Granitóides no SW da Zona de Ossa-Morena (Montemor-o-Novo – Évora):

Petrogénese e processos geodinâmicos

Patrícia Sofia Martins Moita

Orientador: Professor Doutor Manuel Francisco Colaço de Castro Pereira
Universidade de Évora

Co-Orientador: Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos
Universidade de Aveiro

Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

2007

Granitóides no SW da Zona de Ossa-Morena (Montemor-o-Novo–Évora):

Petrogénese e processos geodinâmicos

Patrícia Sofia Martins Moita

UNIVERSIDADE DE ÉVORA
164778
UE Serviços Académicos N.º 62/7752
30/7/07
Filomena P.G.

Orientador: Professor Doutor Manuel Francisco Colaço de Castro Pereira
Universidade de Évora

Co-Orientador: Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos
Universidade de Aveiro

Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

2007

AGRADECIMENTOS

Naturalmente, agradeço em primeiro lugar aos meus dois orientadores, cuja participação foi essencial para o desenvolvimento e finalização da presente dissertação. Ao Professor Doutor Manuel Francisco Pereira, agradeço o facto de me ter proposto uma problemática regional concreta. O seu empenho no sentido de criar uma equipa de trabalho interdisciplinar foi essencial para a prossecução deste trabalho. Com ele "adaptei" os meus olhos à realidade do campo e aprendi as várias visões da geologia regional. Ao Professor Doutor José Francisco Santos, expresso o meu reconhecimento por me ter introduzido no mundo dos granitóides. Nas discussões que fomos mantendo, tomei conhecimento da complexidade dos processos envolvidos na formação destas rochas e da dificuldade em propor um modelo coerente com os dados obtidos. Com efeito, a resolução de tais problemas só foi possível recorrendo à sua enorme cultura científica. Ainda que residindo em Aveiro, o Professor José Francisco esteve sempre disponível para discutir e esclarecer dúvidas em Évora ou, sempre que eu me encontrava em Lisboa, na Amadora. A ambos agradeço ainda as várias revisões do texto que agora apresento.

As instituições a quem devo o meu agradecimento são várias. Não só por razões formais, pois facultaram-me a utilização dos espaços e meios, mas também, e principalmente, pelas pessoas que nelas trabalham e que sempre me ajudaram e ensinaram.

À Universidade de Évora, em particular ao Departamento de Geociências, começo por agradecer aos meus colegas de "GDA", Carlos Ribeiro, Jorge Pedro, José Carrilho, José Mirão, Pedro Madureira e Pedro Nogueira, assim como ao meu colega de gabinete, Alexandre Araújo. Com todos discuti ideias e de todos recebi apoio e bibliografia. Ao Calex "agradeço" a disponibilidade para muitos desabafos nas fases mais negras do trabalho. Ao Zé Mirão, presto ainda um reconhecimento especial por me ter ajudado, e muito, quer na amostragem quer na leccionação das aulas de Geoquímica. Ao Martim Chichorro e à Cristina Ribeiro por me fazerem sentir o que é o trabalho em equipa. No tratamento laboratorial das amostras, contei com as habituais eficácia e paciência da Sandra Velez. A todo o corpo docente e secretariado (Idalinda Fernandes e Teresa Balixa) agradeço o apoio que me deram.

À Universidade de Aveiro devo, de facto, um grande reconhecimento. Foi aqui que realizei grande parte do meu trabalho laboratorial e de obtenção de dados de geoquímica isotópica. Começo por agradecer à Profª. Doutora Maria do Rosário (Cuca) que veio prontamente conhecer o tonalito do Maciço dos Hospitais, dando-me as primeiras pistas para entrar no mundo dos granitos. Mas não se ficou por aqui: iniciou-me nas técnicas de separação de minerais, forneceu-me bibliografia e facilitou-me contactos com outras instituições. À Sara Ribeiro, que me recebeu no "seu" laboratório-limpo e que com grande paciência me foi ensinando os vários procedimentos laboratoriais. A Sofia Leite foi uma excelente companhia de tese, fonte de boa disposição e simpatia que esteve sempre disponível para me ajudar e facilitar a vida em Aveiro. As horas que passámos juntas a limpar peneiros, ouvir o *FRANTZ* e a cheirar o bromofórmio, ficaram bem mais leves com a sua companhia.

À Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, agradeço, nas pessoas dos Professores Doutores César Andrade e José Manuel Munhá o facto de me terem permitido utilizar os laboratórios para separação de minerais. À Professora Doutora Teresa Palácios, bem como ao Centro de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, por me terem facultado o acesso à microssonda electrónica. Ao Professor Doutor José Brandão, por ter disponibilizado verbas para realização de lâminas delgadas; ao Pedro Silva e ao Centro de Geofísica da FCUL por me terem permitido a utilização do caroteador que se revelou essencial para a amostragem dos afloramentos nas ribeiras. Dirijo ainda uma nota de apreço e agradecimento ao Sr. Chaveiro e ao Sr. Alberto Verde por todo o apoio prestado.

Dirijo ainda um sincero agradecimento a todos os que conheci da Universidade de Huelva: ao Professor Doutor António Castro por me ter facultado o acesso ao seu laboratório para a realização de uma actividade experimental e por ter estado sempre disponível para me esclarecer dúvidas por correio electrónico. Ao Professor Doutor Ignacio Moreno-Ventas agradeço o tempo dispendido durante a análise de SEM e ao Juan Alvarado que tratou do aparato laboratorial. A todos eles, e também ao Professor Doutor Carlos Fernández e Professor Doutor Manuel Díaz Azpiroz (Universidad Pablo de Olavide), agradeço as trocas de ideias e ensinamentos durante as várias saídas de campo.

Porque os doutoramentos podem ter um passado, agradeço a todos os que, na Universidade de São Paulo (Brasil), me receberam e ensinaram: Professor Doutor Colombo Tassinari, Liliane, Artur, Ivone e Helen. À Universidade de Coimbra, na

pessoa do Professor Doutor Serrano Pinto, que me facultou o acesso ao laboratório de separação de minerais e a ajuda dos técnicos, entretanto aposentados, Sr. Vergílio e Sr. Teixeira.

Ao ex-Instituto Geológico e Mineiro de São Mamede Infesta agradeço, na pessoa do Professor Doutor Farinha Ramos, o acesso à microssonda electrónica. À Profª Doutora Elisa Prieto que me recebeu com simpatia e disponibilidade na Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro e me ensinou e proporcionou o acesso ao software para modelar processos de cristalização fraccionada.

Porque há amigos que também são colegas não posso deixar de agradecer à Patrícia Conceição do CREMINER pela ajuda na separação de minerais, à Susana Machado do INETI pelo acesso a alguma bibliografia, e à Rita Solá, também do INETI, pela partilha de bibliografia e pelas muitas conversas sobre granitos. À Ana Jesus do CREMINER agradeço pelo tempo dispendido na separação de minerais. Agradeço ainda, os simpáticos chás em casa da Dª Isilda, a todos os meus amigos e à "Bolha"!

E, finalmente, a instituição familiar. Agradeço a toda a minha família felizmente "alargada"; à Kátia e ao Pedro por serem a nossa família em Évora, à avó Bé, ao Ricardo, à Carla e ao sobrinho Pedro. Ao meu avô Olímpio, que me emociona com os seus poemas, e à minha avó Toya que mantém vivas as memórias da família. Aos meus pais... o que é que eles não fazem para ajudar? Nos bons e principalmente nos maus momentos estão sempre lá e da melhor maneira; obrigada mãe, obrigada pai!

P de Pedro, *P* de pai, *P* de colega, *P* de amostrador, *P* de revisor, *P* de tudo e de muito...sem *P* não teria sido possível. Obrigada Pedro!

Ao Tiago, que à sua maneira, torna o meu mundo melhor!

FINANCIAMENTO

Este trabalho foi financiado pelos seguintes projectos:

- MODELIB 35630/99: Termocronologia e Modelação Tectonometamórfica na Cadeia Varisca Ibérica. Universidade de Lisboa, Universidade de Évora, Universidade de Aveiro, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Universidade de Coimbra. SAPIENS Proj99 FCT.

- CHRONOTECT: Cronologia de processos tectonotérmicos variscos no Maciço Ibérico. POCTI/CTE-GIN/60043/2004. Universidade de Aveiro, Universidade de Évora, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

- CGL2004-06808-CO4/BT: Universidade de Huelva, Universidade de Pablo Olavide, Universidade de Lisboa, Universidade de Évora.

Este trabalho foi financiado pelos seguintes centros de investigação:

- CGE, Centro de Geofísica da Universidade de Évora.

- ELMAS, Evolução Litosférica e Meio Ambiental de Superfície – Universidade de Aveiro.

RESUMO

A presente dissertação consiste no estudo da petrogénese dos litótipos magmáticos do Terreno de Alto Grau Metamórfico de Évora, parte integrante do Maciço de Évora, situado no bordo SW da Zona de Ossa-Morena. Foram seleccionadas e amostradas, em diversas áreas, litologias que abrangem uma variabilidade composicional significativa: gabros (diversas pequenas intrusões entre Montemor-o-Novo e Évora), tonalitos (Maciço dos Hospitais, Montemor-o-Novo), granitóides diferenciados (Alto de São Bento, Évora), migmatitos e granitóides associados (margens da ribeira de Almansor, Montemor-o-Novo), e, ainda, gnaisses e granitóides associados (Valverde).

A geoquímica elementar indica que os diversos corpos gabróicos e os tonalitos metaluminosos do Maciço dos Hospitais poderão pertencer a uma série magmática relacionada por cristalização fraccionada. Estas litologias, para além de terem uma assinatura macroelementar de clara tendência calco-alcalina, exibem perfis oligoelementares semelhantes, com ligeiro enriquecimento em ETRL e fortes anomalias negativas de Nb e Ti, revelando características de magmas gerados em ambiente de arco continental. A semelhança entre os dados isotópicos, em particular εNd, obtidos para os gabros e os tonalitos [gabros: εNd_{323}= -1.71 a -2.10; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.70545 a 0.70556; tonalitos: εNd_{323}= -1.91 a -3.29; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.70619 a 0.70650] reforçam a existência de laços genéticos, podendo os primeiros corresponder ao magma parental dos líquidos de composição tonalítica. Os dados de geoquímica isotópica são, de igual modo, concordantes com o ambiente tectónico já sugerido acima, no qual os magmas mais primitivos proviriam de uma cunha mantélica modificada por um mecanismo de subducção. Além disto, deve também ser considerada a hipótese de um contributo crustal, embora limitado, na evolução dos magmas básicos e intermédios, o que, aliás, permite explicar os valores ligeiramente superiores da razão isotópica inicial de Sr nos tonalitos, em comparação com a dos gabros. Os dados geocronológicos, obtidos por diferentes metodologias (Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr) indicam que a idade do evento magmático se situará entre os 320 e os 330 Ma, sobressaindo o valor de 323 ± 5 Ma (Ar-Ar em anfíbola) como o resultado mais fiável.

A presença de encraves granulares máficos (dioríticos) no Maciço dos Hospitais, geralmente envoltos por halos félsicos (leucotonalitos), denuncia a existência de mecanismos de acumulação preferencial de anfíbola que se reflectem nos perfis de ETR dos encraves (côncavos para baixo e com uma anomalia negativa em Eu). Estes

últimos, isotópica e mineralogicamente semelhantes ao tonalito principal, deverão ser cognatos do magma que deu origem ao Maciço dos Hospitais. O desenvolvimento dos encraves granulares máficos é interpretado como resultado de uma cristalização precoce de anfíbola no magma tonalítico. Após os primeiros minerais máficos formarem agregados, os seus limites constituíriam "frentes ferromagnesianas" onde a nucleação e o crescimento preferenciais de anfíbola prosseguiriam. Por seu turno, a migração, em direcção às segregações máficas, dos constituintes ferromagnesianos levaria à geração de auréolas empobrecidas nesses componentes, das quais terão resultado os halos félsicos.

Além dos halos, outras zonas de composições modais félsicas são encontradas, no Maciço dos Hospitais, sob a forma de níveis que devem reflectir uma ligeira diferenciação por cristalização fraccionada a partir do tonalito principal, associada a um mecanismo de acumulação de plagioclase (testemunhada pela existência de uma anomalia positiva de Eu).

Para a génese dos granitóides metaluminosos a ligeiramente peraluminosos que ocorrem no Alto de São Bento - granito porfiróide, granodiorito e tonalitos (estes, sob a forma de encraves granulares máficos e encraves bandados) -, os dados de geoquímica elementar sugerem igualmente um mecanismo de diferenciação por cristalização fraccionada. Apesar dos modos de ocorrência serem muito distintos, os vários litótipos, de quimismo calco-alcalino, exibem perfis oligoelementares muito semelhantes entre si, bem como quando comparados com os das rochas do Maciço dos Hospitais e das intrusões gabróicas. Estas litologias poderiam, assim, representar magmas primitivos de uma longa sequência de diferenciação. A assinatura isotópica de alguns litótipos requer, contudo, a formulação de um modelo mais complexo que combine a cristalização fraccionada e a mistura de magmas. Nomeadamente, o granodiorito [εNd_{323}= -5.42; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.706731] e o encrave bandado [εNd_{323}= -4.81; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.706463] são interpretadas como resultado de um processo de mistura em que o componente félsico crustal corresponderia a 40% e 30%, respectivamente. O encrave granular máfico, incluso no granito porfiróide, exibe características geoquímicas e assinatura isotópica [εNd_{323}= -1.11; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.705472] compatíveis com diferenciação por cristalização fraccionada a partir de líquidos básicos, não sendo óbvia a existência de participação crustal. A sua presença pode estar relacionada com um processo de mistura essencialmente mecânico com o magma félsico representado pelo granito hospedeiro.

A diferenciação dos magmas calco-alcalinos por cristalização fraccionada pode ser explicada principalmente através da fraccionação de clinopiroxena (±olivina), na transição dos gabros para os tonalitos, e de plagioclase e horneblenda na evolução dos tonalitos para os granitóides mais ácidos. Quando se considera o papel da hibridização, o pólo crustal que melhor se adapta à curva de mistura desenhada pelas rochas intrusivas estudadas encontra-se materializado nos metassedimentos da Série Negra (encaixante de idade ediacariana).

Além das litologias anteriormente referidas, aflora, no Alto de São Bento, um leucogranito de duas micas, francamente peraluminoso, cuja génese será claramente distinta da dos restantes granitóides. A sua assinatura isotópica é tipicamente crustal [εNd_{323}= -7.19; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.718939], permitindo considerar uma origem a partir de um mecanismo de anatexia de metassedimentos da Série Negra ou dos complexos ígneo-sedimentares do Câmbrico. Os baixos teores de elementos incompatíveis, o perfil dos lantanídeos com uma disposição geral horizontalizada e uma significativa anomalia negativa de Eu, podem estar relacionados com pequenos graus de fusão, com retenção de plagioclase residual na fonte, ou por diferenciação extrema dos fundidos anatécticos. Não obstante a sua génese distinta, os valores em torno de 320Ma, obtidos com análises isotópicas de minerais e rocha total para o sistema Rb-Sr, indicam que esta anatexia não deverá estar cronologicamente muito afastada do magmatismo calco-alcalino na região.

O afloramento estudado nas margens da ribeira de Almansor caracteriza-se pela heterogeneidade litológica e pela presença de um bandado conspícuo, concordante com a estrutura regional. Este bandado é caracterizado pela alternância de diversos litótipos granitóides, classificados como diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides. Os diatexitos, com composição monzogranítica e quartzo-monzonítica, representam produtos de anatexia de rochas metassedimentares (provavelmente da Série Negra), como é revelado pela sua forte peraluminosidade, pelos perfis oligoelementares muito semelhantes aos dos materiais supracrustais, e pela assinatura isotópica com εNd_{323} entre -8.92 e -9.32 e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ entre 0.712569 e 0.711621. A gama de composições macroelementares e modais dos diatexitos deverá ser condicionada pela variação na incorporação de material refractário. Este material está provavelmente representado por biotite dispersa no seio do fundido que, durante a cristalização magmática e o arrefecimento subsequente, terá reequilibrado texturalmente com os novos minerais.

Os restantes granitóides de Almansor têm significados distintos, devendo reflectir o envolvimento de outras fontes e processos na geração dos líquidos magmáticos. Assim, os granitóides isótropos, que incluem tonalitos e granodioritos, traduzem um processo de diferenciação a partir de magmas mais máficos, provavelmente associado a uma mistura com líquidos anatécticos como os que que originaram as composições diatexíticas. Os leucogranitóides (de composição trondhjemítica) são interpretados como diferenciados gerados a partir dos granitóides isótropos. Os perfis oligoelementares, encontrados nos granitóides isótropos e leucogranitóides, revelam que a composição destes granitóides pode não representar directamente o magma que lhes deu origem, reflectindo, em grande parte, a acumulação de plagioclase e fases acessórias.

A estrutura bandada de Almansor não reflecte, assim, mecanismos de migmatização *in loco*, mas antes representa uma complexa zona de mistura de magmas instalados ao longo de um cisalhamento activo.

Na área de Valverde, os mecanismos de anatexia deverão ter actuado em rochas metaígneas félsicas muito diferenciadas (ortognaisses de composição trondhjemítica) do Câmbrico inferior. O desenvolvimento de fundidos metaluminosos (também de composição trondhjemítica) a partir daquele protólito dever-se-á ter dado através de um mecanismo de fusão com a participação de água e sem a decomposição da biotite. As diferenças na assinatura isotópica entre o protólito ortognáissico [εNd_{323}= -3.67; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.727003] e os granitóides de anatexia [εNd_{323}= -3.89 a -3.13; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.709052 a 0.0709298] estão de acordo com um mecanismo deste tipo. Os granitóides anatécticos de Valverde apresentam-se com características texturais/estruturais à escala mesoscópica que conduziram a que fossem amostrados em pares classificados como de "gnaisse-fundido" (ver texto). O estudo petrográfico, mineralógico e geoquímico veio, contudo, a sugerir que os constituintes desses pares reflictam apenas diferentes anisotropias do *fabric* e não uma relação do tipo protólito-fundido.

A assinatura calco-alcalina comum nas rochas ígneas que afloram na região estudada indica a existência, durante o Carbónico inferior, de um magmatismo típico de arco continental no bordo SW da Zona de Ossa-Morena, junto ao limite com a Zona Sul-Portuguesa. Este magmatismo deverá, pois, relacionar-se com o processo da subducção da litosfera oceânica (Rheic?) sob a Zona de Ossa-Morena, como parte dos fenómenos que levariam à constituição do supercontinente Pangea (orogenia

varisca). A forte transferência de calor produzida pela ascensão de magmas básicos e intermédios deverá ter sido um dos factores que promoveu a migmatização da Série Negra e de litologias do Câmbrico inferior.

Palavras chave: Zona de Ossa-Morena, Maciço de Évora, granitóides, cristalização fraccionada, mistura, magmatismo calco-alcalino, anatexia crustal.

ABSTRACT

In this work, several lithologies were studied to understand the main Variscan magmatic processes recorded in the Évora High Grade Metamorphic Terrain (one of the major divisions of the Évora Massif), at the SW border of the Ossa-Morena Zone (OMZ). In order to obtain data from a broad compositional range, the following lithologies (and locations) were selected: gabbros (in several small intrusions located between Montemor-o-Novo and Évora), tonalites (Hospitais Massif, Montemor-o-Novo), differentiated granitoids (Alto de São Bento quarry, Évora), migmatites and associated granitoids (Almansor stream, Montemor-o-Novo) and gneisses and associated granitoids (Valverde stream, Valverde).

The whole rock geochemistry suggests that the gabbroic bodies and the metaluminous tonalites from the Hospitais Massif belong to a magmatic suite related by fractional crystallisation. Besides a calc-alkaline major element signature, these lithologies exhibit very similar trace element patterns, with slightly LREE enrichment and strong Nb and Ti negative anomalies, and are, therefore, geochemically similar to plutons in modern continental arc settings. Isotopically, gabbros [εNd_{323}= -1.71 to -2.10; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.70545 to 0.70556] and HM tonalites [εNd_{323}= -1.91 to -3.29; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ = 0.70619 to 0.70650], in particular considering εNd_{323}, also seem to be genetically related. In addition, the obtained Nd and Sr data are compatible with parental mafic magmas derived from subduction-modified mantle wedge. However, a limited crustal contribution should also be considered in the evolution from basic to intermediate magmas, which could explain the slightly higher values of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ in the tonalites when compared with the gabbros. Geochronological results, using different methodologies (Ar-Ar, K-Ar, Rb-Sr), indicate that the magmatic event took place between 320 and 330 Ma. An age of 323 ± 5 Ma (Ar-Ar in amphibole) was considered the most reliable date.

The presence of mafic granular enclaves (usually surrounded by felsic haloes) within the HM tonalites testifies for the occurrence of an amphibole segregation mechanism from the main magma of the Hospitais intrusion. This is shown by the REE patterns of the enclaves, which display concave downwards shapes with Eu negative anomalies as expected in amphibole-dominated cumulates. In terms of either isotopic signatures or mineral chemistry data the enclaves cannot be distinguished from the host rocks: therefore, they are considered cognate of the tonalitic magma. The development of the

mafic enclaves is interpreted as the result of early crystallization of amphibole. The first grains may have formed aggregates whose boundaries constituted "ferromagnesian fronts" where preferential nucleation and growth of amphibole went on. The migration of ferromagnesian components towards the mafic segregations would have produced aureoles, depleted in those components, from which the felsic haloes crystallized.

Besides the haloes, very leucocratic modal compositions in the HM also occur as several felsic layers. These layers represent melts slightly differentiated from the main tonalitic magma, but also *in situ* plagioclase accumulation (as revealed by Eu positive anomaly).

In the Alto de São Bento area, most of the identified lithologies have metaluminous to slightly peraluminous nature. They were divided into porphyritic granite, granodiorite and two types of tonalite (mafic enclave and banded enclave). According to the geochemical information, they all have calc-alkaline signatures and may be related amongst them through fractional crystallization. Their trace element signatures have strong similarities with those observed in HM tonalites and in gabbros, which could, therefore, represent more primitive terms of the same line of liquid descent. Nevertheless, the isotopic data require a more complex model, combining fractional crystallisation and magma mixing. According to the assumptions done in this work, the granodiorite [εNd_{323}= -5.42; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.706731] and the banded enclave [εNd_{323}= -4.81; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.706463] should result from a hybridization process in which the felsic crustal component corresponds to 40% and 30% of the mixture, respectively. The studied granular mafic enclave (with isotropic texture), enclosed by the porphyritic granite, has geochemical and isotopic fingerprints compatible with derivation through fractional crystallisation from a basic magma without apparent crustal participation. The occurrence of this and similar enclaves can be explained by a mingling process with the host magma, involving only negligible chemical interaction.

In the fractional crystallization processes that affected calc-alkaline magmas, the transition from gabbroic to tonalitic magmas can be explained by clinopyroxene (±olivine) fractionation. Conversely the fractionation of plagioclase plus hornblende can be regarded as the main mineral phases leading to the evolution from tonalitic to more acidic magmas. On the other hand, the composition of Série Negra metasediments (country rocks of Ediacarian age) fits well as the crustal pole of the mixing curve defined by the studied calc-alkaline intrusives.

Besides the previously described lithotypes, a strongly peraluminous granite (two-mica leucogranite) also occurs at the Alto de São Bento quarry. Its isotopic signature [Nd_{323}= -7.19; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.718939] indicates that it crystallized from a melt generated by anatexis of Ediacarian (Série Negra) or Cambrian metasediments. Low incompatible element contents, flat REE mantle-normalized pattern and strong negative Eu anomaly suggest, additionally, either a low degree of partial melting in the presence of refractory plagioclase or extreme fractionation of the anatectic melt. Whole-rock and mineral Rb-Sr isotopic data indicate that the two-mica leucogranite has an age of *ca.* 320 Ma, implying that crustal anatexis is chronologically close to (or contemporary of) the calc-alkaline plutonism in this region.

An outcrop of a gneiss-migmatite complex along the Almansor River, near the town of Montemor-o-Novo, shows a high lithological diversity and a well-developed compositional layering sub-parallel to the dominant regional Variscan foliation. This layering results mainly from the intercalation of different granitoids, here classified as diatexites, weakly foliated granitoids and leucogranitoids. Diatexites (monzogranites and quartz-monzonites) result from melting of metasedimentary rocks (probably from the Série Negra), as revealed by their strongly peraluminous character, trace element patterns very similar to those of upper continental crust materials, and isotopic signature with εNd_{323} from -8.92 to -9.32 and $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ from 0.712569 to 0.711621. The range of chemical and modal compositions displayed by diatexites probably results from different amounts of refractory material, mostly biotite. The grains of this mineral phase became scattered through the melt and subsequently in textural equilibration with the newly formed minerals during crystallisation and cooling.

The other granitoid lithotypes from Almansor reveal a very different origin and evolutionary path. The weakly foliated granitoids (tonalites and granodiorites) seem to derive from more mafic magmas through processes involving differentiation by fractional crystallisation as well as hybridization with diatexitic magmas. The leucogranitoids (with trondhjemitic composition) are genetically related to the previous lithologies and should correspond to magmas resulting from a more advanced differentiation stage. The trace element patterns displayed by the weakly foliated granitoids and leucogranitoids show that they do not simply correspond to melt compositions but also include significant amounts of cumulate phases (plagioclase and accessory minerals).

In summary, the Almansor outcrop and its banded structure, rather than testifying *in loco* migmatization, seem to correspond to complex and superimposed processes of differentiation and mingling/mixing of magmas along an active shear zone.

At Valverde, there are testimonies of anatexis that affected felsic meta-igneous rocks (trondjhemitic orthogneisses) of Lower Cambrian age. It is proposed that the formation of metaluminous melts (also with a trondjhemitic composition) from those protoliths resulted from fusion in the presence of water and without biotite breakdown. This mechanism would explain the significant difference recorded in the Sr initial ratios of the isotopic signatures of the protolith [εNd_{323}= -3.67; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.727003], as well the anatectic granitoids [εNd_{323}= -3.89 to -3.13; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$= 0.709052 to 0.0709298]. The anatectic granitoids at Valverde show mesoscopic structural and textural features that led, on a preliminary basis, to establish associations of the collected samples in "gneiss-melt" pairs (see text). However, petrography, mineral chemistry and geochemistry suggest that the members of those pairs simply correspond to differences in the *fabric* anisotropy, apparent in field observations, rather than representing protolith-melt relationship.

The calc-alkaline signature commonly found in the igneous rocks that occur in the studied region indicates the existence of continental arc-type magmatism during the Lower Carboniferous at the SW border of the OMZ, nearby its boundary with the South Portuguese Zone. This magmatism probably results from the subduction of oceanic lithosphere (Rheic?) under the OMZ during the Variscan orogeny. The ascent of mantle-derived magmas, and consequent transfer of high amounts of heat to crustal rocks, is considered as an important factor in promoting anatexis in Ediacarian Série Negra metasediments and the Lower Cambrian orthogneisses.

Keywords: Ossa-Morena Zone, Évora Massif, granitoids, fractional crystallisation, mixing/mingling, calc-alkaline magmatism, crustal anatexis.

APRESENTAÇÃO DA TESE

A presente dissertação é apresentada sob a forma de 10 capítulos e 6 anexos. O primeiro capítulo (I. Introdução) apresenta o objecto de estudo e o porquê da sua escolha, o seu enquadramento e ainda, uma perspectiva histórica das publicações efectuadas, em várias temáticas, na região estudada.

O segundo capítulo (II. Enquadramento Geológico) dá uma perspectiva sintética do enquadramento geológico da zona estudada desde a escala regional à local.

Do capítulo III ao VII são apresentados dados de campo, petrográficos, química mineral, química de rocha total, geocronológicos e química isotópica. A apresentação dos dados, em cada capítulo, é efectuada primeiro para as rochas intrusivas e depois para o encaixante. No último ponto de cada capítulo os dados obtidos são discutidos, integrados e interpretados levantando-se hipóteses sobre os processos petrogenéticos que conduziram à formação das rochas estudadas.

O capítulo VIII pretende essencialmente validar as diferentes hipóteses petrogenéticas referidas nos capítulos anteriores, bem como estimar parâmetros físicos para as rochas intrusivas e encaixante.

No capítulo IX é efectuada uma discussão final que pretende relacionar as rochas estudas com contextos geológicos análogos e integrá-las no contexto regional específico.

O capítulo X apresenta as principais conclusões.

O capítulo XI enumera as publicações consultadas e citadas na presente dissertação.

Os anexos (A a F) apresentam e descrevem algumas metodologias, tabelas com a listagem dos dados obtidos, e mapas com a localização da amostragem.

PRINCIPAIS ABREVIATURAS

Por ordem alfabética:

AMS – Almansor

Anf-N – anfibolito a norte

ASB – Alto de São Bento

CGM – Complexo Gnaisso-Migmatítico

Dtx – diatexito

EAnd – encrave andesítico

Eanf-bt – encrave anfibolito-biotítico

EB – encrave bandado

EGM – encraves granulares máficos

EMH – encrave-MH

ETR – elementos terras raras

ETRL – elementos terras raras leves

ETRP – elementos terras raras pesadas

GI – granitóides isótropos

GP – granito porfiróide

LG – leucogranitóides

ME – Maciço de Évora

MH – Maciço dos Hospitais

TAME – Terreno de Alto-grau Metamórfico de Évora

VLV – Valverde

ZOM – Zona de Ossa-Morena

ÍNDICE

Agradecimentos
Financiamento
Resumo
Abstract
Apresentação da tese
Principais abreviaturas

I. INTRODUÇÃO 1
1.1 Objecto de estudo 1
1.2 Sobre a classificação de granitóides 2
1.3 Objectivos 3
1.4 Localização geográfica 5
1.5 Trabalhos anteriores 6

II. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO 9
2.1 Maciço Ibérico e a Zona de Ossa-Morena 9
2.2 Maciço de Évora 12
2.2.1 Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo 16
2.2.2 Terreno de Alto-grau Metamórfico de Évora 17
2.2.3 Terreno de grau metamórfico Intermédio de Évora 18
2.2.4 Plutonismo 19

III. RELAÇÕES DE CAMPO 21
3.1 Rochas intrusivas 21
3.1.1 Tonalito (Maciço dos Hospitais, Montemor-o-Novo) 21
3.1.1.1 Tonalito principal e leucotonalitos (níveis félsicos) 21
3.1.1.2 Encraves granulares máficos e halos félsicos 24
3.1.1.3 Filão dacítico e granitóides tardios 25
3.1.2 Gabros e dioritos associados (ocorrências de rochas máficas, Montemor-o-Novo - Évora) 26
3.1.3 Granitóides (Alto de São Bento, Évora) 27
3.1.3.1 Leucogranito de duas-micas e encraves bandados 30
3.1.3.2 Granito porfiróide e encraves granulares máficos 31
3.1.3.3 Granodiorito 33
3.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico 33
3.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor, Montemor-o-Novo) 34
3.2.1.1 Diatexitos 36
3.2.1.2 Granitóides isótropos 38
3.2.1.3 Leucogranitóides 40
3.2.1.4 Encraves 41
3.2.2 Gnaisses e granitóides associados (Valverde) 43
3.2.2.1 Gnaisses félsicos (ortognaisses) 45
3.2.2.2 Pares "gnaisse-fundido" 45
3.3 Discussão e interpretação 47

IV. PETROGRAFIA 53
4.1 Rochas intrusivas 53
4.1.1 Tonalito (Maciço dos Hospitais, Montemor-o-Novo) 53
4.1.1.1 Tonalito principal 53
4.1.1.2 Encraves granulares máficos 57
4.1.1.2.1 Encraves horneblêndicos 61
4.1.1.2.2 Encraves cumingtoníticos-gruneríticos horneblêndicos 59
4.1.1.3 Halos félsicos e Níveis félsicos (leucotonalitos) 61
4.1.1.4 Dacito 62
4.1.1.5 Granitóide tardio 63
4.1.2 Gabros e dioritos associados (ocorrências de rochas máficas, Montemor-o-Novo - Évora) 64
4.1.3 Granitóides (Alto de São Bento, Évora) 65

4.1.3.1 Leucogranito de duas-micas 67
4.1.3.2 Encraves bandados (no leucogranito de duas micas) 69
4.1.3.3 Granitos porfiróides 70
4.1.3.4 Encraves granulares máficos (no granito porfiróide) 71
4.1.3.5 Granodiorito 73
4.2 Complexo Gnaisso-migmatítico 74
4.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor, Montemor-o-Novo) 74
4.2.1.1 Diatexitos 74
4.2.1.1.1 *Resister*/Melanossoma 78
4.2.1.1.2 Restitos 78
4.2.1.2 Granitóides isótropos 80
4.2.1.3 Leucogranitóides 81
4.2.1.4 Encraves 83
4.2.2 Gnaisses e granitóides associados (Valverde) 86
4.2.2.1 Gnaisses félsicos (ortognaisses) 86
4.2.2.2 Pares "gnaisse-fundido" 87
4.3 Discussão e Interpretação 89

V. QUÍMICA MINERAL 95
5.1 Rochas intrusivas (Maciço tonalítico dos Hospitais, granitóides do Alto de São Bento e ocorrências de rochas máficas) 95
5.1.1 Feldspatos 95
5.1.2 Anfíbolas 100
5.1.3 Micas 105
5.1.4 Olivinas e piroxenas 110
5.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico (Almansor e Valverde) 112
5.2.1 Feldspatos 112
5.2.2 Anfíbolas 115
5.2.3 Micas 117
5.2.4 Cordierite 121
5.3 Discussão e interpretação 123
5.3.1 Rochas intrusivas (Maciço tonalítico dos Hospitais, granitóides do Alto de São Bento e ocorrências de rochas máficas) 123
5.3.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico (Almansor e Valverde) 125

VI. GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL 129
6.1 Rochas intrusivas 129
6.1.1 Tonalito (Maciço dos Hospitais) e Gabros e dioritos (ocorrências de rochas máficas) 129
6.1.1.1 Classificação química e normativa 129
6.1.1.2 Elementos maiores 137
6.1.1.3 Elementos vestigiais 140
6.1.1.4 Diagramas discriminantes 150
6.1.2 Granitóides (Pedreira do Alto de São Bento, Évora) 153
6.1.2.1 Classificação química e normativa 154
6.1.2.2 Elementos maiores 159
6.1.2.3 Elementos vestigiais 161
6.1.2.4 Diagramas discriminantes 166
6.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico 167
6.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor) 167
6.2.1.1 Classificação química e normativa 168
6.2.1.2 Elementos maiores 172
6.2.1.3 Elementos vestigiais 173
6.2.1.4 Diagramas discriminantes 185
6.2.2 Gnaisses e granitóides associados (Valverde) 187
6.2.2.1 Classificação química e normativa 187
6.2.2.2 Elementos maiores 190
6.2.2.3 Elementos vestigiais 191
6.2.2.4 Diagramas discriminantes 194
6.3 Discussão e interpretação de resultados 195

6.3.1 Origem do Maciço dos Hospitais e ocorrências de rochas máficas... 195
6.3.1.1 Ocorrências de rochas máficas ... 196
6.3.1.2 Origem do tonalito principal do Maciço dos Hospitais ... 197
6.3.1.3 Origem dos encraves granulares máficos ... 201
6.3.1.4 Origem dos leucotonalitos (halos félsicos e nível félsico) ... 202
6.3.1.5 Origem do granitóide tardio ... 203
6.3.2 Origem dos granitóides do Alto de São Bento (Évora) ... 203
6.3.2.1 Origem dos encraves granulares máficos ... 206
6.3.2.2 Origem dos encraves bandados ... 207
6.3.3 Tonalito do Maciço dos Hospitas e granitóides do Alto de São Bento ... 207
6.3.4 Complexo Gnaisso-Migmatítico ... 210
6.3.4.1 Origem dos migmatitos e granitóides associados (Almansor) ... 210
6.3.4.1.1 Origem dos diatexitos ... 210
6.3.4.1.2 Origem dos granitóides isótropos ... 216
6.3.4.1.3 Origem dos leucogranitóides ... 219
6.3.4.1.4 Origem dos encraves ígneos (encrave andesítico e encrave-MH) ... 221
6.3.4.1.5 Origem encrave anfibolito-biotítico e do anfibolito a norte do MH ... 223
6.3.4.2 Origem dos gnaisses e granitóides associados (Valverde) ... 223
6.3.5 Rochas intrusivas (Maciço dos Hospitais e granitóides do Alto de São Bento) e fundidos crustais ... 226
6.4.4 Comparação com estudos experimentais ... 229

VII. GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA ... 235
7.1 Geocronologia ... 235
7.1.1 Rochas intrusivas ... 235
7.1.1.1 Maciço dos Hospitais – idades de rocha total (método Rb-Sr) ... 235
7.1.1.2 Maciço dos Hospitais: idades rocha total-minerais e mineral-mineral (método Rb-Sr) ... 239
7.1.1.3 Maciço dos Hospitais: idades de minerais (métodos Ar-Ar e K-Ar) ... 242
7.1.1.4 Leucogranito de duas micas (Alto de São Bento): idades rocha total-minerais e mineral-mineral (método Rb-Sr) ... 244
7.2 Geoquímica isotópica Rb-Sr e Sm-Nd ... 245
7.2.1 Rochas intrusivas ... 246
7.2.1.1 Maciço dos Hospitais e ocorrências de rochas máficas ... 246
7.2.1.1.1 Tonalitos, encraves e halos félsicos: equilíbrio ou magmas cognatos? ... 251
7.2.1.2 Granitóides do Alto de São Bento ... 253
7.2.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico ... 254
7.2.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor) ... 254
7.2.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico ... 254
7.2.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor) ... 254
7.2.2.2 Gnaisses e fundidos associados (Valverde) ... 259
7.3 Discussão e interpretação ... 263

VIII. PETROGÉNESE ... 267
8.1 Avaliação dos processos envolvidos na génese dos tonalitos do Maciço dos Hospitais ... 267
8.1.1 Cristalização fraccionada a partir de magmas básicos ... 267
8.1.2 Fusão de rochas meta-ígneas (anfibolitos) ... 272
8.1.3 Mecanismo de acumulação na origem dos encraves granulares máficos do Maciço dos Hospitais ... 276
8.2 Avaliação dos processos envolvidos na génese dos granitóides do ASB ... 279
8.2.1 Cristalização fraccionada a partir de magmas tonalíticos (MH) ... 279
8.2.2 Mecanismo de mistura de magmas básicos/intermédios e crustais ... 282
8.2.3 Avaliação experimental da hipótese dos leucogranito de duas micas resultar da fusão dos encraves bandados ... 285

8.3. Avaliação das condições físicas – geotermobarometria convencional..... 289
8.3.1 Condições de fusão: temperatura do magma na fonte 290
8.3.2 Condições de cristalização 294

IX DISCUSSÃO FINAL E CONSIDERAÇÕES REGIONAIS 299
9.1 Relações intrusivas entre fácies 299
9.2 Origem e significado das ocorrências de rochas máficas (gabros e dioritos). 301
9.3 Origem e significado dos tonalitos do Maciço dos Hospitais 301
9.4 Origem e significado dos granitóides do Alto de São Bento 305
9.5 Origem dos migmatitos e granitóides associados da ribeira de Almansor 310
9.6 Origem dos ortognaisses e granitóides associados de Valverde 312
9.7 O Complexo Gnaisso-Migmatítico e as rochas intrusivas 313
9.8 Significado geodinâmico do Terreno de Alto-Grau Metamórfico de Évora 313
9.9 Considerações regionais 315
9.9.1 Modelo adoptado para a evolução do plutonismo carbónico no TAME (bordo SW da ZOM) 322

X CONCLUSÕES 325

XI. BIBLIOGRAFIA 329

ANEXOS
Anexo A – Amostragem (metodologia e localização)
Anexo B – Química mineral (dados e metodologia)
Anexo C e D – Geoquímica de rocha total (dados e metodologia) e norma CIPW
Anexo E e F – Geocronologia e geoquímica isotópica (metodologia)

I. INTRODUÇÃO

1.1 Objecto de estudo

Os granitóides são os principais constituintes da crosta continental e, devido à forte correlação entre associações mineralógicas, tipos petrogenéticos, fontes magmáticas e ambiente geodinâmico, permitem, quando correctamente tipificados, delimitar a evolução e diferenciação da crosta continental ao longo do tempo geológico (e.g. Didier e Barbarin, 1991; Clarke, 1992; Jung, 2005).

É globalmente aceite a existência de vários tipos de granitos formados por diferentes processos, incluindo diferenciação, a partir de magmas máficos derivados do manto, e fusão de sedimentos pré-existentes ou precursores de natureza ígnea (e.g. Chappel e White, 1992; Castro et al., 1999a; Jung, 2005). A identificação das diferentes fontes e subsequente evolução magmática constitui um dos temas mais debatidos no estudo de rochas granitóides.

Uma das aproximações à resolução dos problemas relacionados com a diversidade dos magmas graníticos é o estudo dos migmatitos que podem representar estádios iniciais de anatexia (e.g. Jung, 2005). Apesar de muitos dos complexos migmatíticos de cinturas orogénicas estarem espacial e temporalmente associados a rochas intrusivas, em particular de composição granítica, a relação entre ambos continua por esclarecer (Jung, 2005). Os migmatitos podem representar o elo entre o metamorfismo de alto-grau e (1) corpos graníticos de grandes dimensões (Brown e D'Lemos, 1991), (2) leucossomas cuja evolução não permitiu a formação de corpos intrusivos de grandes dimensões (Obata et al., 1994) ou podem ainda (3) resultar do efeito produzido pela intrusão de plutões proximais (Pattison e Harte, 1988). Outros autores (White e Chappell, 1990) defendem ainda que os migmatitos e granitos não estão geneticamente relacionados.

Assim, uma das maiores diferenças nos processos que conduzem à génese de magmas graníticos consiste na importância da participação do manto e/ou da crosta nos eventos de fusão. A avaliação dos diferentes modelos é baseada no estudo detalhado de geoquímica macro-elementar, elementos vestigiais e isótopos radiogénicos aplicados aos diferentes tipos de rocha, que, no conjunto, podem

fornecer constrangimentos aos contributos de reciclagem crustal e/ou contributos mantélicos durante os processos orogénicos.

1.2 Sobre a classificação de granitóides

Desde muito cedo (séc. XVIII - e.g. Pitcher, 1993, para revisão histórica) os granitóides constituíram um importante objecto de estudo, o que conduziu à necessidade de os classificar e sistematizar. Tendo noção de que nenhum sistema de classificação é perfeito, importa porém assegurar que seja útil e abrangente. A maior parte das classificações baseia-se em parâmetros mensuráveis como a composição mineralógica, composição química, granularidade, tipo e profundidade de instalação, ambiente tectónico, etc., mas outras apoiam-se em parâmetros inferidos como sejam a sua origem ou presumíveis fontes. Não se querendo fazer uma discussão exaustiva sobre os diferentes tipos de granitóides existentes, pareceu oportuno, tendo em conta a variabilidade de litótipos estudados neste trabalho e para uma melhor exposição das problemáticas, apresentar uma breve síntese sobre alguns aspectos relacionados com a sua sistematização.

De acordo com a classificação modal de Streckeisen (1976), granito é qualquer rocha plutónica, de granularidade grosseira, onde a presença de quartzo varia entre 20 a 60% do total da soma dos minerais quartzo + feldspato alcalino + plagioclase e em que 10 a 65% dos feldspatos corresponde a plagioclase. Tendo em conta que se trata de uma classificação muito genérica, é possível subdividir a classificação de granito *s.l.* em domínios mais restritos (tonalito, granodiorito, granito *s.s.*, etc.), estabelecidos com base na proporção dos minerais referidos.

Uma das classificações de uso mais generalizado, criada por Shand (1947), baseia-se na composição química em termos de elementos maiores. Este sistema usa o conceito de saturação em alumínio (dada pela razão A/CNK[1]) que permite a divisão dos granitóides em três grandes grupos: peraluminosos (A/CNK>1), metaluminosos (A/CNK<1 e $Al_2O_3>Na_2O+K_2O$) e peralcalinos (A/CNK<1 e $Al_2O_3<Na_2O+K_2O$). Esta divisão está directamente relacionada com a classificação alfabética dos tipos "I" (fontes crustais ígneas) e "S" (fontes crustais sedimentares) claramente genética, integrando uma grande diversidade de parâmetros. De facto, esta classificação, criada originalmente por Chappell e White (1974), reúne informação relacionada com a

[1] A/CNK= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ em moles, segundo Shand (1947).

associação mineralógica, geoquímica de elementos maiores, isótopos de estrôncio, neodímio e oxigénio, sugerindo um ambiente tectónico para os diferentes grupos cujas principais características se encontram resumidas na tabela 1.1.

Tabela 1.1 – Principais características dos granitos tipo I e S (adaptado de Clarke, 1992; Chappel e White, 1992).

	Tipo I	**Tipo S**
A/CNK	< 1.1	> 1.1
	(Metaluminosos a ligeiramente peraluminosos)	(Peraluminosos)
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	< 0.705	> 0.707
εNd	+3.5 a -8.9	-5.6 a -9.2
$\delta^{18}O$‰	< 9‰	> 9‰
Minerais comuns	Ortopiroxena, Clinopiroxena, Cumingtonite, Horneblenda Epídoto	Aluminosilicatos, Cordierite, Granada, Corindo
Outros Minerais	Biotite, rara Moscovite	Biotite, Moscovite
Ambiente tectónico	Ambiente de subducção: arco continental ou insular	Colisão continente-continente
	Não associado a rochas migmatíticas	Associado a rochas migmatíticas

De acordo com Castro (2006), a classificação de granitóides em tipo I e S pode ser aplicada a qualquer corpo granitóide com relativo sucesso. Sendo, porém, o processo de classificação o estabelecimento de fronteiras artificiais, é natural que surjam termos intermédios materializados pela existência de granitos com características transicionais, conduzindo a dificuldades na aplicação da referida classificação. Em particular, as características isotópicas híbridas dos granitos do tipo I levaram alguns autores a introduzir o conceito de granito híbrido (Barbarin, 1990; Castro et al., 1991a), que implica várias fontes félsicas crustais misturadas e/ou assimiladas com magmas derivados do manto.

1.3 Objectivos

A presente dissertação debruça-se sobre uma região onde rochas plutónicas e rochas de elevado grau metamórfico/migmatitos estão bem expostas e num contexto tectono-metamórfico considerado de fronteira de placas convergente (e.g. Pedro, 1996; Leal, 2001; Moita et al., 2005a). Não obstante os granitóides e rochas ígneas associadas apresentarem um largo espectro composicional, existem ainda numerosos complexos

magmáticos na região que não foram objecto de trabalhos petrológicos/geoquímicos pormenorizados, acompanhados de um cuidadoso enquadramento estrutural.

Assim, foi objectivo essencial desta dissertação contribuir para o conhecimento do magmatismo na região, tendo como principal alvo as rochas intrusivas de Montemor-o-Novo – Évora (em particular o Maciço tonalítico dos Hospitais). São vários os aspectos que contribuem para que estas rochas mereçam ser o tema central da presente dissertação e várias as questões levantadas às quais se tentarão dar resposta. No conjunto, os objectivos que se pretendem atingir com o presente trabalho são:

- Identificar os principais processos petrogenéticos/mecanismos de diferenciação magmática responsáveis pela diversidade de rochas granitóides observadas entre Montemor-o-Novo e Évora.
- Identificar e caracterizar as fontes envolvidas nos processos magmáticos ocorridos na região.
- Obter informação cartográfica mais detalhada em afloramentos chave, de modo a compreender a relação do plutonismo com o Complexo Gnaisso-Migmatítico encaixante.
- Definir, com recurso à geocronologia absoluta, algumas etapas da evolução tectonotérmica da área em estudo.
- Integrar a informação obtida, relacionando-a com a evolução geodinâmica do segmento ibérico da cadeia varisca.

Atendendo aos vários objectivos acima apontados foi realizado, a par com a caracterização do Maciço dos Hospitais, um estudo de índole geoquímica/petrológica de afloramentos chave, cuja localização e natureza geoquímica permitisse algum tipo de correlação com o referido maciço ígneo. Assim, foram estudadas várias ocorrências de rochas gabro-dioríticas entre Montemor-o-Novo e Évora, granitóides diferenciados na proximidade de Évora (área do Alto de São Bento) e dois locais onde aflora o Complexo Gnaisso-Migmatítico encaixante (vide capítulo III. Relações de campo). A escolha destes últimos teve em conta uma série de factores, nomeadamente, numa primeira análise, a variabilidade dos litótipos, a localização estratigráfica dentro do Complexo Gnaisso-Migmatítico, e a relação com trabalhos de índole geoquímica e estrutural efectuados recentemente na região.

Importa referir que a presente dissertação se integra num projecto de trabalho conjunto que envolveu a elaboração de outra tese de doutoramento (Chichorro, 2006),

bem como de uma tese de mestrado (Ribeiro, 2006), conduzindo à realização de outros trabalhos (vide 1.4) que, em associação, pretendem contribuir para o esclarecimento de alguns aspectos sobre a variabilidade e complexidade da região estudada.

1.4 Localização geográfica

O trabalho de campo foi realizado ao longo de uma vasta área (fig. 1.1) limitada pelas cidades de Vendas Novas e Évora a oeste e a este, respectivamente. Porém, este estudo centra-se essencialmente no Maciço dos Hospitais (área-I), localizado a WNW da cidade de Montemor-o-Novo, e em algumas áreas circundantes (área-II). Os três afloramentos chave escolhidos (fig. 1.1) localizam-se próximo da cidade de Évora (área-III), de Montemor-o-Novo (área-IV) e da vila de Valverde (área-V). Devido à escassez de afloramentos que caracterizam esta zona do Alentejo, as pedreiras, leitos de ribeiras e taludes de estrada foram alvos preferenciais de observação e amostragem.

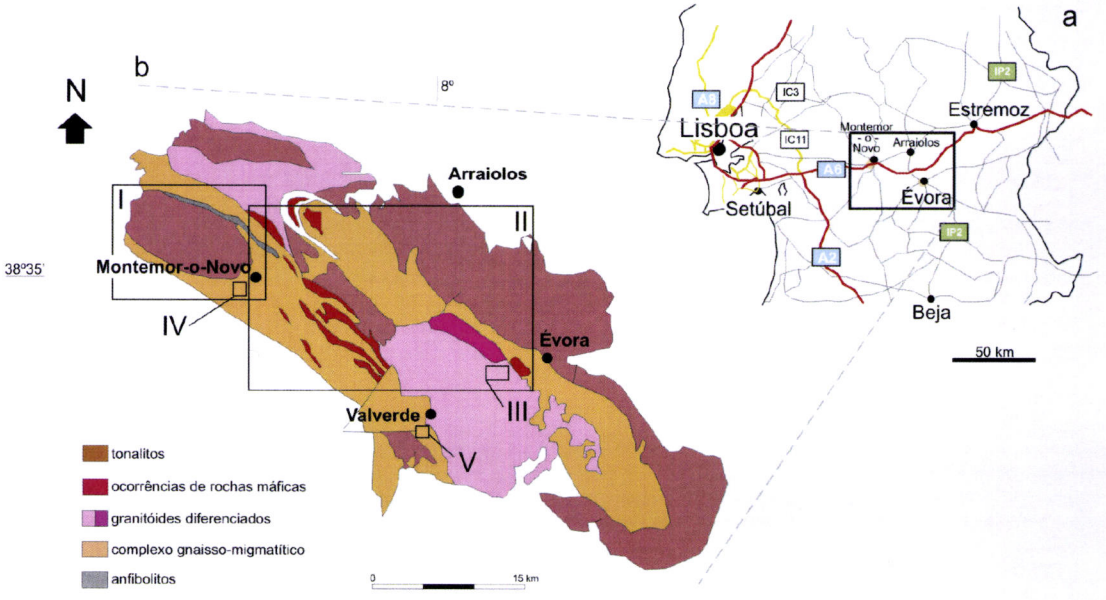


Figura 1.1 – Localização geográfica das áreas estudadas na presente dissertação: **I** – Maciço do Hospitais e envolvente; **II** – Ocorrências de rochas máficas; **III** – Pedreira do Alto de São Bento e área envolvente; **IV** – Margens da ribeira de Almansor; **V** – Margens da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra (Valverde). **a** - Excerto adaptado do mapa de estradas da Michelin de 2007; **b** - Mapa adaptado da carta geológica de Portugal na escala 1:500000 do Instituto Geológico e Mineiro (1992).

