2002) - Petrología del batolito granítico de Nisa-Alburquerque. *Revista Soc Geol España*, 15, p. 233–246.

- INSTITUTO GEOLÓGICO E MINEIRO – LNEG (1998) - Carta Geológica de Portugal simplificada, postal comemorativo dos 150 anos da criação da 1ª Comissão Geológica.
- MOREIRA, A. (1994) - Reconhecimento geológico, estrutural, petrográfico e geoquímico dos granitos de Alpalhão, Gáfete e Quareleiros. (Alto Alentejo). *Estudos Notas e Trabalhos*, IGM, Porto t36, p. 103-117
- MATTE, Ph. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, p.122-128.
- NEIVA, A.M.R. e GOMES, M.E.P. (2001) - Diferentes tipos de Granitos e seus Processos Petrogenéticos: in Granitos Hercínicos Portugueses. *Memórias da Academia de Ciências de Lisboa*, 39, p. 53-95.
- NEIVA, A.M.R., WILLIAMS, I.S., RAMOS, J.M.F., GOMES, M.E.P., SILVA, M.M.V.G. e ANTUNES, I.M.H.R. (2009) - Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of Early Ordovician granodiorite and Variscan two-mica granites from the Gouveia area, central Portugal, *Lithos*, 111 (3/4) p. 186-202.
- PALÁCIOS, T. e VIDAL, G. (1992) - Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geological Magazine*, 129, p. 421-436.
- SOLÁ, A.R. (2007) - Relações Petrogeoquímicas dos Maciços Graníticos do NE Alentejano, Tese de Doutoramento (não publicado). Universidade de Coimbra, Portugal, 405 p.
- SOLÁ, A.R., RIBEIRO, M.L. e NEIVA, A.M.R. (2008) - Zircon dating and inheritance of a Pre-Variscan granite (SW Iberia). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72, Special Supplement 12S, p. A880.
- SOLÁ, A.R., WILLIAMS, I.S., NEIVA, A.M.R. e RIBEIRO, M.L. (2009) - U-Th-Pb SHRIMP ages and oxygen isotope composition of zircon from two contrasting late Variscan granitoids, Nisa-Albuquerque batholith, SW Iberian Massif: Petrologic and regional implications. *Lithos*, 111 (3/4), p.156-167.