Os suportes cartográficos (topografia e cartografia geológica) que abrangem as diferentes áreas encontram-se referenciados na tabela 1.2.

Tabela 1.2 – Suporte cartográfico utilizado. 1 — Carta Militar de Portugal na escala de 1/25000 dos Serviços Cartográficos do Exército, 2 – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000 dos Serviços Geológicos de Portugal.

Área	Base topográfica[1]	Base geológica[2]
I – Maciço dos Hospitais	nº 435 - Vendas Novas (Norte) nº 436 - S. Geraldo (Montemor-o-Novo) nº 446 - Vendas Novas nº 447 - Montemor-o-Novo	Folha 35-D (Montemor-o-Novo)
II – Ocorrências de rochas máficas	nº 436 - S. Geraldo (Montemor-o-Novo) nº 447 - Montemor-o-Novo nº 460 - Évora	Folha 35-D (Montemor-o-Novo) Folha 36-C (Arraiolos) Folha 40-A (Évora)
III – Alto de São Bento (pedreira/área envolvente)	nº 460 - Évora	Folha 40-A (Évora)
IV – Ribeira de Almansor	nº 447 - Montemor-o-Novo	Folha 35-D (Montemor-o-Novo)
V – Ribeira de Valverde e Herdade da Mitra	nº 459 - Valverde	Folha 40-A (Évora)

1.5 Trabalhos anteriores

De seguida apresenta-se uma listagem, associada a uma pequena descrição, dos trabalhos publicados sobre as áreas estudadas ou na sua proximidade:

- Levantamentos geológicos à escala 1:50000 efectuados pelos Serviços Geológicos de Portugal das folhas 35-D (Montemor-o-Novo; Carvalhosa e Zbyszewski, 1994), 36-C (Arraiolos; Carvalhosa, 1999) e 40-A (Évora; Carvalhosa et al., 1969).
- Síntese geológica do Maciço de Évora (Carvalhosa, 1983).
- Trabalhos de cariz essencialmente geocronológico sintetizados em Pinto (1984, 1985).
- Um trabalho de objectivo mais específico sobre o metassomatismo associado aos dioritos orbiculares da Herdade dos Padres de Carvalhosa (1980).
- Os trabalhos de petrologia e geoquímica de Silva e Pinto (2003, 2006) que apesar de abordarem um maciço plutónico afastado do ponto de vista geográfico (Maciço do Reguengos), se enquadra na problemática dos granitóides variscos da Zona de Ossa-Morena (ZOM).

- Antunes (2006) analisa várias intrusões graníticas da ZOM incluindo algumas ocorrências próximas das estudadas, com caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica.
- Tendo em conta a complexidade da região, vários têm sido os trabalhos desenvolvidos no âmbito da cartografia estrutural (Fonseca, 1995; Araújo, 1995; Rosas, 1996, 2003) e da petrologia e geoquímica (Pedro, 1996, 2004; Moita, 1997; Leal, 2001). No entanto, são escassos na temática magmatismo/plutonismo, apenas abordado para regiões mais a sul nos estudos de Santos et al. (1987, 1990) sobre os gabros de Beja e o vulcanismo de Toca de Moura.

No decorrer da presente dissertação foi apresentada uma série de trabalhos especificamente dedicados à região estudada:

- Pereira et al. (2003), no âmbito da tectonoestratigrafia e geologia estrutural, apresentam uma proposta de divisão de parte do Maciço de Évora (na região de Montemor-o-Novo, Santiago do Escoural e Évora);
- Moita et al. (2003, 2004; 2005c,d) avançaram propostas para a petrogénese dos tonalitos e respectivos encraves do Maciço dos Hospitais (vide capítulos III, V);
- Pereira et al. (2004) abordam a geoquímica de várias ocorrências de rochas anfibolíticas, nomeadamente nas áreas de S. Escoural, Valverde e Arraiolos, cujos dados de geoquímica isotópica são referidos em Pereira et al. (2006e).
- Moita et al. (2005c,d) apesentaram e discutiram dados geocronológicos para o Maciço dos Hospitais (vide capítulo VII);
- Ribeiro (2006) realizou cartografia de pormenor da zona do Alto de São Bento nos granitóides aí existentes, apresentando igualmente dados preliminares de geoquímica;
- Chichorro (2006) estudou a região de S. Escoural-Boa Fé do ponto de vista tectonoestratigráfico, metamórfico e geocronológico. Este trabalho, apesar de não abranger a problemática do magmatismo nem das próprias litologias, apresenta, contudo, alguns pontos em comum com a presente dissertação, nomeadamente no que diz respeito às rochas migmatíticas;
- Moita et al. (2006) apresentam um estudo prévio sobre a geoquímica de granitóides associados a rochas migmatíticas na região de Montemor-o-Novo (vide capítulo VI);
- Pereira et al. (2006a) descrevem as complexas relações estruturais entre as rochas ígneas e migmatitos na região de Montemor-o-Novo;

- Pereira et al. (2006b) apresentam a cartografia da Herdade da Mitra e margens da ribeira de Valverde, com destaque para a "frente" de migmatização e estilo de deformação contemporânea;
- Pereira et al. (2006c) realizaram um estudo isotópico dos sedimentos precâmbricos da Série Negra (Ediacarianos) descritos e interpretados em Pereira et al. (2006d);
- Pereira el al. (2007) constitui um trabalho que integra as várias informações obtidas de índole tectonoestratigráfica e metamórfica do Maciço de Évora.

II. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

Neste capítulo pretende-se fazer uma breve síntese das principais características da Zona de Ossa-Morena, enquanto parte integrante do Maciço Ibérico, e em particular do Maciço de Évora, de modo a enquadrar a área estudada no seu contexto geológico.

2.1 Maciço Ibérico e Zona de Ossa-Morena

O Maciço Ibérico constitui o sector mais ocidental e contínuo da Cadeia Orogénica Varisca na Europa, correspondendo a um extenso afloramento de rochas proterozóicas e paleozóicas. Aqui, os eventos tectonotérmicos alpinos fizeram-se sentir de forma atenuada permitindo a preservação da história geológica ante-mesozóica. O termo "hercínico/varisco" é usado para designar processos orogénicos que tiveram lugar entre o Devónico superior e o Carbónico superior, e que conduziram à formação do supercontinente Pangea, como consequência da colisão da Laurasia e Gondwana.

A diversidade apresentada pelo Maciço Ibérico conduziu Lotze (1945) a proceder à sua subdivisão em seis zonas principais, individualizadas com base em critérios estratigráficos, estruturais e metamórficos (Dallmeyer e Garcia, 1990). São elas: Zona Cantábrica, Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Lusitana-Alcudiana, Zona de Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul Portuguesa (ZSP). Esta sistematização foi ligeiramente modificada por Julivert et al. (1974) (fig. 2.1) englobando as Zonas Galaico-Castelhana e Lusitana-Alcudiana na, actualmente aceite, Zona Centro-Ibérica (ZCI).

De acordo com Quesada (1991), as zonas Cantábrica, Oeste-Astúrico-Leonesa e Centro Ibérica representam fragmentos continentais do Autóctone Ibérico (Gondwana), cujas diferenças estariam relacionadas com a sua respectiva posição e evolução durante os eventos paleozóicos. O mesmo autor considera que a ZOM representa um arco continental acrecionado ao Autóctone Ibérico durante a orogenia cadomiana (pré-varisca), constituíndo a ZSP, em conjunto com os maciços alóctones de Galiza e Trás-os-Montes, o testemunho de fragmentos exóticos acrecionados ao Autóctone Ibérico durante a orogenia varisca.

De acordo com a definição de Coney et al. (1980), a ZOM corresponde a uma entidade geológica com características estratigráficas, estruturais e petrológicas próprias diferentes das unidades contíguas, ou seja, constitui um terreno tectonoestratigráfico. Desde a sua individualização tem sido considerada uma zona complexa, quer pela localização das suas fronteiras quer pela sobreposição de dois ciclos orogénicos (e.g. Ribeiro et al., 1990; Quesada, 1991): orogenia cadomiana (Pré-Varisco) e orogenia varisca.

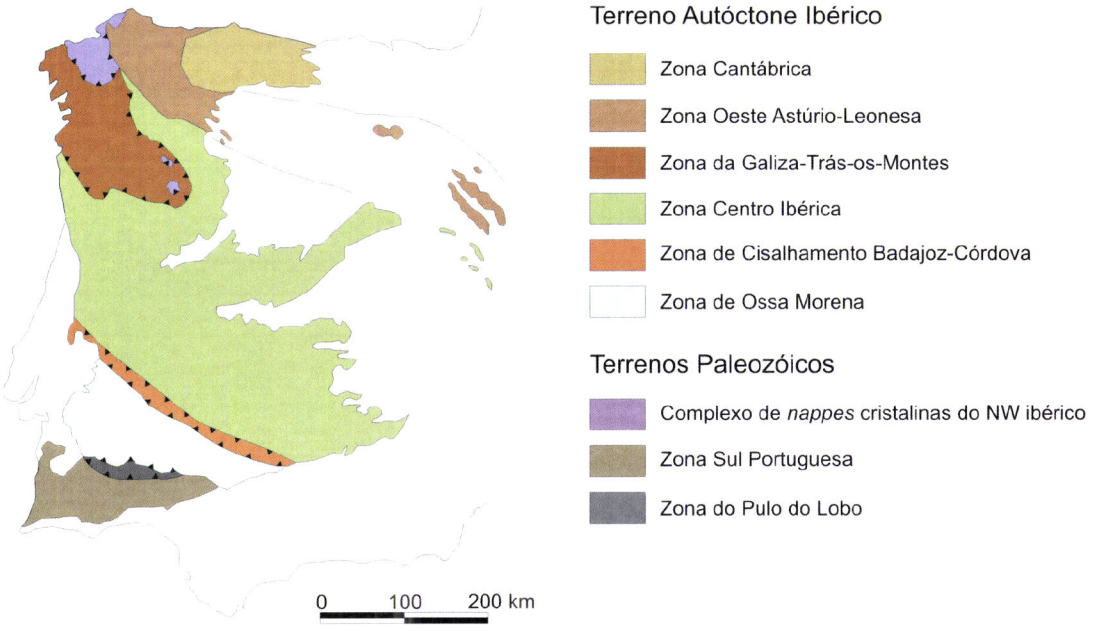


Figura 2.1 – Divisão do Maciço Ibérico. Modificado de Julivert et al (1974) e Quesada (1991).

A ZOM, alóctone, durante o ciclo Cadomiano teria colidido com a ZCI constituindo o Terreno Autóctone Ibérico, sendo o testemunho desta colisão provavelmente materializado pela Zona de Cisalhamento de Badajoz-Córdova (Robardet, 1976; Pereira, 1999) situada no limite setentrional da ZOM. Posteriormente, durante a orogenia varisca, a ZOM funciona já como autóctone (Terreno Autóctone Ibérico: TAI-ZOM), colidindo com a ZSP a sul. A zona de sutura corresponde, segundo a interpretação de diversos autores (e.g. Andrade, 1979; Munhá et al., 1986; Fonseca, 1989) ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA).

O registo estratigráfico paleozóico da ZOM, discordante sobre um soco proterozóico, indica três episódios tectono-sedimentares fundamentais; fase de *rifting* durante o Paleozóico inferior, fase de margem passiva durante o ordovícico-silúrico e uma fase orogénica durante o Paleozóico superior. Segundo Castro et al. (1999b) a maior parte

dos eventos metamórficos e magmáticos ocorreram durante a orogenia varisca no Paleozóico superior.

O ciclo varisco é responsável pela génese das estruturas a grande escala, pela orientação geral sensivelmente NW-SE e, regra geral, pelas estruturas penetrativas que evidenciam uma, duas ou três fases de deformação consoante o andar estrutural, a idade das formações e o posicionamento na ZOM (Araújo, 1995 e Fonseca, 1995) ou não mais do que duas de acordo com Silva (1997). Este segmento da cadeia, estruturalmente heterogéneo, caracteriza-se por uma alternância de bandas com diferentes graus de deformação, condicionada por um regime transpressivo esquerdo característico do ramo sul do Arco Ibérico Armoricano (Dias, 1994).

A distribuição do metamorfismo regional na ZOM caracteriza-se essencialmente por uma alternância de faixas de baixo grau com outras de grau médio a elevado, resultante de dois eventos tectono-térmicos datados do Precâmbrico e/ou Paleozóico inferior e do Paleozóico superior (Quesada e Munhá, 1990; Pereira e Quesada, 2006). Até ao reconhecimento de rochas na fácies eclogítica (Fonseca et al., 1993), o metamorfismo na ZOM era explicado como consequência do efeito combinado da existência de domas térmicos e da subida de níveis crustais profundos. Os domas térmicos seriam o resultado das geotérmicas relacionadas com a instalação de rochas plutónicas (Quesada e Munhá, 1990). Ainda segundo estes autores, simultaneamente, os mecanismos de *underplating* na base da crusta teriam permitido a manutenção de elevados fluxos térmicos que resultariam na formação dos granulitos de baixa pressão de Aracena em Espanha. O metamorfismo associado à orogenia varisca testemunhava assim uma razão P/T baixa a média, variando desde a fácies dos xistos verdes à anfibolítica e atingindo, pontualmente, graus mais elevados nos locais correspondentes a domas térmicos. Actualmente, e na sequência dos trabalhos iniciados por Fonseca *et al.*, (1993), é possível identificar um evento de alta pressão correlacionado com o mecanismo de subducção (Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Moita, 1997; Pedro, 1996, 2004; Rosas, 1996, 2003; Leal, 2001).

Tal como referem Sanchez-Carretero et al. (1990) também o magmatismo, a par com a estratigrafia, tectónica e metamorfismo, apresenta características próprias na ZOM, que a distinguem das demais Zonas do Maciço Ibérico (fig. 2.2). Uma das principais diferenças, enumerada pelos autores, é a pequena dimensão dos corpos plutónicos, que contrasta com a enorme volumetria dos batólitos graníticos da ZCI. Por outro lado, as rochas básicas que na ZCI têm uma representatividade limitada (e.g. Villaseca et

al., 1998: gabro-diorito:tonalito:granito=1:1:88), na ZOM ocorrem em frequente associação - temporal e espacial - com rochas ácidas, constituindo, segundo aqueles autores, um magmatismo bimodal. É possível notar, contudo, o largo predomínio de plutonismo ácido a nordeste e o aumento das intrusões básicas em direcção à ZSP (Santos, 1990). Por fim, outra particularidade do magmatismo da ZOM diz respeito aos eventos vulcânicos e subvulcânicos que adquirem particular importância nesta zona. A actividade magmática na ZOM começa no Precâmbrico com períodos de vulcanismo, incluindo vulcanismo calco-alcalino tardi-proterozóico, e séries plutónicas. Mais tarde, durante o paleozóico, o forte bandado NW-SE, generalizado ao longo da ZOM, é sublinhado pelo alinhamento das intrusões magmáticas (Bard, 1971).

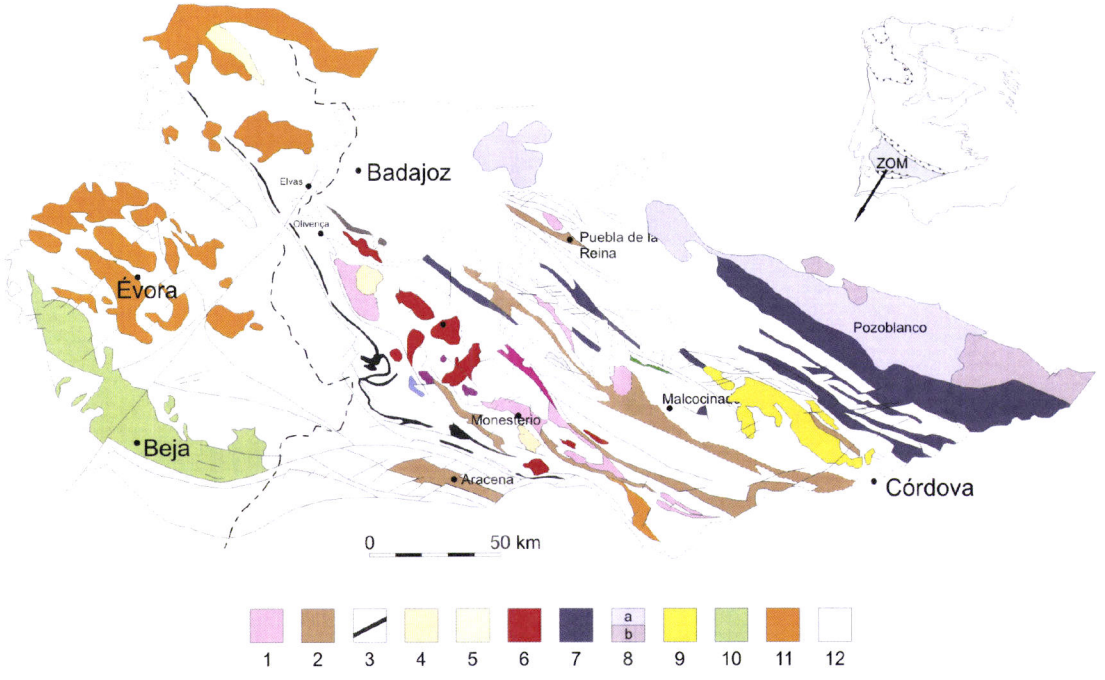


Figura 2.2 – Principais ocorrências de rochas ígneas na Zona de Ossa-Morena (adaptado de Sanchez-Carretero *et al.*, 1990). **Precâmbrico superior**: 1 – Rochas graníticas calco-alcalinas; 2 – Séries vulcano-sedimentares sin-orogénicas; **Câmbrico**: 3 – Rochas vulcânicas alcalinas básicas a intermédias; 4 – granitóides alcalinos; **Ordovícico inferior a médio**: 5 – granitos gnaissicos alcalinos; **Varisco inferior**: 6 – granitóides calco-alcalinos, gabros, dioritos e granitos; **Carbónico**: 7 – Bacias sedimentares e rochas vulcânicas ácidas e básicas; 8 – a) Granodiorito e b) Granito de Los Pedroches; 9 – Rochas vulcânicas ácidas a intermédias e rochas intrusivas básicas, intermédias e ácidas; 10 - Complexo ígneo de Beja (gabros, dioritos e granitos); **Pérmico**: 11 - Rochas graníticas s.l.; **Precâmbrico-Paleozóico**: 12 – Séries metamórficas e sedimentares indiferenciadas.

2.2 Maciço de Évora

A ZOM, pela sua heterogeneidade paleogeográfica, tem sido naturalmente sujeita a diversas subdivisões em domínios, sectores, sub-sectores ou regiões (e.g. Chacón et al., 1983; Oliveira et al., 1991; Araújo, 1995; Fonseca, 1995; Rosas, 2003). No entanto, estas subdivisões resultam, em grande parte, das necessidades específicas de cada

trabalho e, como é realçado por Silva (1997), acresce que por vezes os limites são criados, anulados, ganham ou perdem importância consoante os critérios adoptados pelos diversos autores. Assim, qualquer trabalho de síntese facilmente se depara com diversas subdivisões, com mais ou menos diferenças sujeitas a mudanças com a evolução dos conhecimentos. Uma das classificações existentes é a de Chacón et al. (1983) e Oliveira et al. (1991), modificada por Araújo (1995) que define, no sector português da ZOM, de NE para SW, cinco divisões principais: Faixa Blastomilonítica, Domínio de Alter do Chão-Elvas, Domínio de Estremoz-Barrancos, Domínio de Évora-Beja e Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches.

Em particular, o domínio de Évora-Beja, onde se localiza a área deste estudo, que inclui o sector de Montemor-Ficalho e os Maciços Ígneos de Évora e Beja (Oliveira et al., 1991), corresponde ao subdomínio de Évora-Beja-Aracena segundo Chacón et al., (1983) sendo ainda referido por Apalategui et al. (1990) como domínio de Beja-Aracena e sector dos maciços cristalinos do Sul. Finalmente, corresponde igualmente à área definida por Carvalhosa (1983) como Maciço de Évora. Segundo este autor, o Maciço de Évora (fig. 2.3) localiza-se na parte ocidental da ZOM encontrando-se limitado a norte pela Formação de Barrancos e a sul pelo cavalgamento de Ficalho, o qual estabelece a transição para as formações da ZSP.

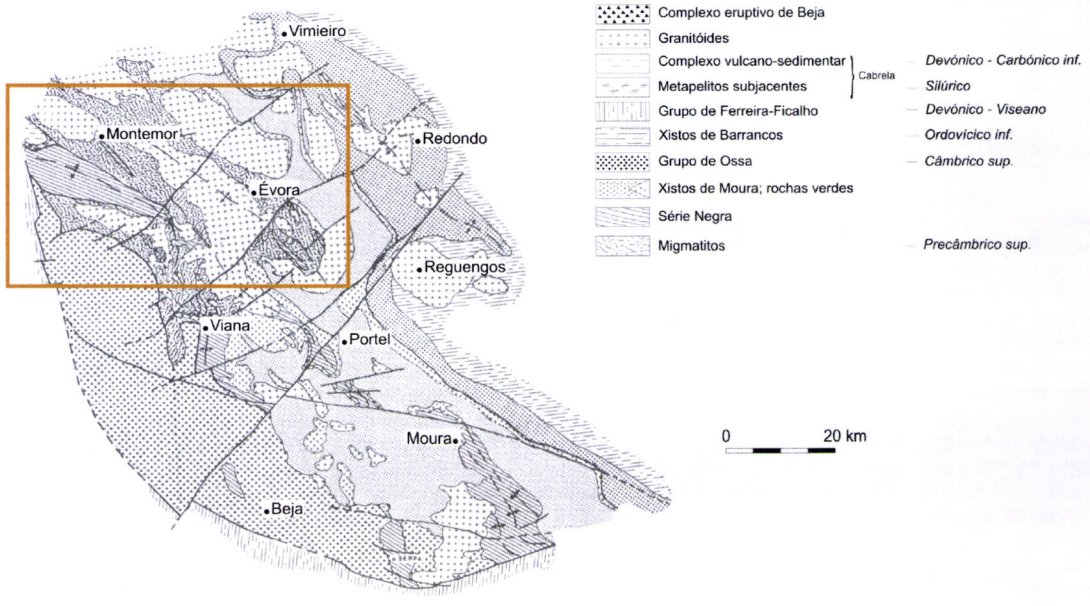


Figura 2.3 – a) Esquema geológico do Maciço de Évora definido por Carvalhosa (1983). O rectângulo mostra a área subdividida (vide figura 2.4) por Pereira et al. (2003, 2007).

O Maciço de Évora (ME) apresenta uma sequência litoestratigráfica complexa, condicionada por uma forte deformação tangencial polifásica e por uma evolução

metamórfica complexa, o que, associado à escassez de um registo bioestratigráfico e dados geocronológicos, contribui para uma incerteza na determinação precisa das idades das formações (Araújo, 1995). Em particular, para o extremo ocidental do ME, ou seja, na proximidade da área estudada, Carvalhosa e Zbyszewski (1994) definem cinco formações com idades que variam entre o Neoproterozóico e o Devónico superior a Carbónico inferior: Formação do Escoural (Série Negra, Neoproterozóico) Formação do Monfurado (Câmbrico inferior), Formação do Carvalhal (Ordovícico-Silúrico?), Formação da Pedreira de Engenharia (Devónico médio) e Formação de Cabrela (Devónico superior a Carbónico inferior). Esta sequência litoestratigráfica admitida para o ME foi, em parte, reinterpretada (vide pontos seguintes) por Chichorro (2006) à luz de novos dados cartográficos e geocronológicos obtidos para a região, bem como dos recentes dados de microfósseis apresentados por Pereira et al. (2006).

Relativamente à tectónica na região, Rosas (2003) sintetiza os diferentes modelos cronológicos de deformação admitidos para o sector de Montemor-Ficalho. De acordo com este autor, Araújo (1995) e Fonseca (1995) defendem a existência de 3 episódios de deformação (D1, D2 e D3), o primeiro dos quais se encontra definido apenas para o Complexo Ofiolítico de Beja Acebuches (COBA). As sequências anteriormente referidas apresentam uma deformação característica de andar estrutural inferior, verificando-se progressivamente para SW uma fase precoce relacionada com a instalação do COBA (Araújo, 1995; Fonseca, 1995). Segundo os autores, esta fase é responsável pela instalação e posterior imbricação, sobre a ZOM, de unidades alóctones pertencentes ao complexo ofiolítico mas também do próprio bordo da ZOM.

A segunda fase de deformação é considerada progressiva e diacrónica e resulta da sobreposição de dois impulsos: primeiro, cisalhamento esquerdo de topo para NNW, seguindo-se o dobramento da clivagem anteriormente gerada segundo a direcção NW-SE vergente para W-SW. A terceira fase de deformação tem um cariz mais tardio que, essencialmente, acentua as estruturas (dobramentos D2) anteriormente formadas. De qualquer modo, segundo Araújo (1995), não tem uma grande expressão na região.

Ao contrário do modelo proposto pelos autores acima referidos, Silva (1997) defende a existência de apenas duas fases de deformação denominando-as de tectonoestratigráficas T1 e T2. A primeira fase transcorrente esquerda para N ou NW, ao longo da direcção orogénica, origina uma clivagem cuja orientação no terreno é fortemente dependente dos dobramentos posteriores. De acordo com este autor, T2 retoma, em continuidade, as estruturas geradas em T1, acentuando os dobramentos.

Assim, não vendo necessidade de invocar um fenómeno de obducção, o autor (Silva, 1997) interpreta T1 e T2 como duas fases que actuam em continuidade conduzindo à abertura ou fecho de bacias em regime transtensivo ou transpressivo, respectivamente.

Em particular para a área de Montemor, onde se centra o trabalho aqui apresentado, Carvalhosa e Zbyszewski (1994) descrevem a existência de duas fases de dobramento, seguidas de deformação frágil que deu origem a cavalgamentos e desligamentos. Uma primeira fase de deformação, com orientação de compressão NNW-SSE a N-S, originou dobramento isoclinal sinmetamórfico e teve provavelmente lugar entre o Devónico médio e superior (~370 Ma). Posteriormente, as estruturas geradas foram atingidas por nova fase de compressão que, segundo os referidos autores, é do Carbónico superior (Vestefaliano ~300-310 Ma). Gera dobras de orientação geral NW-SE, com eixos mergulhando no máximo 20º, e planos axiais fortemente inclinados, com vergência para SW a WSW.

Recentemente, Pereira et al. (2003, 2007) subdividiram o extremo NW do Maciço de Évora em três zonas, com base na deformação e no grau metamórfico (fig. 2.4): Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (ZCMN), Terrenos de Alto-grau Metamórfico de Évora (TAME) e Terrenos de grau-Intermédio de Évora (TMME).

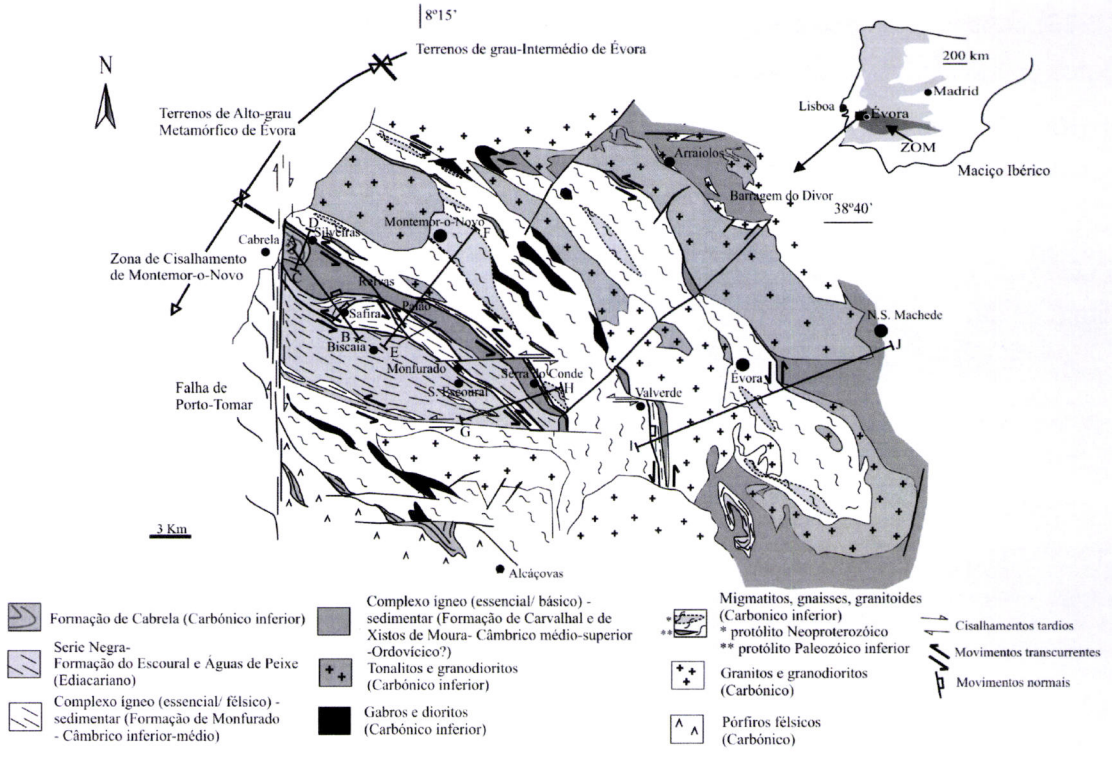


Figura 2.4 – Esquema proposto por Pereira et al. (2003, 2007) para subdivisão do extremo NW do Maciço de Évora (ver caixa da figura 2.3). Retirado de Pereira et al. (2007).

2.2.1 Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo

A Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (ZCMN) estende-se ao longo de uma área com 2-10 km de largura e 30 km de comprimento desde Cabrela a Boa Fé (fig. 2.4). A sua litoestratigrafia (fig. 2.5) inclui na base a Série Negra - Formação do Escoural, descrita por Carvalhosa e Zbyszewski (1994) e actualizada por Chichorro (2006). Compreende terrenos atribuídos ao Neoproterozóico (Ediacariano) e é caracterizada pela presença de metacherts negros, metapelitos, metagrauvaques, micaxistos e paragnaisses. O Complexo ígneo (essencialmente félsico)-sedimentar do Monfurado ("Formação do Monfurado" de Carvalhosa e Zbyszewski, 1994) assenta em discordância sobre a formação anterior e é atribuído ao Câmbrico inferior a médio. Engloba anfibolitos e mármores intercalados em gnaisses (félsicos) e micaxistos (Chichorro, 2006). Associadas a estas rochas ocorrem corpos lenticulares de rochas eclogíticas (Pedro, 1996; Leal, 2001) e de anfibolitos granatíferos (Chichorro, 2006). A topo surge o Complexo ígneo (essencialmente máfico)-sedimentar do Carvalhal ("Formação do Carvalhal" de Carvalhosa e Zbyszewski, 1994) atribuído ao Câmbrico médio – Ordovícico(?) por Pereira et al. (2007). Este complexo é dominado por anfibolitos, micaxistos e rochas calcosilicatadas (Chichorro, 2006). Sobre esta sequência deformada e metamorfizada assentam sedimentos detríticos e vulcânicos que constituem o sinclinal de Cabrela (Ribeiro, 1983). A formação de Cabrela (Ribeiro, 1983) consiste numa sequência de pelitos, grauvaques e conglomerados associada a tufos andesíticos a traqui-andesitos, lavas dacíticas a andesíticas e conglomerados poligénicos. Esta sedimentação detrítica é datada do Carbónico inferior (Viseano) e inclui olistostromas calcários de idade Devónica médio (Pereira et al., 2006).

A geometria da ZCMN, muito complexa à escala quilométrica, é centrada num sinclinal limitado por zonas de intenso cisalhamento, com uma foliação moderadamente a muito inclinada, e uma lineação de estiramento moderadamente inclinada (Chichorro, 2006). O *fabric* milonítico inclina fortemente para NE e é geralmente subparalelo ao bandado composicional. Assente em inconformidade sobre esta unidade tectónica, encontra-se o sinclinal de Cabrela ligeiramente dobrado e metamorfizado (Ribeiro, 1983; Carvalhosa e Zbyszewski, 1994; Chichorro, 2006).

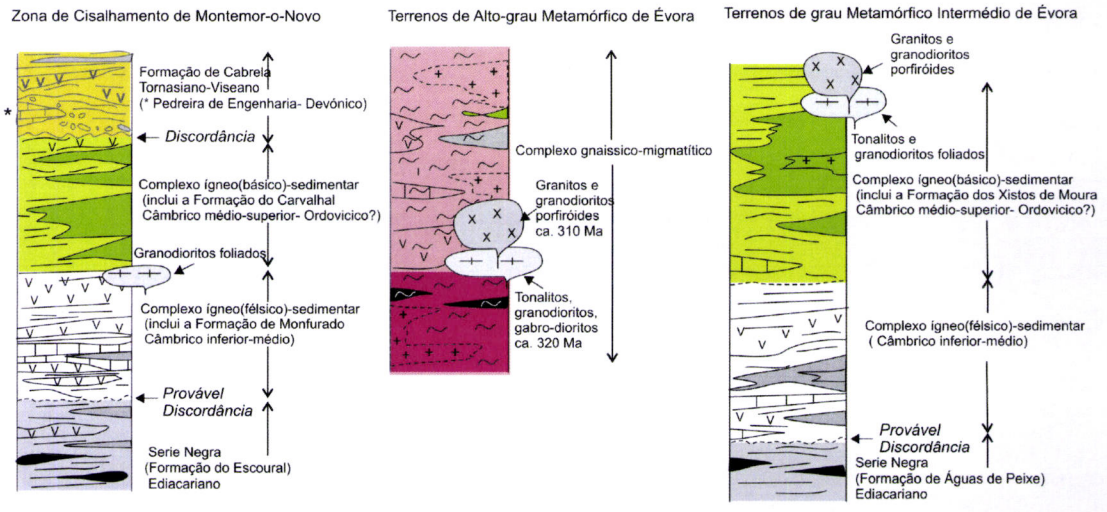


Figura 2.5 – Colunas litoestratigráficas retiradas de Pereira et al. (2007) para o extremo NW do Maciço de Évora segundo a subdivisão de Pereira et al. (2003): ZCMN, TAME e TMME.

Do ponto de vista metamórfico, estão descritas ocorrências de eclogitos e xistos azuis granatíferos na região de Safira (Pedro, 1996; Leal, 2001), com condições obtidas para o pico metamórfico de 550-680 ºC e 11-12 kbar (Pedro, 1996; Leal, 2001) e 16-17 kbar (Moita et al., 2005). Para este evento de alta pressão foi determinada uma idade de 371 Ma (Moita et al., 2005) com base em Sm-Nd (isócrona interna rocha total-granada) e Ar-Ar (anfibola glaucofânica-barroisítica). Chichorro (2006) descreve a existência de anfibolitos granatíferos na região da Biscaia, para os quais o autor estimou condições de metamorfismo na transição entre a fácies anfibolítica e a anfíbolítica-xistos verdes (450-600ºC e 6-7 kbar). Estas ocorrências de metabasitos são sob a forma de corpos lenticulares. Na região de Silveiras-Serra do Conde, Chichorro (2006) determinou em metabasitos condições de metamorfismo na transição fácies dos xistos verdes a fácies anfibolítica (500-600 ºC e 2-3 kbar), tendo sido descrito como estando associado a um metamorfismo prógrado. No limite norte da ZCMN e próximo da região de Casas Novas (na transição para o TAME), Chichorro (2006) identificou a existência de isógradas muito próximas que estabelecem, segundo o autor, um forte gradiente geotérmico de condições 500-600 ºC e 2-3 kbar até 650-750 ºC e 4-6 kbar em poucas centenas de metros, atingindo-se condições de migmatização para rochas metapelíticas (Bucher e Frey, 1994).

2.2.2 Terreno de Alto-grau Metamórfico de Évora

As zonas estudadas (I a IV, vide fig. 1.1) situam-se a norte da zona de falha da Boa Fé e portanto, segundo Pereira et al. (2003, 2007), no Terreno de Alto-grau Metamórfico de Évora (TAME), concordante, grosso modo, com o Complexo Gnaisso-Migmatítico

(CGM) definido por Carvalhosa e Zbyszewski (1994). O TAME (fig. 2.4) estende-se ao longo de uma faixa com 15-20 km de largura e é formado por uma complexa associação estrutural de gnaisses e migmatitos cisalhados, associados a intrusões de largo espectro composicional (gabros, dioritos, tonalitos, granodioritos, granitos) com padrões internos, mais ou menos intensos, de orientação geral NW-SE. O CGM encontra-se intruído por corpos graníticos sem deformação aparente (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994).

Como anteriormente mencionado, o regime metamórfico que afecta o extremo NW do ME é considerado essencialmente de grau baixo a médio. No entanto, no TAME o domínio dos migmatitos (fig. 2.5) encontra-se muito bem representado. A migmatização atingiu francamente os terrenos do precâmbrico (Carvalhosa, 1983) e do paleozóico inferior (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994; Araújo, 1995; Pereira et al., 2003). Os gnaisses migmatíticos estão sobretudo localizados numa zona central entre Évora e Montemor contactando, por acidente (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994), com rochas precâmbricas da ZCMN a sul. A composição destas rochas de alto grau metamórfico é habitualmente granodiorítica, podendo conter alguma silimanite, cordierite e andaluzite (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994).

Em particular para o TAME, Pereira et al. (2003) referem que as estruturas geradas por D1 (cadomiana?) estão preservadas na foliação, observada dentro dos encraves dos meta-chertes e paragnaisses pelíticos, o que indica que a migmatização afectou o proterozóico já deformado e metamorfizado. No entanto, as estruturas podem ser o reflexo de deformação varisca uma vez que a sua idade é discutível. As estruturas D2 (variscas) estão relacionadas com um cisalhamento dúctil esquerdo, desenvolvido em regime de deformação progressiva, que origina um *fabric* com orientação NW-SE que é dobrado e sobreposto por uma foliação paralela aos eixos axiais das dobras com orientação NNW-SSE (Silva e Pereira, 2004).

2.2.3 Terreno de grau-Intermédio de Évora

O Terreno de grau-Intermédio de Évora (TMME) ocupa uma área com 10-20 km de largura que se estende desde Arraiolos até Valverde (fig. 2.4). De acordo com a subdivisão de Pereira et al. (2007), é nesta faixa que se situa a área estudada de Valverde e Herdade da Mitra (área V- vide fig. 1.1).

A sequência estratigráfica do TMME, de acordo com a reinterpretação de Chichorro (2006) e Pereira et al. (2007), inicia-se na base pela Série Negra (Formação de Águas de Peixe; Carvalhosa, 1994) que representa um soco cadomiano. Sobre esta, assenta em inconformidade um complexo ígneo (essencialmente félsico)-sedimentar de idade câmbrico inferior a médio, constituído essencialmente por mármores, gnaisses félsicos e, em menor quantidade, por anfibolitos e rochas calcosilicatadas. Em particular, este complexo está descrito por Pereira et al. (2006) para a zona de Valverde. Em conformidade, encontra-se o Complexo ígneo (essencialmente máfico)-sedimentar de Arraiolos-Divor (Pereira et al., 2007) que, comparativamente ao complexo anterior, é dominado pela presença de anfibolitos. É constituído por micaxistos, anfibolitos, quartzitos e, raramente, rochas calcosilicatadas. Este complexo é correlacionado com a Formação dos Xistos de Moura definida por Carvalhosa (1994).

Do ponto de vista estrutural o TMME representa uma unidade tectónica (*hangingwall*) que é limitada pelo TAME (*footwall*) através de um *detachment* dobrado (Pereira et al. 2007). A geometria é caracterizada pelo predomínio de *fabrics* planares achatados distribuídos de modo heterogéneo. Os eixos das dobras mergulham pouco a moderadamente para NW ou SE em paralelo com a lineação de estiramento definida pela anfíbola, biotite e silimanite. Em particular, na zona de Valverde (área de estudo IV) as estruturas D2 apresentam uma foliação N-S sub-vertical, com uma lineação de estiramento vertical (Pereira et al., 2003).

A distribuição das isógradas e da deformação no TMME sugere um aumento da temperatura (migmatização) e da deformação (intensificação da milonitização) para SW. Com base em associações paragenéticas Carvalhosa (1999) estimou, em metasedimentos, condições de metamorfismo de baixa pressão e temperatura média a elevada.

2.2.4 Plutonismo

No ME implantaram-se vários maciços plutónicos, predominantemente tonalíticos, granodioríticos e alguns graníticos a que se atribui, genericamente, uma idade Carbónico inferior (Sanchez-Carretero, 1990). Foram atingidos, na maior parte, pela segunda fase de dobramento varisca (Carvalhosa, 1983; Carvalhosa e Zbyszewski, 1994) que se materializa pelo alinhamento dos minerais máficos (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994). São disto exemplo, de acordo com os autores citados, os maciços de Évora-São Manços, Divor, São Miguel de Machede e Redondo, essencialmente de

composição quartzodiorítica, ocasionalmente associados a granodioritos e gabro-dioritos. O maciço de Reguengos (quartzodiorítico a granodiorítico) e os de Pavia e Pedrógão-Pias, ambos graníticos, representariam intrusões tardi-tectónicas. Ainda segundo Carvalhosa (1983), e relativamente aos granitóides presentes no ME, "o extenso afloramento quartzodiorítico de Montemor" (supostamente o Maciço dos Hospitais) seria provavelmente de origem anatéctica (resultante de fusão crustal) pela sua íntima associação e enraizamento com os migmatitos.

Mais tarde, Carvalhosa (1999) refere que, atendendo à estreita associação dos granitóides da região com rochas básicas e intermédias, à abundância de encraves e zonamento da plagioclase, aqueles parecem ter origem profunda, talvez infracrustal. Representam termos sinorogénicos e tardiorogénicos de série calco-alcalina, cuja evolução tendeu para fácies cada vez mais sílico-potássicas (granitos e microgranitos). Esta evolução estaria de acordo com o facto das fácies tonalíticas e dioríticas serem relativamente mais antigas do que as rochas graníticas.

As ocorrências das rochas máficas (gabros e dioritos associados), consideradas orogénicas por Carvalhosa e Zbyszewski (1994), estão alongadas de acordo com as estruturas variscas de segunda fase (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994) e os afloramentos são bastante descontínuos.

Tendo em conta a expressão cartográfica das rochas intrusivas no extremo NW do ME, a volumetria estimada para as diferentes fácies parece estar de acordo com uma margem continental onde as proporções gabro-diorito:tonalito-granodiorito:granito são tipicamente de 16:58:26 (Pitcher, 1978). Estas relações sugerem diferentes fontes e/ou processos na génese dos granitóides da ZOM, em particular do ME, comparativamente ao verificado na ZCI (vide 2.1). De facto, se para os granitóides da ZCI a grande volumetria dos granitos peraluminosos sugere, quando comparado com as rochas básicas, uma contribuição mantélica muito limitada (quer por cristalização fraccionada quer por mistura; Villaseca et al., 1998) já, para a ZOM, a presença significativa de litótipos básicos está de acordo com uma forte participação mantélica na génese dos granitóides. Segundo Ribeiro (1993), a persistência de associações dos granitóides com rochas de origem mantélica na ZOM poderá ser explicada por uma extensão crustal efectiva.

III. RELAÇÕES DE CAMPO

Neste capítulo, pretende-se, no essencial, evidenciar alguns aspectos de campo, nomeadamente, identificar diferentes fácies magmáticas e relações entre elas (ponto 3.1). De modo a perceber as relações, à escala mesoscópica, entre eventuais protólitos, migmatitos e plutonitos recorreu-se ao estudo de afloramentos chave (ponto 3.2). No fim do capítulo (ponto 3.3) são avançadas algumas interpretações com base nos dados de campo recolhidos, formulando-se ainda algumas hipóteses cujas discussões remetem necessariamente para os capítulos subsequentes. Não foi objectivo deste trabalho proceder a uma cartografia geológica detalhada das áreas estudadas, pelo que se usaram as cartas geológicas existentes (vide 1.4, tab. 1.2) atendendo, quando necessário, a trabalhos cartográficos de pormenor efectuados recentemente na região.

3.1 Rochas intrusivas

3.1.1 Tonalito (Maciço dos Hospitais, Montemor-o-Novo)

O Maciço dos Hospitais (MH), situado perto de Montemor-o-Novo, apresenta, na área aflorante, um contorno elíptico com cerca de 13 km de comprimento e 7 km de largura, encontrando-se alongado segundo a direcção WNW-ESE (fig. 3.1), concordante com a orientação regional das estruturas variscas. O encaixante corresponde ao Complexo Gnaisso-Migmatítico (CGM), de idade varisca (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994), sendo o seu contacto a norte materializado por uma estreita banda de anfibolitos. A oeste, o maciço e a sua relação com o encaixante encontram-se ocultados por depósitos de cobertura de idade terciária.

3.1.1.1 Tonalito principal e leucotonalitos (níveis félsicos)

Do ponto de vista litológico, o Maciço dos Hospitais corresponde a um corpo ígneo de natureza essencialmente tonalítica, de grão médio a grosseiro e cor leucocrata assegurada pela presença limitada (~20-30%) de anfibola e biotite. À escala cartográfica, o maciço é de um modo geral monótono, não zonado e petrograficamente homogéneo no seu conjunto. Porém, à escala do afloramento, detectam-se algumas variabilidades petrográficas, mais ou menos ténues, mas que se podem observar ao longo de toda a mancha do MH. Frequentemente é possível observar uma foliação, dada essencialmente pelo alinhamento dos minerais máficos e pelo alongamento de

encraves granulares máficos, de direcção grosso modo WNW-ESE, pendente para NE ou subvertical (Fig. 3.2). É de salientar que no extremo este, a foliação é discordante comparativamente à generalidade do maciço registando-se atitudes de N56-64ºE, 76-78ºN.

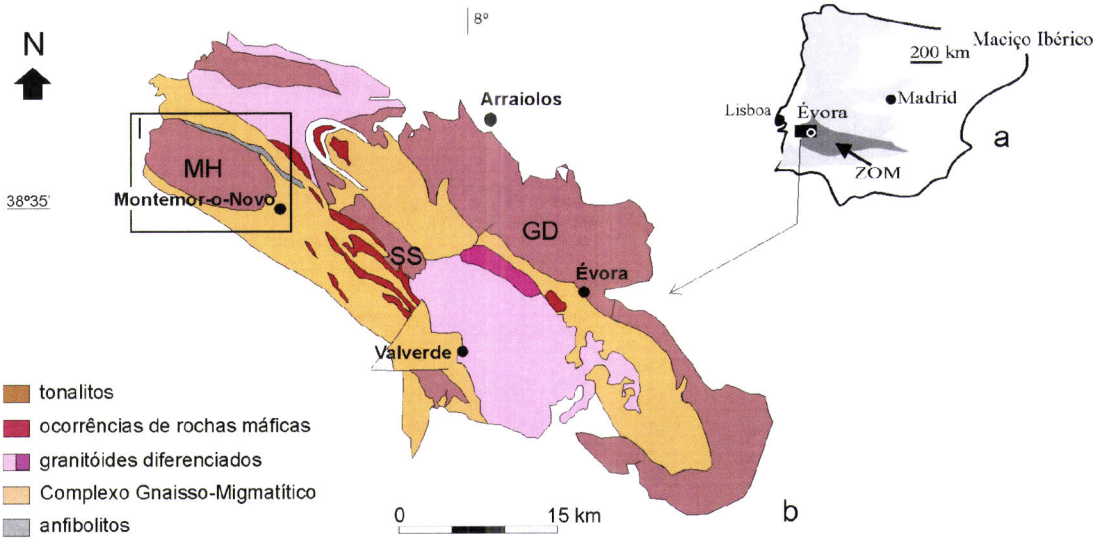


Figura 3.1 – Localização da área de estudo I. **a)** Mapa do Maciço Ibérico; **b)** Mapa adaptado da carta geológica de Portugal 1:500000 do IGM (1992). Tonalitos: MH- Maciço dos Hospitais, SS- Santa Sofia, GD- Graça do Divor.

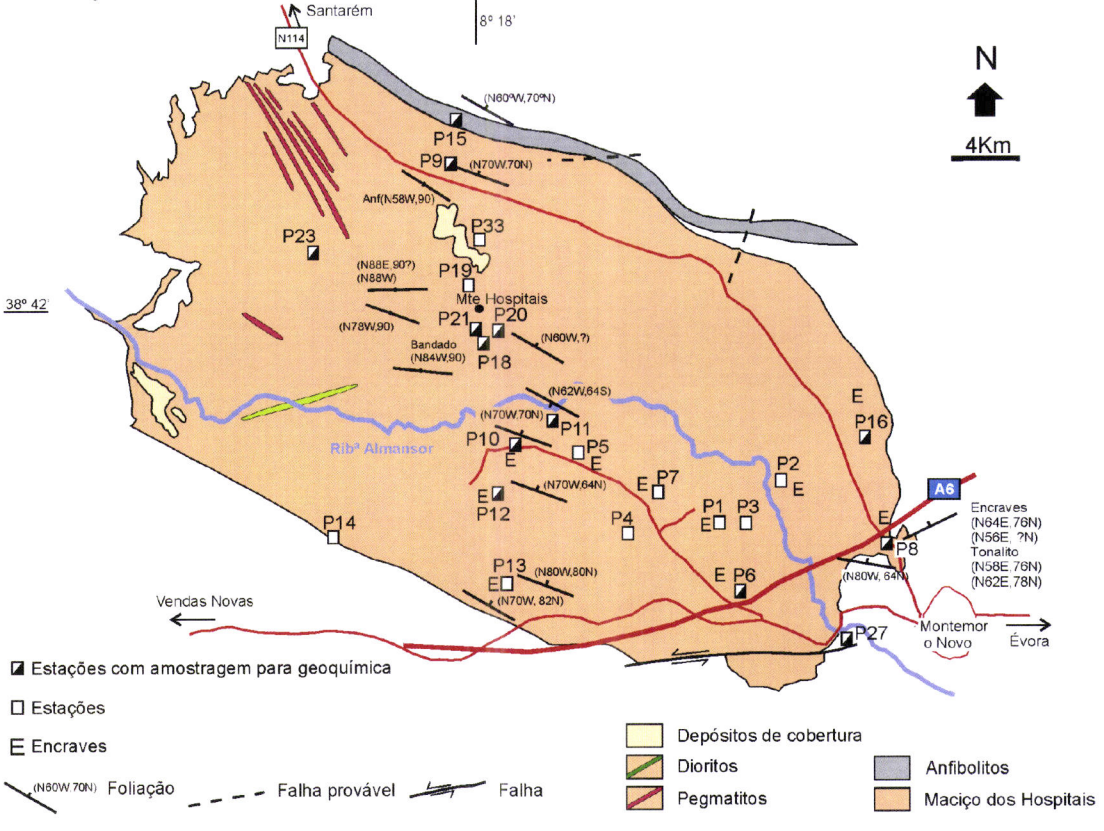


Figura 3.2 – Esquema geológico simplificado do Maciço dos Hospitais com localização de: rede viária (a vermelho), algumas estações, toponímia, direcção de foliação e ocorrências de encraves. Adaptado da carta geológica de Portugal, folha 35-D na escala 1:50000 (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994).

Localmente, é possível observar algumas variações na composição mineralógica, de forma mais ou menos circunscrita, resultantes da diminuição no índice de cor (máficos inferiores a 5-10%) (fig. 3.3); correspondem a estruturas com aspecto "filoniano" (fig. 3.3-a), anastomosadas (fig. 3.3-b), ou em bolsadas (fig. 3.3-c), genericamente classificadas como níveis félsicos ou leucotonalitos. Quando exibem uma estrutura mais contínua são geralmente paralelas ou ligeiramente oblíquas à foliação do tonalito, mas podem igualmente truncar a foliação (fig. 3.3-a). No interior destas zonas mais claras e discordantes, a rocha apresenta uma textura mais isótropa e regista-se o maior desenvolvimento de biotite comparativamente ao tonalito principal.

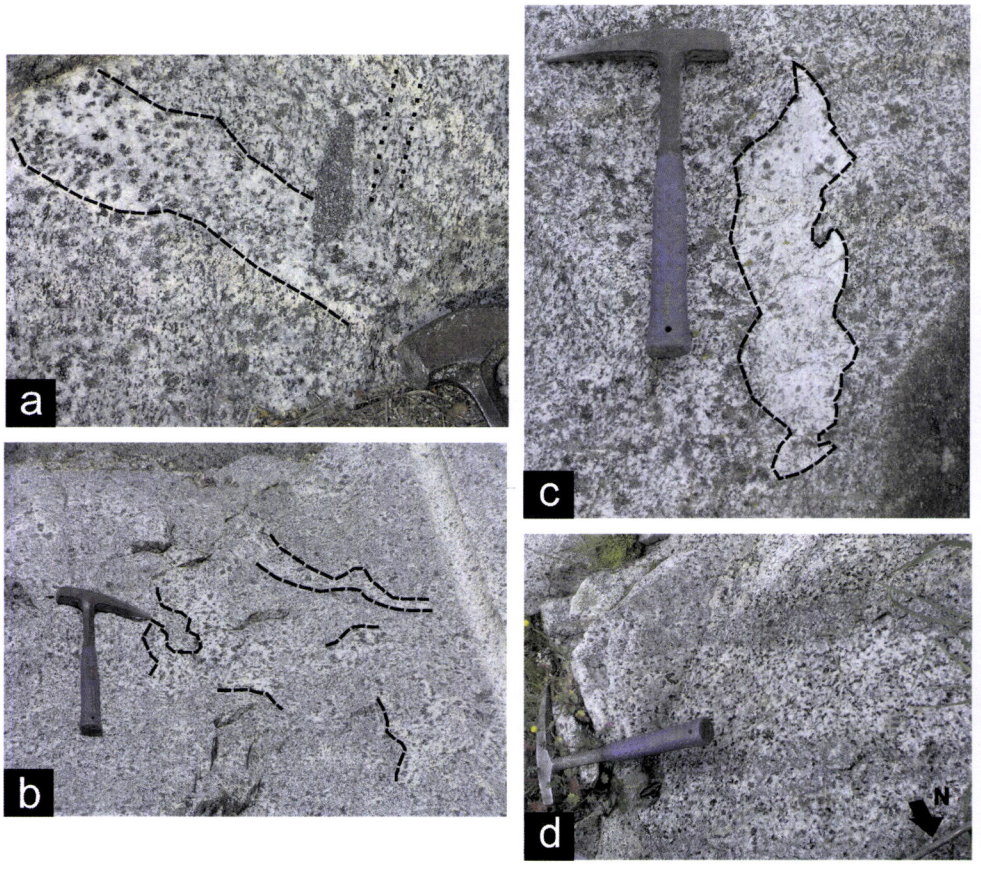


Figura 3.3 – Aspectos, à escala mesoscópica, do tonalito do Maciço dos Hospitais: **a)** Foliação do tonalito principal (ponteado a preto), truncada por nível félsico (leucotonalito), **b)** Aspecto anastomosado dos níveis félsicos onde sobressaem os cristais de biotite; **c)** bolsada de leucotonalito; **d)** bandado subvertical observado na estação P21.

Nas pedreiras existentes (Espadaneira-P21 e Benefassim-P16, fig. 3.2) é possível observar um bandado centimétrico vertical, aparentemente magmático, de direcção N84°W (medido na Pedreira da Espadaneira) e traduzido pela alternância de níveis de espessura centimétrica (10-12 cm). Alternam bandas de granularidade mais fina, ricas em quartzo e empobrecidas em minerais máficos, com outras com composições modais semelhantes ao tonalito principal. Este bandado não foi observado de modo

generalizado, eventualmente devido às condições de afloramento, tendo sido detectado apenas nas paredes ocidentais das referidas pedreiras.

3.1.1.2 Encraves granulares máficos e halos félsicos

Como já foi adiantado, é possível verificar no maciço a presença de encraves máficos (fig. 3.3-a e 3.4), de grão médio a fino, frequentemente de forma elíptica e alongados de acordo com a foliação do tonalito (fig. 3.4-a). Mostram dimensões variáveis de 2-3 cm a 30-40 cm de comprimento por 0.5 a 6 cm de largura. Os limites são bem definidos, não aparentando qualquer tipo de interacção com o tonalito hospedeiro. Foram observados predominantemente no "quadrante SE" do MH (fig. 3.2), se bem que não seja de afastar a hipótese deste facto resultar apenas das más condições, ou mesmo inexistência, de afloramento noutras áreas. Quando presentes, os encraves correspondem, no máximo, a cerca de 1-2% do afloramento. Comparativamente ao tonalito hospedeiro, apresentam uma cor mais escura, dada por um incremento da quantidade modal de anfíbola e diminuição da granularidade apresentando, assim, uma afinidade diorítica. A envolver os encraves granulares máficos (EGM), é possível observar, por vezes, um halo leucocrata (fig. 3.4-b,c) com uma espessura de 2-3 cm. Nestes halos pode ser detectada a presença de biotite e anfíbola, se bem que a sua percentagem modal não ultrapasse cerca de 1% no conjunto.

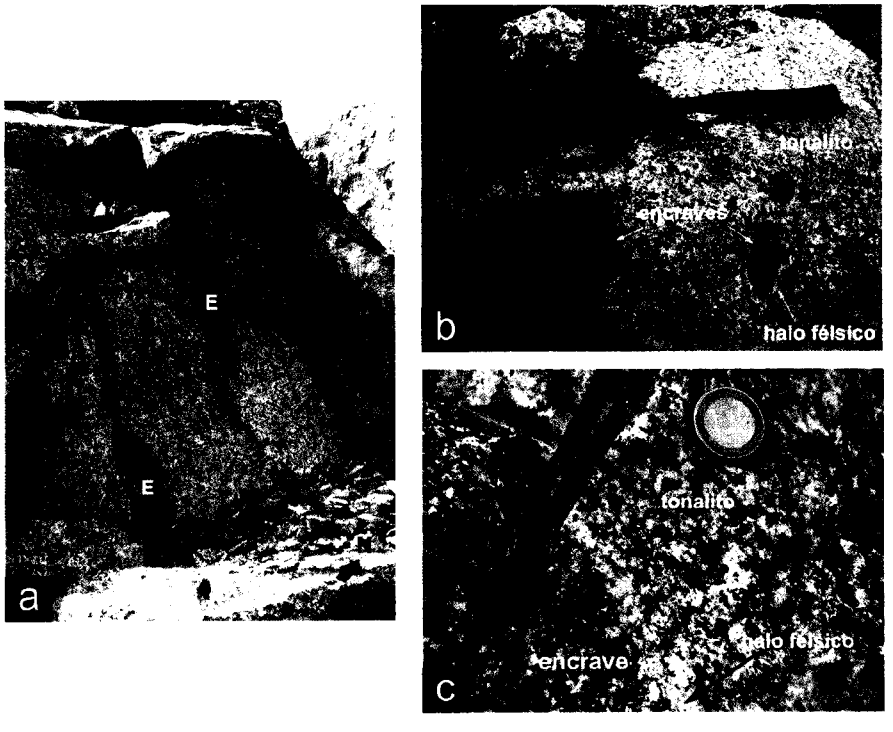


Figura 3.4 – Aspecto, à escala mesoscópica, dos encraves granulares máficos: **a)** encraves (E) alongados de acordo com a foliação (tracejado); **b)** encraves granulares, por vezes associados a halos félsicos; **c)** pormenor de halo félsico desenvolvido em torno de um encrave.

3.1.1.3 Filão dacítico e granitóides tardios

Apenas num local (P8, fig. 3.2), foi possível observar a foliação do tonalito a ser truncada por um corpo filoniano dacítico (fig. 3.5) sub-horizontal (~15 cm de espessura) associado a um nível negro composto essencialmente por turmalina. Raramente (P33 e P16, fig. 3.2), verificam-se níveis granitóides de granularidade média e constituídos por plagioclase, feldspato alcalino, quartzo e rara moscovite. Nestes casos, não foi possível perceber de modo claro as relações de corte, mas as observações de campo sugerem corresponder a corpos intrusivos tardios de pequenas dimensões (espessura 5 cm) no tonalito. No extremo NW do MH é ainda possível observar, de acordo com a cartografia de Carvalhosa e Zbysezwski (1994), a presença de filões pegmatíticos.

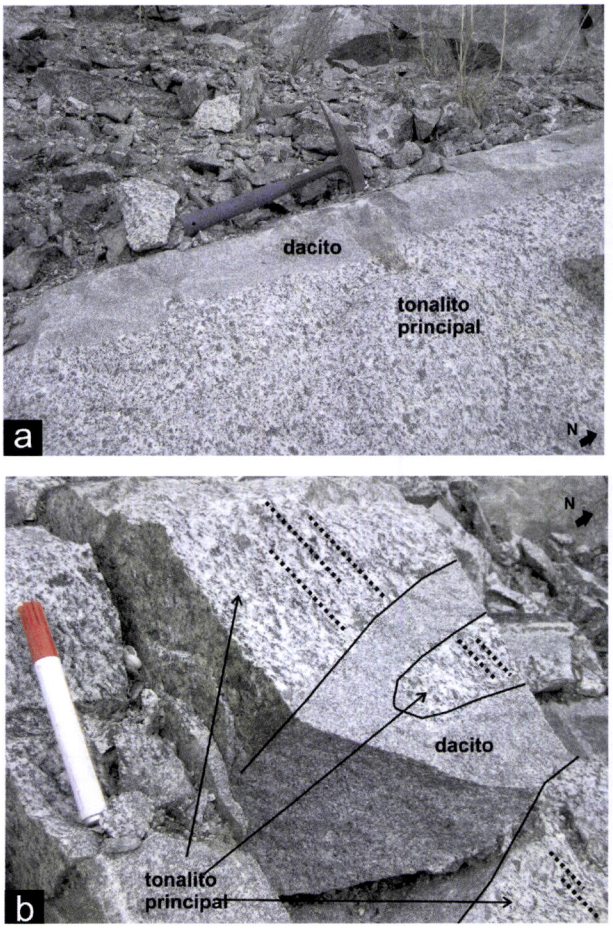


Figura 3.5 – a) Aspecto, à escala mesoscópica, do filão dacítico; **b)** Pormenor do mesmo filão dacítico a truncar a foliação (a tracejado) do tonalito principal e a bifurcar.

Apesar da escassez de afloramentos ao longo do MH, característica comum na generalidade destas ocorrências na região do Alentejo, as pedreiras existentes e os taludes de estradas permitiram uma boa observação das relações entre os litótipos

descritos, confirmando o seu aspecto bastante fresco e sem alteração meteórica. Já as relações com o encaixante foram mais difíceis de estabelecer pela fraca qualidade de exposição. No entanto, de acordo com Carvalhosa e Zbyszewski (1994) e em concordância com a representação cartográfica, o MH é intrusivo no CGM.

3.1.2 Gabros e dioritos (ocorrências de rochas máficas, Montemor-o-Novo – Évora)

Ao longo do Complexo Gnaisso-Migmatítico ocorrem diversos afloramentos de rochas máficas (gabros e dioritos; Carvalhosa e Zbyszewski, 1994) sob a forma de corpos isolados e alongados de acordo com a direcção dominante NW-SE a WNW-ESE (fig. 3.6). As dimensões destas ocorrências são variáveis desde as centenas de metros de comprimento (400-500 m) e largura (200 m) até aos 9 km de comprimento por 1 km de largura sendo, em área exposta, claramente subordinadas relativamente aos restantes litótipos intrusivos. Na proximidade do MH, de norte para sul e de oeste para este, destacam-se as ocorrências que foram alvo de análise neste trabalho, como sejam as da Fazenda do Cortiço, Fonte do Cântaro, Herdade do Padres, Giblaceira e Alto de São Bento.

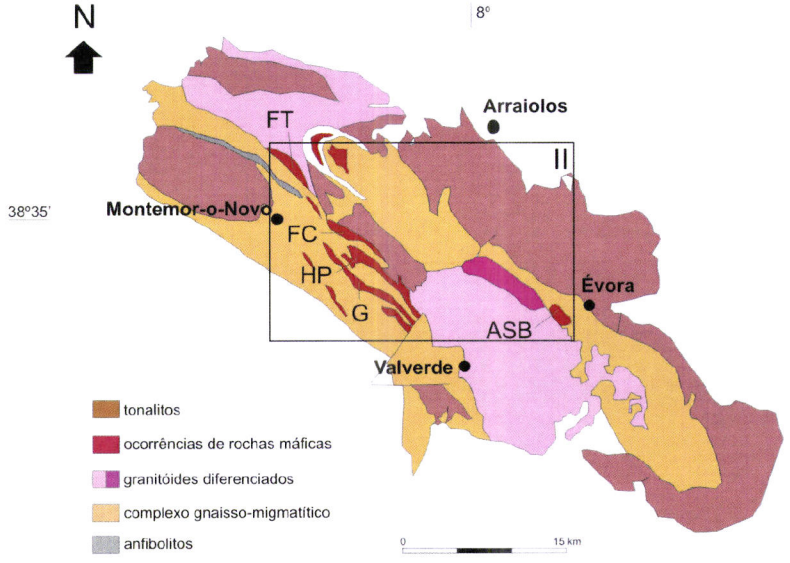


Figura 3.6 – Localização das ocorrências gabro-dioríticas (área II) presentes no TAME. As manchas estudadas encontram-se assinaladas. Gabros e dioritos; FT-Fonte do Cortiço, FC-Fonte do Cântaro, G-Giblaceira, HP-Herdade dos Padres, ASB-Alto de São Bento. Mapa adaptado da carta geológica de Portugal 1:500000 do Instituto Geológico e Mineiro (1992), Carvalhosa et al. (1969) e Carvalhosa e Zbyszewski (1994).

Destas ocorrências, algumas apresentam uma boa exposição (fig. 3.7) mas, frequentemente, correspondem a amontoados de blocos ou formam "*despedregas*" como resultado de a zona ser muito explorada para fins agrícolas. Nas manchas a

norte (e.g. Fonte do Cortiço) não se verifica qualquer tipo de orientação preferencial à escala mesoscópica mas já nas manchas a sul, nomeadamente na da Fonte do Cântaro, verificou-se a presença de uma ligeira foliação ou bandado. Carvalhosa e Zbyszewski (1994) referem que as rochas máficas intruíram a norte, num andar estrutural mais elevado, por oposição às que se encontram mais a sul que sofreram cisalhamento pronunciado.

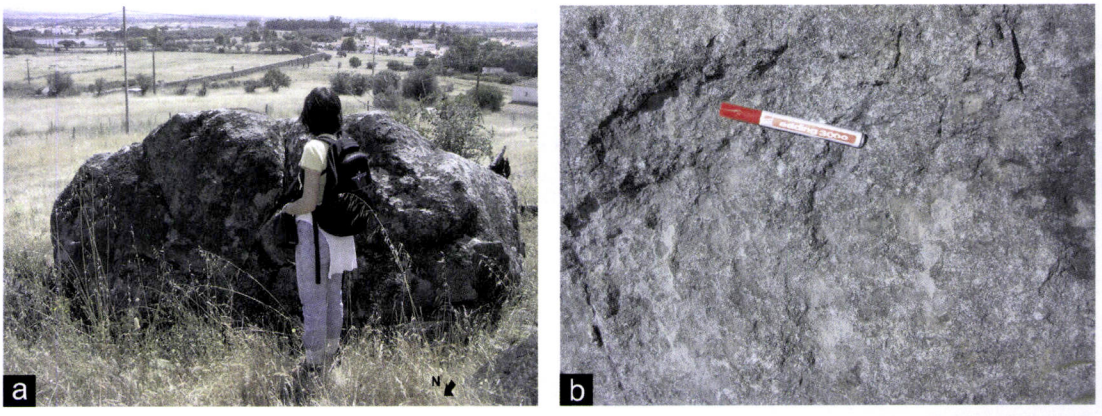


Figura 3.7 – Aspecto dos afloramentos das ocorrências de rochas máficas (gabro e dioritos). Nas fotos, afloramento de gabro-olivínico do Alto de São Bento.

Em amostra de mão, estes litótipos correspondem a rochas de cor escura e textura granular média a grosseira onde a anfíbola apresenta, por vezes, um grande desenvolvimento. Em amostras na proximidade da pedreira do Alto de São Bento observam-se pontuações de cristais de olivina.

De acordo com a cartografia de Carvalhosa e Zbyszewski (1994) e Carvalhosa (1999), bem como com as observações de campo, as rochas máficas que ocorrem na proximidade do MH não contactam com este. Ao contrário, para oriente, verifica-se a ocorrência de dioritos e gabros em pequenas manchas inclusas ou a contactar os maciços tonalíticos da Graça do Divor e Santa Sofia (fig. 3.1).

3.1.3 Granitóides (Alto de São Bento, Évora)

Na proximidade de Évora, as diversas manchas de granitóides são frequentemente circunscritas, cortando a xistosidade dos metassedimentos e, por vezes, a foliação dos gnaisses (Carvalhosa et al., 1969). O alongamento pouco acentuado destas manchas é, regra geral, paralelo à direcção das estruturas variscas mas, ao contrário do observado na fácies tonalítica do Maciço dos Hospitais, não se verifica normalmente uma orientação preferencial dos minerais constituintes na generalidade dos litótipos.

Carvalhosa et al. (1969) referem que nas zonas de bordadura é, por vezes, possível observar uma lineação, parecendo haver ocasionalmente uma transição para os gnaisses envolventes.

A área seleccionada para representar os litótipos ígneos mais diferenciados dentro do TAME foi a zona do Alto de São Bento (ASB), situada próxima da cidade de Évora (área III, fig. 3.8-a). Pela sua exposição, o conjunto de afloramentos (fig. 3.8-b) que ali ocorrem permitem uma observação privilegiada de vários litótipos ígneos plutónicos de natureza essencialmente félsica. Esta área foi alvo de um estudo prévio de cartografia detalhada que abordou a geoquímica de dois dos principais litótipos (granito porfiróide e leucogranito de duas micas) que ali ocorrem (Ribeiro, 2006). A área da pedreira apresenta duas zonas de exploração: norte e sul (pedreiras N e S, fig. 3.8-b), encontrando-se a pedreira S a cotas inferiores. Algumas observações têm ainda em conta o afloramento dos "moinhos" que se encontra a cotas mais elevadas comparativamente às pedreiras N e S.

As diferentes variedades litológicas observadas e alvos de amostragem correspondem a granitos porfiróides, granodioritos, leucogranitos de duas micas, encraves tonalíticos bandados e encraves granulares máficos. Níveis aplíticos e pegmatíticos e encraves de natureza metamórfica (anfibolitos) foram também individualizados não constituindo, porém, alvos de amostragem.

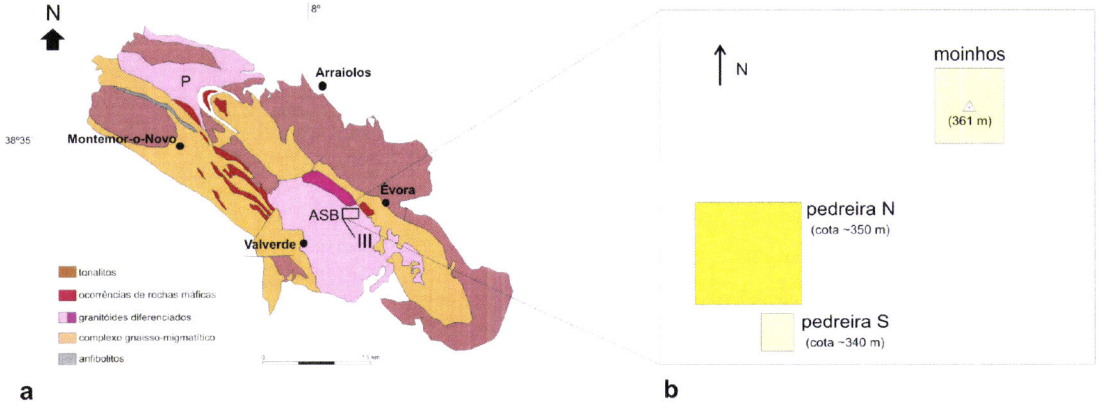


Figura 3.8 – a) Localização da área III, onde foram estudados os granitóides do Alto de São Bento. Granitóides diferenciados: P-Pias, ASB-Alto de São Bento; **b)** Esquema simplificado dos diferentes locais de amostragem (afloramentos) na zona do Alto de São Bento. A distância do afloramento dos moinhos à pedreira N é de aproximadamente 500 m e a distância da pedreira N à pedreira S é de aproximadamente 100 m.

A estrutura geral da pedreira N (fig. 3.9-a) consiste numa sequência de diferentes tipos de granitóides aparentemente dispostos de modo subparalelo e com um ligeiro pendor

para sul. Os afloramentos dos moinhos e da pedreira S (fig. 3.9-b) exibem a mesma litologia, com a diferença do primeiro corresponder a uma superfície horizontal e o segundo a uma superfície verticalizada. A transição entre os diferentes granitóides e eventuais relações de corte são difíceis de observar, como consequência da instalação dos corpos pegmatíticos ao longo dos limites entre fácies. A figura 3.9-c pretende ilustrar uma síntese das relações geométricas entre as diferentes fácies e respectivas associações com encraves. De seguida apresenta-se uma breve descrição das diferentes ocorrências.

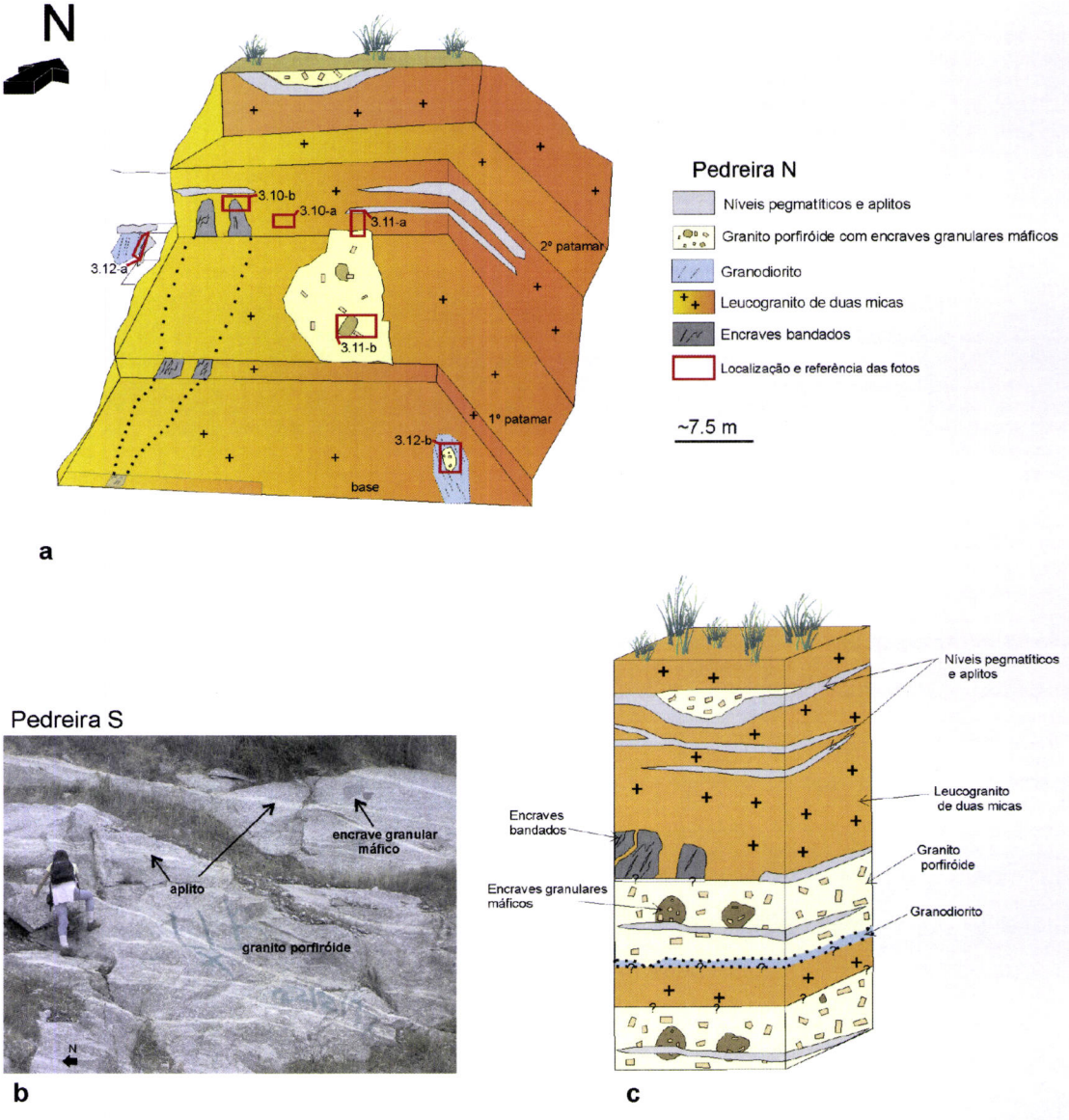


Figura 3.9 – **a)** Esquema simplificado da pedreira N (escala aproximada). As fotos assinaladas são apresentadas nos pontos seguintes; **b)** Frente de desmonte da pedreira S; **c)** Coluna litológica esquemática interpretativa dos afloramentos do Alto de São Bento (não está à escala).

3.1.3.1 Leucogranito de duas micas e encraves bandados

O granito, que corresponde à litologia principal da pedreira, ocupa o 1º e 2º patamares, a base e o topo da pedreira N (fig. 3.10-a). Exibe um bandado magmático que, localmente, se traduz num ligeiro ondular de níveis com tonalidades diferentes que parecem reflectir uma variação na quantidade modal de quartzo. O bandado sub-horizontal é paralelo aos níveis de granitos porfiróides e a uma série de níveis pegmatíticos. Em amostra de mão, exibe uma tonalidade cinzento claro e granularidade média onde se observa quartzo, feldspato (felspato alcalino ±plagioclase), moscovite e, de modo mais ou menos irregular, biotite.

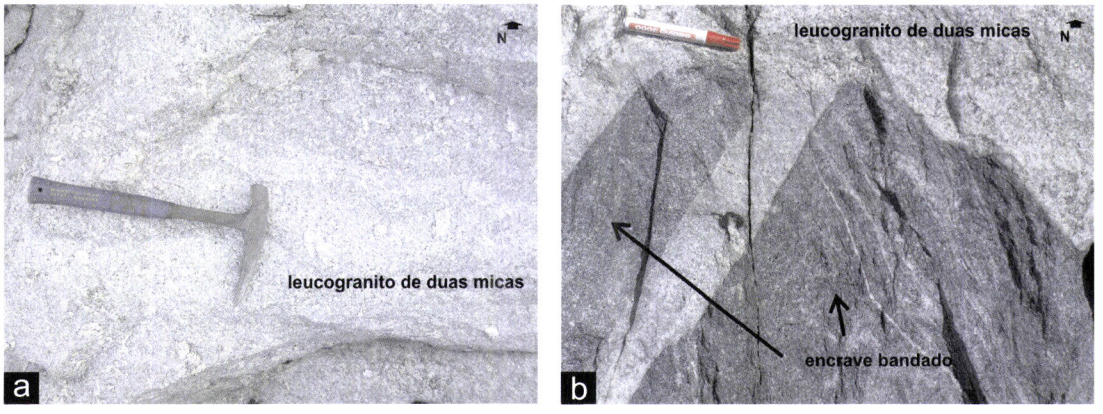


Figura 3.10 – a) Aspecto à escala mesoscópica do leucogranito de duas micas. O plano fotografado está aproximadamente na horizontal; **b)** Pormenor da relação entre o encrave bandado (EB2) e o leucogranito de duas micas. O plano fotografado está aproximadamente na vertical.

Neste litótipo, observam-se rochas de tonalidade mais escura, menor granularidade e aspecto bandado, definindo limites mais ou menos bruscos com o leucogranito encaixante, tendo sido designados como encraves bandados (fig. 3.10-b). Estes correspondem a tonalitos (vide capítulos IV. Petrografia e VI. Geoquímica) e destacam-se claramente do leucogranito de duas micas pela sua cor, a qual resulta da sua menor granularidade, acrescido pelo claro aumento da quantidade modal de biotite (e por vezes anfíbola). Apresentam evidências de uma estrutura interna que se traduz por um bandado com alternância de níveis claros e escuros. A sua ocorrência é limitada no espaço não apresentando continuidade, lateral ou a topo, à escala do afloramento. No entanto, e de acordo com a cartografia de Ribeiro (2006) à escala 1/50, apresentam alguma continuidade cartográfica atingindo cerca de 20 m de extensão longitudinal por 2-3 m de largura, sugerindo uma estrutura tabular ("filoniana") de direcção aproximada N-S (fig. 3.9-a). Os limites dos encraves bandados e a própria estrutura interna (bandado) apresentam uma direcção aproximadamente N-S e inclinação subvertical. O topo dos encraves termina de modo

abrupto contra o granito encaixante (fig. 3.10-b) e a base está ocultada pelo fundo da pedreira. Nas proximidades destes níveis ocorrem encraves de natureza metamórfica (anfibolitos), com limites e contornos bem definidos se bem que irregulares.

As ocorrências de encraves bandados (EB) mostram ligeiras diferenças à mesoescala; a ocorrência a leste (EB1) parece exibir uma textura porfiróide como consequência de se observarem cristais de plagioclase que sobressaem da matriz. A foliação observada, marcada pelo alinhamento dos cristais de biotite, é grosso modo subparalela aos limites do encrave. Na ocorrência mais a oeste (EB2) prevalece um aspecto mais heterogéneo dado pela alternância de níveis félsicos e máficos. Aqui, a foliação surge arqueada, desenvolvendo-se maiores concentrações de minerais félsicos nas zonas de "charneira".

3.1.3.2 Granito porfiróide e encraves granulares máficos

O granito porfiróide (GP) ocorre, na pedreira N, sob a forma de dois níveis intercalados com o litótipo acima descrito (leucogranito de duas micas; fig. 3.11-a) ocupando, na pedreira S, a totalidade da frente de desmonte (fig. 3.9-a,b). O nível de GP superior que ocorre na pedreira N parece ser menos espesso (~0.8 m) e sem continuidade lateral, eventualmente como consequência da superfície de erosão. Já o nível inferior de GP ocorre limitado à base e apresenta uma espessura ~1 m. Na pedreira S, a extensão desta litologia permite estimar uma espessura superior a 10 m. Considerando a posição onde ocorrem, o pendor dos vários níveis e a diferença de cotas das pedreiras N e S, é provável que as três ocorrências correspondam a níveis distintos do ponto de vista geométrico mas com fortes afinidades relativamente às características mesoscópicas.

Como consequência da instalação de numerosos níveis pegmatíticos ao longo dos limites do GP, torna-se difícil visualizar a relação entre os leucogranitos de duas micas e os GP. Porém, como referido por Ribeiro (2006) e observado no afloramento dos moinhos, o limite entre o GP e o leucogranito é brusco, defendendo aquela autora que os primeiros são intrusivos no leucogranito de duas micas. Associados aos GP, ocorrem encraves granulares máficos (fig. 3.9-b, 3.11-b) que representam 1-2% da área aflorante. Apresentam uma forma arredondada e limites bem definidos, ainda que esporadicamente possam apresentar limites difusos como resultado da interacção com o granito envolvente.

Os GP correspondem a uma rocha de granularidade média a grosseira e textura porfiróide, formada por quartzo, feldspato alcalino, plagioclase e aproximadamente 5% de biotite. Os fenocristais de feldspato alcalino são muito abundantes (cerca de 10-15% do volume da rocha) chegando a atingir os 7 cm de comprimento ao longo do seu eixo maior. À escala mesoscópica, estes últimos podem apresentar uma orientação preferencial, interpretada como resultado de um "fluxo laminar homogéneo" (Ribeiro, 2006).

Os encraves granulares máficos (EGM) exibem uma granularidade média a fina de tonalidade mais escura comparativamente ao granito hospedeiro. Os fenocristais do GP surgem frequentemente total ou parcialmente aprisionados nos encraves (fig. 3.11-b), sendo possível observar, em particular nos cristais de menores dimensões, formas anédricas e bordos corroídos. A proporção de feldspatos total ou parcialmente inclusos nos EGM é extremamente variável sem que exista qualquer diferença no tipo dos encraves.

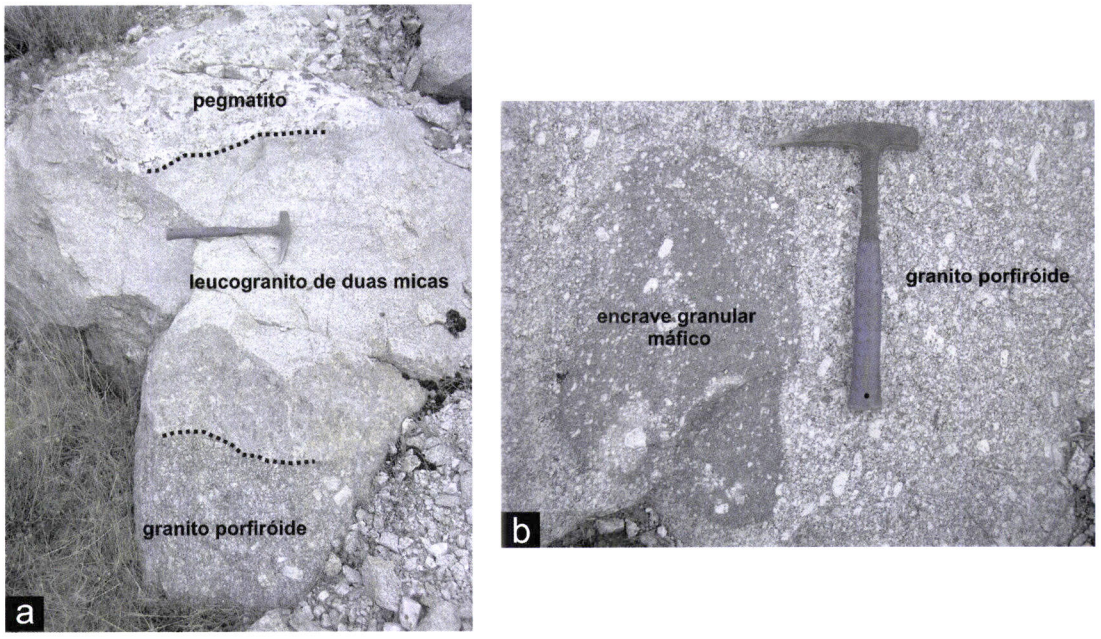


Figura 3.11 – Aspecto, à escala mesoscópica, do granito porfiróide: **a)** Granito porfiróide a muro do leucogranito de duas micas; **b)** Encrave granular máfico com fenocristais de feldspato alcalino provenientes do granito hospedeiro.

Como referido anteriormente, os níveis de pegmatitos e aplitos que não foram alvo de amostragem encontram-se preferencialmente associados aos limites do leucogranito com o GP. Estão particularmente bem representados na pedreira S, exibindo uma instalação posterior à cristalização dos EGM tendo em conta as relações de corte. Os níveis pegmatíticos, grosso modo sub-horizontais e com espessuras métricas

(~1-1.5 m), são constituídos por quartzo, feldspato, moscovite, granada e turmalina, esta última constituindo agregados em roseta. Os filões aplíticos de espessura centimétrica são félsicos e frequentemente zonados. Estes, do ponto de vista geométrico, encontram-se sob a forma de corpos quer sub-horizontais quer inclinados, cortando-se entre si.

3.1.3.3 Granodiorito

O granodiorito tem uma representatividade aparentemente mais limitada, ocorrendo na zona mais a oeste e localmente na base da pedreira N (fig. 3.9-a). É uma rocha formada por quartzo, plagioclase, feldspato alcalino e biotite (~10-15%), leucocrata, com uma granularidade média a grosseira e apresentando uma foliação incipiente (N10-20ºW, sub-vertical) marcada pelo alinhamento dos cristais de biotite e dos encraves granulares maficos presentes (fig. 3.12-a). A relação observada na base da pedreira entre esta fácies e o granito porfiróide (fig. 3.12-b) sugere uma interacção a quente entre os dois, interpretada pelos limites lobados, e parece indicar um posicionamento inferior e ligeiramente anterior (?) do granodiorito. A transição lateral entre este e o leucogranito de duas micas é difícil de observar.

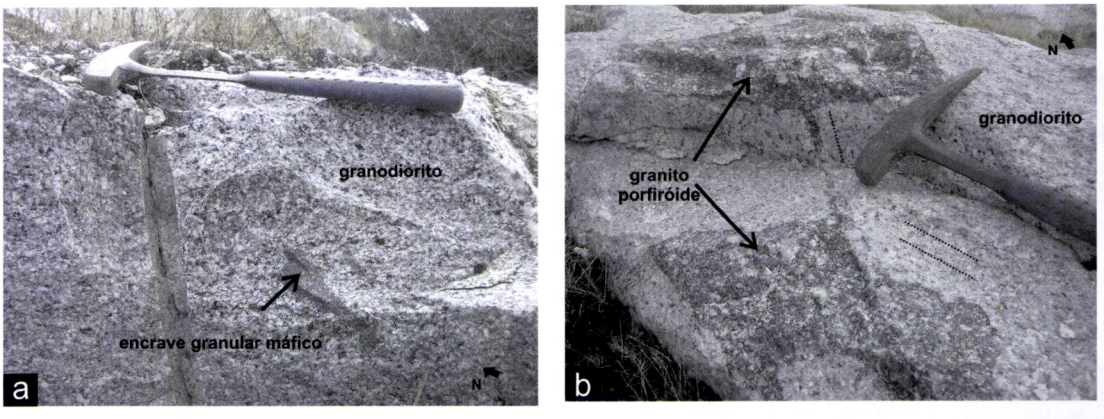


Figura 3.12 – **a)** Aspecto, à escala mesoscópica, do granodiorito com encrave granular máfico. A foliação é paralela ao plano da foto; **b)** Relação entre o granodiorito (foliação a tracejado) e o granito porfiróide, observadas na base da pedreira N.

3.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico

O Complexo Gnaisso-Migmatítico (CGM) ocorre ao longo de uma extensa área e espacialmente associado aos litótipos intrusivos acima referidos (ponto 3.1). Para estudar eventuais fontes de magmas anatéticos e avaliar a sua participação na génese dos granitóides do MH ou do ASB, foram seleccionados dois afloramentos chave (IV e

V, vide ponto 1.4 e fig, 1.1) onde a exposição das relações protólito/anatexia é relativamente clara. A primeira zona seleccionada corresponde ao afloramento de migmatitos e granitóides associados da ribeira de Almansor (Montemor-o-Novo) a cujos protólitos se atribui uma idade neoproterozóica (Carvalhosa, 1983) e provavelmente Câmbrico (Pereira et al., 2006a). A segunda zona corresponde ao afloramento de gnaisses, de idade câmbrica (Pereira et al. 2006b) e granitóides associados, da ribeira de Valverde/Herdade da Mitra.

3.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor, Montemor-o-Novo)

Pela proximidade entre as litologias do MH e do CGM, assim como pela sua boa exposição, o afloramento da ribeira de Almansor (AMS) (fig. 3.13) constitui um elemento chave na tentativa de se perceber uma eventual relação entre aquelas duas unidades, bem como evidências de anatexia crustal, transição migmatitos-rochas magmáticas, interacção de fundidos silicatados e processos de diferenciação. Localiza-se a cerca de 500 m a SW da cidade de Montemor-o-Novo (Monte dos Moinhos), e está cartografado por Carvalhosa e Zbyszewski (1994) como pertencente a um complexo gnaisso-migmatítico varisco, genericamente constituído por migmatitos heterogéneos, gnaisses migmatíticos e granitos biotíticos. Alvo de cartografia estrutural de detalhe e tratamento estatístico por Lúcio e Pereira (2006), este afloramento foi seleccionado para a realização de uma campanha de amostragem de pormenor, com o auxílio de um caroteador, de modo a tentar representar os principais litótipos existentes. A primeira abordagem, do ponto de vista geoquímico, com algumas diferenças relativamente à sistematização das diferentes unidades de Pereira e Silva (2002), foi apresentada por Moita et al. (2006).

De acordo com Carvalhosa e Zbyszewski (1994), o afloramento estudado integra a categoria dos migmatitos heterogéneos que estes autores caracterizam como resultando da estreita associação de rochas metamorfizadas da Série Negra (Neoproterozóico) com rochas granitóides. No caso específico da ribeira de Almansor sublinha-se, nesse trabalho, o aspecto agmatítico resultante da presença de encraves em meio predominantemente granítico.

Mais tarde, com base em cartografia estrutural realizada à escala 1:500, Pereira e Silva (2002) descreveram o aspecto do complexo bandado composicional que caracteriza este afloramento, onde se distingue uma alternância de bandas escuras e claras (consideradas como melanossoma e leucossoma, respectivamente) afectadas

por dobramento heterogéneo, bem como a presença de encraves de diferentes naturezas que se apresentam estirados e rodados por efeito de deformação não coaxial. No trabalho citado, este afloramento foi interpretado predominantemente como mostrando uma transição metatexitos - diatexitos - tonalitos foliados.

Em traços gerais, o afloramento (fig. 3.13) caracteriza-se pela existência de um forte bandado de direcção N60ºW a N70ºW, concordante com a direcção regional das estruturas variscas. O aspecto bandado resulta da alternância centimétrica a métrica de diferentes litótipos granitóides/migmatitos e sublinhado por estruturas filonianas, de espessura centimétrica a decimétrica. Dispersos pelo afloramento e geralmente alongados segundo a foliação, ou fazendo um ângulo com ela, ocorrem encraves (5-10% área aflorante), com dimensões centimétricas a métricas, de rochas ígneas e metamórficas. O bandado composicional encontra-se dobrado com vários comprimentos de onda e amplitudes, mas com orientação uniforme do plano axial concordante com uma movimentação esquerda nos planos de cisalhamento (Pereira e Silva, 2002; Pereira et al., 2006).

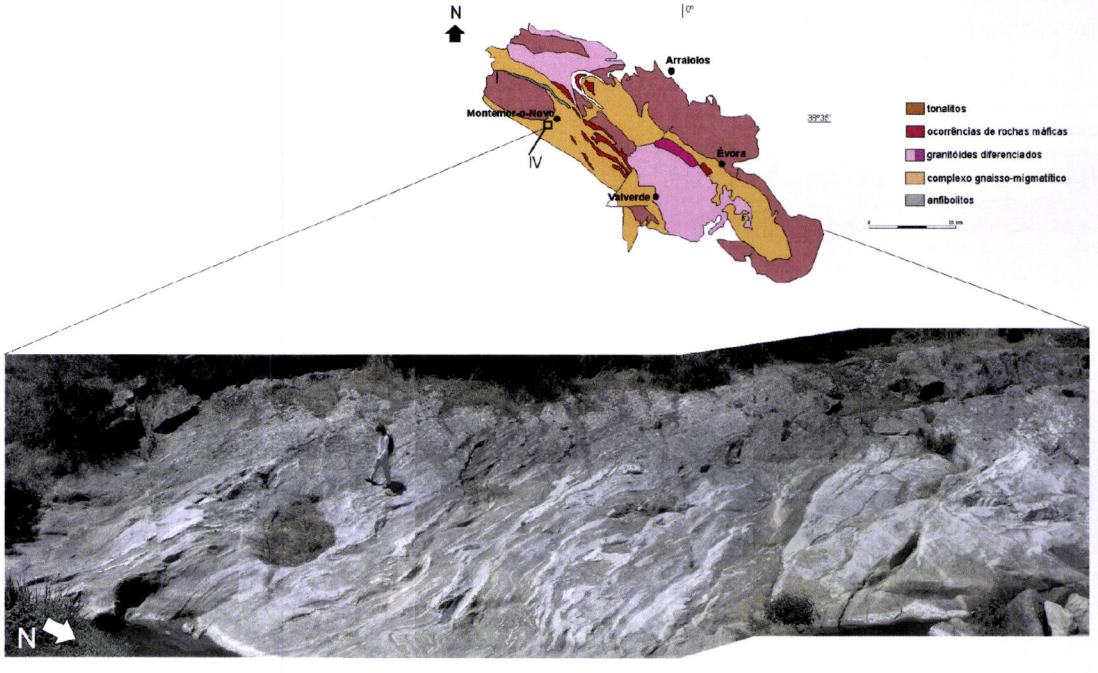


Figura 3.13 – Localização da área IV e aspecto geral do afloramento nas margens da ribeira de Almansor que é caracterizado por um complexo bandado composicional.

Tendo por base o modo de ocorrência associado às características à mesoescala (cor, intensidade de anisotropia planar, granularidade) foram individualizadas, para efeito de amostragem, três categorias relativamente aos litótipos mais comuns: diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides.

3.2.1.1 Diatexitos

Diatexito é definido, segundo Milord et al. (2001), como um migmatito no qual as estruturas pré-migmatização foram destruídas, ocorrendo a homogeneização e aumento da granularidade. Representam, assim, rochas com fortes proporções quer de fundido quer de componente restítica (Brown, 1994; Sawyer, 1996; Sheppard et al., 2003) cuja reologia corresponde à de um magma permitindo o transporte a larga escala. Nestas rochas é típico ocorrer um bandado causado por fluxo no qual se desenvolvem *schlieren* constituídos por minerais máficos (Sawyer, 1996). É ainda comum observarem-se fortes orientações preferenciais de minerais (e.g. biotite e plagioclase idiomórfica), sugerindo uma foliação magmática a sub-magmática (Milord et al., 2001).

No afloramento da ribeira de Almansor, os diatexitos ocorrem sob a forma de faixas de largura centimétrica a métrica, de tons ora acinzentados ora alaranjados, e com uma foliação bem visível (fig. 3.14). Exibem uma certa heterogeneidade, dada quer pela forte anisotropia planar quer pela presença de corpos de natureza restítica. Nos níveis de diatexitos, podem ainda ser encontrados encraves de natureza metamórfica. Os níveis cinzentos e laranjas, de granularidade média, estão intimamente associados, apresentando ligeiras diferenças ao nível da paragénese apresentada (vide IV. Petrografia). Importa referir que os diatexitos cinzentos ocorrem ainda sob a forma de corpos inclusos (encrave-diatexítico) nos granitóides descritos no ponto seguinte.

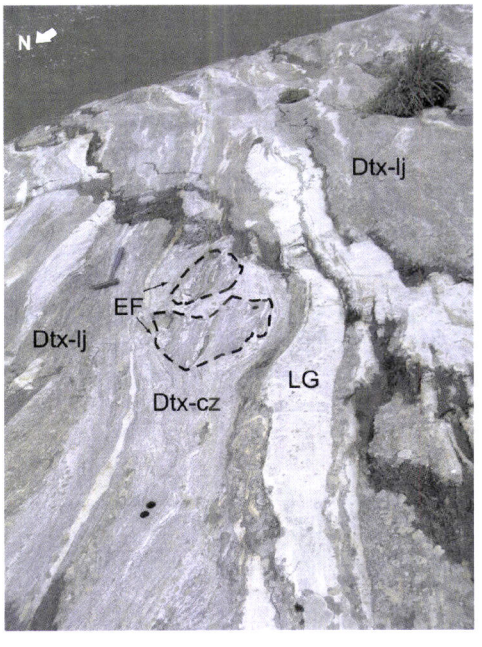


Figura 3.14 – Aspecto, à escala mesoscópica, dos diatexitos e relação com o LG (leucogranitóide); Dtx-lj (diatexito-laranja), Dtx-cz (diatexito cinzento).

No geral, o diatexito com uma tonalidade acinzentada é constituído por quartzo, feldspato alcalino e plagioclase, biotite (5-10%) e moscovite, enquanto que a tonalidade alaranjada está associada a um aumento modal de biotite e à presença de cordierite (apenas detectado microscopicamente). É ainda nestes níveis alaranjados que ocorrem preferencialmente os corpos restíticos. Apesar de intensa à superfície, a tonalidade laranja não tem continuidade em profundidade. A paragénese apresentada pelos diatexitos acinzentados corresponde a uma composição granítica. Por seu turno, considerando a análise microscópica (ponto 4.4.1.1) e a geoquímica de rocha total (ponto 6.2.1), os diatexitos de tonalidade laranja revelam uma composição quartzo-monzonítica.

Os restitos (fig. 3.15) exibem uma forma sigmoidal e alongada segundo a direcção dominante (N60ºW), e ocorrem predominantemente associados aos níveis de diatexitos de tonalidade alaranjada. Apresentam limites bem definidos, são de pequenas dimensões, com um comprimento máximo não superior a 15-20 cm, e por vezes encontram-se parcialmente orlados por níveis félsicos. A sua estrutura interna, à escala do afloramento, denuncia um certo bandado/heterogeneidade. Em amostra de mão é possível observar a presença claramente dominante de biotite (~80%) e quartzo.

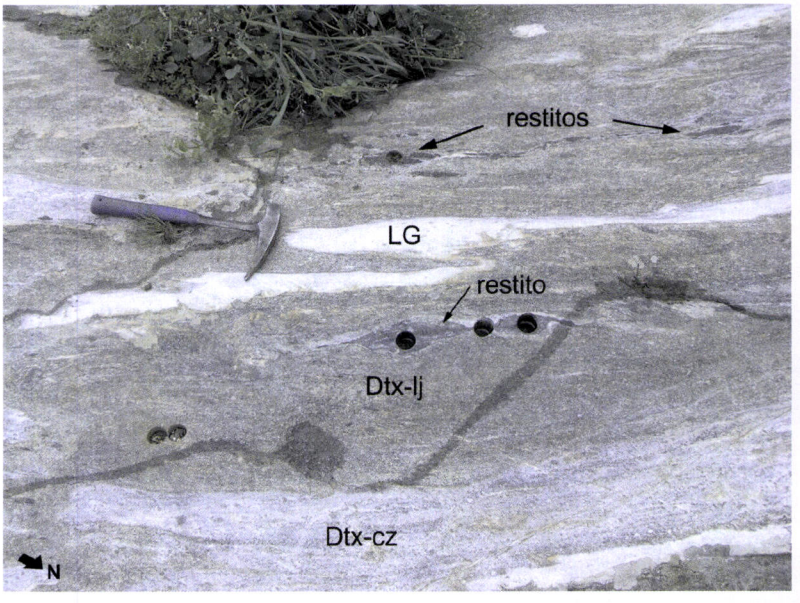


Figura 3.15 – Aspecto dos corpos restíticos preferencialmente inclusos nos níveis de diatexitos alaranjados (Dtx-lj), relativamente aos diatexitos acinzentados (Dtx-cz).

Ainda incluso nos diatexitos, foi amostrado um nível de cor escura (fig. 3.16), forma alongada e limites mais ou menos difusos na passagem ao diatexito envolvente. É dominado pela presença de biotite e apresenta uma foliação bem marcada,

concordante com a direcção dominante. O grão é fino à excepção dos "ocelos" de quartzo. Tendo sido amostrado como um eventual *resister*/melanossoma (parte mais escura de um migmatito) pela forte concordância da foliação e pelos limites difusos, poderá, tendo em conta apenas as relações de campo, corresponder de igual modo a um encrave de natureza metamórfica paralelo à foliação do diatexito e com evidências de fusão parcial. A sua génese será discutida nos capítulos seguintes.

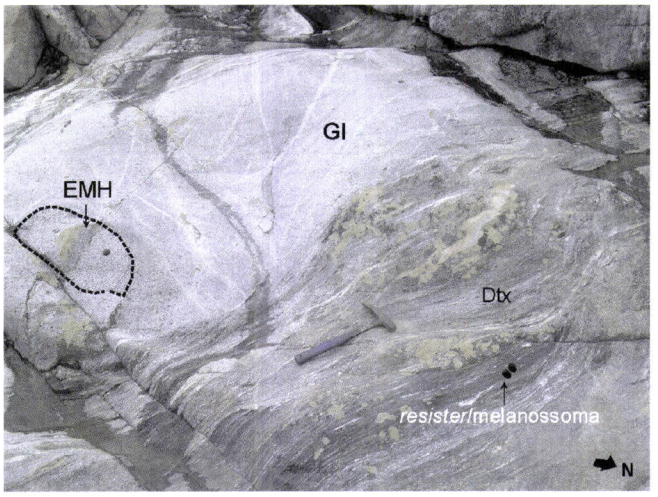


Figura 3.16 – *Resister*/melanossoma associado a diatexitos. EMH (encrave-MH) e GI (granitóide isótropo).

3.2.1.2 Granitóides isótropos

Os granitóides isótropos (GI, fig. 3.17) definem níveis com maior continuidade lateral, volumetricamente abundantes, cuja espessura é de escala métrica. São considerados isótropos, ainda que apresentem uma fraca anisotropia de orientação mineralógica (essencialmente de biotite) subparalela à direcção dominante. Relativamente aos níveis de diatexitos, destacam-se claramente pela cor, pela aparência mais isótropa e ainda pelo claro aumento da granularidade. Os GI apresentam uma granularidade média a grosseira e são constituídos por quartzo, plagioclase e biotite, correspondendo a composições tonalíticas/granodioriticas. Os limites entre os GI e os diatexitos apresentam uma orientação grosso modo concordante com a direcção geral e, apesar de bem marcados e fáceis de seguir, são irregulares (fig. 3.17-a).

Apesar do paralelismo entre as diferentes bandas composicionais, é ainda frequente a presença de fragmentos de diatexitos alaranjados (com ocorrência mais ou menos confinada, estirados ou dobrados) inclusos no GI. Verifica-se nestes casos que as próprias inclusões se encontram alinhadas de modo subparalelo à foliação dominante.

As rochas de natureza migmatítica ocorrem ainda sob a forma de encraves mais circunscritos (encrave-diatexítico, fig. 3.17-b). Apresentam, neste caso, uma forma sigmoidal com contornos serrilhados mas bem definidos e, localmente, com um bordo fino de material félsico. A tonalidade escura apresentada por estes encraves (diatexitos cinzentos) resulta aparentemente da granularidade reduzida e não da maior abundância de minerais máficos. O modo de ocorrência destes encraves sugere uma interacção a quente com o granito hospedeiro (GI) e/ou uma forte participação no processo de fusão por parte dos diatexitos.

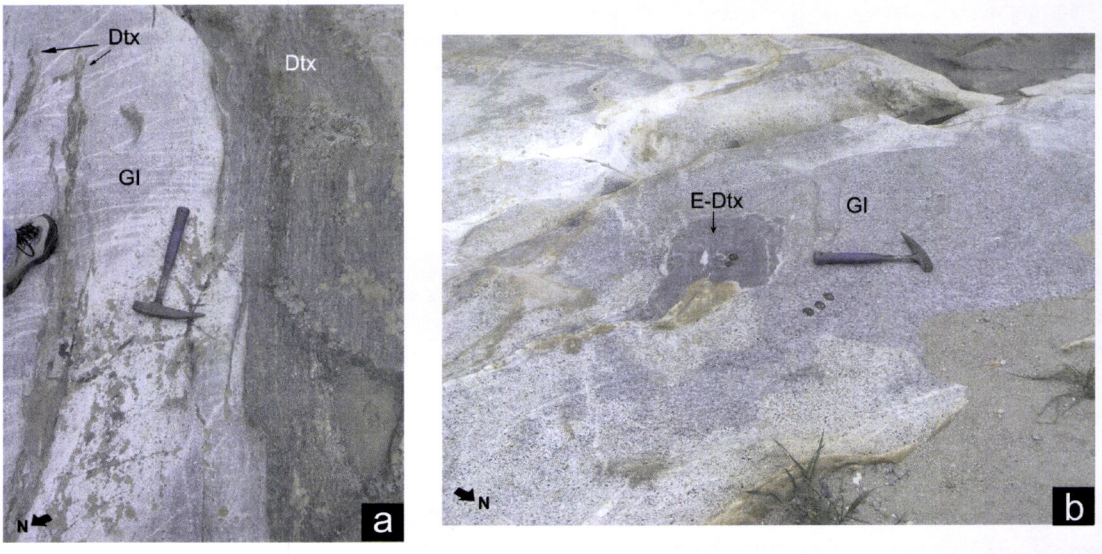


Figura 3.17 – Relações entre os grupos GI e diatexito: **a)** Limite bem marcado mas irregular entre os GI e os diatexitos e, à esquerda na foto, inclusão alongada de diatexito; **b)** Encrave-diatexítico no seio de um granitóide isótropo.

No interior dos GI ocorrem ainda encraves de natureza ígnea e metamórfica que serão descritos no ponto 3.2.1.4. Os encraves ígneos observados são de origem plutónica, exibem limites bem definidos e lineares (fig. 3.16), não aparentando qualquer tipo de interacção química ou mecânica com o material encaixante. Os encraves de natureza metamórfica, geralmente de cor negra ou aspecto gnaissico, exibem limites circunscritos mas irregulares e, aparentemente, sem orla de reacção. Os granitóides isótropos são ainda cortados por filões de cor muito clara que, mais uma vez, se encontram orientados de acordo com a direcção NW-SE.

A generalidade das ocorrências dos GI, no afloramento estudado, apresentam evidências de um processo de "metassomatismo" (fig. 3.18). Este manifesta-se pela forte profusão de "veios" sem orientação preferencial e de cor branca que parece fazer sobressair ou desenvolver (?) no encaixante cristais idiomórficos de feldspato. Apesar da sua aparência relativamente tardia, os veios não se desenvolvem para o interior

dos encraves metamórficos e tornam-se mais difusos para o interior dos encraves plutónicos. Ao contrário, exibem alguma continuidade quando atravessam os corpos filonianos de cor branca (leucogranitóides, vide ponto seguinte). Este "metassomatismo tardi-magmático" é interpretado como tendo ocorrido numa fase final de arrefecimento e cristalização dos magmas félsicos (granitóides isótropos e leucogranitóides) mas sem desenvolvimento para litótipos consolidados e "frios".

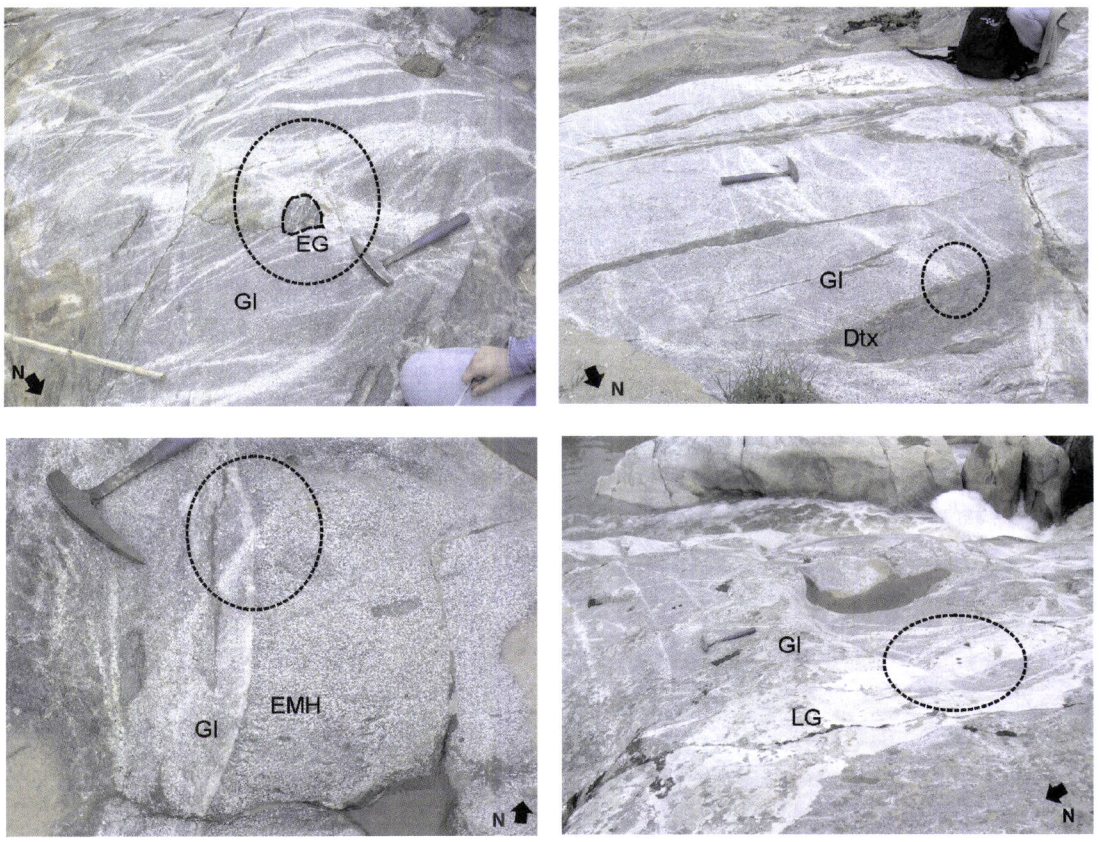


Figura 3.18 – Aspecto geral do GI associado ao desenvolvimento de veios "metassomáticos" e relações com diferentes fácies e encraves. Os círculos mostram a intercepção dos veios com vários litótipos. Dtx – diatexito; GI – granitóide isótropo; LG - leucogranitóide EG - encrave gnaissico; EMH – encrave MH.

3.2.1.3 Leucogranitóides

A categoria dos leucogranitóides (LG) corresponde quer a filões cuja espessura geralmente ronda os 20-30 cm (fig. 3.19-a), quer a pequenos veios com 3-5 cm de espessura (fig. 3.19-b) de cor branca, ou quase branca. Estes corpos podem surgir intercalados com os diatexitos, cortar os granitóides isótropos, envolver diferentes tipos de encraves inclusos nos diatexitos, ou ainda ocorrer como pequenas bolsadas nos diatexitos. A presente dissertação abordou essencialmente os dois primeiros modos de ocorrência (fig. 3.19): intercalados com os diatexitos e a truncar os GI.

Convém, porém, salientar que as relações de corte não são completamente discordantes ou muito oblíquas, tendendo a aproximar-se da foliação geral.

Os níveis de maior espessura apresentam uma granularidade média a grosseira e são constituídos maioritariamente por quartzo e plagioclase, observando-se ainda pontuações de biotite (<5%) que podem conferir um aspecto bandado à rocha. A composição mineralógica observada, associada à sua cor branca característica, sugere uma composição trondhjemítica.

Os níveis mais finos, dispersos pelo afloramento, são volumetricamente menos representativos e ocorrem sob a forma de pequenos veios intercalados com os diatexitos. Os LG mais finos, também trondhjemíticos, são claramente dominados pelos minerais félsicos, quartzo e plagioclase associados a alguma moscovite, sendo a biotite rara ou ausente.

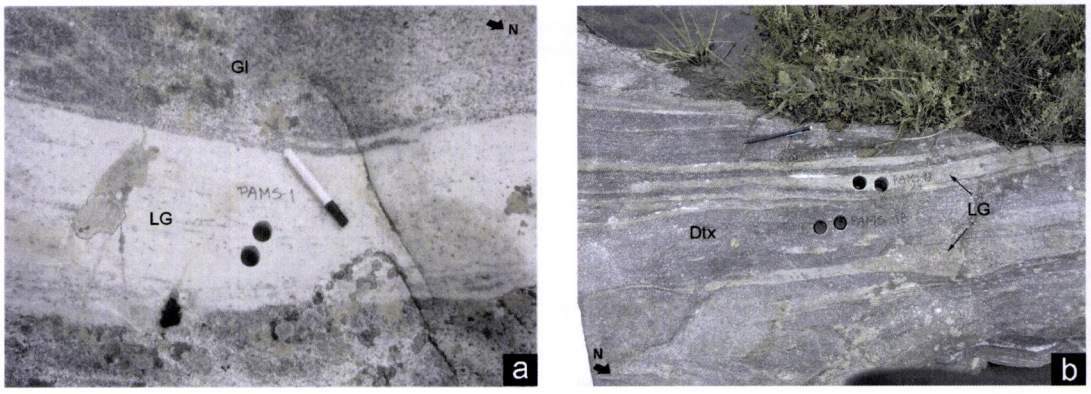


Figura 3.19 – Modos de ocorrência dos leucogranitóides: **a)** Níveis decimétricos (truncando o Gl); **b)** Centimétricos finos (intercalado com diatexito).

3.2.1.4 Encraves

Os corpos considerados como encraves foram individualizados pelo seu carácter aparentemente exótico relativamente ao material envolvente. Foram, neste contexto, separados dos corpos restíticos descritos anteriormente (ponto 3.2.1.1), os quais aparentam fortes laços genéticos com o material envolvente. Ao longo do afloramento, é possível observar a existência de numerosos encraves, com forma e composição variáveis (fig. 3.20 e 3.21), inclusos nos diatexitos e nos Gl.

Os encraves de natureza metamórfica – metapelitos, quartzitos negros e metabasitos (Pereira e Silva, 2002) – apresentam contornos angulosos, por vezes com um aspecto

brechificado, e limites bem definidos. Apesar das dimensões variáveis, são geralmente maiores que os restitos, apresentando dimensões aproximadas de 30-40 cm. Os encraves de natureza metamórfica, que ocorrem preferencialmente nos diatexitos mas também no GI, são muito diversificados e não são objecto de estudo deste trabalho, pelo que não foram alvo de uma amostragem pormenorizada tendo em vista a obtenção da maior diversidade possível. Não obstante, aos metasedimentos foi dada uma atenção especial, tendo em conta o facto de constituírem fontes privilegiadas num processo de anatexia (e.g. Patiño Douce, 1999), assim como pela existência de trabalhos recentes efectuados na caracterização destes litótipos (Pereira et al., 2006; Chichorro, 2006), tornando-se possível fazer algum tipo de paralelismo/comparação.

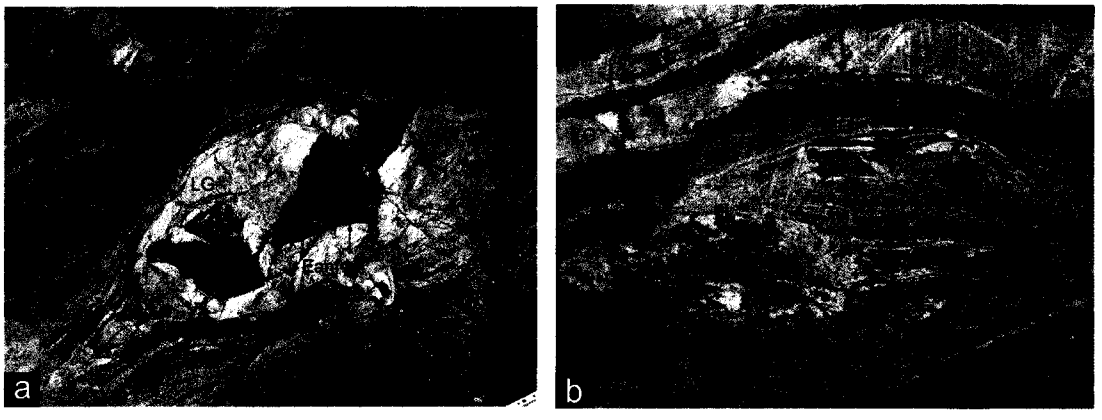


Figura 3.20 – Encrave de natureza metamórfica: **a)** Encrave anfibolito-biotítico (Eanf-bt) e **b)** metapelito félsico (EF) associado a diatexito cinza (Dtx-cz). Ambos se encontram associados a níveis leucogranitóides (LG) que os envolvem ou preenchem as fracturas.

De um modo geral, os encraves de cor escura (meta-chertes e metassedimentos negros, fig. 3.20-a) não revelaram sinais de interacção com o encaixante (diatexito). Estes encraves parecem corresponder a material refractário (*resister* segundo Wimmenauer e Bryhni, 2002) que resistiu ao processo de migmatização, preservando a foliação interna, ou a material arrancado durante as intrusões magmáticas. Os encraves de aspecto mais pelítico (mais claros) estão mais dissimulados no diatexito encaixante (fig. 3.20-b), nomeadamente pelo forte paralelismo das foliações. Ao contrário dos encraves escuros, estes parecem ter participado activamente no processo de fusão parcial.

Os encraves a que se atribuiu uma natureza magmática correspondem a ocorrências de rochas onde se preserva claramente uma textura ígnea (fig. 3.21). Os encraves plutónicos, de granularidade média a grosseira e composição tonalítica, apresentam dimensões variáveis da ordem dos 40 cm até cerca de 1-1.5 m. Este tipo de encraves

ocorre incluso no GI e exibe uma transição brusca para o granitóide hospedeiro, sugerindo não ter participado no processo de fusão. Num encrave tonalítico de maiores dimensões é possível observar uma foliação, interpretada como magmática precoce, dada pela orientação dos minerais máficos e dos encraves microgranulares máficos. Esta litologia foi denominada como encrave–MH como resultado da forte semelhança com as rochas tonalíticas do vizinho Maciço dos Hospitais (fig. 3.21-a).

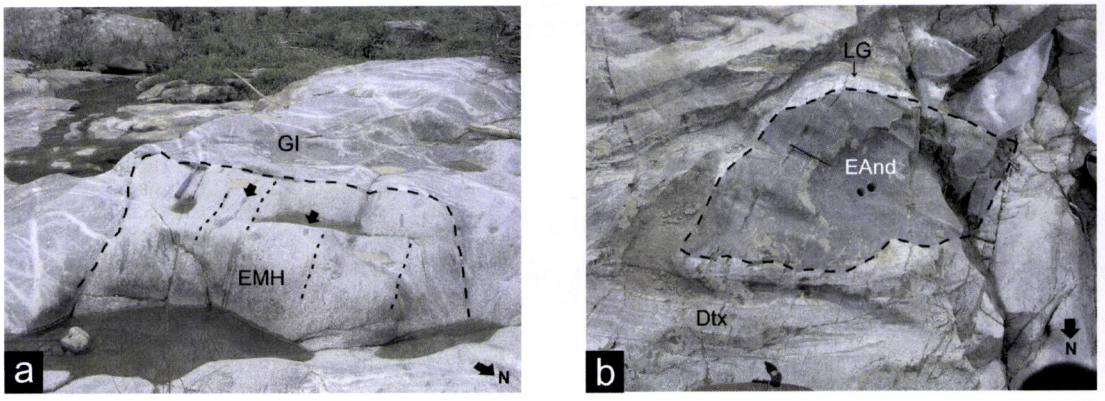


Figura 3.21 – Encraves ígneos: **a)** Encrave plutónico de afinidade com o tonalito do MH (EMH) incluso no granitóide isótropo (GI). O tracejado curto mostra a foliação magmática precoce do EMH, o tracejado longo mostra o limite do encrave e as setas assinalam os encraves granulares máficos do EMH; **b)** Encrave andesítico (EAnd) associado a níveis de leucogranitóide (LG) e diatexito (Dtx).

Outros encraves de natureza magmática resultam de um mecanismo de *boudinagem* de corpos filonianos de composição andesítica (Encraves-Andesíticos) e textura porfirítica (fig. 3.21-b). São de dimensões centimétricas a métricas e, apesar dos contornos serem arredondados, exibem localmente brechificação acompanhada pelo preenchimento de material félsico (níveis de leucogranitóides). Comparativamente aos encraves-MH, são relativamente abundantes e parecem estar preferencialmente associados aos diatexitos.

3.2.2 Gnaisses e granitóides associados (Valverde)

Próximo da povoação de Valverde, a Herdade da Mitra e as margens da ribeira de Valverde constituem locais privilegiados para a observação da sequência do paleozóico inferior associada à "frente de migmatização". Com efeito, os trabalhos desenvolvidos por Pereira et al. (2003, 2006b) permitem considerar a existência de uma sequência pertencente ao Paleozóico inferior e não apenas do Neoproterozóico como referido por Carvalhosa et al. (1969). Segundo aqueles autores, a migmatização afecta de igual modo as sequências do Paleozóico inferior, já que se observam testemunhos de anatexia de protólitos félsicos considerados do Câmbrico inferior

(Chichorro, 2006) e a ocorrência de encraves de anfibolitos, pelitos e rochas calcossilicatadas nos migmatitos que afloram próximo de Nossa Senhora Boa Fé (Pereira et al., 2003).

Considerando um corte no topo da Herdade da Mitra, de Este para Oeste (fig. 3.22), observa-se a presença de rochas granitóides intruíndo uma sequência relativamente mais antiga (Pereira et al., 2006b). Esta sequência é constituída por rochas carbonatadas impuras (calcossilicatadas) com grande desenvolvimento de granada e vesuvianite, seguindo-se, de modo aparentemente concordante, a sucessão constituída por micaxistos, anfibolitos de granularidade média e grosseira, micaxistos com intercalações de anfibolitos, gnaisses félsicos e, finalmente, o domínio dos migmatitos. Esta sequência apresenta uma orientação N-S, paralela à foliação, com estiramento geralmente vertical. A "frente de migmatização" é interpretada com base no aumento sucessivo do número de veios granitóides paralelos ou oblíquos à foliação dos gnaisses. A amostragem efectuou-se numa área restrita e teve como principal objectivo caracterizar a fonte crustal (gnaisses félsicos do paleozóico inferior?) e os primeiros fundidos anatécticos resultantes.

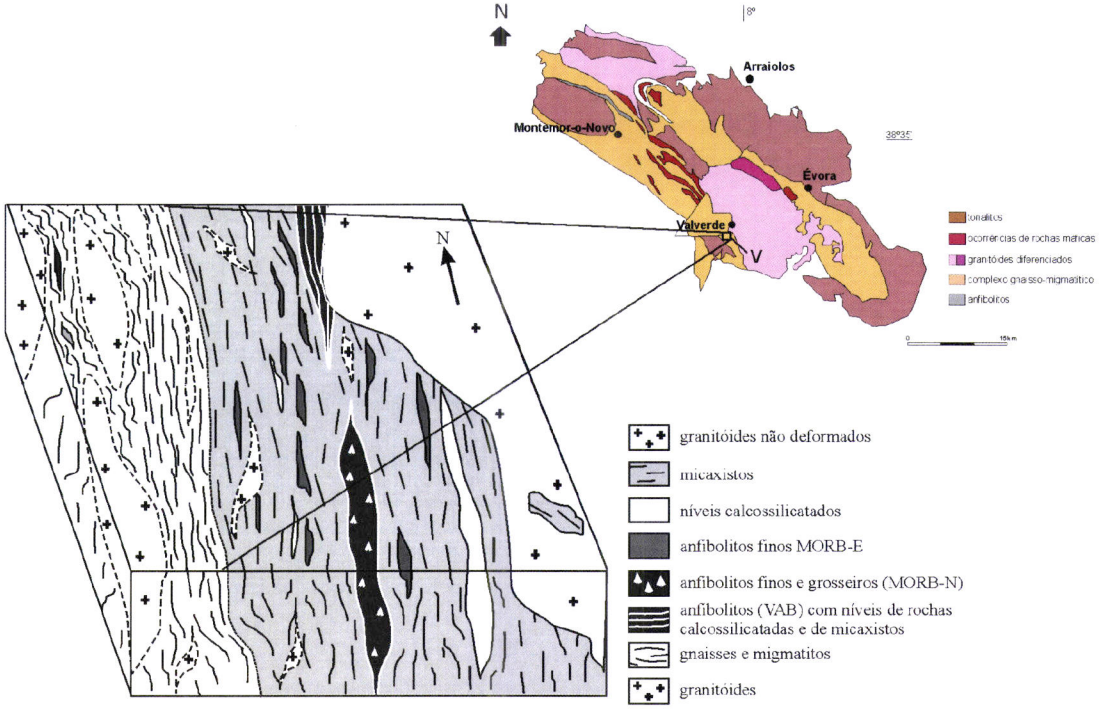


Figura 3.22 – Localização da área V (Herdade da Mitra e ribeira de Valverde) e sequência atribuída ao Paleozóico inferior para Valverde (adaptado de Pereira et al., 2006b).

3.2.2.1 Gnaisses félsicos (ortognaisses)

Os litótipos amostrados como gnaisses félsicos (eventual protólito), têm uma expressão cartográfica significativa que, de acordo com Pereira et al. (2006), poderá indicar uma espessura mínima de 500 m. Em amostra de mão (fig. 3.23), apresentam uma granularidade média a fina, textura gnaissica, cor clara e são mineralogicamente ricas em quartzo e plagioclase, com quantidades variáveis de feldspato alcalino e biotite. Estes gnaisses apresentam encraves de uma rocha de cor escura e granularidade mais fina (anfibolitos), alongados segundo a foliação. O estudo efectuado por Chichorro (2006) relativo à morfologia de zircões para esta unidade indica tratarem-se de ortognaisses de origem hipabissal e com uma idade de 504 ±5 Ma obtida por U-Pb no mesmo mineral (Pereira et al., 2006b; Chichorro, 2006).

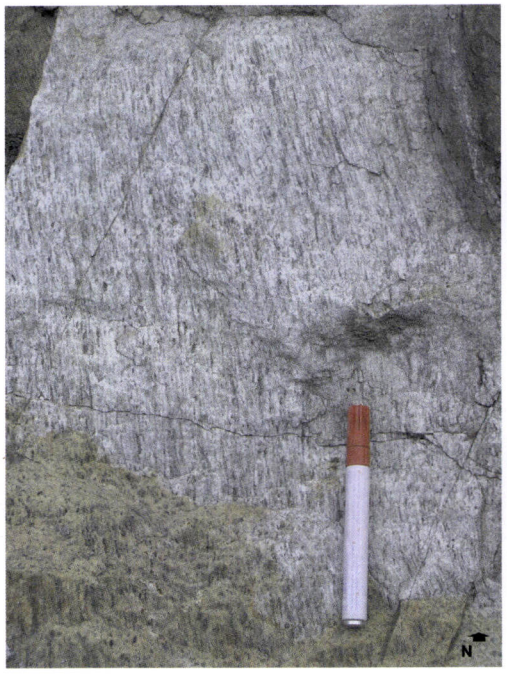


Figura 3.23 – Aspecto, à escala mesoscópica, dos ortognaisses em Valverde. O plano fotografado é vertical. A escala está disposta paralelamente à lineação de estiramento.

3.2.2.2 Pares "gnaisse-fundido"

Entrando no domínio da migmatização, com claro domínio de rochas félsicas, foi feita uma tentativa de amostrar pares de rochas que correspondessem a uma relação do tipo "fonte-fundido" (fig. 3.24-a,b). Tendo em consideração a monotonia petrográfica, a separação entre os dois litótipos foi efectuada tendo em conta o modo de ocorrência: as rochas consideradas como fonte ("gnaisses" félsicos) apresentam uma foliação

bem marcada, grão fino e continuidade lateral, enquanto que os litótipos considerados como fundidos ocorrem sob a forma de veios centimétricos que descrevem uma textura isótropa de granularidade média a grosseira.

Num dos pares amostrados, os veios são abundantes, relativamente finos (milimétricos a centimétricos) e com orientações de um modo geral sub-paralelas ou ligeiramente oblíquas à foliação do respectivo "gnaisse" (fig. 3.24-a). No segundo par amostrado, o "gnaisse" exibe uma foliação mais nítida e está associado a eventuais fundidos que ocorrem sob a forma de níveis centimétricos (4-5 cm de largura aflorante), tipicamente mais grosseiros, onde se observa feldspato, quartzo e anfíbola (fig. 3.24-b). Estes níveis ("fundidos") ocorrem quer paralelamente quer perpendicularmente à foliação do "gnaisse", tornando-se mais finos neste caso e aparentemente associados a um cisalhamento. Sub-paralelos à foliação do "gnaisse" ocorrem "restitos" de cor escura e forte anisotropia interna, constituídos essencialmente por quartzo e anfíbola.

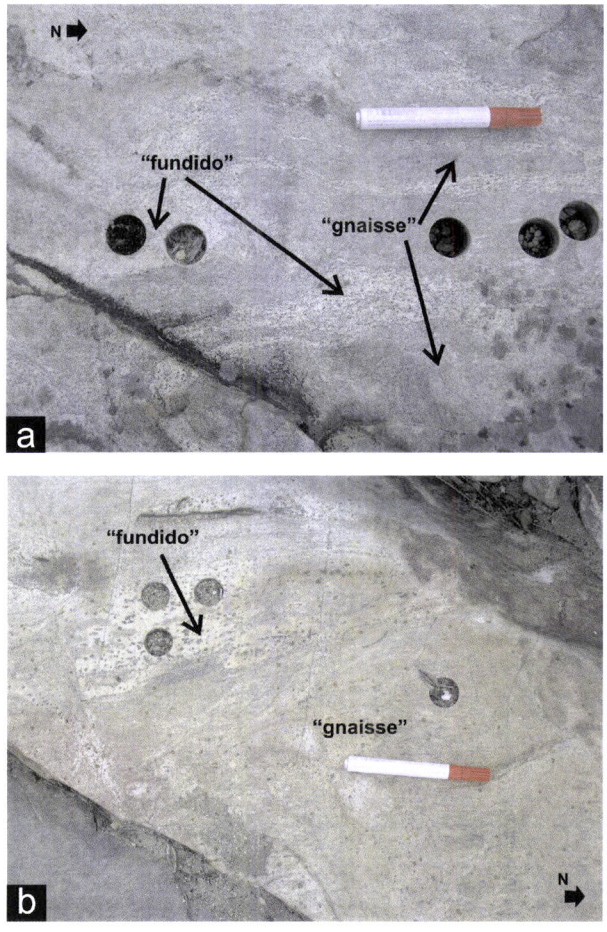


Figura 3.24 – **a)** Aspecto, à escala mesoscópica, da relação par "gnaisse-fundido"; **b)** Idem. A cor alaranjada corresponde a uma *patine* de oxidação.

3.3 Discussão e interpretação

Do estudo à escala mesoscópica do tonalito do MH (ponto 3.1.1), ressalta a presença generalizada de anfíbola e biotite, associada à presença de encraves granulares máficos (EGM). Pelas suas características, os EGM são interpretados como sendo de origem magmática a cuja presença alguns autores (e.g. Eichelberger, 1978; Reid et al., 1983; Didier, 1987; Vernon, 1983, 1991; Huppert e Sparks, 1988; Dorais et al., 1990; Castro et al., 1990; 1991b; Barbarin e Didier, 1991) atribuem a existência de processos de mistura de magmas. As suas formas arredondadas e granularidade reduzida sugerem, para estes autores, uma instalação de um magma básico que, em contacto com um magma félsico "frio", arrefece rapidamente, atribuindo-lhe assim uma menor granularidade. A ausência de foliação metamórfica interna ou de mineralogia aluminosa parece pôr de parte uma origem restítica ou xenolítica para os encraves (e.g. Chappell et al., 1987). Tendo em consideração a mineralogia do tonalito do MH e o tipo de encraves presentes deverá corresponder a um granitóide com afinidades do tipo-I. O desenvolvimento de halos félsicos em torno de alguns encraves poderá resultar, segundo Barbarin (1991), da interacção entre dois magmas distintos. Como referido por este autor, em ambiente plutónico, depois da instalação de rochas máficas (geralmente testemunhada por encraves granulares máficos), poderá ocorrer hibridação localizada, produzindo zonas de mistura (rochas híbridas) entre as rochas máficas e félsicas. Os halos observados no MH não aparentam, contudo, características macroscópicas intermédias (índice de cor) entre o encrave e o hospedeiro mas antes, como referido no ponto 3.1.1, são mais claros comparativamente ao tonalito hospedeiro/principal, pelo que um processo de hibridização não parece ser o responsável pela génese dos halos félsicos.

O envolvimento das rochas máficas – gabros e dioritos (ponto 3.1.2) – na génese do tonalito ou dos encraves não é claro, tendo em conta apenas os dados de campo. Apesar do facto das rochas máficas não contactarem directamente com o MH, este tipo de associação é observado noutras manchas tonalíticas cujo estilo de instalação e associação com o CGM parece ser compatível, do ponto de vista cronológico, com o MH. Naturalmente que o esclarecimento destas questões passa por uma análise geoquímica que será efectuada no capítulo VI. Geoquímica de rocha total.

Tendo em conta a síntese efectuada por Vernon (2000), a foliação observada ao longo do MH, e descrita no ponto 3.1.1.1 pode ser interpretada como o resultado de fluxo magmático associado à instalação, controlada por cisalhamento, do tonalito. De

acordo com aquele autor e Paterson et al. (1989), o paralelismo a sub-paralelismo de cristais euédricos alongados (e.g. feldspatos e anfíbola) associados à presença de encraves microgranulares máficos alongados (e.g. Pabst, 1928; Vernon, 1983), ambos sem deformação plástica, favorecem a hipótese de fluxo magmático. Naturalmente que a ausência de deformação plástica terá de ser confirmada através da observação microscópica (capítulo IV. Petrografia: 4.1.1.1 e 4.1.2.1), discutindo-se então a génese da foliação. Outro aspecto que parece corroborar uma foliação por fluxo magmático e não pós-cristalização é o facto dos níveis félsicos (leucotonalitos), aparentemente contemporâneos e cogenéticos do tonalito principal, apresentarem texturas mais isótropas e truncarem, ocasionalmente, a foliação (fig. 3.3). Neste caso, e em associação com a diminuição no índice de cor, os leucotonalitos poderiam corresponder a um diferenciado félsico que cristalizou posteriormente ao tonalito principal.

O filão dacítico parece ser cogenético do tonalito, sendo este tipo de ocorrências relativamente frequentes em ambiente granítico. Estas estruturas, encontram-se referidas na bibliografia (e.g Jahns e Burnham, 1969) sendo geralmente interpretadas como reflexo de descompressão local; em rochas plutónicas pode-se verificar descompressão local com perdas de água cujo escape implica de seguida uma recuperação da pressão para valores iniciais e consequente "congelamento" do magma, obtendo-se assim texturas tipicamente vulcânicas em ambientes plutónicos. Ao contrário, o nível granítico amostrado (granitóide tardio) e referido anteriormente, assim como os filões pegmatíticos, são claramente tardios e sem participação na génese do tonalito do MH.

Ao contrário do que se observa no MH, na área do Alto de São Bento (ponto 3.1.3) prevalecem os litótipos mais aluminosos apontando para uma maior participação crustal (granitóides do tipo I e tipo S). Os litótipos são mais graníticos *s.s.* e, tal como no MH, a presença de EGM nos granitos porfiróides (ponto 3.1.3.2) sugere um processo de mistura de magmas. A ocorrência de rochas com um bandado composicional (encraves bandados de composição tonalítica), por vezes dobrado (Ribeiro, 2006), granularidade mais fina e cor mais escura, no seio de leucogranito de duas micas (ponto 3.1.3.1), permite colocar a hipótese de estarmos na presença de um eventual protólito preservado num processo de fusão. Perante esta hipótese, torna-se necessário avaliar a existência de texturas microscópicas compatíveis com uma natureza metamórfica (vide ponto 4.1.3.2). Outra hipótese levantada é a de estas ocorrências constituírem intrusões (filões) de material relativamente mais máfico cujo

fluxo canalizado produziria a anisotropia observada. O aspecto brechificado com limites bem definidos e concordantes, que se encontra no topo destas rochas, pode ser explicado pela interacção entre magmas básicos e félsicos (Hibbard e Watters, 1985); a intrusão de rochas máficas em ambiente félsico promove o arrefecimento brusco e brechificação das primeiras e fusão localizada das segundas cujo fundido vai preencher as fracturas originadas. Porém, a natureza destas rochas (tonalitos) não deverá implicar um contraste térmico significativo. A génese dos encraves será abordada nos capítulos seguintes.

Apesar da dificuldade em estabelecer uma sucessão cronológica para a intrusão dos granitóides do ASB, os dados apresentados até agora, conjugados com a interpretação de Ribeiro (2006), sugerem uma sequência do tipo: granodiorito (?), leucogranito de duas micas (com encrave bandado?) e granito porfiróide (com encraves granulares máficos). A instalação dos níveis pegmatíticos e aplíticos parece aproveitar a anisotropia prévia existente entre os limites dos leucogranitos e os granitos porfiróides.

Os granitóides estudados no MH e no ASB sugerem géneses distintas: diferenciação a partir de rochas máficas para o tonalito do MH, e uma maior participação crustal para os granitóides do ASB; porém, ambos associados a processos de mistura de magmas. As relações de campo não permitem por si só comprovar ou não a existência de laços genéticos ente as duas ocorrências, pelo que o estudo de dados de índole geoquímica e geocronológica é crucial. O facto dos granitóides do ASB apresentarem uma fraca anisotropia não impede, por si só, o estabelecimento de laços genéticos com o MH. De acordo com Bea et al. (2004), granitóides com diferentes intensidades de deformação podem ser cogenéticos mas intruídos em níveis crustais distintos: o MH instalado a um nível crustal inferior preservaria uma foliação mais intensa e um bandado magmático verticalizado, enquanto que a instalação dos granitóides do ASB a um nível crustal superior sujeito a menores tensões promoveria uma fraca anisotropia e uma estrutura geral sub-horizontal.

O estudo do afloramento da ribeira de Almansor levanta algumas questões sobre o "ambiente" dominante dos diferentes litótipos e, em particular, dos migmatitos. De acordo com a sistemática proposta por Wimmenauer e Bryhni (2002) *migmatito* é uma rocha silicatada, compósita e heterogénea à escala meso-megascópica. É constituída tipicamente por zonas escuras e claras, onde as primeiras exibem geralmente características de rochas metamórficas e as segundas têm um aspecto plutónico e

composição granítica. As partes escuras do migmatito (melanossoma) são geralmente constituídas por minerais máficos, enquanto que nas partes claras (leucossoma) predominam o quartzo e o feldspato. De facto, tratando-se de uma rocha que se encontra na fronteira entre uma rocha metamórfica e uma rocha plutónica, o estabelecimento de limites torna-se muito difícil e a aplicação de critérios quantitativos virtualmente impossível (Wimmenauer e Bryhni, 2002). Assim, sendo claro o meio magmático associado aos granitóides isótropos (ponto 3.2.1.2) e leucogranitóides (ponto 3.2.1.3), já no que diz respeito aos diatexitos (ponto 3.2.1.1) tal conclusão não é tão linear. Se por um lado a forte foliação sugere uma natureza metamórfica para estas rochas, o facto de apresentar encraves (naturezas distintas) rodados já aponta para evidências de fluxo, ou seja, de um comportamento enquanto magma. Esta problemática será de novo abordada no capítulo dedicado à petrografia. Relativamente ao tipo de magmas, sobressai a sua grande variabilidade mas, neste caso, dada a enorme profusão de material pelítico (sob a forma de encraves), parece mais evidente a participação de um processo de anatexia crustal com formação de granitóides de afinidades com o tipo S, nomeadamente no que respeita aos diatexitos. Relativamente aos GI e LG, poderão corresponder a magmas anatécticos e estar directamente relacionados com os diatexitos ou constituir diferenciados a partir de magmas máficos? A sua natureza será necessariamente discutida nos capítulos seguintes.

As relações do CGM (na ribeira de Almansor) com o MH, não estando indubitavelmente esclarecidas com as relações de campo, fazem prever que a instalação e cristalização do MH possa ser precoce relativamente aos granitóides, nomeadamente do GI. Confirmando-se do ponto de vista geoquímico e petrográfico que os encraves (encrave-MH) encontrados no GI correspondem a fragmentos já consolidados de tonalitos do MH, torna-se difícil incluir a participação dos fundidos do CGM na génese do MH. Deste modo, é necessário invocar dois eventos térmicos se bem que pouco espaçados no tempo. A possibilidade dos diferentes tipos de magmas abordados no ponto 3.2 participarem na construção de corpos intrusivos de maiores dimensões, como os do Alto de São Bento, será discutida essencialmente no capítulo da geoquímica isotópica e petrogénese.

Relativamente às observações efectuadas em Valverde (ponto 3.2.2), e comparativamente ao observado na ribeira de Almansor, sobressai não só uma menor variabilidade dos litótipos granitóides, mas também o predomínio de anfíbola em detrimento da biotite. Por outro lado, consegue-se observar a passagem do domínio dos ortognaisses do Câmbrico para um domínio onde vão predominando as rochas de

natureza ígnea granitóide de textura mais isótropa – ou seja, de acordo com a existência de uma "frente de migmatização". Deste modo, os mecanismos de anatexia parecem actuar em fontes meta-ígneas félsicas (ortognaisses) e não em metassedimentos, como defendido para os diatexitos de Almansor.

Outros aspectos a realçar, à escala mesoscópica, na área de Valverde, e que serão abordados nos capítulos subsequentes, dizem respeito ao facto dos ortognaisses serem mineralogicamente distintos dos "gnaisses", pelo que poderão corresponder a dois protólitos distintos e, por outro lado, à hipótese dos pares "gnaisse-fundido" traduzirem uma relação *in situ* do tipo fonte-líquido anatético.

IV. PETROGRAFIA

Neste capítulo apresentam-se as principais características petrográficas dos litótipos amostrados de acordo com a estrutura utilizada no capítulo anterior. No final de cada ponto será apresentada uma tabela que reúne os principais aspectos petrográficos das rochas em questão. No ponto 4.3 far-se-á uma breve síntese e interpretação das observações realizadas ao microscópio petrográfico.

4.1 Rochas intrusivas

4.1.1 Tonalito (Maciço dos Hospitais, Montemor-o-Novo)

Com vista à descrição das diferentes variedades petrográficas identificadas na área estudada foram observadas lâminas delgadas que cobrem os diversos litótipos de natureza ígnea: tonalitos, leucotonalitos, encraves granulares máficos, gabros, dacito e granito.

4.1.1.1 Tonalito principal

Os tonalitos (Estampa 1) apresentam uma textura hipidiomórfica-granular média/grosseira (Estampa 1-a), com os maiores cristais a atingirem em média os 4-5 mm de comprimento. As fases minerais mais abundantes são a plagioclase (40-50%) e o quartzo (20-25%), seguindo-se os máficos anfíbola (5-15%) e biotite (1-15%) e, finalmente, as fases acessórias apatite, alanite, zircão e opacos. Muito raramente observou-se microclina. A associação mineral referida, e respectivas proporções, aliada à ausência de feldspato alcalino indica uma composição tonalítica. Como fases secundárias é possível observar, em maior ou menor quantidade moscovite, clorite, epídoto pistacítico, esfena, calcite e prenite.

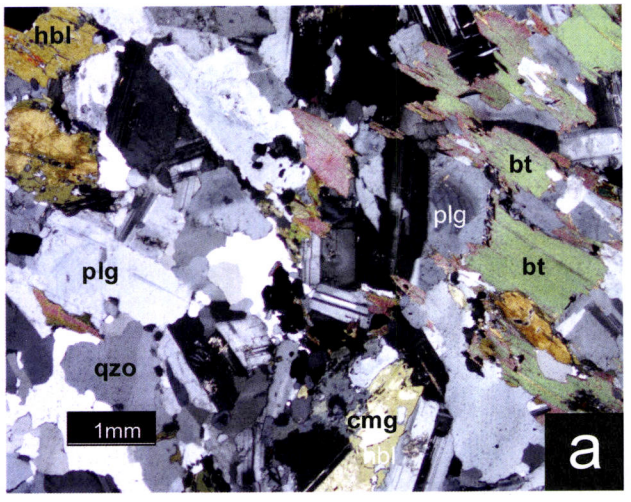
A plagioclase ocorre sob a forma de cristais subédricos com dimensões médias de 2-3 mm, mas podendo atingir os 4-5 mm de comprimento. Apresenta zonamentos complexos descontínuos nos cristais de maiores de dimensões (Estampa 1-b) e, por vezes, inclusões de outros cristais de plagioclase reabsorvidos (Estampa 1-c), sugerindo a existência de duas gerações. Quando é possível individualizar um núcleo e um bordo o primeiro exibe um zonamento descontínuo enquanto que no bordo o

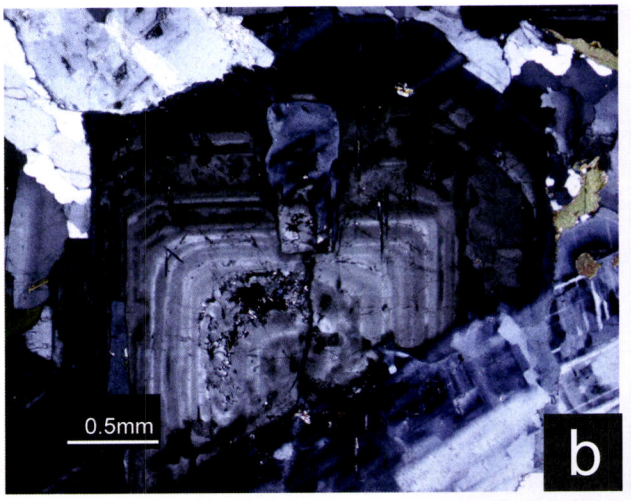
Estampa 1 (Maciço dos Hospitais; Montemor-o-Novo)

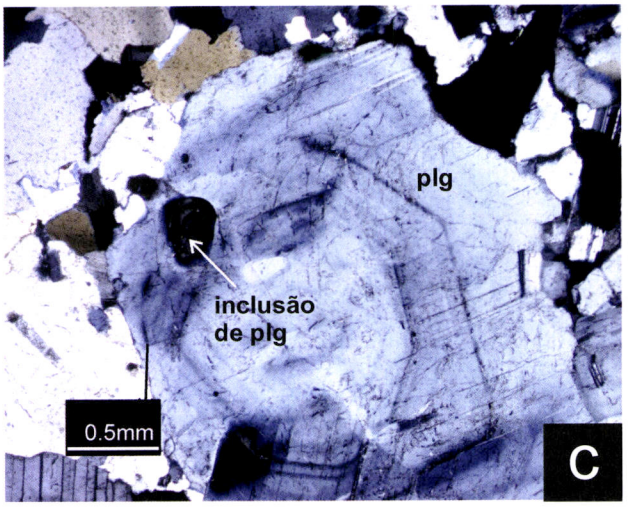
a) Aspecto geral do tonalito principal do Maciço dos Hospitais (ampliação 20x, nicóis cruzados); **b)** Zonamentos descontínuos nas plagioclases (ampliação 40x, nicóis cruzados); **c)** Inclusões de plagioclase em plagioclase com núcleo euédrico e bordo xenomorfo (ampliação 40x, nicóis cruzados); **d)** núcleo de plagioclase subédrico reabsorvido e bordo xenomorfo (ampliação 40x, nicóis cruzados); **e)** aspecto textural de plagioclase orlada por biotite (ampliação 40x, nicóis paralelos); **f)** Aspecto textural dos dois tipos de anfíbola que ocorrem nos tonalitos: secções basais de horneblenda e cumingtonite-grunerite subédricas a euédricas (ampliação 40x, nicóis paralelos); **g)** quando coexistentes a horneblenda ocupa uma posição marginal relativamente à cumingtonite-grunerite por vezes em continuidade cristalográfica (ampliação 40x, nicóis paralelos). Abreviaturas: plg-plagioclase, qzo-quartzo, bt-biotite, hb-horneblenda, cmg-cumingtonite-grunerite.

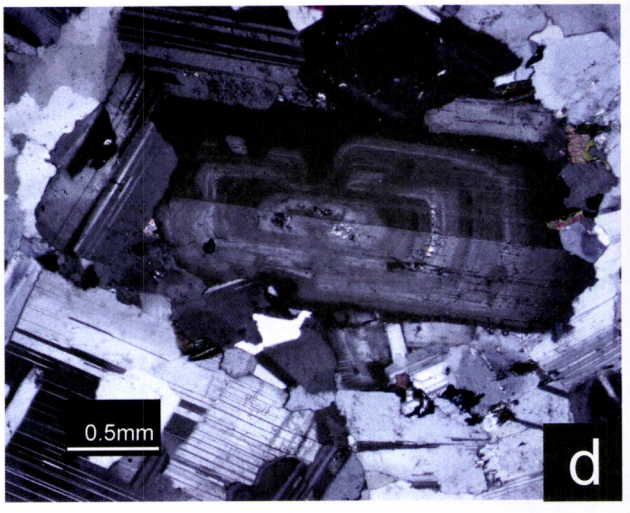
Estampa 1

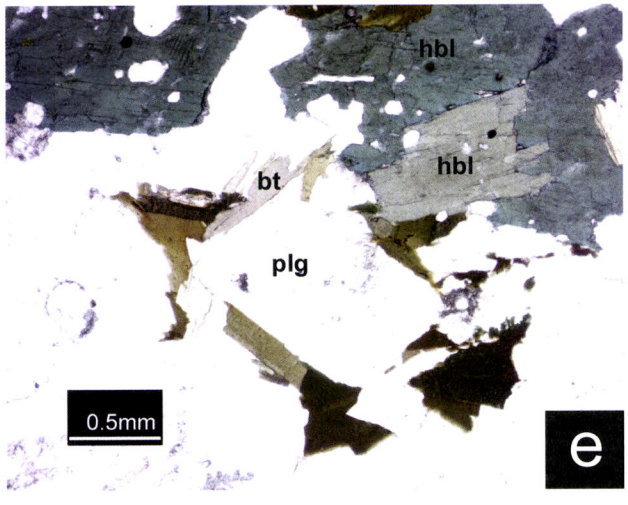
Maciço dos Hospitais

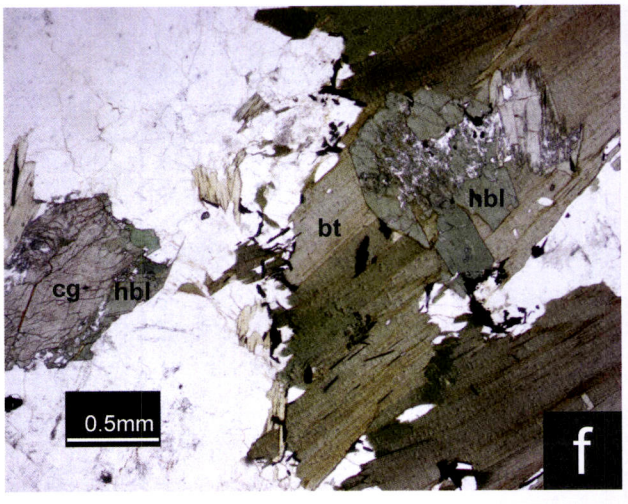


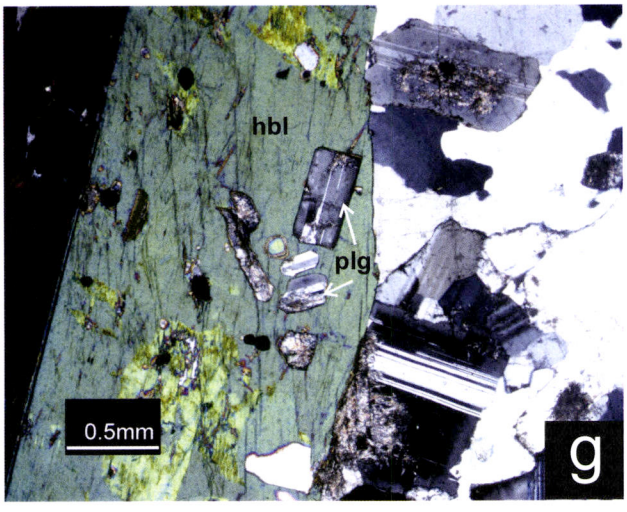


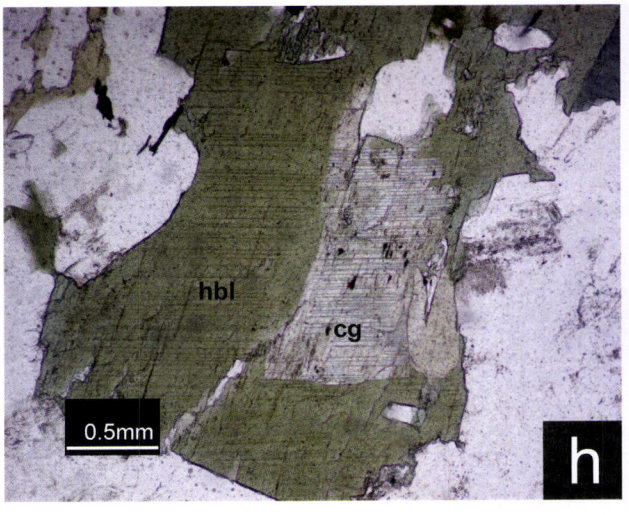












zonamento é contínuo. Algumas maclas têm um aspecto difuso enquanto que outras apresentam-se bem definidas e regulares. É ainda frequente a observação de núcleos de plagioclase reabsorvida com um bordo anédrico (Estampa 1-d). A sericitização, por vezes saussuritização, ocorre em proporções variáveis e dependendo do grau de alteração da rocha, associada ao núcleo dos cristais. Os ângulos de extinção – (010)^n'p - medidos na plagioclase são predominantemente de 23 a 25º, correspondendo a plagioclases do tipo andesina (em média An_{42}). Apesar de não ser frequente, a plagioclase pode apresentar pequenas inclusões de anfíbola ou estar orlada por minerais máficos (Estampa 1-e).

O quartzo ocorre sob a forma de cristais anédricos que exibem extinção ondulante e/ou forte subgranulação preenchendo os espaços deixados pela restante mineralogia.

A anfíbola ocorre sob duas composições distintas: horneblenda e cumingtonite-grunerite (Estampa 1-f). Quando presentes em simultâneo encontram-se em estreita associação, com o primeiro tipo numa posição tipicamente marginal relativamente ao segundo. A anfíbola horneblêndica ocorre sob a forma de cristais anédricos a subédricos, de cor verde-castanha e com forte pleocroísmo. As tintas de polarização atingem o azul de segunda ordem mas frequentemente encontram-se mascaradas pela cor do mineral. Em termos de dimensões predominam os cristais de maiores dimensões (>5 mm) ou de dimensões entre 1-2 mm, dispersos ou em pequenos agregados, como constituintes da paragénese principal. Apesar de pouco frequente ocorrem ainda sob a forma de inclusões (<0.2 mm) com formas euédricas a subédricas na plagioclase e quartzo. Nos cristais de maiores dimensões é frequente a presença de pequenas inclusões subédricas de plagioclase (Estampa 1-g), zircão, apatite e óxidos.

O segundo tipo de anfíbola (da série cumingtonite-grunerite) apresenta uma cor acastanhada clara e tende a constituir cristais mais irregulares comparativamente à horneblenda. Apresenta uma família de maclas polissintéticas com indivíduos muito finos e, por vezes, maclas simples. A extinção pode ser paralela à direcção das maclas. A birrefrangência atinge o azul de segunda ordem, apresenta alongamento positivo, um ângulo de extinção inferior a 15º, carácter óptico biaxial negativo(?) e 2V alto. A distinção entre cumingtonite e grunerite é efectuada através da determinação do sinal óptico, que não foi possível determinar de modo preciso em virtude de

apresentarem um ângulo 2V elevado[2]. Surge frequentemente em continuidade cristalográfica com a anfíbola verde horneblêndica (Estampa 1-h) e, tal como esta, apresenta inclusões de plagioclase, apatite e opacos.

A proporção da anfíbola cumingtonite-grunerite varia muito entre as amostras estudadas, desde inexistente ou praticamente "relíquia", até representar cerca de 20-30% da totalidade das anfíbolas, nunca ocorrendo como única anfíbola (isolada?). Em algumas amostras, os cristais de maiores dimensões de ambas as anfíbolas desenvolvem texturas poiquilíticas isolando cristais de plagioclase, opacos euédricos e apatite. Frequentemente, é possível distinguir um bordo verde-azulado (anfíbola actinolítica), pouco desenvolvido, tipicamente associado aos bordos da horneblenda e, mais raramente, à cumingtonite-grunerite. De um modo geral as relações texturais (e.g. inclusão e euedrismo) tendem a atribuir à plagioclase uma nucleação e crescimento ligeiramente anterior às anfíbolas. Entre estas, e quando coexistentes, a cumingtonite-grunerite deverá cristalizar primeiro que a horneblenda.

A biotite ocorre sob a forma de cristais subédricos bem desenvolvidos e pode ainda exibir uma tendência poiquilítica. Apresenta frequentemente inclusões de apatite e cristais de plagioclase subédricos a anédricos e pode englobar parcialmente as anfíbolas (Estampa 1-f). Não são comuns as inclusões de anfíbola em biotite. Intimamente associada aos bordos da biotite e/ou à sua clivagem ocorrem opacos com hábito alongado/lamelar (Estampa 1-f). Por vezes biotite e opacos constituem uma associação simplectítica. O seu modo de ocorrência sugere um crescimento posterior às fases plagioclase e anfíbola.

De um modo geral, a relação de minerais máficos:félsicos é de aproximadamente de 15-20: 80-85. Importa sublinhar porém, que a proporção entre os principais minerais máficos é muito variável, sendo possível observar todo o tipo de proporções relativas: bt>anf, bt≡anf, bt<anf. Estes minerais tendem a ocorrer em agregados traduzindo relações do tipo:

Cumingtonite-grunerite→ horneblenda →biotite

A apatite, relativamente frequente, apresenta-se sob a forma de cristais euédricos/subédricos (por vezes anédricos arredondados) inclusos nas anfíbolas, biotite e plagioclase (Estampa 2-a). Geralmente ocorre em agregados. O zircão, não é

[2] Os dados de química mineral indicam também anfíbolas dos dois tipos: cumingtonite e grunerite (Vide capítulo V- Química mineral).

muito abundante e ocorre sob a forma de cristais euédricos, por vezes bem desenvolvidos (Estampa 2-a). Ainda que raramente, é possível observar cristais de alanite (por vezes com formas euédricas) intersticial (Estampa 2-b) inclusa na anfíbola e na biotite, desenvolvendo, no último caso halos pleocróicos. Os opacos com hábito mais granular estão essencialmente associados às anfíbolas.

Alguma da biotite encontra-se muito cloritizada observando-se nesses casos a associação de clorite+epídoto que traduz a relação,

biotite → clorite + epídoto pistacítico

O epídoto cresce sob a forma de cristais alongados anédricos paralelos à clivagem da biotite/clorite. Outro tipo de reacção subsólido é dada pelo aparecimento de prenite e esfena associadas à biotite. Apesar de rara é também possível observar a substituição de anfíbola por clorite. A calcite, quando está presente constitui veios tardios ou grãos de aspecto intersticial (cristalização pós magmática).

4.1.1.2 Encraves granulares máficos

Os encraves estudados diferem dos tonalitos pela diminuição da granularidade acompanhada por um aumento na proporção de minerais máficos, aumento significativo de anfíbola face à biotite e diminuição da quantidade de quartzo. Com base na mineralogia observada, os encraves foram divididos em dois grupos petrográficos: Encraves granulares máficos horneblêndicos (EGM-Hb) e encraves granulares máficos cumingtoníticos-gruneríticos-hornblêndicos (EGM-CG-Hb).

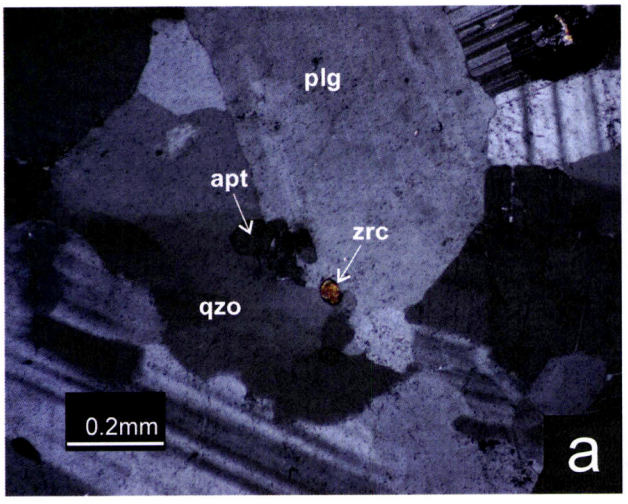
4.1.1.2.1 Encraves horneblêndicos

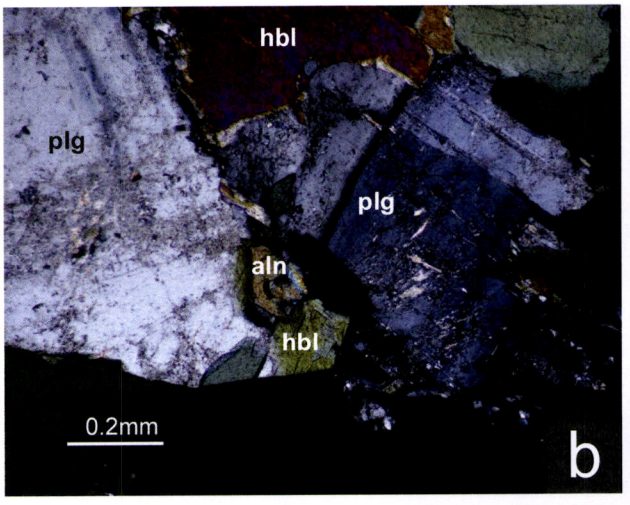
Os encraves horneblêndicos (Estampa 2-c) apresentam uma textura granular, hipidiomórfica com grãos de dimensões médias próximas de 2-3 mm. Do ponto de vista mineralógico são dominados por uma rede de cristais de anfíbola horneblêndica (≈40-50%) interligados, a que se associa plagioclase (≈30-50%), biotite (1-5%) e quartzo (≈5%.). Trata-se assim de uma rocha mesocrata que atendendo à reduzida quantidade de quartzo poder-se-á classificar como diorito. As restantes fases presentes: opacos, zircão e apatite, como acessórios, e clorite, epídoto pistacítico como secundários, ocorrem de um modo bastante subordinado, não ultrapassando, no total, 4 a 6% da composição modal.

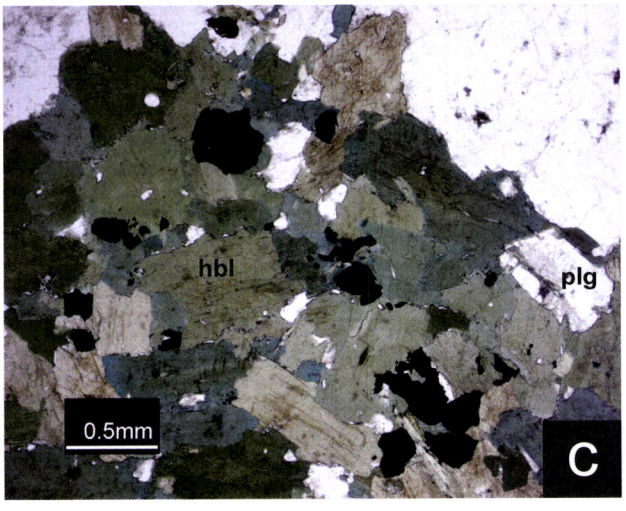
Estampa 2 (Maciço dos Hospitais; Montemor-o-Novo)

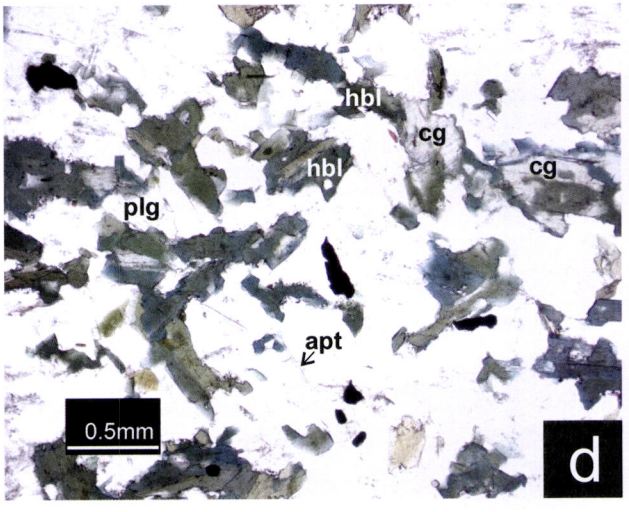
a) Fases acessórias que ocorrem no tonalito do Maciço dos Hospitais: apatite subédrica em agregado e zircão, ambos associados a quartzo e plagioclase (ampliação 100x, nicóis cruzados); **b)** Alanite subédrica espacialmente associada a plagioclase e horneblenda (ampliação 100x, nicóis cruzados); **c)** Aspecto geral dos encraves com horneblenda (ampliação 40x, nicóis paralelos); **d)** Aspecto geral dos encraves com cumingtonite-grunerite e horneblenda (ampliação 40x, nicóis paralelos); **e)** textura tendencialmente porfiróide dada pela maior dimensão de cristais de plagioclase subédrica (ampliação 40x, nicóis cruzados); **f)** Aspecto geral do filão dacítico (ampliação 20x, nicóis paralelos). Abreviaturas: plg-plagioclase, qzo-quartzo, bt-biotite, hb-horneblenda, cg-cumingtonite-grunerite, apt-apatite, zrc-zircão, aln-alanite, clt-clorite.

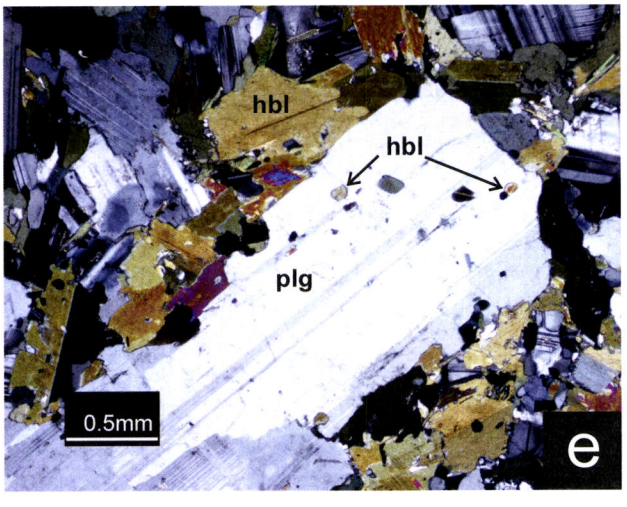
Estampa 2 Maciço dos Hospitais

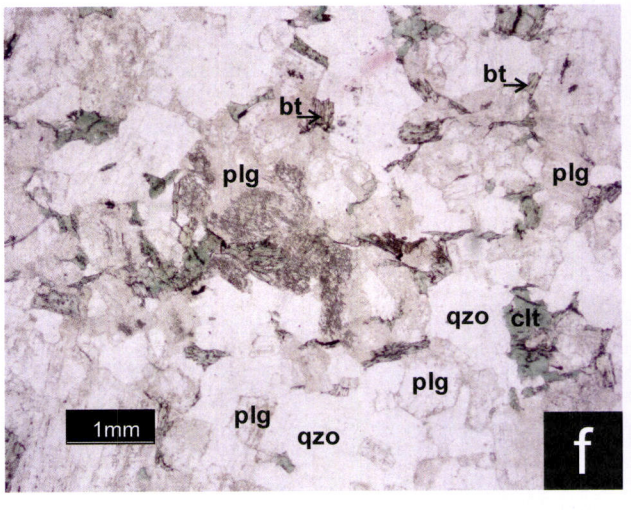












A anfíbola ocorre sob a forma de cristais subédricos/euédricos, com pleocroísmo que varia de verde a castanho, típico da horneblenda, e com maclas simples. Por vezes mostra um bordo sublinhado por uma tonalidade azul-esverdeada que corresponde a uma anfíbola actinolítica. Apesar de não se encontrar a anfíbola cumingtonite-grunerite, uma observação atenta do interior da horneblenda sugere a presença de "fantasmas" das maclas (exsoluções?) da primeira. Raras vezes, a horneblenda pode encontrar-se associada a clorite. Alguns cristais apresentam inclusões de plagioclase, apatite e opacos de hábito prismático. A ligação contínua, ou sob a forma de agregados, entre os cristais de anfíbola, não deixando espaços preenchidos por minerais félsicos, sugere uma textura cumulada.

A plagioclase exibe cristais prismáticos subédricos com alguns zonamentos complexos, mas de um modo geral contínuos. Alguns cristais estão quase totalmente sericitizados, enquanto que outros não demonstram qualquer tipo de alteração.

Os opacos que em alguns encraves correspondem a uma proporção de 4-5%, apresentam-se sob a forma de dois tipos: um de hábito mais prismático com secções rectangulares/quadradas e outro de hábito mais acicular/lamelar (hematite?). O primeiro encontra-se praticamente associado à anfíbola (não como inclusão) enquanto que o segundo tipo ocorre associado aos bordos da biotite (como já se observava nos tonalitos), bordejando-a. A biotite exibe também um crescimento poiquilítico e dimensões que podem atingir os 5 mm de diâmetro. O quartzo exibe subgranulação lamelar.

4.1.1.2.2 Encraves cumingtoníticos-gruneríticos-hornblêndicos

Este grupo petrográfico caracteriza-se por apresentar uma textura fina (grãos de dimensão inferior a 2 mm) com tendência porfiróide (Estampa 2–d,e). As fases essenciais correspondem à anfíbola (30-35%), plagioclase (50-60%) e quartzo (5%), seguidas por biotite (1-2%), opacos, apatite, zircão e alanite. As fases secundárias correspondem àquelas descritas para os tonalitos. Este segundo grupo de encraves foi classificado, tendo em conta a análise modal, como correspondendo a dioritos (microdioritos).

Os cristais de anfíbola são de pequenas dimensões (normalmente inferiores a 0.25 mm) e com forma irregular. A horneblenda e cumingtonite-grunerite ocorrem espacialmente em estreita ligação, numa proporção aproximada de 60:40,

respectivamente. A cumingtonite-grunerite ocorre quase sempre confinada à parte central do conjunto das anfíbolas, cuja parte externa é ocupada por horneblenda. Em menor quantidade é ainda possível observar um terceiro tipo de anfíbola de cor azulada e a orlar os dois tipos anteriormente referidos. O desenvolvimento desta última deverá ter ocorrido em condições sub-sólido.

Os grãos de plagioclase também são de um modo geral anédricos e muito heterogranulares. A maioria tem cerca de 0.5 mm mas destacam-se cristais milimétricos que nalguns casos atingem 4 mm. Os zonamentos são de um modo geral contínuos. Os cristais de maiores dimensões exibem zonamentos concêntricos intensos, alguns complexos e ainda maclas difusas. Por outro lado, a plagioclase mais fina apresenta maclas bem definidas e zonamento menos definido. É possível observar a ocorrência de maclas de deformação em cunha. A extinção das maclas bem definidas indica um componente anortítico inferior a 30 (ângulo de extinção (010)^*c*: 15-16°). Alguns cristais sugerem a existência de núcleos retrabalhados. Raramente observaram-se inclusões das duas anfíbolas na plagioclase.

A biotite é uma fase claramente subordinada ocorrendo sob a forma de cristais de pequenas dimensões, alongados e mais ou menos cloritizados. Observam-se alguns cristais de apatite euédricos alongados (1:3, 1:5) ou mais aciculares (Estampa 2-c), essencialmente associados às fases félsicas. No que diz respeito aos opacos, a maioria dos seus cristais apresentam hábitos lamelares/aciculares.

Nos encraves CG-Hb destacam-se, relativamente ao primeiro grupo de encraves (EGM-Hb), os seguintes aspectos:

- é comum a associação de horneblenda e cumingtonite-grunerite
- a proporção de minerais máficos relativamente aos félsicos é menor, verificando-se a ocorrência de anfíbolas dispersas no seio dos plagioclases,
- a textura é mais fina e revela uma grande diversidade granulométrica das fases essenciais.

Finalmente, em algumas amostras foi possível constatar a existência de um zonamento concêntrico nos encraves, raramente descrito na bibliografia (Elburg, 1996; Barbarin and Didier, 1992). De facto, do núcleo para o bordo observam-se as seguintes paragéneses: I-cumingtonite +horneblenda +plagioclase +biotite, II-horneblenda +plagioclase ±biotite, III- horneblenda ±plagioclase. Associado a este

zonamento composicional verifica-se um aumento do núcleo para o bordo, quer da granularidade quer do eudrismo (fig. 4.1).

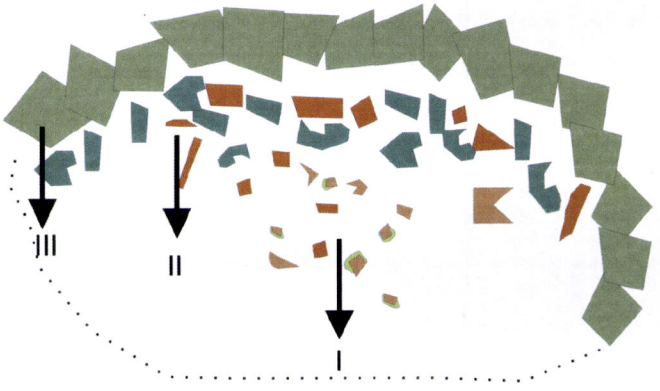


Figura 4.1 – Esquema do zonamento observado em alguns encraves do tipo Cmg-Hb: Núcleo I- cumingtonite +hornblenda +plagioclase +biotite (menor granularidade), II- horneblenda +plagioclase ±biotite (granularidade intermédia), Bordo III- horneblenda ±plagioclase (maior granularidade).

4.1.1.3 Halos félsicos e Níveis félsicos (leucotonalitos)

Os halos félsicos consistem numa faixa, com cerca de 1-2 cm de largura, que surge em torno de alguns encraves (3.1.1.2; fig. 3.4-b,c) de ambos os tipos (EGM-CG-Hb e EGM-Hb). À escala do afloramento destacam-se dos tonalitos por apresentaram uma menor quantidade de minerais máficos (5 a 10%) e consequentemente uma cor mais clara. À escala da lâmina delgada as diferenças relativamente aos tonalitos não são significativas, excepto nas proporções modais, encontrando-se basicamente o mesmo tipo de mineralogia: plagioclase (60%), quartzo (30%), anfíbola (5-10%) como fases mais representativas seguindo-se biotite, zircão, apatite e alanite. Como fases secundárias observa-se clorite e epídoto pistacítico.

Apresentam uma textura hipidiomórfica média a grosseira (dimensão média dos grãos: 2 mm comprimento). As anfíbolas constituem a fase máfica dominante, com formas essencialmente subeuédricas. Os cristais de maiores dimensões desenvolvem texturas poiquilíticas ainda que pouco significativas. Predomina a anfíbola horneblêndica, se bem que em algumas amostras é possível observar zonas centrais constituídas por cumingtonite-grunerite. Ocasionalmente os bordos das anfíbolas estão substituídos por actinolite.

A plagioclase exibe algumas evidências de deformação como sejam as maclas dobradas e em cunha. Mostra zonamentos aparentemente mais complexos e descontínuos. A composição determinada, com base no ângulo de extinção, foi do tipo

andesina (An_{44}). O quartzo exibe uma subgranulação lamelar. O zircão exibe uma dimensão apreciável (~0.2 mm), bem como um contorno euédrico. A apatite exibe formas euédricas e ocorre quer inclusa na plagioclase quer dispersa pela rocha. A alanite também com forma euérica ocorre inclusa na anfíbola.

Os níveis félsicos que ocorrem de modo mais variado, quer em bandas quer em bolsadas apresentam características muito semelhantes aos halos félsicos, ou seja, predomínio das fases félsicas e granularidade média a grosseira. As fases encontradas assim como as relações texturais entre elas são, mais uma vez, iguais às do tonalito principal. A biotite pode ser mais abundante, comparativamente aos halos, e apresentar um desenvolvimento poiquilítico. A biotite que sobressai do envolvente à escala mesoscópica (ponto 3.1.1.1 e fig. 3.3) constitui, de um modo geral, cristais de grande dimensão, mas também pode corresponder a agregados de biotite.

Mineralogicamente estes dois litótipos (halos e níveis félsicos) situam-se na transição entre tonalitos e trondjhemitos, uma vez que o limite é dado por 10% (Streickeisen, 1976), ou 7% (Debon e Le Fort, 1983), em minerais máficos. Para simplificar e tendo em consideração as composições química e normativa optou-se pela designação leucotonalito (Le Maitre et al., 1989).

4.1.1.4 Dacito

O corpo filoniano descrito no ponto 3.1.1.3, apresenta uma textura hipidiomórfica granular fina (Estampa 2-f), cujos cristais não ultrapassam em média 1mm de comprimento máximo. É constituída em grande parte (60-70%) por plagioclase, quartzo (20-25%), biotite (5-10%), feldspato potássico (5%?), zircão, apatite e opacos. Como fases secundárias observa-se clorite, epídoto, (1-2%) e carbonato. As plagioclases exibem formas subeuédricas, podendo apresentar zonamentos concêntricos descontínuos. A sericitização é mais ou menos intensa e com forte predomínio no núcleo destes feldspatos. Projectam-se no campo das oligoclases segundo os seus ângulos (010)^c, os quais variam entre 13 e 14°. O mineral máfico principal é a biotite que por vezes se encontra praticamente substituída por clorite, ocorrendo apenas sob a forma de relíquia. Em associação com estas fases é comum encontrar epídoto pistacítico. A sua composição modal indica tratar-se de uma rocha dacítica.

4.1.1.5 Granitóide tardio

O litótipo agora descrito ocorre raramente e as relações com o tonalito (ponto 3.1.1.3) não são claras. Pode tratar-se de uma intrusão tardia não estando, portanto, geneticamente relacionada com o MH. Exibe uma textura muito seriada, onde predominam as formas anédricas. A proporção de feldspato alcalino (10-15%), plagioclase (40-50%) e quartzo (30-35%?), revelam uma composição granodioritica[3] (Streckeisen, 1976). A restante paragénese primária encontrada consiste em moscovite (3%) e mirmequites (1-2%) e como mineralogia secundária observa-se clorite (3%) e epídoto pistacítico (1%). Os grãos de plagioclase são, de um modo geral, anédricos, apresentam maclas em cunha, frequentemente dobradas e exibem extinções ondulantes devido à deformação mas sem zonamentos. O quartzo exibe uma grande diversidade nas dimensões, ocorrendo quer sob a forma de grandes cristais com extinção ondulante e subgranulação quer associados a plagioclase onde o grão é muito fino.

Tabela 4.1 – Resumo da petrografia dos litótipos amostrados no Maciço dos Hospitais. Legenda: Plg-plagioclase, Qzo-quartzo, Bt-biotite, Hb-horneblenda, C-G-cumingtonite-grunerite, Feld-alc-feldspato alcalino.

rocha	Textura	Paragénese principal	máficos	acessórios
Tonalito principal	Hipidiomórfica média a grosseira	Plg +Qzo +Bt +Hb ±C-G	15-20 %	Alanite; Zircão; Apatite
Níveis e Halos felsicos (leucotonalito)	Hipidiomórfica média a grosseira	Plg +Qzo ±Bt +Hb ±C-G	5-10 %	Alanite; zircão; Apatite
Encraves horneblêndicos (dioritos)	Hipidiomórfica média	Plg +Qzo +Hb	40-50 %	Alanite; Zircão; Apatite
Encraves cumingtonítico-gruneríticos-hornblêndicos (dioritos/microdioritos)	Hipidiomórfica média a fina	Plg +Qzo +Bt +Hb +C-G	30-35 %	Alanite; Zircão; Apatite
Dacito	Hipidiomórfica fina	Plag +Qzo +Bt	5-10 %	Zircão, Apatite
Granitóide tardio	Alotriomórfica a hipidiomórfica seriada	Plg +Feld-alc + Qzo +Msc		

[3] A composição normativa (CIPW) indica tratar-se de um rocha trondhjemítica, por apresentar valores muito baixos em Ca, pelo que se optou pela designação de granitóide tardio (vide capítulo VI-Geoquímica de rocha total).

4.1.2 Gabros e dioritos associados (ocorrências de rochas máficas, Montemor-o-Novo – Évora)

As várias amostras colhidas nas diferentes manchas de rochas máficas apresentam uma certa variabilidade composicional e textural revelando, apesar da individualização cartográfica como gabros e dioritos (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994), uma natureza essencialmente gabróica.

A composição modal habitual nas rochas máficas (Estampa 3) consiste essencialmente em plagioclase (30%), anfíbola (40%), clinopiroxena (20-30%), olivina? (relíquia), clorite (vest.), esfena (vest.), opacos e apatite, correspondendo assim a rochas melano a mesocratas de composição gabróica. Apresentam uma textura hipidiomórfica geralmente associada ao desenvolvimento poiquilítico da anfíbola (>4mm) que engloba cristais de pequenas dimensões (≈0.3 mm) de plagioclase e piroxena (Estampa 3-a,b). A plagioclase, que ocorre fora das anfíbolas, apresenta formas subédricas e é de maiores dimensões, comparativamente às anteriores, atingindo os 2 mm de comprimento. Os zonamentos, pouco comuns, são geralmente contínuos e apresentam maclas em cunha dobradas que, por vezes, cortam as de origem primária. O teor medido em anortite, com base no ângulo (010)^n'p, nos cristais de maiores dimensões aponta para plagioclases de composição andesina-labradorite.

A clinopiroxena exibe uma tonalidade bege a incolor e ocorre quer como fase isolada quer como inclusão na anfíbola. No primeiro caso a forma é, de um modo geral, subédrica e o hábito prismático não ultrapassa os 2 mm de comprimento (Estampa 3-b). Localmente, estes cristais interligam-se formando pequenos aglomerados. Na interface piroxena-plagioclase desenvolve-se uma anfíbola de cor verde, horneblêndica, com maior ou menor expressividade. Em menor quantidade observam-se relíquias de piroxena como consequência do acentuado desenvolvimento daquela anfíbola. Nestes casos a piroxena exibe contornos muito irregulares. As anfíbolas são essencialmente anédricas, apresentando bordos muito recortados e dimensões que atingem os 5 mm de diâmetro. Alguns cristais exibem maclas polissintéticas e uma cor acastanhada (horneblenda-tshermaquite?) orlada por um bordo verde suave (actinolite). Os cristais de apatite (Estampa 3-c) são subédricos a anédricos mas alongados e dimensões que atingem os 2 mm de comprimento. Ocorrem como uma fase contemporânea a precoce relativamente à plagioclase e à anfíbola.

Nas proximidades de Évora (Alto de São Bento) foi amostrado um grupo petrográfico que apesar de pouco representativo dos litótipos descritos neste ponto corresponde porém ao termo mais básico amostrado (Estampa 3-d,e). A paragénese encontrada é constituída por olivina (10%), clinopiroxena (15-20%?), anfíbola castanha (3%), biotite (2-3%) e plagioclase (45-50%) indicando uma composição gabróica. Os acessórios são constituídos por opacos e apatite. As olivinas (1mm) são anédricas, muito ligeiramente serpentinizadas, e geralmente inclusas na piroxena acastanhada. Esta desenvolve cristais de grandes dimensões, por vezes poiquilíticos, com contornos irregulares e um bordo orlado por anfíbola tshermaquítica traduzindo uma relação do tipo:

olivina → piroxena → anfíbola

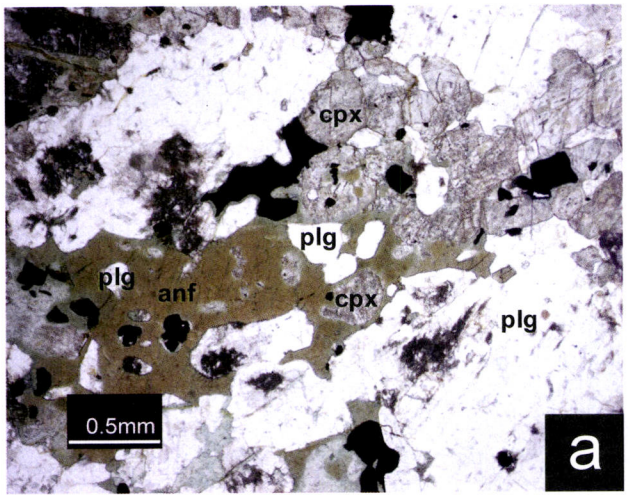
As texturas poiquilíticas da clinopiroxena (Estampa 3-f) traduzem-se por uma série de "fragmentos", por vezes isolados mas com continuidade óptica que tendem a isolar cristais subédricos a euédricos de plagioclase. Os cristais de piroxena exibem frequentemente exsoluções ao longo das superfícies de clivagem.

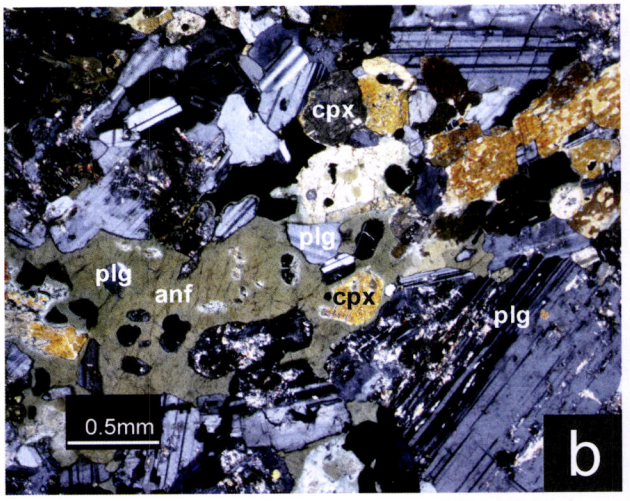
A plagioclase constitui cristais anédricos a subédricos com zonamentos concêntricos, por vezes irregulares, maclas cruzadas e algumas maclas em cunha. Como referido anteriormente está tipicamente envolvida por piroxena mas pode também constituir agregados mais ou menos compactos sugerindo um processo de acumulação. Foram medidos ângulos de extinção (010)^n'p que indicam conteúdos em anortite em torno dos 55% (labradorite). Observam-se ainda algumas mirmequites associadas, geralmente, ao limite dos cristais de plagioclase. Ocorrem ainda algumas simplectites de plagioclase com anfíbola ou piroxena. As biotites são subédricas, aparentemente mais tardias, e em íntima associação com opacos. Há excepção das maclas mecânicas não se observaram outras evidências de deformação intracristalina.

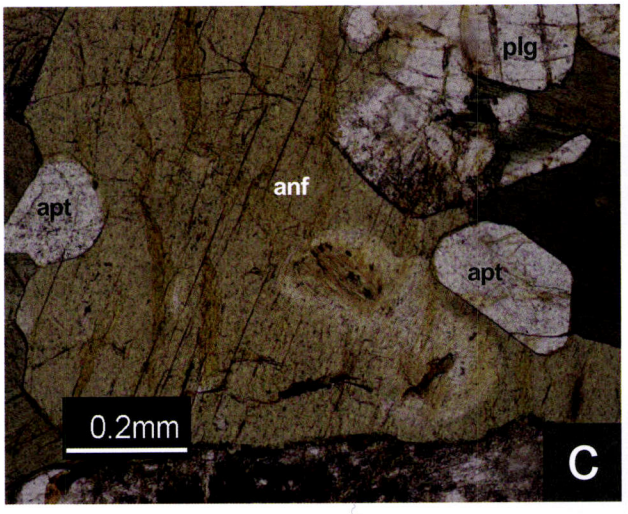
4.1.3 Granitóides (Alto de São Bento, Évora)

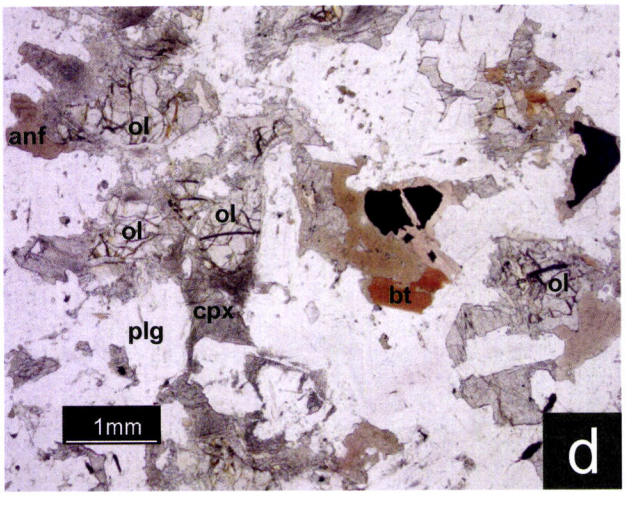
Os litótipos aqui descritos dizem respeito às rochas amostradas para geoquímica que incluem: leucogranito de duas-micas, encraves bandados, granito porfiróide, encraves granulares máficos e granodiorito.

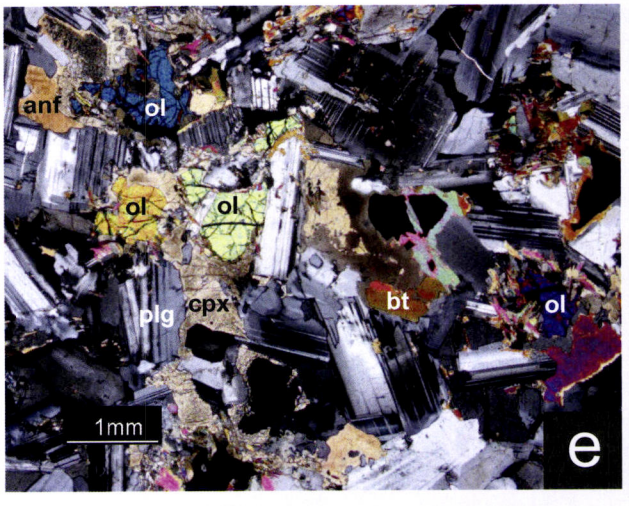
Estampa 3 (Ocorrências de rochas máficas, Montemor-o-Novo-Évora)
a) Aspecto geral dos litótipos gabróicos (Fonte do Cortiço) com crescimento típico de anfíbola poiquilítica (ampliação 40x, nicóis paralelos); **b)** idem (ampliação 40x, nicóis cruzados); **c)** Apatite associada a anfíbola (ampliação 100x, nicóis paralelos); **d)** Aspecto geral do litótipo mais básico: gabro com olivina – Alto de São Bento (ampliação 20x, nicóis paralelos); **e)** idem (ampliação 20x, nicóis cruzados); **f)** Crescimento poiquilítico de clinopiroxena no gabro com olivina do Alto de São Bento (ampliação 40x, nicóis paralelos). Abreviaturas: plg-plagioclase, bt-biotite, anf-anfíbola, cpx-clinopiroxena, apt-apatite, bt-biotite.

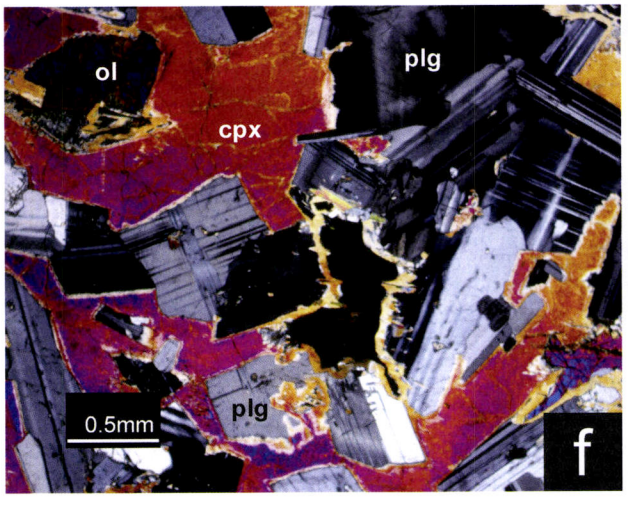

cpx
plg
plg
anf
cpx
plg
0.5mm
a


cpx
plg
plg
anf
cpx
plg
0.5mm
b


plg
anf
apt
apt
0.2mm
c


anf
ol
ol
ol
bt
ol
cpx
plg
1mm
d


anf
ol
ol
ol
plg
cpx
bt
ol
1mm
e


ol
plg
cpx
plg
0.5mm
f

4.1.3.1 Leucogranito de duas micas

O leucogranito (Estampa 4-a,b) exibe uma textura alotriomórfica a hipidiomórfica onde predominam cristais com hábito anédrico (quartzo e feldspato) relativamente aos subédricos (micas e raros feldspatos e quartzo). A granularidade é variável para cada fase, tendo sido observadas dimensões máximas médias de 2 mm (comprimento medido em cristais de moscovite e plagioclase). Os principais minerais presentes são o quartzo (~35%), feldspato alcalino (25%), plagioclase (~30%) e moscovite (~10%). A restante mineralogia é constituída por biotite (1-2%), zircão e rara turmalina.

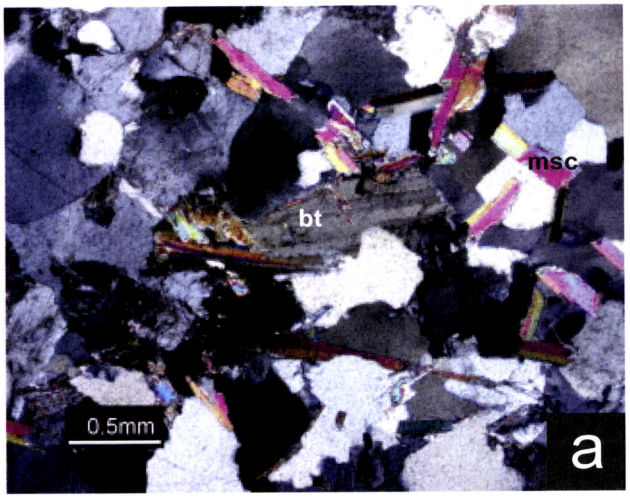
A plagioclase (albite) exibe cristais de um modo geral anédricos e mais raramente subédricos quando inclusos no feldspato (Estampa 4-c) ou quartzo. Apresenta, frequentemente, contornos irregulares e por vezes corroídos quando inclusa em feldspato alcalino. Alguns cristais exibem mirmequites e raramente zonamento descontínuo. A sericitização é relativamente frequente mas sem estar, necessariamente, associada ao núcleo dos cristais. É frequente o desenvolvimento de maclas em cunha, as quais se podem apresentar dobradas.

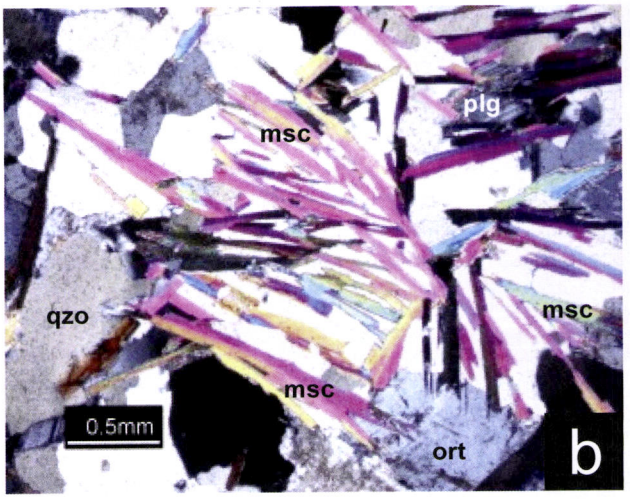
O feldspato alcalino ocorre essencialmente sob a forma de ortoclase, observando-se ainda alguns cristais de microclina (Estampa 4-c) com limites irregulares. No primeiro caso, desenvolve-se frequentemente texturas granofíricas e pertites. O feldspato pode também apresentar um grande desenvolvimento com textura granofírica, formando cristais superiores a 4 mm, ou ocorrer como cristais poiquilíticos com textura pertítica e envolvendo cristais de plagioclase.

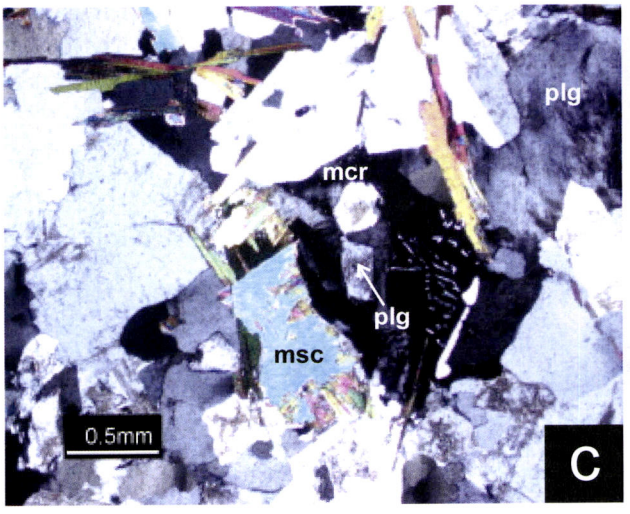
O quartzo ocorre sob dois modos, quer com formas tendencialmente prismáticas e parcialmente inclusas em feldspato pertítico, quer como constituinte da paragénese principal, com formas anédricas. O quartzo apresenta alguma extinção ondulante e rara subgranulação. O quartzo anédrico e a moscovite ocorrem em íntima associação espacial traduzindo uma cristalização contemporânea. O filossilicato ocorre frequentemente sob a forma de cristais bastante alongados subédricos e em agregados subparalelos entre si ou de aspecto radial (Estampa 4-b). A biotite parece, no essencial, ser precoce relativamente à moscovite, apresentando igualmente cristais bastante alongados e bordos mais recortados. Neste mineral surgem alguns halos pleocróicos e verifica-se a ocorrência de alguma cloritização. Neste litótipo foi ainda observada turmalina de forma subédrica com um forte pleocroismo de azul a verde.

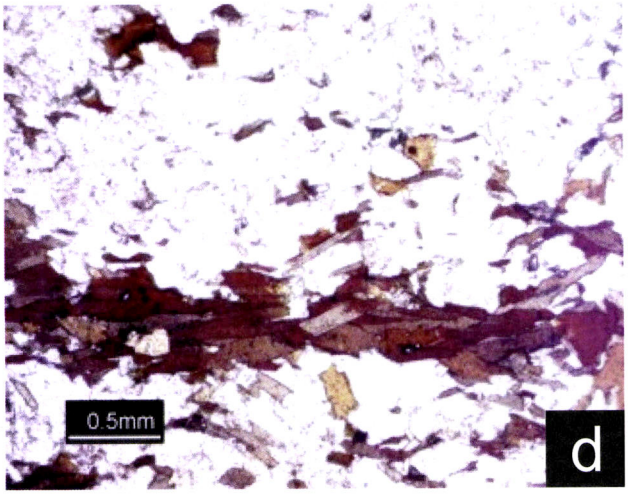
Estampa 4 (Granitóides, Alto de São Bento - Évora)

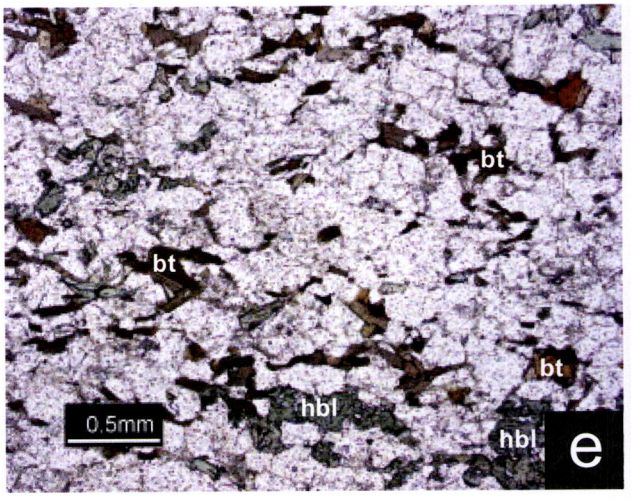
a) Aspecto geral do leucogranito de duas micas (ampliação 40x, nicóis cruzados); **b)** Aspecto textural da moscovite disposta de modo radial (ampliação 40x, nicóis cruzados); **c)** Aspecto textural de inclusão de plagioclase em microclina com desenvolvimento de textura granofírica (ampliação 40x, nicóis cruzados); **d)** Aspecto geral dos encraves bandados com biotite – EB1 (ampliação 40x, nicóis paralelos); **e)** Aspecto geral dos encraves bandados com biotite e hornblenda– EB2 (ampliação 40x, nicóis paralelos); **f)** Textura tendencialmente porfiróide dada pela maior dimensão de cristais de plagioclase anédrica com maclas em cunha e extinção ondulante (ampliação 40x, nicóis cruzados). Abreviaturas: plg-plagioclase, qzo-quartzo, bt-biotite, hb-horneblenda, msc-moscovite, mcr-microclina, ort-ortose.

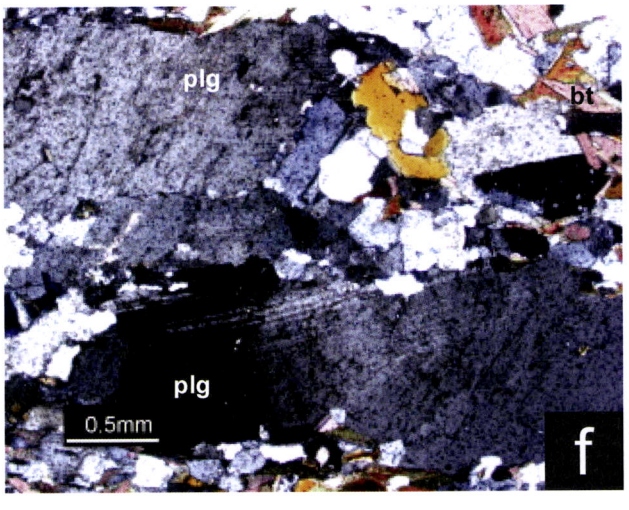

msc
bt
0.5mm
a


plg
msc
qzo
msc
msc
0.5mm
ort
b


plg
mcr
plg
msc
0.5mm
c


0.5mm
d


bt
bt
bt
hbl
0.5mm
hbl
e


plg
bt
plg
0.5mm
f

Numa amostra deste granito observa-se uma associação de mica branca e clorite que parece mimetizar um mineral ígneo primário (provavelmente cordierite).

4.1.3.2 Encraves bandados (no leucogranito de duas micas)

Os encraves descritos como bandados (EB-1 e EB-2) no capítulo das relações de campo apresentam em comum uma textura porfiróide com matriz fina (~0.3mm) granular aliotromórfica, e uma maior proporção de minerais máficos relativamente ao granito hospedeiro (leucogranito de duas micas). Relativamente à composição modal são ambos constituídos por quartzo (20-30%), plagioclase (40-50%), feldspato alcalino (10-15%). Contundo, considerando os minerais máficos, o EB1 (Estampa 4-c) apresenta exclusivamente biotite (15-20%), enquanto que o EB2 (Estampa 4-d) apresenta biotite e anfíbola (15-20%: bt>>anf). No que respeita às fases acessórias, ambos apresentam zircão, apatite, alanite e, como fases secundárias, clorite, sericite e raro epídoto.

Alguns cristais de plagioclase (andesina) e feldspato alcalino destacam-se da matriz pelas suas maiores dimensões (atingindo os 3-4mm) sugerindo a existência de uma textura porfiróide já observada em amostra de mão. Em relação à matriz sobressai, de igual modo, a existência de alguns aglomerados de plagioclase, assim como o desenvolvimento de grandes cristais de quartzo (não poiquilíticos). Os minerais constituintes estão orientados de acordo com uma direcção preferencial que é realçada pelo alongamento da biotite e do quartzo. Nas lâminas orientadas paralelamente ao bandado, e em particular no EB1 a biotite parece contornar a plagioclase ou conjunto de minerais félsicos sugerindo uma textura ocelada. Os cristais de plagioclase de maiores dimensões apresentam-se frequentemente anédricos e com contornos muito irregulares. Podem ainda apresentar maclas mecânicas dobradas e *kinks*. De realçar que a textura porfiróide (Estampa 4-f) é mais evidente no EB1, sendo ainda neste encrave que se observou a maior quantidade de feldspato alcalino e desenvolvimento de texturas granofíricas. No interior do feldspato alcalino observa-se uma "poalha" de pequenos cristais euédricos de biotite que se encontra confinada ao núcleo. As plagioclases não exibem zonamentos ópticos significativos.

A biotite ocorre quer sob a forma de pequenos agregados quer como cristais dispersos pela matriz. Nos agregados de biotite verifica-se que no contacto entre dois cristais há sempre uma face (001). A anfíbola do tipo horneblenda é pleocróica de verde-

claro/bege a verde-escuro e apresenta cristais anédricos com estrutura esquelética associada a quartzo. Encontra-se dispersa pela rocha sem uma associação típica com a biotite. Neste encrave o quartzo parece apresentar contornos mais arredondados.

Os minerais acessórios, que não são muito abundantes, ocorrem associados quer à biotite quer às fases félsicas (essencialmente feldspato). Na biotite, observam-se algumas inclusões de zircão prismático tendencialmente alongado (~5:1), encontrando-se este último também associado ao feldspato como inclusão. A apatite, prismática, está associada essencialmente ao feldspato por vezes como inclusão.

4.1.3.3 Granito porfiróide

O granito (Estampa 5-a,b), descrito sucintamente por Ribeiro (2006), exibe uma textura hipidiomórfica porfiróide com uma granularidade média de 2-3 mm para a matriz. Os fenocristais de feldspato alcalino são de dimensão centimétrica (média 3-4 cm de comprimento) encontrando-se dispersos pela matriz e representando cerca de 10 a 15% do volume da rocha. Quando dispersos na matriz do granito os cristais de feldspato são de um modo geral euédricos, tornando-se mais anédricos e de aspecto corroído quando incluso nos encraves.

A matriz é constituída por plagioclase (30-35%), feldspato alcalino (20-25%), quartzo (30-35%), biotite (5%), rara moscovite, zircão e apatite. A clorite e sericite ocorrem ocasionalmente como fases secundárias. A plagioclase (oligoclase) exibe cristais com um forte zonamento concêntrico geralmente descontínuo, mostrando claramente um núcleo euédrico e um bordo xenomorfo. Outros porém, apresentam formas subédricas sem zonamento óptico. É frequente o desenvolvimento de mirmequites associadas ao bordo dos cristais de plagioclase. Em alguns cristais de maiores dimensões observam-se inclusões de pequenos cristais de plagioclase com formas subédricas e arredondadas (Estampa 5-b). Esta fase apresenta alguma sericitização associada ao núcleo e/ou anéis de zonamento intermédios. O feldspato alcalino – ortoclase – ocorre sob a forma de cristais que exibem a macla de Carlsbad, associado a zonamento descontínuo e com tendência a apresentar cristais subédricos ainda que com bordo xenomorfo. A microclina e os feldspatos pertíticos ocorrem sob a forma de cristais geralmente mais pequenos, anédricos e aspecto bastante irregular.

O filossilicato predominante corresponde à biotite que ocorre frequentemente em agregados (Estampa 5-a), mas também de modo intersticial ou associado a quartzo e

raramente incluso na plagioclase. A moscovite é rara e ocorre sob a forma de cristais pequenos. As fases acessórias apatite e zircão ocorrem sob a forma de cristais prismáticos inclusos na biotite, estando a segunda associada a halos pleocróicos. Também se verifica a presença destas fases no interior de cristais de plagioclase e quartzo.

O quartzo é anédrico e apresenta cristais de grandes dimensões (~5mm), sem desenvolver no entanto uma textura poiquilítica. Quando em contacto ente si, os cristais tendem a apresentar bordos muito serrilhados. Em associação com a plagioclase, o quartzo ocorre na forma intersticial.

4.1.3.4 Encraves granulares máficos (no granito porfiróide)

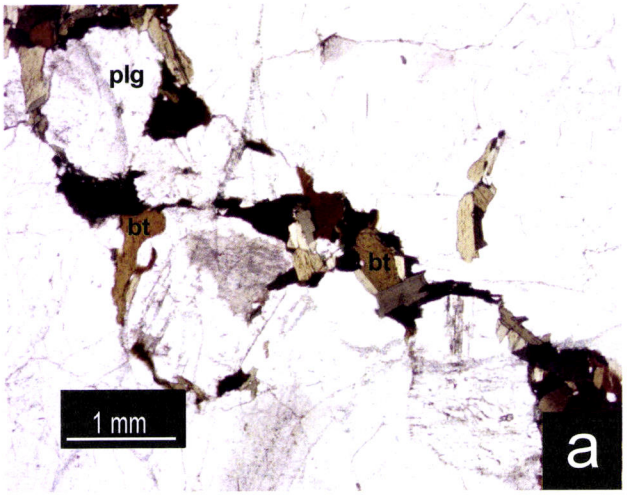
Os encraves inclusos no granito porfiróide distinguem-se claramente do hospedeiro pela diminuição da granularidade, pelo aumento da proporção de biotite e pela ausência de feldspato alcalino. É relativamente comum a ocorrência de cristais de feldspato (ortose e plagioclase) no seio dos encraves, sugerindo uma textura "porfirítica" que é, contudo, interpretada como resultado da interacção do granito hospedeiro. A textura hipidiomórfica dos encraves é dominada pela abundância de plagioclase (Estampa 5-c), com núcleos opticamente descontínuos relativamente ao bordo, de acordo com uma textura intersticial sem orientação preferencial evidente. A granularidade é fina com o alongamento máximo dos cristais a atingir em média os 0.75 mm. Os minerais presentes são a plagioclase (~60%), quartzo (20%), feldspato alcalino (1%), biotite (10-15%), zircão e apatite. Petrograficamente correspondem a tonalitos.

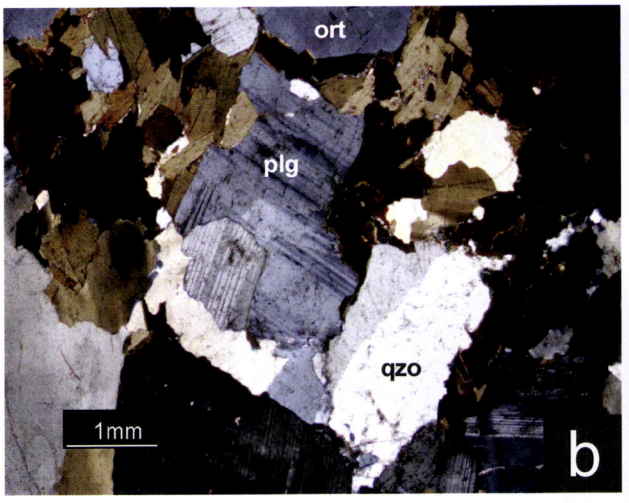
A plagioclase (andesina-oligoclase) ocorre sob a forma de cristais alongados, exibindo tipicamente um núcleo subédrico e um bordo xenomorfo zonado. Frequentemente o núcleo sugere ter sido reabsorvido e alguns cristais apresentam sericitização também associada ao núcleo. A biotite apresenta-se subédrica a anédrica, constituindo cristais dispersos com dimensões inferiores à plagioclase. De modo menos frequente ocorre de modo intersticial relativamente à plagioclase e raramente como inclusão no feldspato. Apresenta alguns halos pleocróicos. O quartzo é anédrico com ligeira extinção ondulante a subgranulação.

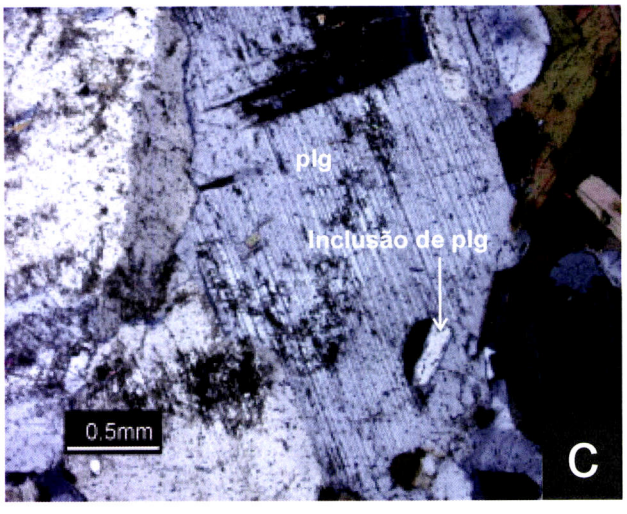
Os cristais de plagioclase de maiores dimensões e interpretados como provenientes do granito hospedeiro descrevem hábito prismático com contornos irregulares. Estes

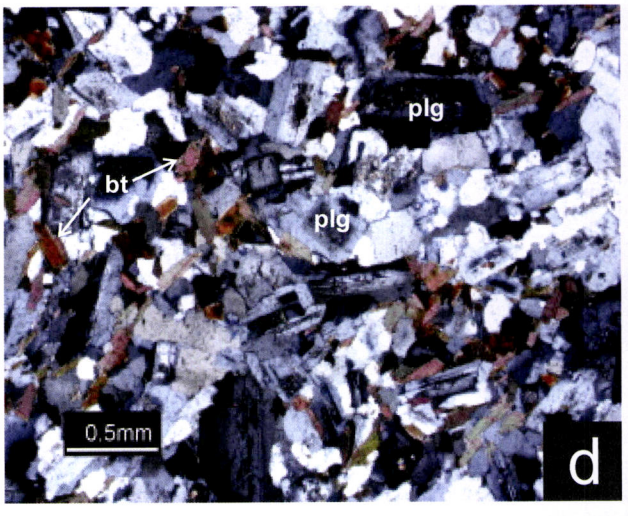
Estampa 5 (Granitóides, Alto de São Bento - Évora)
a) Aspecto geral do granito porfiróide com biotite a orlar plagioclase (ampliação 20x, nicóis paralelos); **b)** Aspecto geral do granito porfiróide com biotite sob a forma de agregados (ampliação 20x, nicóis cruzados); **c)** Aspecto textural de inclusão de plagioclase em plagioclase (ampliação 40x, nicóis cruzados); **d)** Aspecto geral dos encraves granulares máficos com textura intersticial (ampliação 40x, nicóis cruzados); **e)** Aspecto geral do granodiorito (ampliação 40x, nicóis cruzados); **f)** Pormenor textural do granoiorito com biotite sob a forma de agregados associada a alanite com desenvolvimento de halos pleocróicos (ampliação 40x, nicóis cruzados). Abreviaturas: plg-plagioclase, qzo-quartzo, bt-biotite, ort-ortose, aln-alanite.

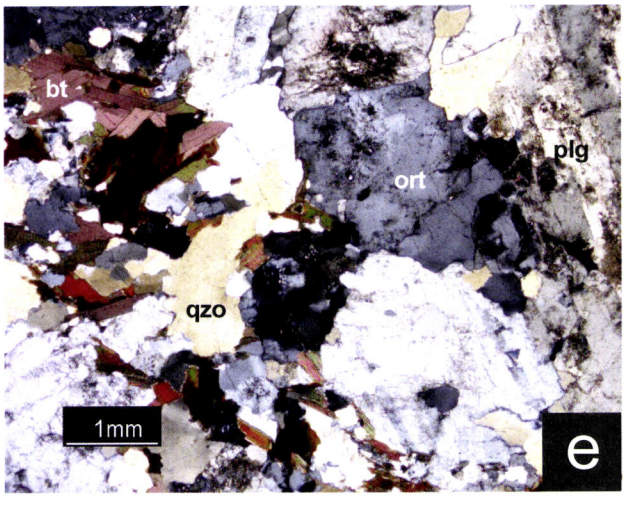
Estampa 5 Alto de São Bento

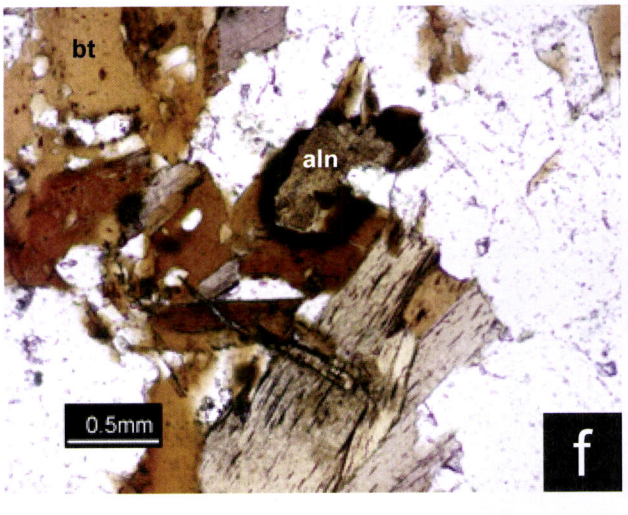












cristais encontram-se fortemente zonados, apresentando anéis de crescimento internos euédricos, mas bordos de contorno xenomorfo. As inclusões de biotite estão alinhadas/paralelas aos anéis de crescimento mas as inclusões de plagioclase de aspecto corroído "truncam" o zonamento descontínuo. Acresce referir que alguns cristais de plagioclase de forma subédrica estão parcialmente envolvidos pelas plagioclase de maiores dimensões.

4.1.3.5 Granodiorito

O granodiorito (Estampa 5-d) é constituído por quartzo (30%), feldspato alcalino (20-25%) e plagioclase (40-45%). Os restantes minerais são biotite (~10%), apatite, alanite e zircão. A textura é dominada pelos contornos irregulares dos minerais félsicos (textura alotriomórfica) e pela variabilidade granulométrica associada essencialmente ao quartzo. Os cristais de maiores dimensões (2.5-3 mm) são de plagioclase (oligoclase) e apresentam zonamentos concêntricos opticamente contínuos ou descontínuos que neste último caso estão, por vezes, associados a núcleos aparentemente reabsorvidos. Ocorre alguma sericitização e, por vezes, moscovitização e só raramente, saussuritização nos núcleos das plagioclases. Raramente observa-se o desenvolvimento de mirmequites. O feldspato alcalino é essencialmente ortoclase, por vezes formado cristais muito desenvolvidos e zonados sendo as texturas granofíricas relativamente generalizadas quando em associação com os cristais de menores dimensões. Este feldspato pode conter inclusões de plagioclase. O quartzo apresenta alguma extinção ondulante e subgranulação, bem como alguma recristalização que promove a variabilidade granulométrica.

A biotite ocorre preferencialmente sob a forma de agregados (Estampa 5-e), que parece preservar uma textura lepidoblástica uma vez que entre dois cristais de biotite há sempre um plano (001). Os agregados dispõem-se, grosso modo, segundo uma direcção preferência, de acordo com a foliação referida no ponto 3.1.3.3. que não é, contudo, seguida pelos minerais félsicos. Apresentam numerosos halos pleocróicos associados a cristais de zircão por vezes bem desenvolvidos e hábito prismático. A apatite e a esfena (muito raros) ocorrem igualmente associadas à biotite. A biotite está ainda associada a alanite euédrica (Estampa 5-d) que também pode desenvolver halos pleocróicos.

Tabela 4.2 – Resumo da petrografia dos litótipos amostrados na pedreira do Alto de São Bento. Plg-plagioclase, Qzo-quartzo, Bt-biotite, Hb-horneblenda, Feld-alc-feldspato alcalino, msc-moscovite.

Classificação de Campo	Textura	Paragénese principal	Acessórios
Leucogranito de duas micas	Alotriomórfica a hipidiomórfica média	Qzo; Feld-alc; Plg; Msc; Bt	Zircão; Cordierite; Turmalina
Encraves Bandados (tonalitos)	Alotriomórfica fina a porfiróide	Qzo; Plg; Feld-alc; Bt ou Hb+Bt	Alanite; Zircão; Apatite
Granito porfiróide	Hipidiomórfica média	Qzo; Plg; Feld-alc; Bt	Zircão; Apatite
Encraves granulares máficos (tonalitos)	intersticial fina	Plg; Qzo; Bt	Apatite; Zircão
Granodiorito	Alotriomórfica média a grosseira	Qzo; Feld-alc; Plg; Bt	Alanite; Apatite; Zircão

4.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico

4.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor, Montemor-o-Novo)

As observações microscópicas em Almansor abrangem a generalidade das litologias observadas e referidas no capítulo anterior que foram amostrados para geoquímica (diatexitos, granitóides isótropos, leucogranitóides, *Resister*/melanossoma, encrave-MH, encrave andesítico, encrave anfibolito biotítico) para análise de química mineral (restitos) ou apenas para observação petrográfica (encrave félsico).

4.2.1.1 Diatexitos

Os litótipos considerados como diatexitos (Dtx) cinzentos (Estampa 6-a) apresentam uma textura essencialmente alotriomórfica de granularidade média constituída por quartzo (20-25%), plagioclase (20-25%), feldspato alcalino (30%), biotite (5-10%), moscovite (3-5%) e zircão. Tendo em conta a referida composição modal, este litótipo deverá corresponder a um monzogranito.

A plagioclase (albite - oligoclase) exibe uma granularidade muito variável de acordo com o seu modo de ocorrência; apresenta cristais muito pequenos (~0.1-0.2 cm) quando incluso no feldspato alcalino, desenvolvendo cristais com cerca de 1 mm (por vezes mais) de comprimento, quando presente na matriz. Ambas as gerações apresentam formas subédricas a anédricas mas com um aspecto reabsorvido (arredondados) quando sob a forma de inclusão. Localmente observam-se

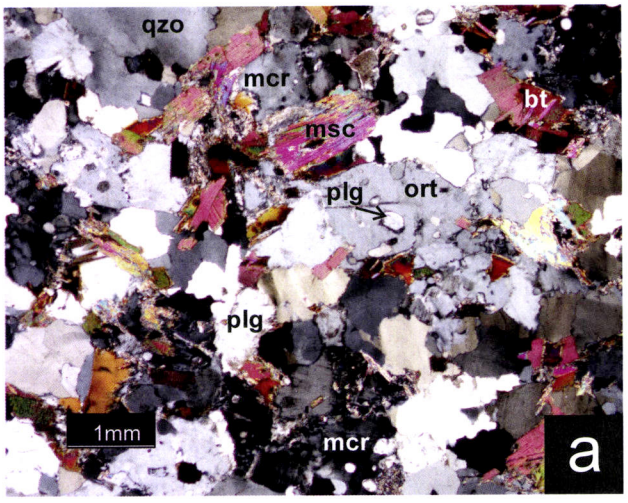
mirmequites. O feldspato alcalino ocorre sob a forma de microclina e pertites, localmente em associação granofírica. Constitui cristais anédricos por vezes com tendência poiquilitica isolando essencialmente cristais de plagioclase mas também de quartzo. Este último apresenta extinção ondulante e alguma subgranulação ocorrendo ainda como inclusão dentro de plagioclase.

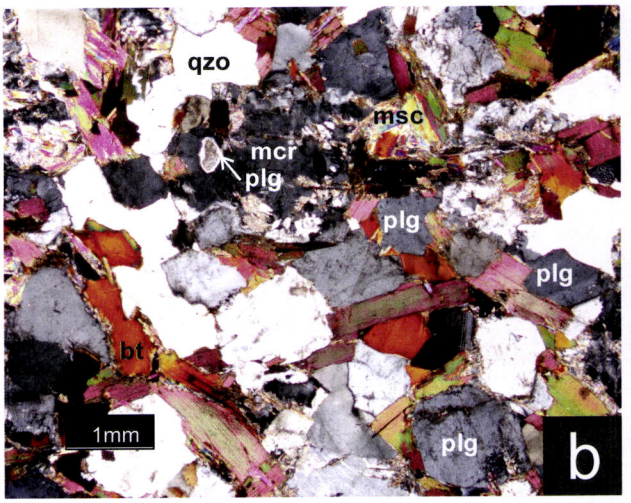
A biotite ocorre sob a forma de cristais subédricos com dimensões inferiores a 1 mm de comprimento, com frequentes halos pleocróicos em torno de inclusões de zircão. Ocorre de um modo geral como fase constituinte da paragénese principal dispersa pela rocha e raramente como inclusão no feldspato alcalino, com dimensões de 0.1-0.2cm. Por vezes, a biotite, em conjunto com os cristais de plagioclase mais alongados parece definir uma orientação preferencial muito ténue. A moscovite tem um aspecto mais tardio, sobrecrescendo e cortando a biotite sem que pareça obedecer a qualquer tipo de orientação preferencial. Tanto a moscovite como a biotite praticamente não exibem extinção ondulante. A mica branca ocorre ainda como uma poalha concentrada nos bordos do feldspato alcalino, a qual se pode estender para o interior dos cristais substituindo-os quase na totalidade. As fases acessórias são raras, podendo observar-se zircão tanto como inclusão na biotite como em associação com as fases félsicas exibindo neste caso cristais de maiores dimensões.

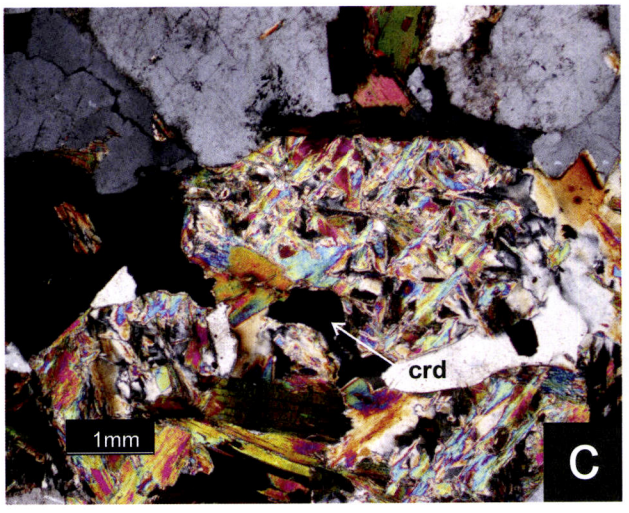
O litótipo que a seguir se descreve (diatexito laranja; Estampa 6-b) mostra comparativamente aos níveis cinzentos (diatexito cinza), uma mineralogia semelhante, mas com uma diminuição acentuada na quantidade modal de quartzo (10-15%), um aumento na quantidade de biotite (15%) e o aparecimento de cordierite pinitizada (<5%). Outras fases presentes são a plagioclase (25-30%), feldspato alcalino (30-40%), moscovite, zircão e silimanite. Tendo em conta a composição agora apresentada este litótipo deverá corresponder de acordo com a classificação de Streckeisen a um monzonito quártzico. A textura granular alotriomófica a hipidiomórfica, com uma dimensão média dos grãos de 1.5 mm. Tal como na variedade cinzenta a biotite o alongamento de cristais de biotite e feldspato desenham, de modo ténue, uma orientação preferencial.

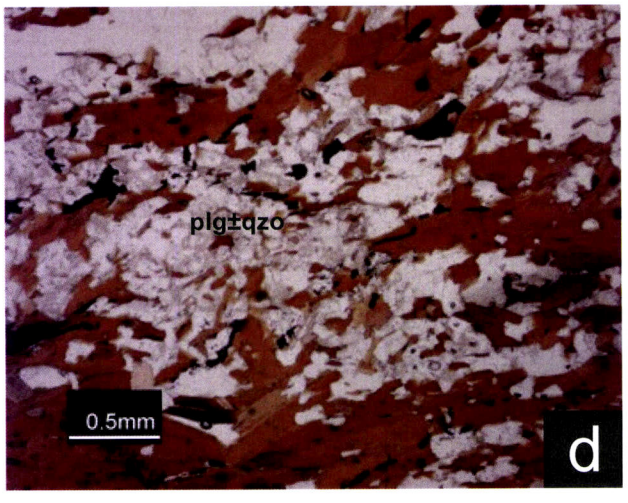
A plagioclase ocorre essencialmente como fase pertencente à paragénese principal, mas também como fase inclusa no feldspato alcalino. No primeiro caso a granularidade média é de 1.5 mm com formas anédricas a subédricas enquanto que no segundo caso apresenta cristais pequenos (0.1-0.2 mm) subédricos mas arredondados (corroídos?). Os cristais inclusos mostram algum zonamento óptico

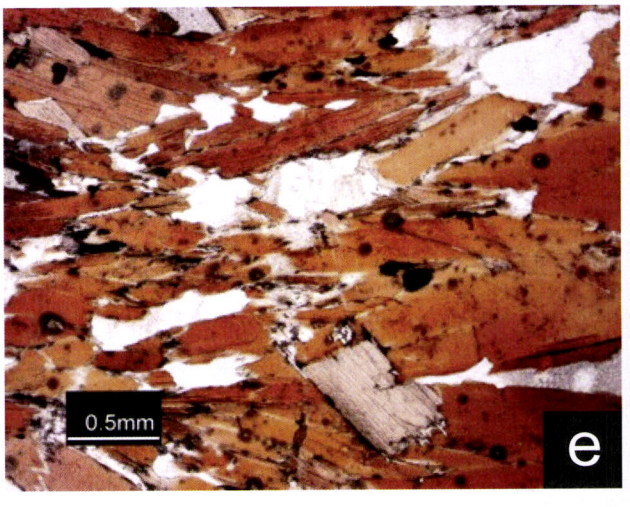
Estampa 6 (Migmatitos e granitóides associados, Almansor)
a) Aspecto geral dos diatexitos cinza (ampliação 40x, nicóis cruzados); **b)** Aspecto geral dos diatexitos laranja (ampliação 40x, nicóis cruzados); **c)** Aspecto textural de pinitização de cordierite (ampliação 40x, nicóis cruzados); **d)** Aspecto geral do *Resister*/Melanossoma (ampliação 40x, nicóis paralelos); **e)** Aspecto geral de um corpo restítico com biotite (ampliação 40x, nicóis paralelos); **f)** e **g)** Aspecto geral do corpo restítico onde alternam níveis com cordierite e quartzo e níveis com apenas biotite respectivamente (ampliação 40x, nicóis paralelos e cruzados respectivamente). Abreviaturas: plg-plagioclase, qzo-quartzo, bt-biotite, ort-ortose, crd-cordierite, msc-moscovite.

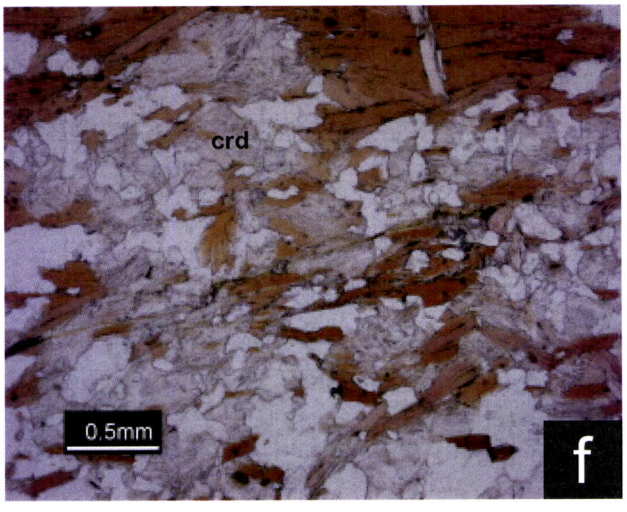

qzo
mcr
bt
msc
plg
ort-
plg
1mm
mcr
a

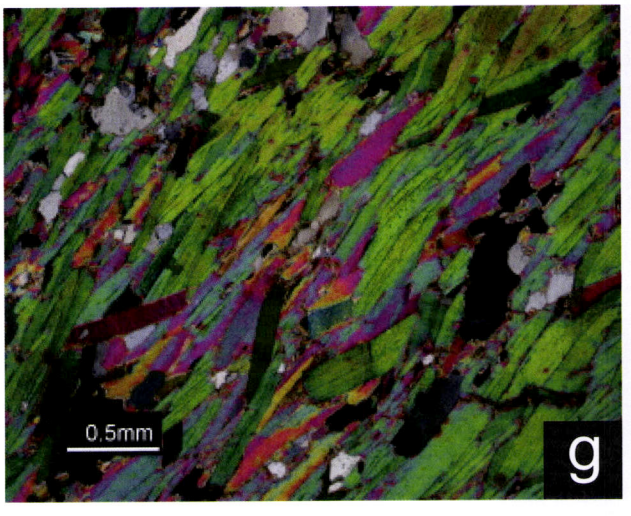

qzo
msc
mcr
plg
plg
plg
bt
1mm
plg
b


crd
1mm
c


plg±qzo
0.5mm
d


0.5mm
e


crd
0.5mm
f


0.5mm
g

descontínuo que não se observa nos cristais da matriz. Raramente, observam-se maclas de deformação ou maclas dobradas. O feldspato potássico desenvolve frequentemente texturas pertíticas e granofíricas. O quartzo é um constituinte da paragénese principal, raramente com desenvolvimento poiquilítico ou intersticial. Apresenta essencialmente extinção ondulante e rara subgranulação.

A biotite, fortemente pleocróica, de incolor a castanho/alaranjado, apresenta cristais subédricos com dimensão máxima de 1-1.5 mm, dispostos grosso modo segundo uma mesma foliação que por vezes contorna os cristais de feldspato. Ocorre ainda sob a forma de cristais subédricos intersticiais ou, raramente, euédricos e inclusos no feldspato alcalino. Apresentam frequentemente halos pleocróicos desenvolvidos em torno de inclusões de zircão. A moscovite pode ocorrer sob a forma de fase primária (magmática), formando cristais de formas subédricas. A moscovite encontra-se também dispersa na rocha sob a forma de uma poalha mais ou menos fina, fortemente relacionada com os bordos do feldspato alcalino e de cordierite. Por vezes, em associação com clorite parece mimetizar secções hexagonais, provavelmente como resultado da substituição total de cordierite. Nestes casos, a moscovite é mais grosseira e a orientação dos seus cristais é claramente condicionada pela estrutura do mineral primário (Estampa 6-c). Quando associada com a biotite, as relações de corte e substituição permitem confirmar o seu crescimento mais tardio. Os minerais opacos (pirrotite) de maiores dimensões, por vezes subédricos, estão de um modo geral associados à biotite, enquanto os mais pequenos (ilmenite?) se encontram dispersos parecendo estar associados ao par moscovite/feldspato. A silimanite ocorre essencialmente associada à biotite.

Os diatexitos (cinza e laranja) assemelham-se no que respeita à composição modal e à existência de uma orientação preferencial observável à escala mesoscópica. À escala microscópica, porém, a orientação preferencial atenua-se ou desaparece e as evidências de deformação no estado sólido são escassas; verifica-se apenas a extinção ondulante/subgranulação do quartzo sem se verificar qualquer deformação quer do feldspato quer da biotite. Este aspecto contribui para a interpretação do bandado/orientação preferencial verificado resultar fundamentalmente de um mecanismo meramente ou essencialmente magmático.

Acresce referir que no capítulo anterior, ponto 3.4.1.1, foi referido a presença de encraves de diatexitos no seio do granitóides isótropos. A análise petrográfica dessa inclusão mostrou claras semelhanças com os diatexitos de cor acinzentada.

4.2.1.1.1 *Resister*/Melanossoma

Este litótipo é caracterizado por possuir uma textura granolepidoblástica bandada e fortemente foliada (Estampa 6-d) constituída essencialmente por biotite, quartzo e feldspato, sendo os dois primeiros claramente predominantes sobre o terceiro. Ocorrem ainda minerais opacos, zircão, alanite (?) e rara apatite. O aspecto bandado traduz-se pela alternância de níveis com 1-2 mm de espessura, constituídos por biotite, quartzo, ±plagioclase, ±ortoclase, com níveis onde predomina o quartzo de maiores dimensões. Nestes últimos, o quartzo, exibe extinção ondulante e subgranulação associado a evidências de deformação intracristalina *grain boundary migration*. Em lâmina delgada, os cristais de quartzo são bastante alongados chegando a atingir 5 mm de comprimento. Observam-se pontos triplos para o quartzo e aparentemente alguma recristalização, por vezes em fitas, com a geração de grãos de quartzo mais subédricos já sem deformação o que sugere temperaturas de deformação próximas dos 700-800ºC (Passchier e Trouw, 1998).

Ao longo da lâmina existe um predomínio da granularidade fina mas, nos níveis poliminerálicos, verifica-se uma maior heterogeneidade na granularidade. Neste caso os minerais félsicos apresentam em média grãos de 0.2 mm e a biotite pode atingir os 1-2 mm de comprimento. A plagioclase (oligoclase) apresenta formas anédricas sem testemunhos de deformação no estado sólido. O zircão e a alanite (?) ocorrem dentro da biotite associados a halos pleocróicos e no caso zircão pode também ocorrer associado a minerais félsicos desenvolvendo cristais de maiores dimensões. Os opacos são geralmente anédricos e irregulares mas também ocorrem com secções hexagonais, estando geralmente associados a biotite. Tanto os opacos de maiores dimensões, como os níveis quartzicos grosseiros parecem comportar-se como "porfiroclastos" contornados por biotite. No contexto das diversas litologias da ribeira de Almansor é esta que parece mostrar evidências de um metamorfismo de maior temperatura.

4.2.1.1.2 Restitos

Restito, na definição de White e Chappell (1977), é qualquer material sólido numa rocha plutónica ou vulcânica que é residual a partir da fonte. No entanto, as texturas que podem indicar esta origem residual perdem-se durante a recristalização como resultado do reequilíbrio com o granito hospedeiro (Barbey, 1991). Quando

incorporados em granitos do tipo S, os restitos consistem em agregados de cristais máficos, plagioclases zonadas e núcleos cálcicos de plagioclase, encraves metassedimentares refractários, cordierite com inclusões de silimanite e zircões herdados (e.g. Chappell et al., 1987). Porém segundo Wall et al., (1987) nenhuma destas características é única dos restitos.

No afloramento da ribeira de Almansor, as estruturas interpretadas como restitos apresentam uma forma sigmóide à mesoescala. Neles observa-se microscopicamente uma textura lepido-granoblástica com uma forte foliação marcada pelo alinhamento dos cristais de mica-negra (Estampa 6- e,f,g). Do ponto de vista mineralógico foram observadas duas composições distintas: Numa primeira (Estampa 6-e), além da mica-negra que corresponde a cerca de 89-90% da amostra observa-se ainda a presença de quartzo (10-20%), esfena (2-3%) e zircão. No segundo tipo petrográfico (Estampa 6-f,g) verifica-se adicionalmente a presença de cordierite (parcial ou totalmente pinitizada), quartzo, moscovite e zircão.

Num dos restitos de forma sigmóide, a mica negra apresenta-se com cristais de dimensões relativamente grosseiras (dimensões máximas ~2mm) e está disposta de modo alongado (Estampa 6-e) definindo uma foliação subparalela aos diatexitos envolventes. A mica negra é fortemente pleocróica, entre incolor a castanho-avermelhado, o que está geralmente associado (Deer et al., 1966) a teores elevados de Ti. O quartzo surge isolado ou em conjuntos de dois ou mais cristais, apresentando-se frequentemente imerso no seio das biotites e constituindo "ocelos" mal definidos onde se observa extinção ondulante. Esta é muito suave a inexistente na mica. A ocorrência de zircão como inclusão na mica negra, é interpretada a partir da observação de numerosos halos pleocróicos neste último mineral. Estes halos são cortados por esfena e por opacos que deverão, assim, testemunhar um crescimento mais tardio. A esfena ocorre sob a forma de cristais subédricos a euédricos prismáticos, geralmente associados á clivagem das micas negras.

Noutro restito de mica negra observa-se, como referido anteriormente, a presença de cordierite (Estampa 6-f). Nesta variedade petrográfica verifica-se a alternância de níveis com uma textura lepidoblástica (Estampa 6-g), onde praticamente só se observa biotite, com níveis grano-lepidoblásticos com biotite, cordierite e quartzo. Nestes casos a foliação fica um pouco atenuada como resultado do desenvolvimento da textura granoblástica da cordierite ± quartzo. A cordierite, com uma granularidade média de 0.5 mm, encontra-se parcial ou totalmente pinitizada (substituição de cordierite por

moscovite + clorite) mantendo, porém, a sua forma mimetizada. De um modo geral, esta é subédrica com as faces a apresentarem frequentemente ângulos de 120º. Apesar de serem quase equidimensionais os cristais parecem alongados/orientados de modo paralelo à foliação dada pelo alongamento das biotites. O quartzo, com uma dimensão próxima da da cordierite, apresenta extinção ondulante e rara subgranulação. Estes níveis de aspecto mais granoblásticos têm espessuras e formas variáveis; surgem quer sob a forma de níveis mais ou menos contínuos (milimétricos a centimétricos) quer sob a forma de "sigmóides" de quartzo+cordierite. Do ponto de vista óptico não parecem existir diferenças entre as biotites dos diferentes níveis. No entanto, quando associada aos níveis lepidoblásticos, a biotite é mais alongada (atingindo cerca de 1mm de comprimento) enquanto que nos restantes apresenta cristais menos alongados e com dimensões médias de apenas 0.2 mm de comprimento. Comparativamente ao restito acima descrito, a biotite aqui presente apresenta um pleocroismo de incolor para tonalidades mais alaranjadas, ou seja, com teores mais baixos em Ti (Deer et al., 1966). A biotite pode aparecer substituída por mica branca. Esta ocorre essencialmente como mineral de substituição quer da cordierite quer da biotite desenvolvendo no primeiro caso uma poalha fina associada a clorite o que confere um tom esverdeado ao conjunto. Quando substitui ou trunca tardiamente a biotite, apresenta cristais de maiores dimensões chegando aos 0.75 mm.

O quartzo denuncia sintomas de recristalização estática, formando uma textura poligonal com pontos triplos. Os cristais de quartzo de maiores dimensões estão, por vezes, preservados como "ocelos" contornados por biotite. Nesse caso apresentam extinção ondulante e subgranulação. Nestes "ocelos" é frequente a presença de moscovite que não se encontra alinhada de acordo com a orientação preferencial, sendo comum a ocorrência de secções basais e desenvolvimento poiquilítico. A plagioclase (oligoclase?) apresenta maclas primárias, maclas de deformação e extinção ondulante. Alguns cristais parecem alongados segundo a foliação e contornados por biotite. Alguns grãos encontram-se ligeiramente sericitizados em particular ao longo dos planos das maclas.

4.2.1.2 Granitóides isótropos

Estes granitóides (Estampa 7-a) caracterizam-se pela presença abundante de plagioclase (50%), quartzo (30-40%), biotite (5-15%), feldspato alcalino (<5%), rara moscovite (<1%), apatite e zircão. Apresenta uma textura hipidiomórfica de grão médio

a grosseiro (em média 2 a 4mm). As rochas aqui descritas foram consideradas como tonalitos a granodioritos atendendo tanto a aspectos petrográficos, como à sua composição normativa.

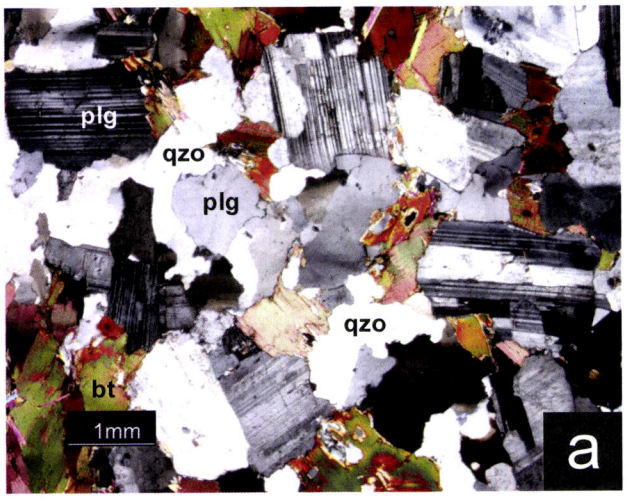
A plagioclase (oligoclase – andesina) ocorre sob a forma de grandes cristais, chegando a atingir os 4.5-5 mm de comprimento. Apresenta uma grande variabilidade no tipo de zonamento; complexos e irregulares, concêntricos mais ou menos descontínuos por vezes com bordos sobrecrescidos. Os zonamentos concêntricos/descontínuos de aspecto difuso estão tendencialmente associados a cristais mais anédricos sem maclas polissintéticas. Numa das amostras é possível observar núcleos reabsorvidos por um bordo com maclas e bem definido. Do ponto de vista da deformação da plagioclase verifica-se extinção ondulante, maclas dobradas e algumas em cunha. A presença de feldspato potássico confirma-se na observação de microclina intersticial traduzindo uma fase final de cristalização. Associada à plagioclase, observa-se o desenvolvimento de algumas mirmequites. O quartzo é essencialmente intersticial e por vezes poiquilítico. Apresenta extinção ondulante e uma forte subgranulação.

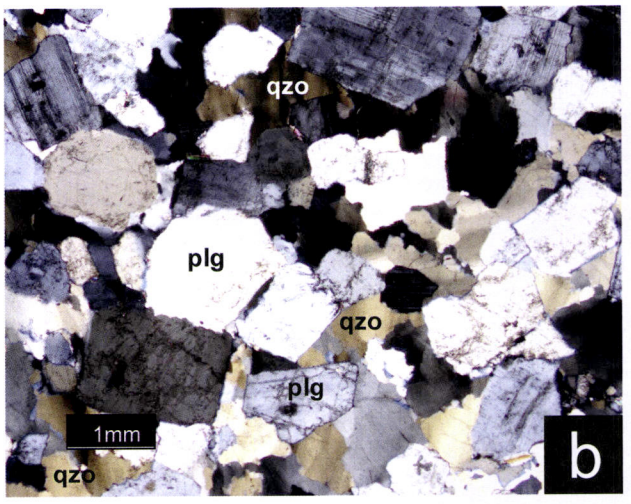
A biotite é essencialmente intersticial (dimensões médias 1-2 mm) com inclusões de zircão e apatite euédricos podendo, no entanto, desenvolver cristais de maiores dimensões (tendência poiquilítica) envolvendo quartzo. Alguns cristais de biotite ocorrem ainda sob a forma de agregados cujos contactos parecem testemunhar texturas lepidoblásticas (cristal alongado de biotite é limitado por um plano (001) de outra biotite). A moscovite é uma fase subédrica intersticial que parece estar associada à fase final da cristalização (primária?) mas também associada a núcleos de plagioclase. Ambas as micas exibem extinção ondulante. A apatite ocorre essencialmente sob a forma de cristais prismáticos de pequenas dimensões no interior da biotite mas também como cristais maiores de forma mais arredondada e sem associação directa com este mineral.

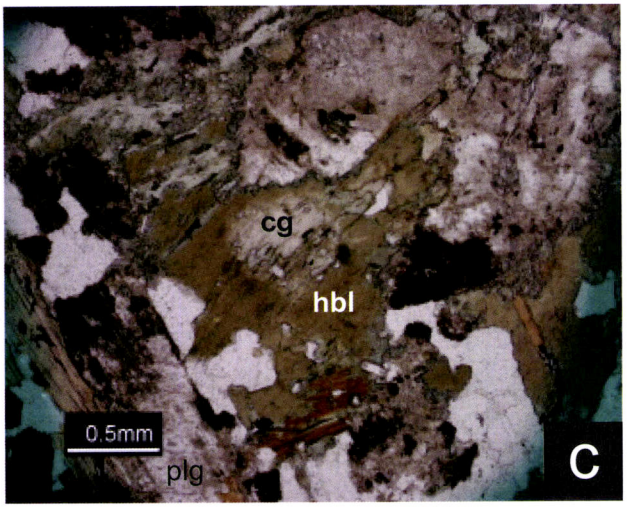
4.2.1.3 Leucogranitóides

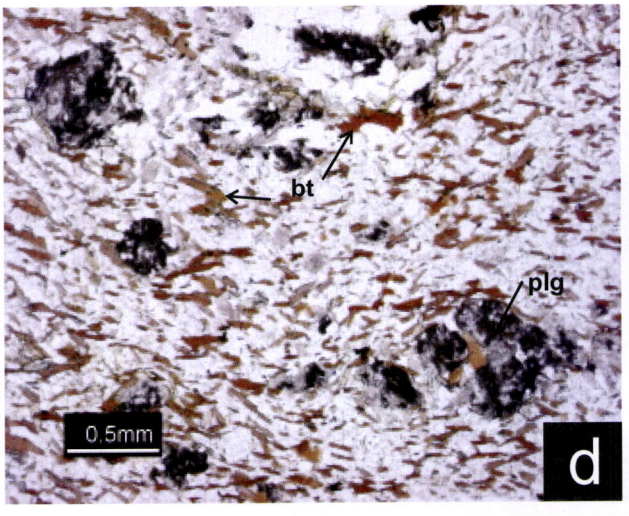
Os níveis individualizados como leucogranitóides (Estampa 7-b) caracterizam-se mineralogicamente por se apresentarem constituídos essencialmente por plagioclase (40-50%) e quartzo (40-50%) a que se associam feldspato alcalino (<5%), biotite (<1%) e rara moscovite. Tendo em conta a composição mineralógica e normativa, este litótipo corresponde a uma rocha trondjhemítica. Apresenta uma textura hipidiomórfica,

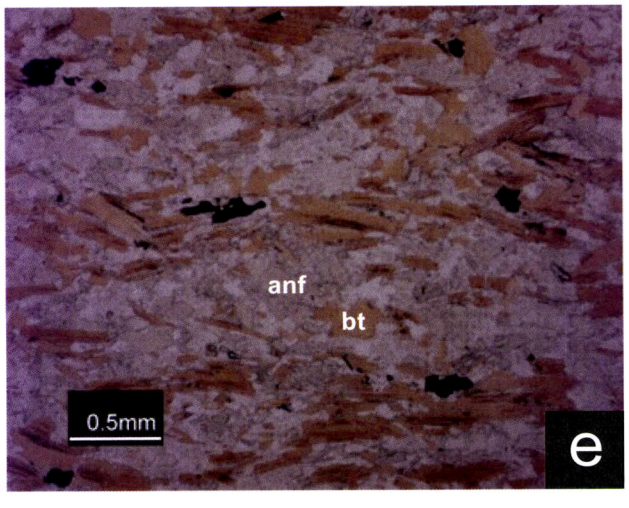
Estampa 7 (Migmatitos e granitóides associados, Almansor)
a) Aspecto geral dos granitódes isótropos (ampliação 40x, nicóis cruzados); **b)** Aspecto geral dos leucogranitóides (ampliação 40x, nicóis cruzados); **c)** Aspecto textural da ocorrência de cumingtonite e hornblenda no encrave-MH (ampliação 40x, nicóis paralelos); **d)** Aspecto geral do encrave andesítico (ampliação 40x, nicóis paralelos); **e)** Aspecto geral do encrave anf-bt (ampliação 40x, nicóis paralelos); **f)** Aspecto geral do encrave pelítico félsico (ampliação 20x, nicóis cruzados); **g)** Aspecto geral do anfibolito que ocorre a norte do MH (ampliação 40x, nicóis cruzados). Abreviaturas: plg-plagioclase, qzo-quartzo, bt-biotite, cg-cumingtonite-grunerite, hb-horneblenda, anf-anfíbola, msc-moscovite.

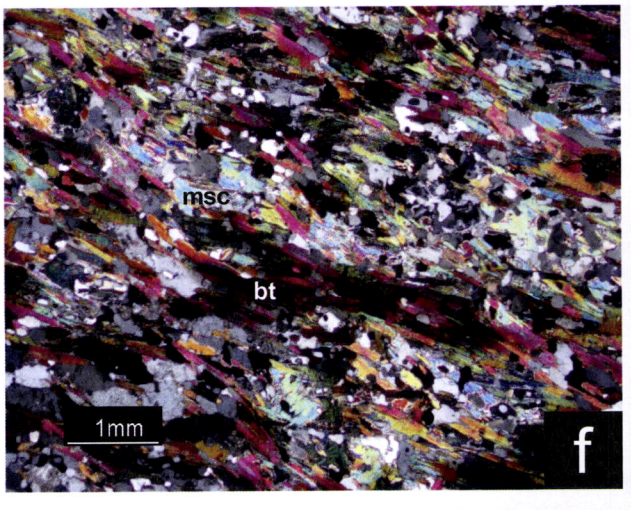

plg
qzo
plg
qzo
bt
1mm
a

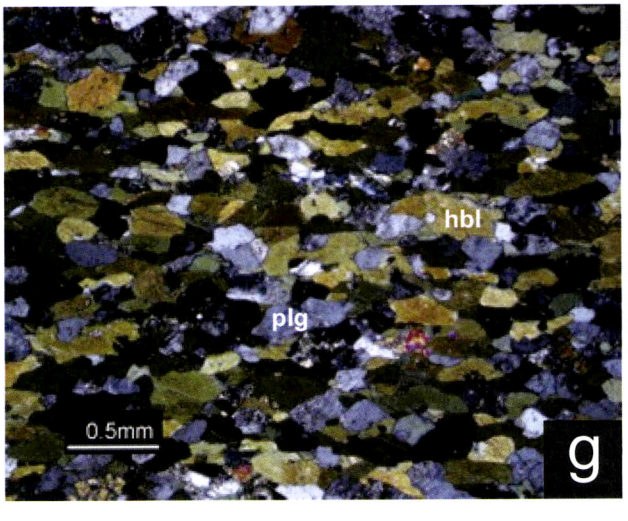

qzo
plg
qzo
plg
1mm
qzo
b


cg
hbl
0.5mm
plg
c


bt
plg
0.5mm
d


anf
bt
0.5mm
e


msc
bt
1mm
f


hbl
plg
0.5mm
g

de granularidade média (2-3 mm) onde se destacam cristais subédricos de plagioclase no seio de quartzo anédrico.

A plagioclase (do tipo oligoclase) ocorre sob a forma de cristais subédricos com limites ocasionalmente serrilhados. Alguns cristais mostram inclusões euédricas, muito pequenas, de plagioclase. A maior parte exibe extinção ondulante, por vezes concêntrica, e evidenciado um bordo sobrecrescido, e ocasionalmente uma extinção irregular. Verificou-se ainda a existência de maclas deformadas e *kinks* compatíveis com uma deformação intracristalina em condições de baixo grau (Passchier e Trouw, 1998).

O quartzo apresenta um aspecto quer intergranular quer tendencialmente poiquilítico envolvendo os cristais de feldspato. Apresenta sub-granulação lamelar o que pode indicar uma deformação intracristalina no estado sólido a temperaturas próximas dos 350-400ºC (Passchier e Trouw, 1998).

A biotite apresenta cristais que atingem os 2 mm de comprimento, com extinção ondulante e ligeira cloritização. Ocorre tipicamente como mineral intersticial. A moscovite, geralmente fina e com extinção ondulante, está associada aos bordos do feldspato, aparentemente testemunhando um crescimento tardio relativamente às fases anteriormente descritas. Pode ainda desenvolver cristais intersticiais de maiores dimensões de hábito subédrico, podendo traduzir um crescimento na dependência dos processos ígneos.

As fases acessórias são praticamente inexistentes tendo-se verificado apenas a presença de zircão que, quando incluso no feldspato, é prismático e alongado (~5:1), mas que se apresenta curto e ovóide (~1:2) quando hóspede da biotite, onde desenvolve halos pleocróicos. A clorite quando quando substitui encontra-se associada a epídoto (clinozoisite e epídoto s.s.) e esfena.

4.2.1.4 Encraves

As descrições a seguir apresentadas são relativas aos encraves, de natureza ígnea e metamórfica, referidos no ponto 4.4.1.4 e que ocorrem inclusos nos diatexitos e nos granitóides isótropos.

O encrave de natureza plutónica e classificado como encrave-MH (Estampa 7-c) evidencia do ponto de vista petrográfico a sua forte semelhança com os tonalitos dos Hospitais. Apresenta uma textura hipidiomórfica média a grosseira e as associações paragenéticas, nomeadamente a associação de anfíbolas cumingtonite-grunerite-horneblenda, são idênticas à do referido tonalito. Mostra porém, um maior grau de alteração com sericitização/turvação intensa das plagioclases. Este aspecto turvo tem sido atribuído frequentemente a um processo de metamorfismo térmico em rochas (feldspatos) que se encontrem em auréolas de metamorfismo. A turvação seria devido à presença de pequenas partículas escuras, provavelmente de óxido de ferro, dispersas no interior do cristal durante processos de alteração (Deer et al., 1966).

Os corpos boudinados de natureza andesítica (Estampa 7-d) sugerem uma origem hipabissal pela textura porfirítica de matriz muito fina (média ~0.1 mm), a qual é constituída por plagioclase, quartzo e biotite. As plagioclases que constituem a geração fenocristalina podem atingir dimensões de ~2 mm encontrando-se quase totalmente sericitizados e/ou com um aspecto turvo. Se do ponto de vista mesoscópico a textura ostentava ser isótropa já do ponto de vista miscroscópico denuncia uma orientação preferencial marcada pelo alinhamento dos cristais de biotite. Em particular as plagioclases comportam-se como corpos resistentes à deformação, constituindo núcleos contornados por biotite. Além da paragénese ígnea é ainda possível verificar a presença, pouco generalizada de anfíbola, do tipo tremolite-actinolite, que se desenvolve numa fácies metamórfica de baixo grau.

Pelo referido relativamente aos encraves de natureza ígnea (encrave-MH e encrave-andesítico) é sugerido que ambos os litótipos tenham uma génese, de arrefecimento e cristalização, anterior aos diatexitos e granitóides isótropos. Em particular, os encraves andesíticos poderão testemunhar adicionalmente um episódio de deformação, que promoveu a microtextura agora observada, não registado no encrave-MH.

O encrave anfibolito-biotítico (Estampa 7-e) amostrado exibe uma textura nemato-lepidogranoblástica de grão fino a muito fino, sendo a sua mineralogia constituída por biotite, quartzo, anfíbola, opacos, apatite, ortopiroxena (?) e carbonato tardio. A anfíbola, a biotite e o quartzo correspondem aos minerais de maiores dimensões com dimensão média máxima de ~1mm para os cristais alongados. Intercalados com estas fases minerais ocorre uma poalha simplectítica muito fina que por vezes parece mimetizar cristais de feldspato-potássico. Localmente o quartzo apresenta-se recristalizado desenvolvendo cristais de maiores dimensões e mais subédricos.

Num outro corpo interpretado como encrave pelítico-félsico (Estampa 7-f), e que de acordo com as observações de campo sugere uma maior interacção com o diatexito hospedeiro, verificou-se, ao contrário do observado nos corpos restíticos, a forte presença de moscovite associada a uma granularidade claramente mais fina. Assim, observa-se uma textura grano-lepidoblástica ocelada e com uma foliação bem marcada de granularidade geralmente fina (valor médio de 0.3-0.4mm) mas variável. Do ponto de vista mineralógico esta rocha é constituída por biotite (15-20%) quartzo ± plagioclase (70-80%) e moscovite (5-10%).

Tabela 4.3 – Resumo da petrografia dos litótipos amostrados nas margens da ribeira de Almansor. Plg-plagioclase, Qzo-quartzo, Bt-biotite, Hb-horneblenda, C-G-cumingtonite-grunerite, Feld-alc-feldspato alcalino; Msc-moscovite; Zrc-zircão; Apt-apatite; Crd-cordierite; Sil-silimanite; Esf-esfena.

Classificação de campo	Textura	Mineralogia principal	Minerais acessórios
Diatexitos cinzento (Monzogranito)	Alotriomórfica média a fina	Plg; Qzo; Feld-alc	Bt; Msc; Zrc
Diatexitos laranja (Monzonito-quartzico)	Alotriomórfica a hipidiomórfica média	Plg; Qzo; Feld-alc	Bt; Crd; Sil
Granitóides isótropos (Tonalito a granodiorito)	Hipidiomórfica média a grosseira	Plg,Qzo; Fel-alc	Bt; Msc; Zrc; Apt
Leucogranitóides (Trondhjemitos)	Hipidiomórfica média	Plg; Qzo; Feld-alc	Msc (rara)
Resister/Melanossoma	Lepido-granoblástica	Plg; Qzo; Zrc; Opc	-
Restitos	Lepido-granoblástica	Bt; Qzo; Plg; Crd; Esf	-
Encrave-MH (tonalito)	Hipidiomórfica	Plg; CG; Hb; Qzo	-
Encrave andesítico	Porfirítica com anisotropia planar	Plg; Bt; Qzo	-
Encrave anfibolito-biotítico	Nemato-lepidogranoblástica	Hb; Bt; Qzo; Apt	-
Encrave metapelito-félsico	Grano-lepidoblástica ocelada	Bt; Qzo; Plg; Msc	-

Ao longo do TAME e em particular associados com o CGM ocorrem diversos níveis de anfibolitos um dos quais imediatamente a Norte do MH (vide 3.1.1) que foi alvo de amostragem. Apesar da sua localização, o anfibolito (Estampa 7-g) é agora descrito uma vez que as suas características geoquímicas serão apresentadas em conjunto com os litótipos deste afloramento. O anfibolito apresenta uma textura grano-nematoblástica fina (~0.25mm) e é do ponto de vista modal constituído

essencialmente por horneblenda e plagioclase em proporções semelhantes. Observa-se ainda quartzo, esfena, opacos e epídoto.

4.2.2 Gnaisses e granitóides associados (Valverde e Herdade da Mitra, Valverde)

Os litótipos estudados petrograficamente na área de Valverde correspondem aos que foram descritos nas relações de campo (ponto 3.2.2) e que foram amostrados para análise geoquímica e incluem gnaisses félsicos (orttognaissses) e pares "gnaisse"-fundido.

4.2.2.1 Gnaisses félsicos (ortognaisses)

Os ortognaisses (Estampa 8-a,b) exibem uma textura grano-lepidoblástica fina (granularidade média inferior a 1mm) e são mineralogicamente constituídos por plagioclase (30-40%), quartzo (30-40%), biotite (2-10%), feldspato potássico (10-15%), zircão, apatite, opacos (1-2%), monazite e rara moscovite. Em lâmina delgada a foliação é dada pelo alongamento dos grãos de quartzo e pela biotite cuja clivagem se dispõe de modo sub paralelo. Alguns cristais de plagioclase orientam-se, de igual modo, de acordo com a foliação.

O quartzo apresenta um grande desenvolvimento neste litótipo. Ocorre em grãos de dimensões submilimétricas até 2 mm de comprimento. Mostra sub-granulação e por vezes extinção ondulante. Localmente, mostra uma tendência para o desenvolvimento de fitas. A plagioclase ocorre sob a forma de cristais anédricos, raramente subédricos, normalmente alongados segundo o plano das maclas magmáticas. Observa-se ainda maclas em cunha dobradas e associadas a extinção ondulate e localmente desenvolvem-se mirmequites. A biotite ocorre sob a forma de cristais pequenos (~0.3 mm), ocasionalmente substituída por clorite que por sua vez ocorre também como pequenos cristais isolados. Os zircões são relativamente bem desenvolvidos e subédricos a arredondados, encontrando-se normalmente associados às fases félsicas. Porém também ocorrem sob a forma de cristais mais pequenos inclusos na biotite e desenvolvendo halos pleocróicos. Os minerais opacos ocorrem sob a forma de cristais subédricos e anédricos dispondo-se segundo a orientação preferencial observada.

4.2.2.2 Pares "gnaisse-fundido"

Os "gnaisses" félsicos (Estampa 8-c,d) exibem uma textura alotriomórfica com uma granularidade média de ~1 mm. O bandado evidente apresentado por estas rochas no campo perde-se quando se passa para a escala da lâmina delgada. A mineralogia apresentada pelos "gnaisses" é constituída essencialmente por plagioclase e quartzo. A proporção de feldspato potássico é inferior a 5%,o que está de acordo com uma composição trondhjemítica. Os minerais máficos presentes são anfíbola e biotite que, no seu conjunto, não ultrapassam os 10% em volume da rocha, sendo a anfíbola dominante em relação à biotite. Como minerais acessórios é possível observar, numa das amostras (VLV-7; Estampa 8-d) esfena, zircão, apatite, opacos e clinozoisite. A amostra VLV-9 (Estampa 8-c é constituída por uma maior percentagem modal de biotite tendo-se observado, alguns cristais de rútilo sem ter sido detectada a presença de esfena.

A plagioclase é do tipo andesina e anédrica, sem grandes evidências de deformação plástica, ainda que exiba alguns cristais com maclas de deformação. O quartzo apresenta uma forte subgranulação com tendência para um crescimento poiquilítico (atingindo os 3-4mm) envolvendo pequenos cristais de plagioclase.

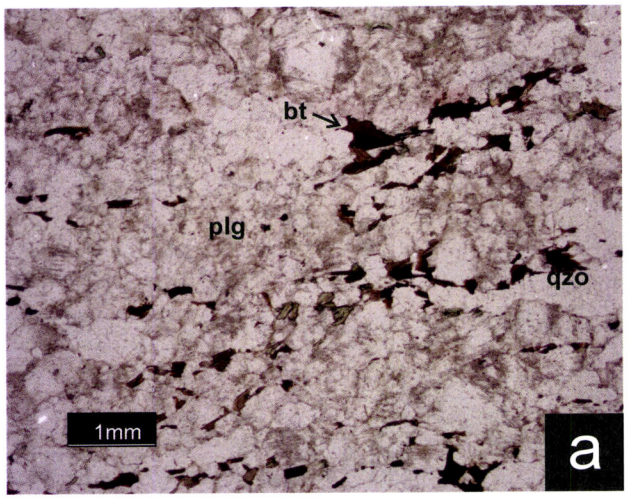
A anfíbola ocorre sob a forma de cristais subédricos a euédricos quer como fase intersticial relativamente ao feldspato e ao quartzo quer como inclusão na plagioclase. A biotite é uma fase máfica menos abundante e aparenta um desenvolvimento posterior relativamente à maioria das fases presentes. Por vezes ocorre sob a forma de agregados. Tipicamente não apresenta inclusões de zircão. Estes últimos, tendencialmente prismáticos, estão associados às fases félsicas, e por vezes inclusos na plagioclase ou mais raramente na anfíbola. A esfena, disposta geralmente em agregados, ocorre preferencialmente associada à anfíbola, mas também às fases minerais félsicas. Tal como o zircão ocorre quer como fase intersticial quer como inclusão dentro da plagioclase.

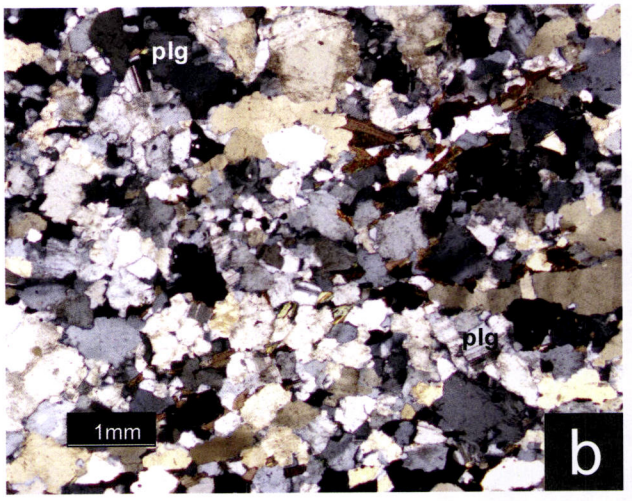
As amostras colhidas como representativas dos fundidos (Estampa 8-e,f) associados aos "gnaisses" acima descritos apresentam a mesma composição mineralógica, nomeadamente no que diz respeito às fases acessórias. Do mesmo modo do ponto de vista textural/deformação não se registam diferenças dignas de registo; A textura é alotriomórfica fina e a anfíbola tende a surgir como cristais subédricos. O fundido associado ao "gnaisse" com esfena (VLV-7) apresenta igualmente esta fase acessória

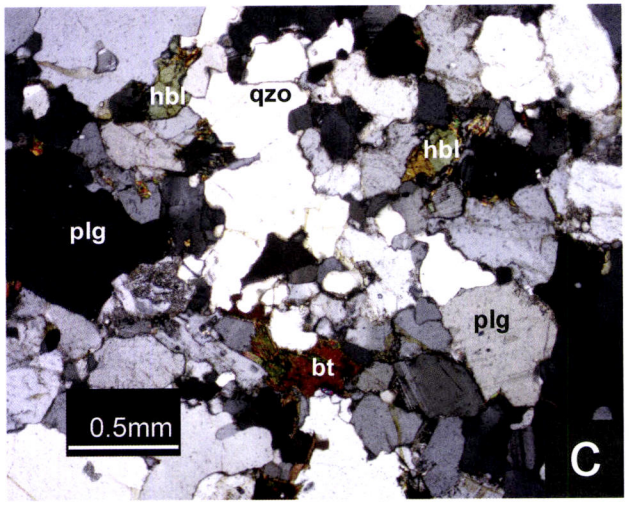
Estampa 8 (Gnaisses e granitóides associados, Valverde)

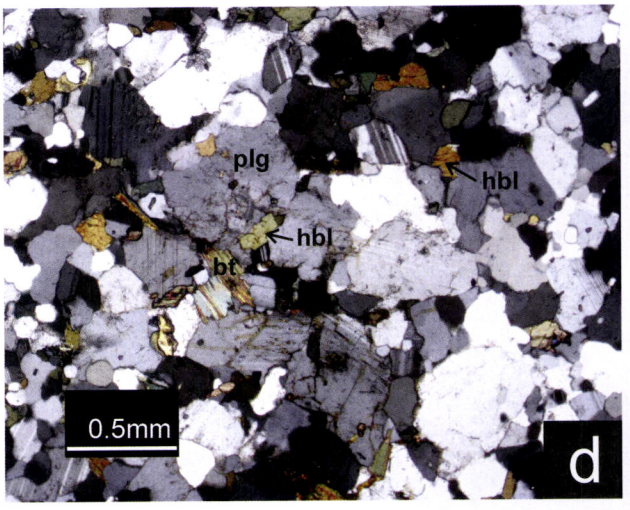
a) Aspecto geral dos ortognaisses (ampliação 40x, nicóis paralelos); **b)** idem (ampliação 40x, nicóis cruzados); **c)** Aspecto geral do "gnaisse" félsico (VLV-9) com anfíbola ± biotite (ampliação 40x, nicóis cruzados); **d)** Aspecto geral do "gnaisse" félsico (VLV-7) com anfíbola (ampliação 40x, nicóis paralelos); **e)** Aspecto geral do litótipo interpretado como fundido (VLV-8) associado a VLV-9 (ampliação 40x, nicóis paralelos); **f)** Aspecto geral do litótipo interpretado como fundido (VLV-6) associado a VLV-7 (ampliação 40x, nicóis cruzados). Abreviaturas: plg-plagioclase, qzo-quartzo, bt-biotite, hb-horneblenda, anf-anfíbola, sfn-esfena.

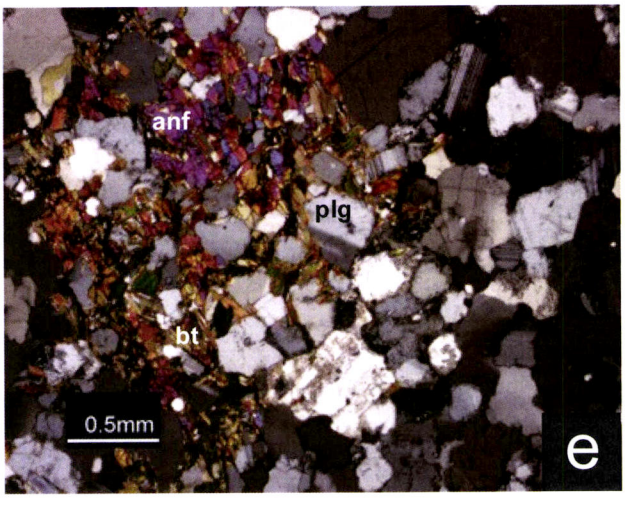
Estampa 8 Valverde

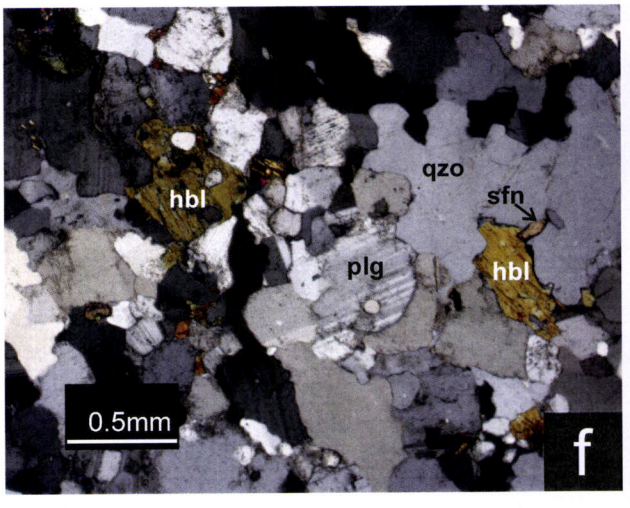












e anfíbola (Estampa 8-f), enquanto que o fundido associado ao "gnaisse" (VLV-9) com mais biotite apresenta também uma maior abundância deste mineral e de anfíbola. Neste caso as fases minerais máficas ocorrem geralmente em agregados (Estampa 8-e), conferindo à rocha em afloramento um aspecto mais grosseiro (vide fig.3.21b). Acresce referir que as amostras cuja composição materializa a dos fundidos, mostram uma maior predominância de clorite a par de uma menor predominância de zircão.

Tabela 4.4 – Resumo da petrografia dos litótipos amostrados nas margens na Herdade da Mitra e ribeira de Valverde. Plg-plagioclase, Qzo-quartzo, Bt-biotite, Hb-horneblenda, Feld-alc-feldspato alcalino; Zrc-zircão; Apt-apatite; Esf-esfena; Czs-clinozoisite; Rtl-rútilo; Opc-opacos.

Classificação de campo	Textura	Mineralogia principal	Minerais acessórios
ortognaisse	Grano-lepidoblástica fina	Plg; Bt; Qzo; Felds-alc	Zrc; Mnz; Apt; Opc
"gnaisses"	Alotriomórfica fina	Plg; Qzo; Hb; Bt	Apt, Opc; Zrc Czs; (Esf/Rtl)
Fundidos	Alotriomórfica	Plg; Qzo; Hb; Bt	Apt, Opc; Zrc; Czs; (Esf/Rtl)

4.3 Discussão e interpretação

Pelo descrito no ponto 4.1 e pela consulta da tabela 4.1, ressalta a forte semelhança entre os principais litótipos estudados no MH (tonalito principal, encraves e níveis e halos leucocratas) quer ao nível das fases minerais principais quer ao nível das fases minerais acessórias. De igual modo, a semelhança de relações entre as várias fases, nomeadamente entre máficas e entre máficas e félsicas, nos diferentes litótipos, fortalece uma interpretação em que os diferentes magmas sejam cogenéticos, obedecendo à sequência de cristalização mineralógica apresentada na figura 4.2.

Das diferenças encontradas entre os vários litótipos é possível realçar a proporção de minerais máficos e granularidade (vide ponto 3.1.1 e 4.1.1), que em conjunto poderão testemunhar diferentes etapas num processo de cristalização fraccionada associada a diferentes taxas de arrefecimento. De facto, a menor granularidade dos encraves associada a uma maior percentagem de minerais máficos, pode apontar para um arrefecimento mais rápido de uma etapa precoce do referido processo. Por outro lado, os termos mais félsicos (níveis félsicos) com menor proporção de minerais máficos podem estar associados a uma instalação posterior ao tonalito principal e corresponder aos termos mais evoluídos no referido processo de cristalização fraccionada. A ausência de fases aluminosas (e.g. cordierite, moscovite) associada á

presença de fases típicas de composições metaluminosas (e.g. horneblenda e cumingtonite) parece reforçar a ideia de que o tonalito do MH resulta de um processo de diferenciação a partir de rochas máficas (gabros e dioritos; vide ponto 3.2) sem a participação de fundidos crustais. Alternativamente, é possível considerar uma participação crustal que teria sido mascarada por um processo de hibridização precoce.

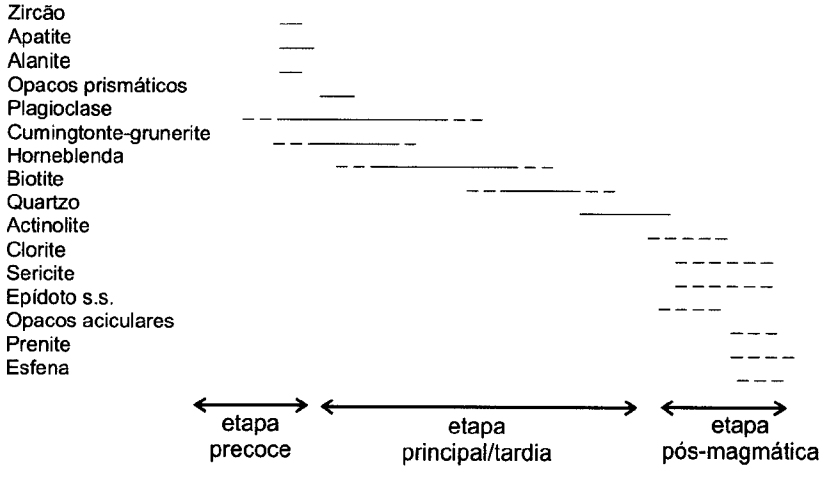


Figura 4.2 – Esquema interpretativo da sequência cronológica de cristalização das várias fases minerais identificadas nos litótipos principais do MH (tonalito, encraves, níveis e halos félsicos).

A presença de fases como a biotite e anfíbola (hornblenda e cumingtonite-grunerite) indicam que a água é um componente essencial na génese destas rochas, uma vez que de acordo com Best e Christiansen (2001), esta mineralogia implica a participação de pelo menos 3% daquele componente. Igualmente e segundo Cotkin e Medaris (1993) o facto da anfíbola cristalizar antes da biotite implica uma quantidade de água superior a 4%.

Apesar da presença de EGM sugerir um mecanismo adicional de mistura, como referido anteriormente (vide ponto 3.3), as evidências petrográficas neste sentido não são muito fortes. Alguns aspectos descritos na bibliografia (e.g. Hibbard, 1995; Vernon, 1983; Donaire et al., 2005) e usados como testemunhos de mistura (e.g. quartzo orlado por máficos, núcleos sódicos de plagioclase reabsorvidos por bordos cálcicos, textura rapakivi) não foram detectados. Por outro lado, os zonamentos complexos nas plagioclases parecem apenas testemunhar uma fase precoce de cristalização de plagioclase (inclusões de plagioclase em plagioclase) e variações na quantidade de água ou variações de temperatura no sistema (zonamentos oscilatórios) (Shelley, 1993). A razão pela qual se podem observar nas plagioclase zonas

"digeridas" pode estar relacionada com mecanismos de descompressão por ascensão rápida do magma (Nelson e Montana, 1992 in Donaire et al., 2005). De facto, a descompressão pode igualmente justificar a existência, tanto nos encraves como no tonalito hospedeiro, de várias superfícies de reabsorção internas encontradas num mesmo cristal.

Tendo em conta a análise petrográfica detalhada, os encraves granulares máficos (EGM) são indubitavelmente considerados como tendo uma origem magmática: nomeadamente a sua textura hipidiomórfica, relações entre biotites e os zonamentos oscilatórios na plagioclase são argumentos fortes a favor daquela interpretação em detrimento de uma origem metassedimentar ou metaígnea. As restantes hipóteses para a génese dos EGM serão discutidas nos restantes capítulos (vide pontos 6.3.1.2; 7.2.1.1.1; 8.1.3); porém, interessa aqui realçar que as fortes semelhanças ao nível da mineralogia encontrada nos encraves e no tonalito hospedeiro apontam para fortes relações genéticas entre eles – encraves autólitos (Holland, 1990). Por outro lado, as diferenças observadas nos dois tipos de encraves (horneblêndicos (EGM-Hb) e cumingtoníticos-grunerítícos-hornblêndicos (EGM-CG-Hb) sugerem algumas diferenças na sua génese. De facto, o aspecto mais acumulado dos EGM-Hb dado pela forte continuidade espacial entre anfíbolas, sugere um processo de acumulação não atribuído de imediato aos EGM-CG-Hb. No entanto importa realçar a semelhança entre os EGM-Hb e o bordo de alguns encraves zonados onde ocorrem os dois tipos de anfíbola (fig. 4.1).

O facto de não existir um bordo de granularidade mais fina, geralmente interpretado como resultado de um arrefecimento rápido de um magma máfico quente em contacto com um magma crustal mais frio (e.g. Barbarin, 1991), está de acordo com o facto de não se invocar a existência de dois magmas distintos. Por outro lado, a granularidade mais reduzida observada nos encraves, comparativamente ao tonalito hospedeiro, pode ser justificada por um arrefecimento rápido sem a existência de contrastes térmicos como é defendido por Donaire et al. (2005) para os encraves microgranulares do granodiorito de Los Pedroches (Espanha). Estes autores (e bibliografia inclusa) defendem a nucleação rápida de fases máficas, em detrimento dos tectosilicatos, nas primeiras fases de cristalização.

As evidências de deformação encontradas, extinção ondulante e subgranulação do quartzo e maclas mecânicas na plagioclase e rara extinção ondulante da biotite, não apontam para uma deformação intracristalina importante mas antes para evidências

de deformação que podem estar associadas às fases de instalação dos corpos ígneos (e.g. Vernon, 2000). Assim, a foliação generalizada no MH pode ser interpretada como sendo o resultado de um fluxo magmático, contemporâneo do cisalhamento vigente, e não pós-arrefecimento e cristalização do referido maciço.

Do ponto de vista petrográfico, as rochas máficas descritas no ponto 4.1.2 não exibem qualquer tipo de afinidade com os tonalitos ou com os encraves. Correspondem a gabros na sua maioria com uma cristalização precoce e generalizada de apatite. Também nestes litótipos, apesar de localmente foliados e de serem descritos como sin-orogénicos (Carvalhosa e Zbyszevski, 1994), não se verifica uma deformação intracristalina importante pelo que a referida foliação poderá ser, tal como no MH, de origem magmática (sin-instalação).

Comparando os litótipos que ocorrem na pedreira do Alto de São Bento (ponto 4.1.3) com as diferentes fácies do MH, não se encontram semelhanças directas do ponto de vista petrográfico. Mesmo para os termos mais máficos encontrados na pedreira, como os tonalitos (encraves granulares máficos-EGM ou encraves bandados-EBG) não se observam laços directos. Os restantes litótipos são na generalidade mais félsicos e diferenciados com o aumento de feldspato potássico sobressaindo e características mais crustais, nomeadamente pela presença de minerais tipicamente associados a composições aluminosas como sejam as assinaladas por moscovite, cordierite, turmalina (no leucogranito de duas micas) consistentes com uma fonte metassedimentar (Bernard et al., 1985) ou pela presença de biotite restítica que sugere um contributo crustal (no granodiorito).

Os diferentes tipos de encraves presentes no ASB (EGM e EB) apontam para naturezas distintas. Os EGM apresentam características típicas de uma origem magmática, nomeadamente pela sua textura intersticial, que terá incorporado mecanicamente mega-cristais de feldspato potássico e eventualmente de plagioclase pertencentes ao granito porfiróide hospedeiro.

A natureza dos EB fica ainda por esclarecer. Do ponto de vista de deformação não parecem existir evidências para uma deformação plástica importante das fases minerais presentes. A deformação do quartzo (extinção ondulante a subgranulação), plagioclase (dobramento de maclas mecânicas) ou biotite (extinção ondulante) apesar de implicar uma deformação no estado sólido (Passchier e Trow, 1998) podem ser justificadas apenas por processos magmáticos de fluxo (e.g. Vernon 2005). Por outro

lado, apresentam características texturais e mineralógicas como o aspecto ocelado ou quartzo mais recristalizado que são já texturas afim de contextos metamórficos. Ou seja, pode ser uma rocha ígnea varisca, cuja anisotropia resulta da sua instalação, ou é um testemunho de uma rocha ígnea antiga.

O forte bandado da ribeira de Almansor que à escala mesoscópica parecia denunciar uma forte componente metamórfica veio afinal, depois de uma análise petrográfica detalhada, evidenciar a ausência de deformação intracristalina significativa. Para a generalidade dos litótipos de natureza granitóide (Diatexitos, granitóies isótropos e leucogranitóides), observaram-se texturas ígneas, com evidências de deformação de baixo grau compatíveis com mecanismos de fluxo e instalação de magmas. Os diferentes encraves mostram quer texturas ígneas que metamórficas de afinidades muito distintas atestando a complexidade de materiais envolvidos na evolução dos diferentes granitóides de Almansor.

Os diatexitos traduzem, no essencial, características petrográficas compatíveis com magmas peraluminosos (granitos tipo S) como a presença de cordierite e silimanite. A presença de corpos restíticos ricos em biotite aponta de igual modo para uma origem em metasedimementos deste litótipo. Os granitóides isótropos sugerem resultar de magmas diferenciados não obstante poderem testemunhar um componente crustal inferida pela eventual presença de biotite restítica. Pelas características petrográficas os leucogranitóides não exibem uma afinidade directa quer com os diatexitos quer com os GI.

A semelhança entre os aspectos mineralógicos e texturais do encrave-MH e os tonalitos do MH reforçam a ideia de que não existe uma transição gradual dos granitóides de Almansor para o tonalito do MH. Mais ainda as evidências de metamorfismo de contacto no encrave-MH implicariam um arrefecimento e cristalização do MH prévio à instalação dos granitóides de Almansor.

Comparando os litótipos de Almansor e de Valverde sobressai a natureza mais aluminosa do primeiro relativamente ao segundo. De facto, em Almansor a fase máfica generalizada é a biotite enquanto que em Valverde a fase máfica que prevalece é geralmente a anfíbola (granitóides tipo I). Esta diferença reforça a existência de diferentes fontes envolvidas nos processos de anatexia observados nos dois locais referidos.

Tendo em conta as litologias descritas em Valverde, verifica-se, que nas rochas amostradas como par "gnaisse"-fundido não se observam diferenças significativas quer ao nível da composição modal quer do ponto de vista textural/deformação. As diferenças parecem, assim, reflectir-se apenas no modo de afloramento sem reflexo directo à escala microscópica; fundidos associados a veios sub-paralelos a discordantes relativamente à foliação do "gnaisse" associado.

V. QUÍMICA MINERAL

Com vista à caracterização das diferentes fases mineralógicas foram efectuadas análises, por microssonda electrónica (JEOL Super Probe 733X instalada no Laboratório do Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa - vide anexo B) dos minerais essenciais para a generalidade dos litótipos félsicos (feldspatos, micas e anfíbolas). Obtiveram-se ainda análises de olivinas e clinopiroxenas nos litótipos máficos, e análises de cordierites nos diatexitos da ribeira de Almansor. Neste capítulo, os dados são apresentados considerando a sua subdivisão em dois grupos: rochas intrusivas (Maciço dos Hospitais, granitóides do Alto de São Bento e ocorrências de rochas máficas) e Complexo Gnaisso-Migmatítico (Almansor e Valverde).

5.1 Rochas intrusivas (Maciço dos Hospitais, granitóides do Alto de São Bento e ocorrências de rochas máficas)

5.1.1 Feldspatos

As análises dos feldspatos, bem como as respectivas fórmulas estruturais, de litologias do Maciço dos Hospitais (MH) do Alto de São Bento (ASB) e de ocorrências de rochas máficas são apresentadas em anexo (vide anexo-B). A fórmula estrutural foi calculada com base em 32 oxigénios (Deer et al., 1966). Relativamente ao MH, verifica-se (fig. 5.1) que a molécula anortítica nas plagioclases varia entre An_{26} (oligoclase) e An_{53} (labradorite) projectando-se maioritariamente no campo da andesina. Existe uma forte sobreposição entre os diferentes litótipos do MH (tonalitos, encraves granulares máficos, halos félsicos e nível félsico), cuja análise detalhada será feita mais à frente. As plagioclases correspondentes às rochas gabróicas são, em média, do tipo labradorite mas variam desde An_{45} (andesina) a An_{77} (bitaunite).

Para o ASB o espectro composicional das plagioclases é semelhante ao do MH, mas ampliado para termos mais albíticos como consequência da projecção das plagioclases pertencentes a fácies mais ácidas e, em particular, ao leucogranito de duas micas. Observam-se, assim, dois grupos de plagioclases: o primeiro, grosso modo coincidente com o dos litótipos do MH, em que a proporção de molécula anortítica varia entre An_{20} e An_{40}, e, um segundo, que varia entre An_3 e An_{11}. Ainda

para os granitóides do ASB, foram analisadas alguns cristais de ortose cujo reconhecimento foi previamente descrito no capítulo da petrografia.

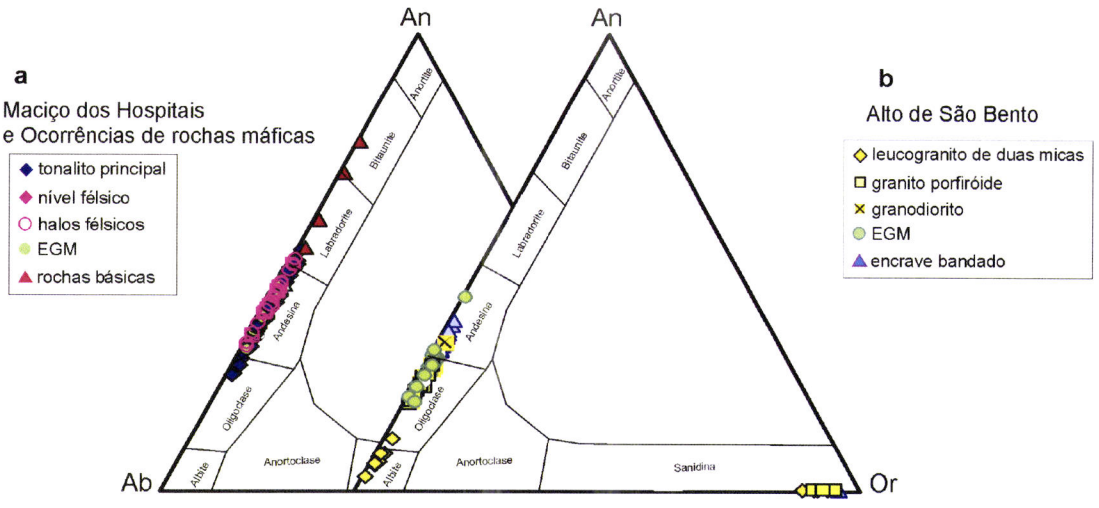


Figura 5.1 – Diagrama triangular para classificação de feldspatos: **a)** Litótipos do MH e ocorrências de rochas máficas; **b)** Granitóides do ASB. An - Anortite, Ab - Albite e Or - ortose.

A figura 5.2-a permite ilustrar a variação do teor em molécula anortítica com o teor em SiO_2 da rocha total para os litótipos do MH e do ASB. Relativamente aos litótipos do MH, confirma-se a sobreposição em termos de molécula anortítica para os encraves máficos, tonalito principal e composições félsicas (halos félsicos e nível félsico). Mesmo a comparação dos trios encrave-tonalito-halo (vide fig. 3.4) e do par tonalito-nível félsico (vide fig. 3.3, fig. 5.2-b) não denuncia qualquer diferença significativa entre as três fácies.

Para o ASB, observa-se uma maior variabilidade entre as diferentes fácies individualizadas que é, grosso modo, concordante com o índice de diferenciação: as plagioclases mais cálcicas estão presentes nos termos intermédios (encraves bandados), enquanto que as mais sódicas tendem a ocorrer no leucogranito de duas micas. As plagioclases dos encraves granulares máficos exibem valores de Ca tendencialmente inferiores aos registados nos encraves bandados (com excepção de uma análise). Além disto, as percentagens de molécula anortítica nas plagioclases da matriz dos encraves granulares máficos são superiores às dos fenocristais, sugerindo que estes podem ser provenientes do granito porfiróide (granitóide encaixante dos encraves granulares máficos) estando agora incorporados no encrave. As plagioclases pertencentes ao granodiorito e ao granito porfiróide tendem a apresentar um maior espectro composicional, deslocado para termos mais sódicos, mas definindo uma

lacuna composicional de praticamente 10% com as plagioclases do leucogranito de duas micas.

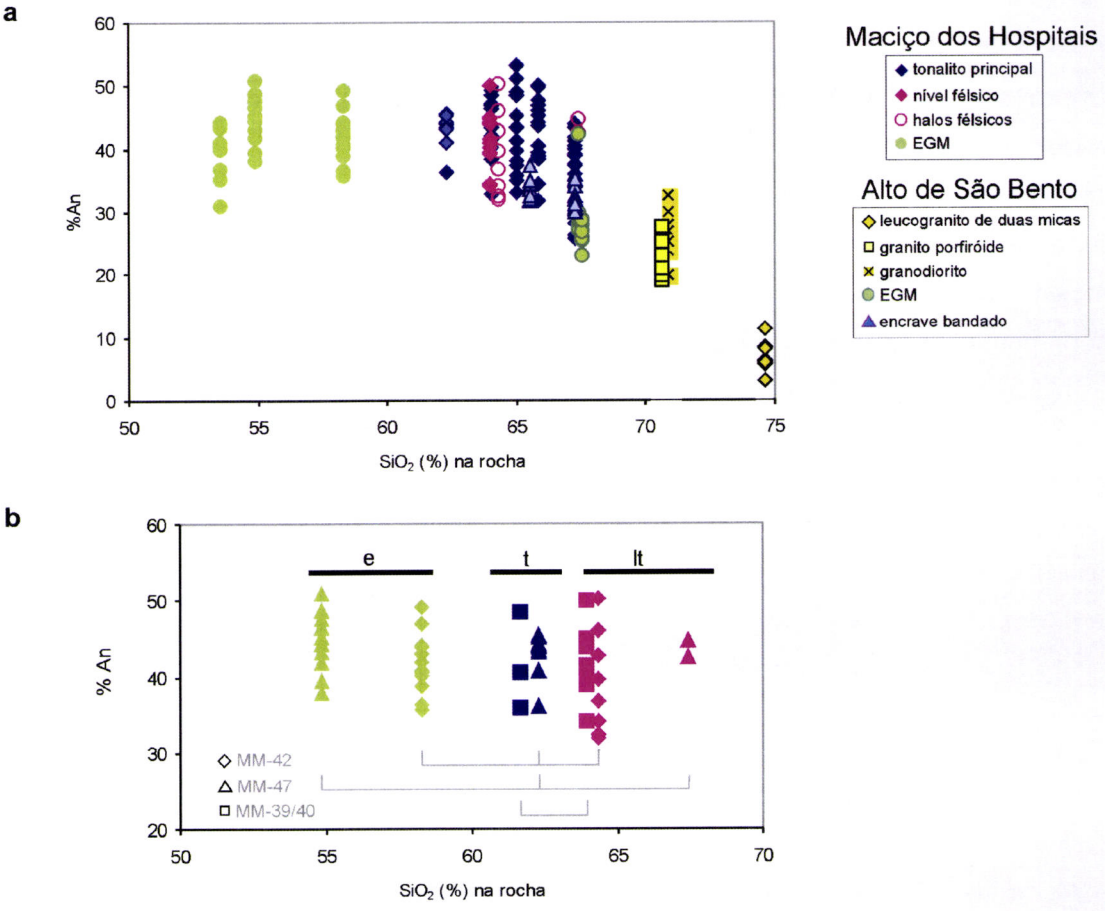


Figura 5.2 – a) Variação do componente anortítico (% An) nas plagioclases com o teor de sílica da rocha, para os litótipos do MH e do ASB; **b)** Variação do componente anortítico (% An) com o teor de sílica da rocha para os trios encrave-tonalito-halo félsico (MM-42 e MM-47:) e par tonalito-nível félsico (MM-39/MM-40:) pertencentes ao MH. e-encrave, t-tonalito, lt-leucotonalito. Nota: as análises das plagioclases do tonalito MM-42 estão sobrepostas às plagioclases do tonalito MM-47.

A figura 5.3 relaciona o posicionamento de cada análise nos cristais de plagioclase pertencentes a amostras do MH: inclusão (em anfíbola ou plagioclase), núcleo, núcleo/bordo (intermédio) e bordo com a sua composição. Apesar da forte dispersão dos resultados obtidos e tendo em conta a eventual imprecisão da localização, observa-se, em média, uma diminuição do teor de Ca do núcleo para o bordo (zonamentos normais), correlacionável com um mecanismo de cristalização fraccionada. Esta observação está de acordo com o facto, de nos tonalitos, as plagioclases mais sódicas corresponderem a cristais analisados numa amostra mais diferenciada (zona sombreada na fig. 5.3). Por outro lado, a ausência de lacunas composicionais parece reforçar a hipótese da ocorrência de um processo de cristalização fraccionada e não de uma mistura entre magmas distintos. Assim, os

zonamentos descritos na petrografia são, essencialmente, do tipo normal e pouco descontínuos (fig.5.3-b). As plagioclases que ocorrem sob a forma de inclusões não parecem ser herdadas, sendo interpretadas como correspondendo a núcleos de cristalização (semelhantes aos núcleos) cujo desenvolvimento foi bloqueado pelo crescimento de anfíbola, ou de uma nova plagioclase. A plagioclase que apresenta o maior teor em molécula anortítica corresponde a uma inclusão, de contornos corroídos, no interior de outra plagioclase, podendo esta ocorrência ser justificada com base num evento de cristalização precoce de plagioclase. Outras inclusões com o mesmo aspecto corroído (reabsorvido) não se destacam do ponto de vista químico sobrepondo-se às restantes análises.

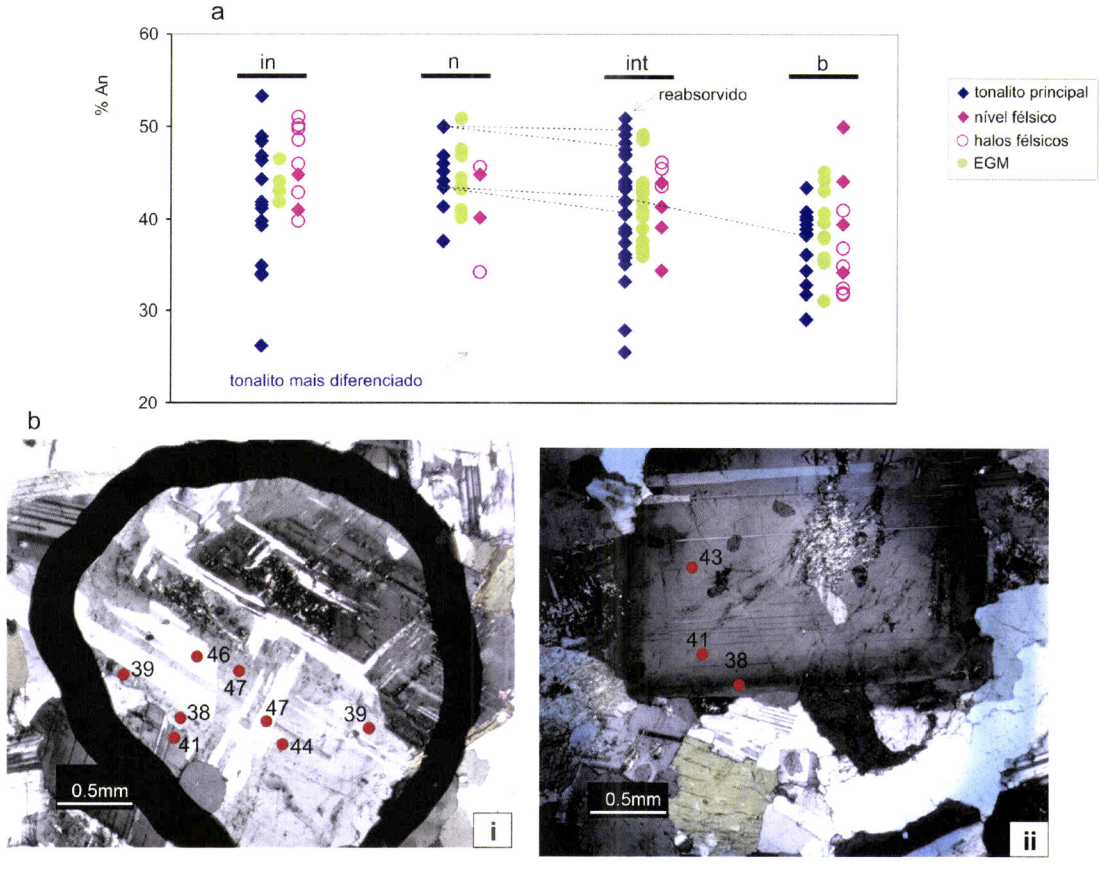


Figura 5.3 – **a)** Variação do componente anortítico de acordo com a localização no cristal para os litótipos do MH (in-inclusão em anfíbola ou plagioclase, n-núcleo, int-zona intermédia, b-bordo). O sombreado corresponde a análises de cristais de plagioclase efectuadas num dos tonalitos mais diferenciados. As linhas a tracejado unem análises efectuadas num mesmo cristal de plagioclase; **b)** Exemplos de zonamentos em plagioclases. Os números representam a percentagem de molécula anortítica: i- plagioclase em tonalito, ii- plagioclase em encrave.

A generalidade das análises efectuadas em plagioclases dos vários litótipos do ASB revela a existência de bordos mais sódicos comparativamente aos núcleos (fig. 5.4), de acordo com o esperado por cristalização fraccionada. A diferença mais significativa (~10% An) corresponde a um zonamento do tipo normal num cristal de plagioclase

pertencente a um granodiodiorito. Para os encraves bandados não se observam diferenças significativas entre cristais da matriz e fenocristais.

Em alguns litótipos do mesmo local, foi possível observar ligeiros enriquecimentos na molécula anortítica para o bordo dos cristais (encrave bandado, encrave granular máfico, fenocristal incluso no encrave granular máfico). Ainda que este acréscimo no teor em An, possa ser explicado através de um eventual mecanismo de mistura entre magmas, importa salientar que a diferença não é significativa (inferior a 2%) encontrando-se dentro dos limites do erro analítico.

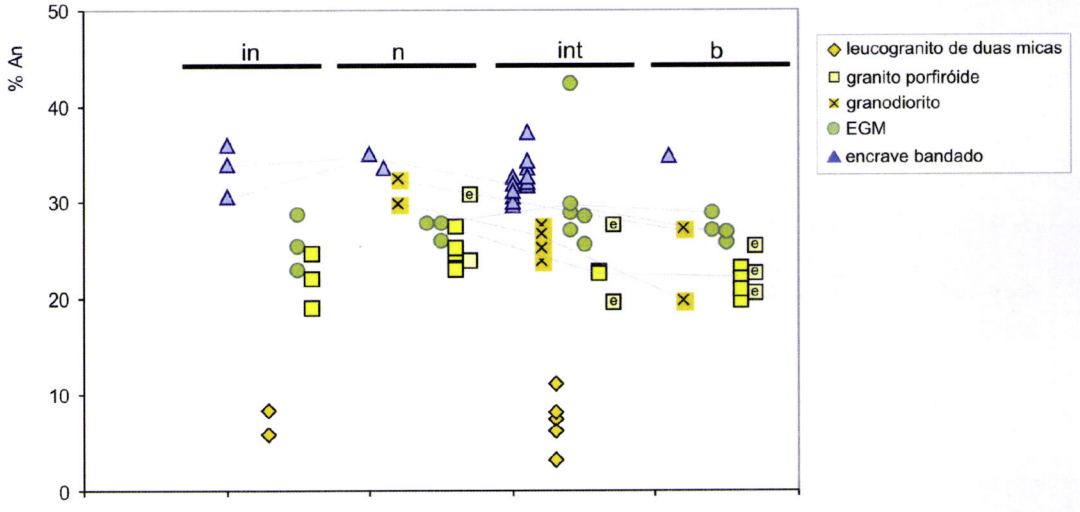


Figura 5.4 – Variação do componente anortítico (%An) nas plagioclases com a localização da análise no cristal (in-inclusão em plagioclase, n-núcleo, int-zona intermédia, b-bordo) para os granitóides do ASB. As linhas unem análises pertencentes ao mesmo cristal ou inclusão e hospedeiro. Nota: A sobrecarga "e" corresponde às análises efectuadas numa plagioclase inclusa no encrave granular máfico mas interpretada como pertencente ao granito porfiróide hospedeiro (ver fig. 5.5).

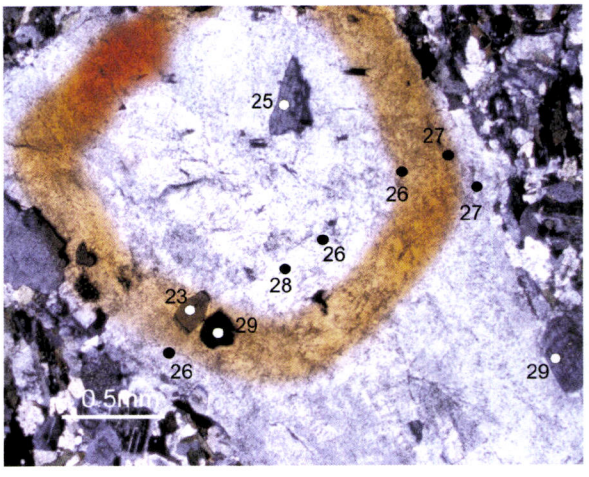


Figura 5.5 – Zonamento de um fenocristal de plagioclase incluso no encrave granular máfico e interpretado como proveniente do granito porfiróide hospedeiro do ASB. Os números representam a percentagem de molécula anortítica.

Convém ressalvar que este tipo de tratamento de dados é limitado pela identificação precisa do local da análise o que depende do corte efectuado num cristal. Ou seja, uma análise identificada como núcleo pode não corresponder a um verdadeiro núcleo se a secção longitudinal analisada pertencer a um corte na zona externa do cristal. De qualquer modo, parece ser possível concluir que os zonamentos são pouco acentuados e contínuos, existindo uma certa sobreposição entre as diferentes posições. Assim, no caso de ter ocorrido mistura, o magma híbrido ter-se-ia formado numa fase precoce e de modo eficaz, atenuando ou anulando as diferenças geoquímicas originais.

Como descrito na petrografia, os feldspatos alcalinos ocorrem apenas em litótipos mais diferenciados os quais ocorrem na pedreira do ASB como os granitos porfiróides e leucogranitos de duas micas. Os feldspatos potássicos para os granitos porfiróides apresentam uma variação em Or de 91 a 95 % (valores relativos à matriz) enquanto que o leucogranito exibe teores entre 88 e 93%.

5.1.2 Anfíbolas

De acordo com a análise petrográfica foram identificadas anfíbolas nos tonalitos do MH, num encrave bandado do ASB e nas ocorrências de rochas máficas. A fórmula estrutural foi calculada com base em 23 oxigénios, de acordo com a fórmula geral $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$, e o cálculo do Fe^{3+} foi efectuado recorrendo ao valor médio de Schumacker (1997 *in* Leake et al., 1997). As análises obtidas e respectivas fórmulas estruturais encontram-se no anexo B.

A figura 5.6 mostra a projecção da totalidade das anfíbolas analisadas nos litótipos referidos. É possível observar que a generalidade das anfíbolas corresponde a anfíbolas cálcicas ($(Ca+Na)_B>1$) encontrando-se as anfíbolas Mg-Fe-Mn-Li apenas identificadas nas fácies pertencentes ao MH (tonalito principal, encraves, halos félsicos e nível félsico). As anfíbolas que ocorrem nas rochas gabróicas e no encrave bandado do ASB são cálcicas, exibindo um maior enriquecimento em Ca comparativamente às fácies do MH.

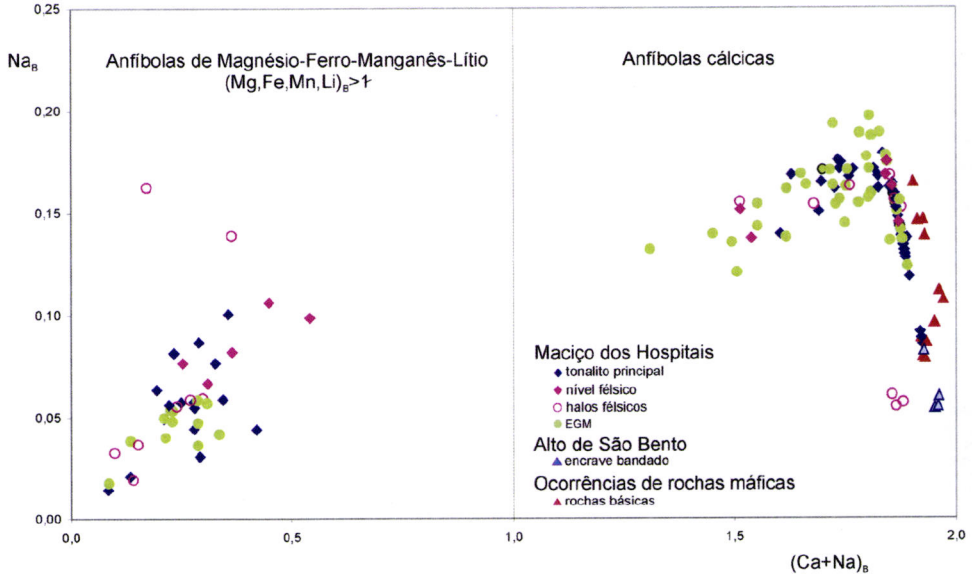


Figura 5.6 – Projecção da totalidade das anfíbolas analisadas nos litótipos do MH, ASB e ocorrências de rochas máficas, no diagrama Na_B – $(Ca+Na)_B$ segundo Leake et al. (1978; 1997).

A projecção das anfíbolas cálcicas pertencentes aos litótipos do MH (fig.5.7-a1) mostra uma variação entre os campos das ferro-tshermaquites, ferro-horneblendas e horneblendas magnesianas. No seu conjunto, as anfíbolas dos encraves tendem a ser mais magnesianas (magnesio-horneblendas) comparativamente aos leucotonalitos (halos félsicos e nível félsico) e ao tonalito principal (ferro-horneblendas). Relativamente ao Mg#[1], as anfíbolas dos níveis félsicos tendem a situar-se numa posição intermédia entre os encraves e os tonalitos.

As anfíbolas presentes nos gabros (fig. 5.7-a1,a2) projectam-se no campo das magnesio-horneblendas, pargasites e edenites, encontrando-se associadas a uma forte dispersão, quer do Mg# quer do Si. Em particular, as anfíbolas que se projectam próximo do campo das actinolites e edenites poderão traduzir um crescimento secundário ainda que este não tenha sido detectado na análise petrográfica. As anfíbolas que ocorrem no encrave bandado do ASB (fig. 5.7-a1) projectam-se na transição entre as ferro-horneblendas e as magnesio-horneblendas e são ligeiramente enriquecidas em Si quando comparadas com as anfíbolas do MH.

As anfíbolas pobres em Ca (fig. 5.7-b), que ocorrem apenas nos litótipos do MH, projectam-se na transição das anfíbolas do tipo grunerites-cumingtonites, apesar das características ópticas serem mais típicas das cumingtonites (vide 4.1.1.1).

[1] $Mg\#=Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

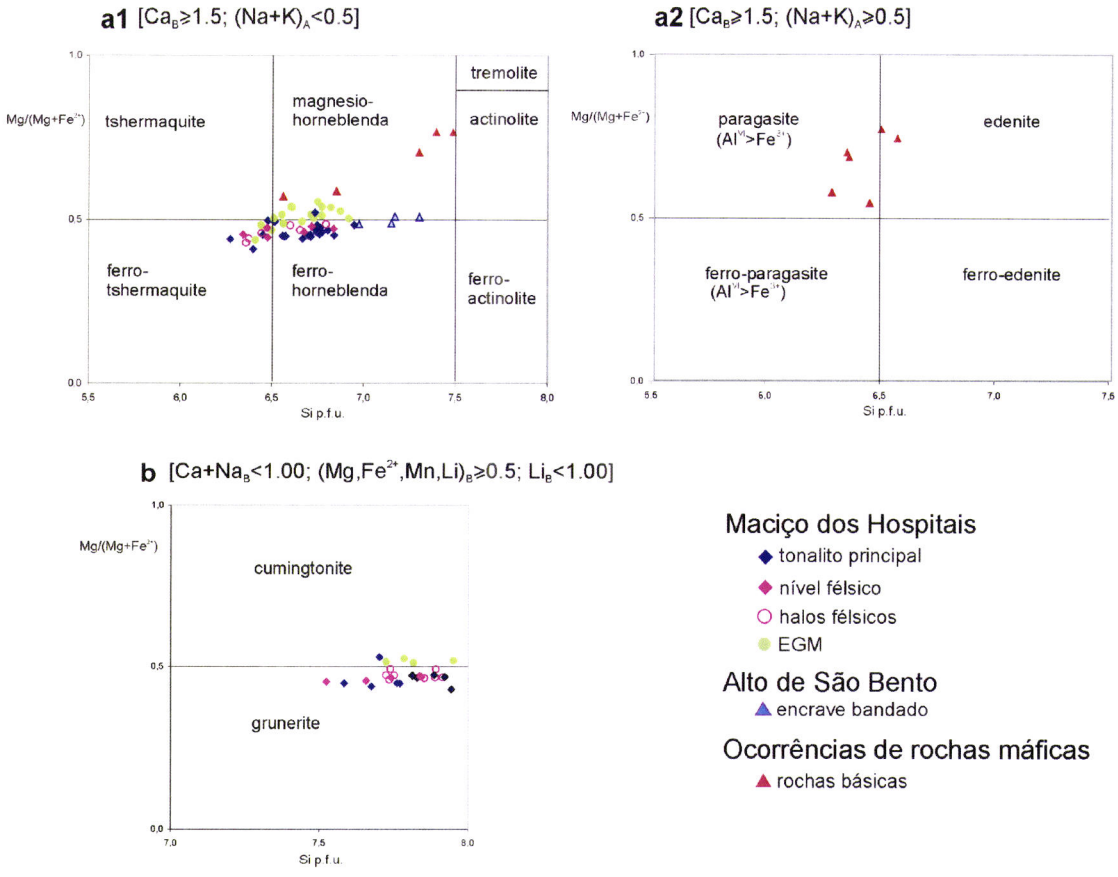


Figura 5.7 – Projecção das anfíbolas analisadas nos litótipos do MH, do ASB e das ocorrências de rochas máficas nos diagramas classificativos de Leake et al. (1978; 1997) para anfíbolas: **a1** e **a2)** classificação de anfíbolas cálcicas de acordo com os parâmetros indicados; **b)** classificação de anfíbolas de Mg-Fe-Mn-Li.

Comparando a variação do Mg# com a sílica presente na rocha (fig. 5.8-a), verifica-se uma diminuição do primeiro com o incremento da diferenciação no sentido dos gabros > encraves > tonalitos. Esta diminuição não é, contudo, observada dentro de cada tipo litológico uma vez que os valores exibem aproximadamente os mesmos intervalos composicionais. Comparando a variação para os trios encrave-tonalito-halo e para o par tonalito-nível félsico do MH (fig. 5.8-b), é mais notória a diminuição do Mg# com o aumento de SiO_2 no sentido dos encraves para os tonalitos e níveis félsicos verificando-se uma forte sobreposição entre estes dois últimos litótipos.

As anfíbolas que ocorrem nas rochas básicas exibem uma substituição pargasítica de acordo com o aumento de Na e K na posição A. A substituição tshermaquítica observada nas anfíbolas cálcicas do MH (fig. 5.9) parece traduzir apenas a incorporação de Al no processo de fraccionação de anfíbola. Este incremento não é interpretado a partir de uma mistura entre magmas (com um componente enriquecido

em Al) uma vez que é generalizado aos encraves e tonalitos (principal e leucotonalitos) não havendo diferenças entre os 3 grupos. A lacuna composicional entre os dois principais grupos de anfíbolas (horneblendas e grunerites-cumingtonites) resulta da inexistência de solução sólida entre os dois termos a altas temperaturas (Wones e Gilbert, 1982). Não se observam variações no Mg# entre elas (fig. 5.10-a,b), dentro de cada litótipo, pelo que as grunerites-cumingtonites não deverão ser muito precoces relativamente às horneblendas apesar de aquelas ocuparem sistematicamente uma posição interna (vide estampa 1-g). A cristalização de anfíbola pobre em Ca (grunerite-cumingtonite) poderá corresponder ao equivalente da fraccionação de uma ortopiroxena mas num contexto geoquímico muito hidratado. A existência de plagioclase anortítica inclusa nas anfíbolas será o receptor preferencial de Ca e Al até ao início da cristalização de horneblenda.

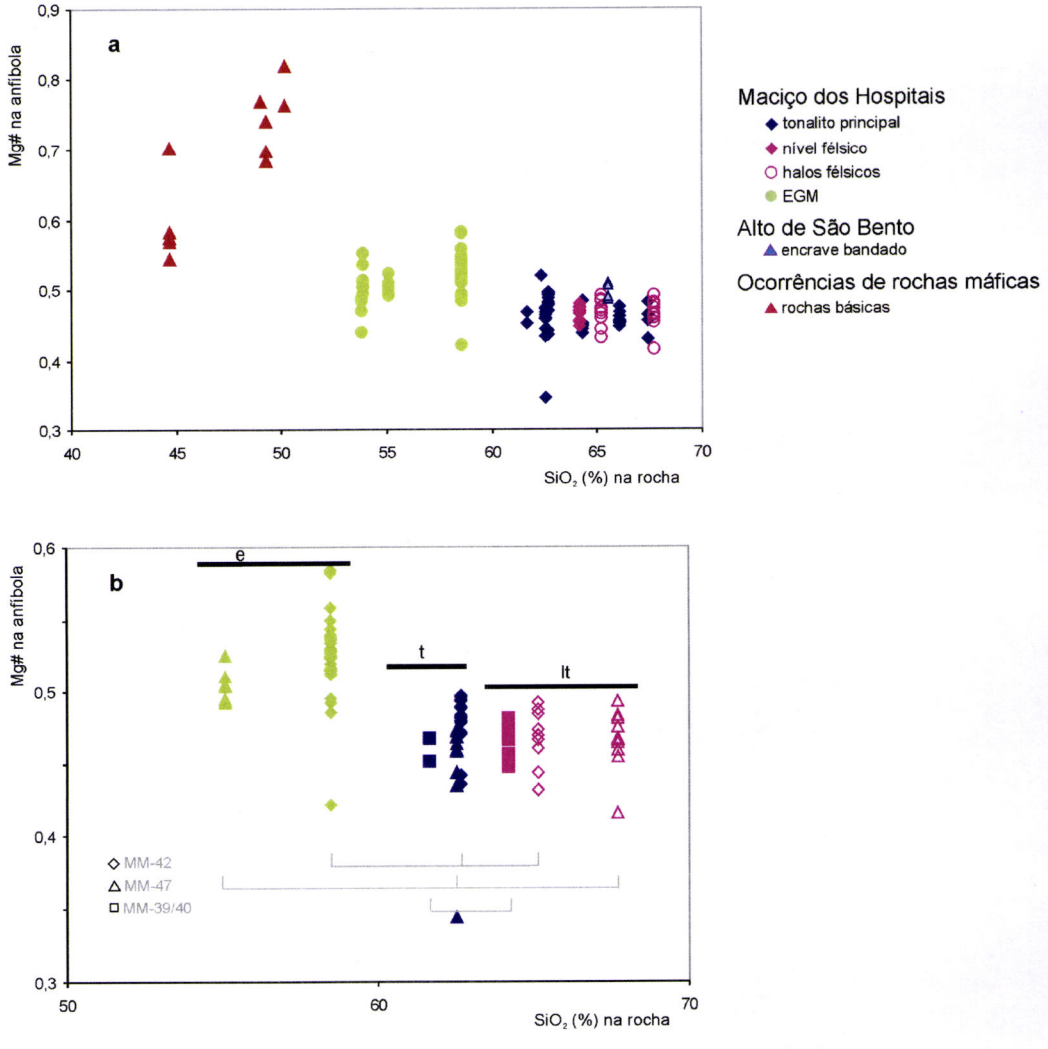


Figura 5.8 – a) Variação do Mg# das anfíbolas (hornblendas e cumingtonites) com a percentagem de SiO_2 na rocha, para ocorrências de rochas máficas, litótipos do MH e encrave bandado do ASB; **b)** Variação do Mg# com a percentagem de SiO_2 na rocha para os trios encrave-tonalito-halo e par tonalito-nivel félsico do MH. Nota: as análises das anfíbolas do tonalito MM-42 estão sobrepostas às anfíbolas do tonalito MM-47.

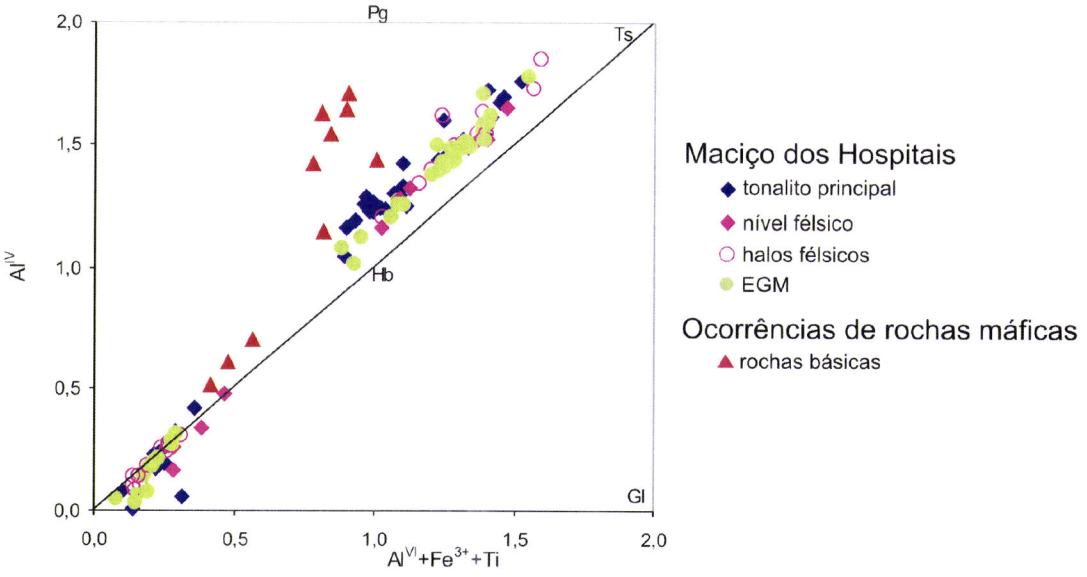


Figura 5.9 – Projecção das anfíbolas num diagrama Al^{IV} *vs* $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ mostrando uma substituição tshermaquítica (Ts) das anfíbolas cálcicas e a lacuna composicional existente entre as grunerites-cumingtonites e horneblendas (Hb). As anfíbolas das rochas básicas traduzem uma substituição pargasítica (Pg).

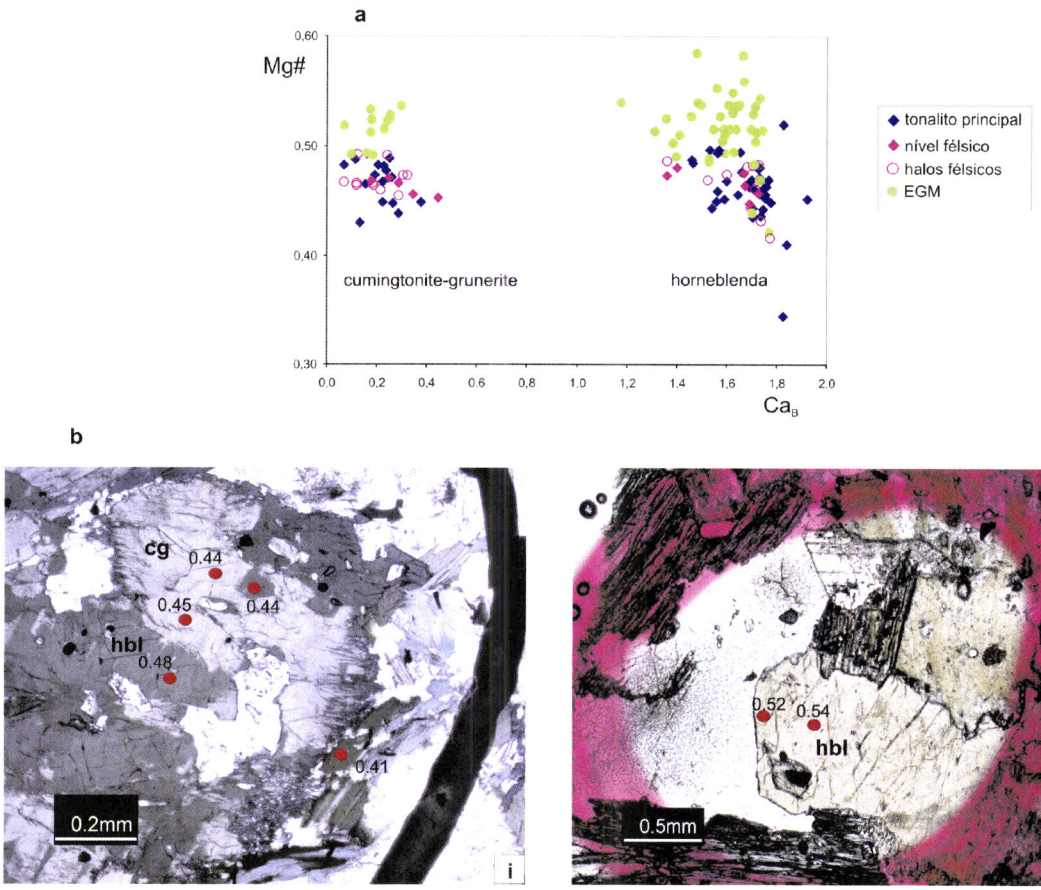


Figura 5.10 – **a)** Comparação entre a variação do Mg# obtido para as anfíbolas do tipo cumingtonite-grunerite (esquerda) e horneblendas (direita) pertencentes aos litótipos do MH; **b)** Exemplos de zonamentos em anfíbolas. Os números representam o Mg#: i - cumingtonite-grunerite e hornblenda em tonalito, ii- horneblenda em encrave.

A figura 5.11 permite verificar que das anfíbolas dos encraves para as do tonalito principal, se dá uma diminuição no Mg# acompanhada pelo aumento do preenchimento da posição A (fig. 5.11), o que, segundo Poli e Tommasini (1999), permite visualisar uma substituição edenítica. Aqueles autores, defendem a existência de um mecanismo de mistura com base neste enriquecimento de Na e K. Porém, mais uma vez, esta substituição pode estar relacionada com o processo normal de fraccionação, em que a incorporação dos álcalis nos minerais tende a ser mais importante nas fácies mais diferenciadas. Também, de acordo com Castro e Stephens (1992), a substituição edenítica é dominante na anfíbola que cristaliza em equilíbrio com a plagioclase, usual em magmas calco-alcalinos.

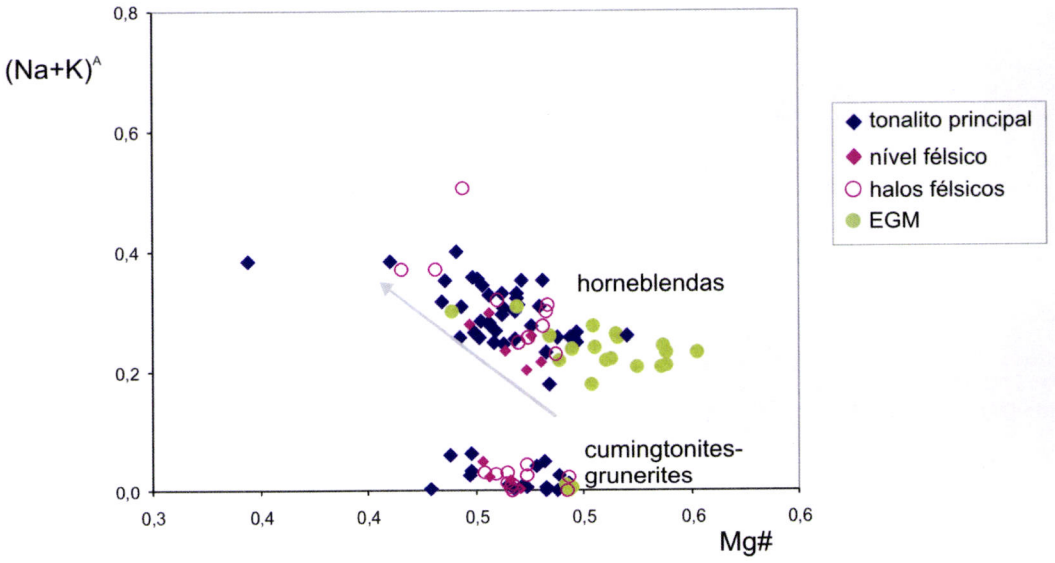


Figura 5.11 – Projecção das anfíbolas num diagrama $(Na+K)^A$ *vs* Mg# mostrando uma substituição edenítica dos encraves para os tonalitos. Este tipo de substituição observa-se nas cumingtonites-grunerites assim como nas horneblendas. A seta indica o sentido da substituição edenítica.

5.1.3 Micas

As micas estudadas ocorrem quer nos litótipos do MH quer do ASB, sendo que no primeiro caso correspondem exclusivamente a micas pretas enquanto que, no segundo, ocorrem também micas brancas no leucogranito de duas micas. A fórmula estrutural foi calculada com base em 22 oxigénios tendo por base a fórmula geral $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH,F)_4$ (Deer et al., 1966). As análises obtidas e respectivas fórmulas estruturais encontram-se no anexo B.

As análises das micas pretas encontram-se projectadas na figura 5.12 e correspondem a biotites com o Fe# e o Al octaédrico a variar entre 0.52 - 0.63 e 0.32 -

0.77, respectivamente. Apesar da forte proximidade de valores entre as biotites do MH e as do ASB, estas mostram tendencialmente uma maior quantidade em Al^{VI} no sentido das siderofilites. Em particular, as biotites dos encraves bandados estão muito sobrepostas com as dos vários litótipos do MH. As biotites pertencentes ao litótipo mais félsico (leucogranito de duas micas) são claramente distintas projectando-se já no campo das siderofilites.

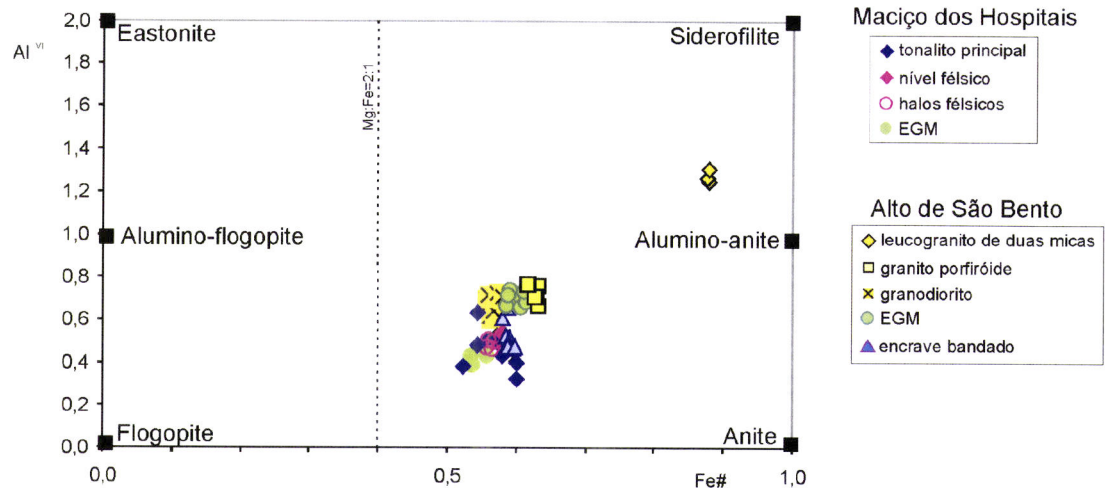


Figura 5.12 – Projecção de micas castanhas no diagrama classificativo Al^{VI} *vs* Fe# ($Fe^t/(Fe^t+Mg)$) segundo Deer et al. (1966) e modificado por Thorpe et al. (1990).

A evolução da variação composicional das biotites dos granitóides encontra-se ilustrada na figura 5.13. Nesta, verifica-se que a totalidade das biotites do MH se projecta no campo das séries calco-alcalinas enquanto que as biotites do ASB apresentam uma tendência para uma diminuição do Mg e o aumento de Al ao longo das séries calco-alcalinas (encraves bandados e granodiorito) em direcção às alumino-potássicas (encraves bandados, granodiorito, granito porfiróides e encrave granular máfico). De acordo com Nachit et al. (1985) e Dias e Leterrier (1994) uma distribuição semelhante à desenhada entre o MH e o ASB não deverá ser justificada com um simples mecanismo de cristalização fraccionada. Com efeito, a projecção das biotites no sentido das séries alumino-potássicas pode denunciar a participação de um componente crustal importante. As biotites do leucogranito de duas micas constituem um grupo à parte dos restantes granitóides, mostrando um intervalo composicional que sugere uma evolução distinta para este granitóide. Neste caso, os elevados valores de Al nas biotites traduzem, muito provavelmente, um forte envolvimento crustal.

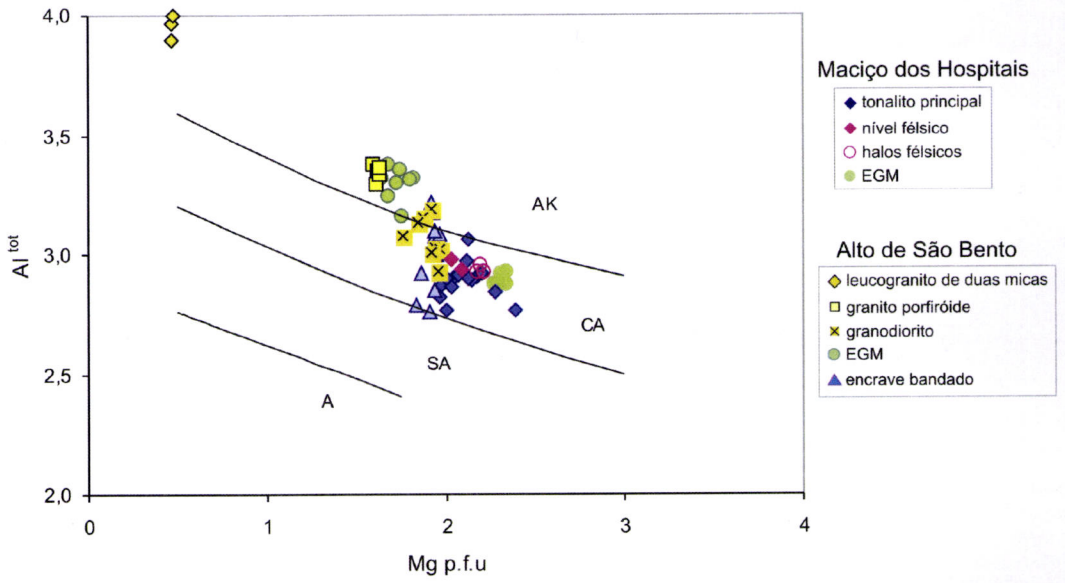


Figura 5.13 – Projecção das biotites do MH e do ASB no diagrama Al^{tot} *vs* Mg p.f.u segundo Nachit et al. (1985). A- séries alcalinas, SA- séries sub-alcalinas, CA- séries calco-alcalinas, AK- séries alumino-potássicas.

A aplicação do diagrama de Speer (1984) representado na fig. 5.14 mostra que as biotites do MH apresentam valores em Al^{IV} inferiores a 2.5 confirmando a presença desta fase em equilíbrio com anfíbola como descrito no capítulo da petrografia. A generalidade das biotites do ASB que se projecta acima da linha correspondente ao alumínio tetraédrico igual a 2.5 p.f.u está também de acordo com o facto de aquela ser a principal fase acessória nestes litótipos e com a presença de moscovite e cordierite no caso do leucogranito de duas micas. As biotites de um dos encraves bandados e do granodiorito projectam-se abaixo do referido limite o que está de acordo com a presença de anfíbola neste litótipo (encrave bandado com anfíbola; vide 4.1.3.2). Ao Porém, relativamente ao granodiorito, o diagrama de Speer (1984) indicaria que a biotite coexistiria com anfíbola ao contrário da composição modal observada (vide 4.1.3.5).

Usando o diagrama triangular (MgO, FeO^t e Al_2O_3; fig.5.15-a) de Nockolds (1947) verifica-se que a informação dele retirada não está de acordo, quer com a informação da figura 5.14, quer com as observações petrográficas: segundo aquele diagrama (fig.5.15-a) as biotites do MH ou dos encraves bandados não se encontrariam associadas a outras fases máficas. O diagrama representado na figura 5.15-b pretende discriminar entre biotites magmáticas e restíticas (Gokhale, 1968). A projecção da generalidade das biotites indica uma origem metamórfica em clara

discordância com as observações texturais efectuadas. Os limites desenhados nestes diagramas dependem muito da razão FeO^t/MgO que, em grande medida, está condicionada pelo grau de diferenciação de um magma ou pela natureza do protólito. Deste modo a aplicação/interpretação deste tipo de diagramas requer assim algumas precauções.

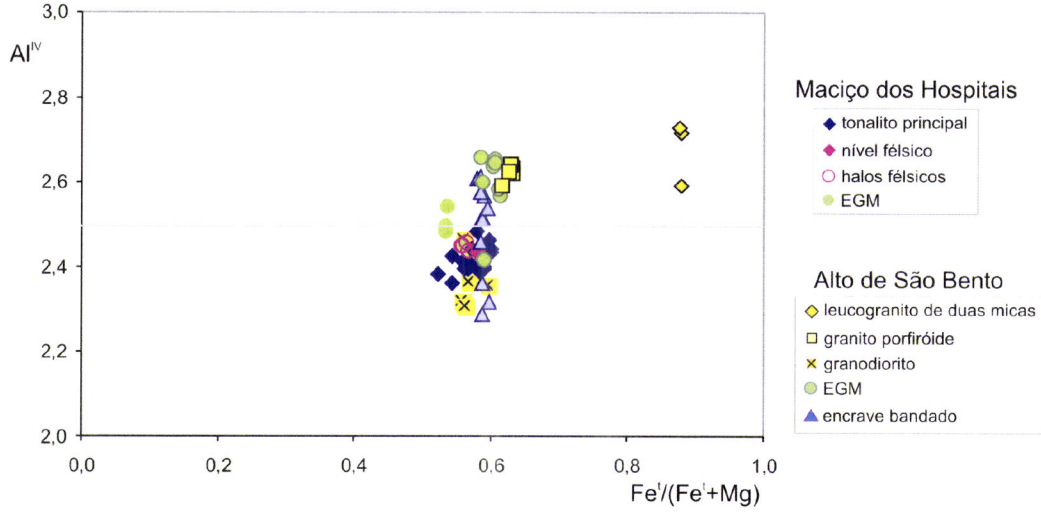


Figura 5.14 – Projecção das biotites do MH e do ASB no diagrama Al^{IV} p.f.u *vs* (Fe^t/Fe^t+Mg) segundo Speer (1984).

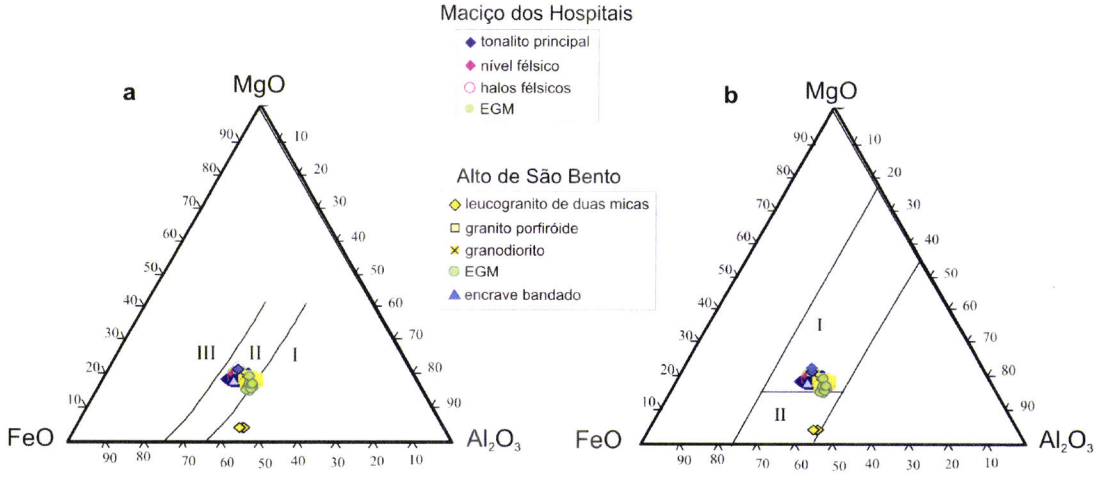


Figura 5.15 – Diagramas discriminantes para biotites segundo: **a)** Nockolds (1947) I - biotite associada a moscovite, II - biotite não associada a outros minerais máficos, III - biotite associada a piroxena ou anfíbola; **b)** Gokhale (1968) I - biotite metamórfica, II - biotite magmática.

Na figura 5.16 observa-se a projecção do Fe# em função do teor de SiO_2 da rocha, a qual revela uma tendência geral para o ligeiro aumento do primeiro de acordo com o índice de diferenciação. Porém, excluindo as biotites do leucogranito de duas micas trata-se de um incremento muito ténue com uma fraca correlação, não sendo, assim, conclusiva a existência de um mecanismo de cristalização fraccionada com base na variação do Fe#.

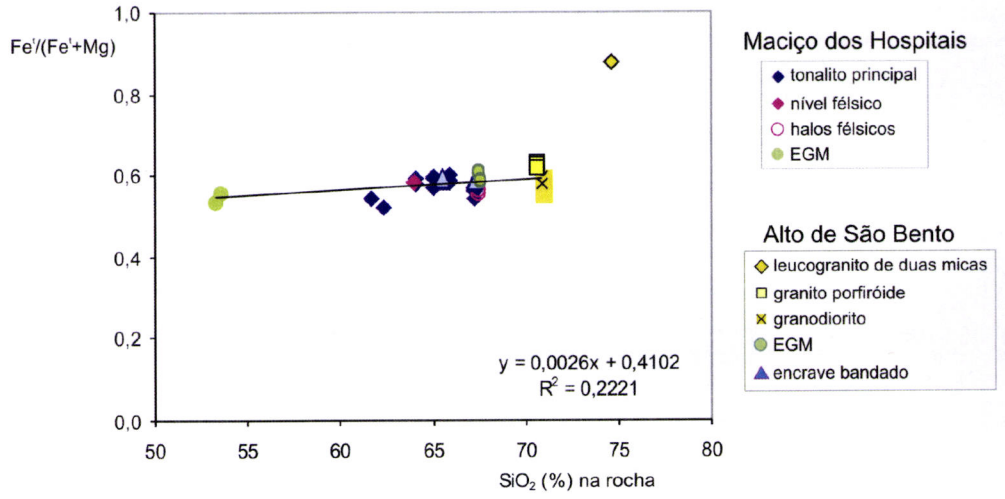


Figura 5.16 – Variação do Fe# com a % de SiO_2 na rocha. A linha de tendência não entra em conta com as biotites do leucogranito de duas micas do ASB.

A mica branca é uma fase rara na generalidade dos litótipos, à excepção da ocorrência sob a forma de sericite em substituição do feldspato. O único litótipo onde foi descrita a existência de mica branca, texturalmente de aspecto primário, foi no leucogranito de duas micas amostrado na pedreira N do ASB. De acordo com a classificação de Deer et al. (1962, 1997), as micas brancas correspondem a moscovites (fig. 5.17) onde a posição *X* é essencialmente ocupada por K e a posição *Y* por Al.

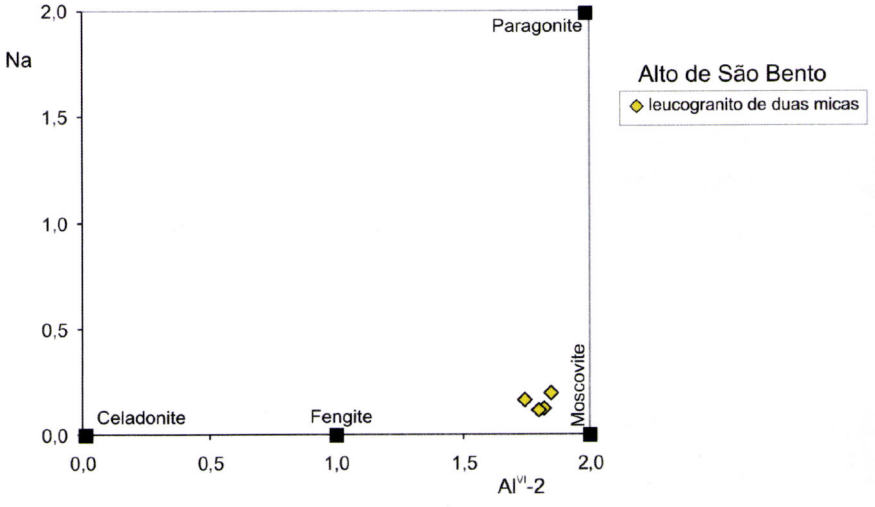


Figura 5.17 – Projecção das micas brancas do leucogranito de duas micas que ocorre no ASB no diagrama Na *vs* Al^{VI}-2 segundo Deer et al. (1962, 1992), o qual evidencia as principais variações na composição química das micas brancas.

O diagrama ternário Ti-Mg-Na (fig. 5.18-a) permite, segundo Miller et al. (1981), a separação entre moscovites primárias ou secundárias. A aplicação deste diagrama ao

leucogranito sugere, apesar dos dados se projectarem fora dos campos desenhados, uma origem primária, considerando a tendência deste tipo de moscovites para apresentarem valores mais elevados em Ti e Na e baixos em Mg[2] comparativamente às moscovites secundárias (Miller et al., 1981). Monier et al. (1984) pretendem separar as diferentes etapas de crescimento de micas brancas em magmáticas (I), tardia a pós-magmática (II) e hidrotermal (III) no diagrama ternário TiO_2-$Fe_2O_3^t$-MgO (fig. 5.18-b). A aplicação deste diagrama às moscovites do leucogranito poderá, assim, sugerir um crescimento numa fase magmática tardia, em consonância com as observações texturais.

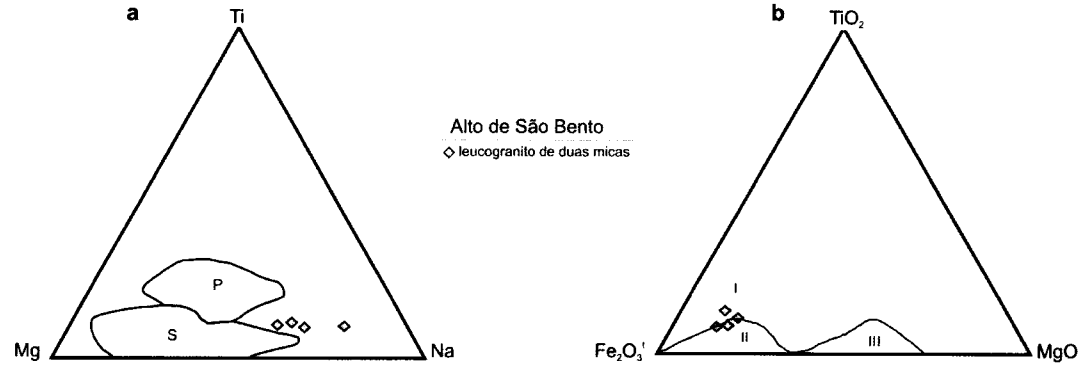


Figura 5.18 – Diagramas ternários para micas brancas: **a)** Diagrama ternário Ti-Mg-Na p.f.u. de Miller et al. (1981) onde S – moscovite secundária, P – moscovite primária, desenhados a partir de Silva (1995); **b)** Diagrama ternário TiO_2-$Fe_2O_3^t$-MgO : I – moscovite magmática, II – moscovite tardia a pós-magmática, III – moscovite hidrotermal (Monier et al., 1984).

5.1.4 Olivinas e piroxenas

Como descrito anteriormente, as fases minerais piroxena e olivina, que ocorrem apenas nos litótipos básicos (gabros), foram analisadas com o objectivo essencial de modelar a cristalização fraccionada (vide 8.1.1). As análises das piroxenas e respectivas fórmulas estruturais estão apresentadas no anexo B. A fórmula estrutural para as piroxenas foi calculada com base na fórmula geral $M2M1(Si,Al)_2O_6$ para 4 catiões. As piroxenas estudadas correspondem exclusivamente a clinopiroxenas (como aliás já havia sido revelado pelo estudo óptico) e constituem soluções sólidas entre os componentes volastonítico, enstantítico e ferrosilítico, projectando-se no campo nas piroxenas "quadrilaterais" (Quad, fig. 5.19-a), de acordo com a classificação de Morimoto et al. (1988). No diagrama triangular (Wo-Volastonite, En-Enstatite, Fs-Ferrosilite) verifica-se que são ricas em Ca, projectando-se no campo do diópsido (predominantemente) e da augite (fig. 5.19-b). As clinopiroxenas mais

[2] Convém referir que Speer et al. (1980) e Speer (1984) não encontraram variações sistemáticas entre moscovites primárias e secundárias relativamente aos elementos Mg e Na.

magnesianas correspondem às do gabro do ASB o que está de acordo com a presença de olivina neste litótipo. O aumento do componente volastonítico (Ca) com a diminuição do componente enstatítico (Mg) (fig. 5.19-c) pode ser atribuído a um mecanismo de cristalização fraccionada nas rochas básicas. As diferenças composicionais observadas não deverão traduzir reequilíbrios tardios com as fases minerais vizinhas, uma vez que as clinopiroxenas mais pobres em Ca são as que exibem um crescimento poiquilítico envolvendo cristais de plagioclase.

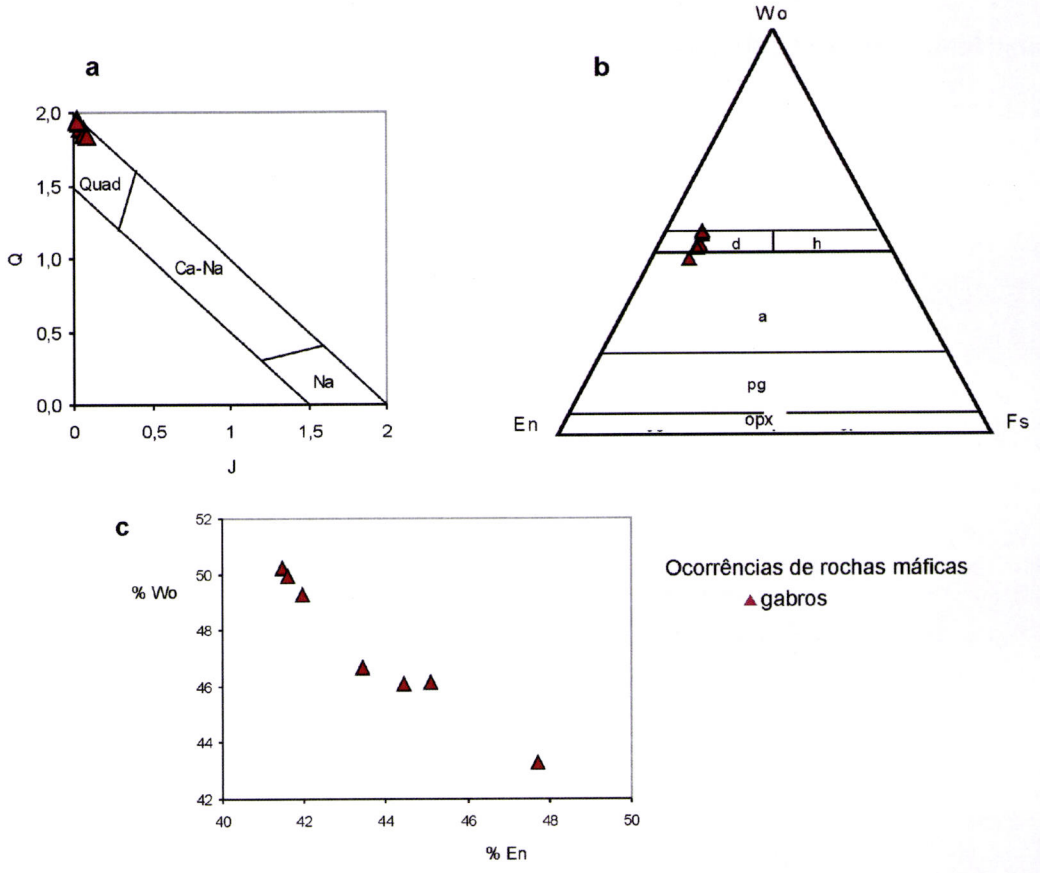


Figura 5.19 – a) Diagrama Q ($Ca+Mg+Fe^{2+}$) *vs* J (2*Na) para piroxenas (Morimoto et al., 1988); **b)** classificação de piroxenas Quad (Deer et al., 1997): Wo – volastonite, En – enstatite, Fs – ferrossilite, d - diópsido, h - hedembergite, a - augite, pg - pigeonite, opx-ortopiroxenas; **c)** variação do componente volastastonítico (%Wo) com o enstatítico (%En) para as piroxenas piroxenas analisadas.

As olivinas que ocorrem sob a forma de inclusão nas clinopiroxenas, aparecem apenas na proximidade da pedreira do Alto de São Bento (ocorrência de rochas máficas do ASB) e as suas análises e fórmulas estruturais encontram-se expostas no anexo B. Do ponto de vista composicional este silicato pode ser descrito através da série forsterite-faialite $(Mg,Fe)SiO_4$. Os resultados obtidos mostram teores em componente forsterítico entre 62 e 64% tratando-se, portanto, de hialosiderite. A avaliação do equilíbrio composicional entre a piroxena e a olivina foi efectuada no ponto 8.1.1 (capítulo VIII – Petrogénese).

5.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico (Almansor e Valverde)

5.2.1 Feldspatos

As análises dos feldspatos e respectivas fórmulas estruturais encontram-se representadas no anexo B. A figura 5.20 mostra a projecção da totalidade dos feldspatos analisados nos afloramentos estudados do Complexo gnaisso-migmatítico (Almansor e Valverde). Relativamente a Almansor, foram analisados feldspatos dos granitóides (diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides), encraves andesíticos, encrave-MH, estrutura *resister*/melanossoma e corpos interpretados como restíticos e inclusos no diatexito-laranja. Em Valverde foram analisados os cristais de feldspatos inclusos nos ortognaisses, bem como nos pares "gnaisse-fundido".

A figura 5.20-a mostra a forte variabilidade em termos de percentagem de anortite para as plagioclases de Almansor, situada num intervalo entre An_{57} (num encrave andesítico) e An_4 (num diatexito). Considerando apenas os granitóides (diatexitos, granitóide isótropo e leucogranitóide), o valor máximo encontrado em molécula anortítica numa plagioclase foi de An_{36} num granitóide isótropo. Os valores mais elevados correspondem a cristais analisados nos encraves ígneos (encrave-andesítico e encrave-MH) e os mais baixos a plagioclases inclusas nos diatexitos. Comparativamente, as plagioclases dos litótipos de Valverde (fig. 5.20-b) são mais albíticas e apresentam uma menor variabilidade na percentagem de anortite: os valores mais elevados e mais baixos são dados pelas plagioclases analisadas nos ortognaisses (An_{18} e An_3, respectivamente).

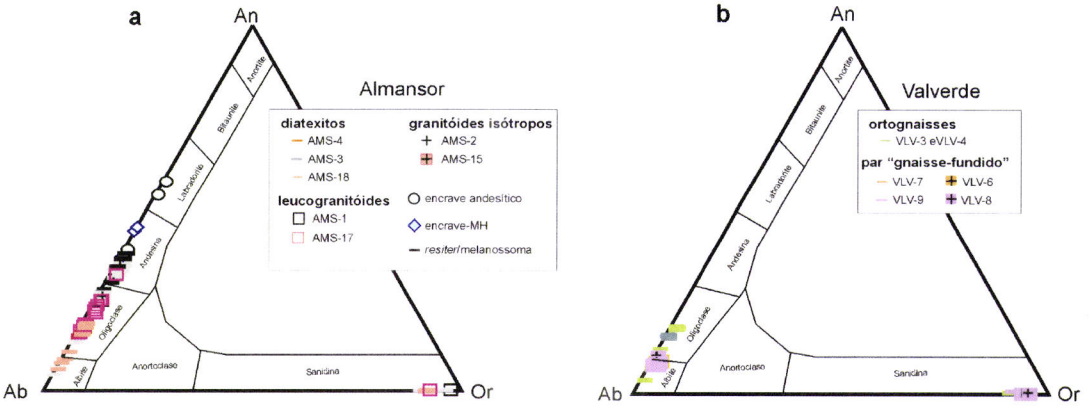


Figura 5.20 – Projecção os feldspatos do Complexo Gnaisso-Migmatítico no diagrama triangular An (anortite) – Ab (albite) – Or (ortose): **a)** Almansor; **b**) Valverde.

A projecção da percentagem de molécula anortítica em função do litótipo analisado (fig. 5.21-a) pretende ilustrar, para os litótipos de Almansor, que a grande variabilidade composicional encontrada nas plagioclases está directamente relacionada com o tipo de rocha onde ocorre. Considerando o espectro composicional dos granitóides, os diatexitos tendem a exibir as plagioclases mais sódicas (An_{3-18}), os granitóides isótropos plagioclases mais cálcicas (An_{21-36}) e os leucogranitóides plagioclases com composições intermédias entre aqueles dois extremos (An_{16-27}). Os cristais analisados no *resister*/melanossoma apresentam valores entre An_{30} e An_{38}, ou seja, revelam composições mais cálcicas do que as encontradas nos diatexitos. As plagioclases analisadas no corpo restítico, incluso nos diatexitos laranja, são semelhantes às mais cálcicas destes granitóides. Finalmente, os encraves de natureza ígnea (encrave andesítico e encrave –MH) exibem, como já referido, teores mais elevados em molécula anortítica (An_{37-57}).

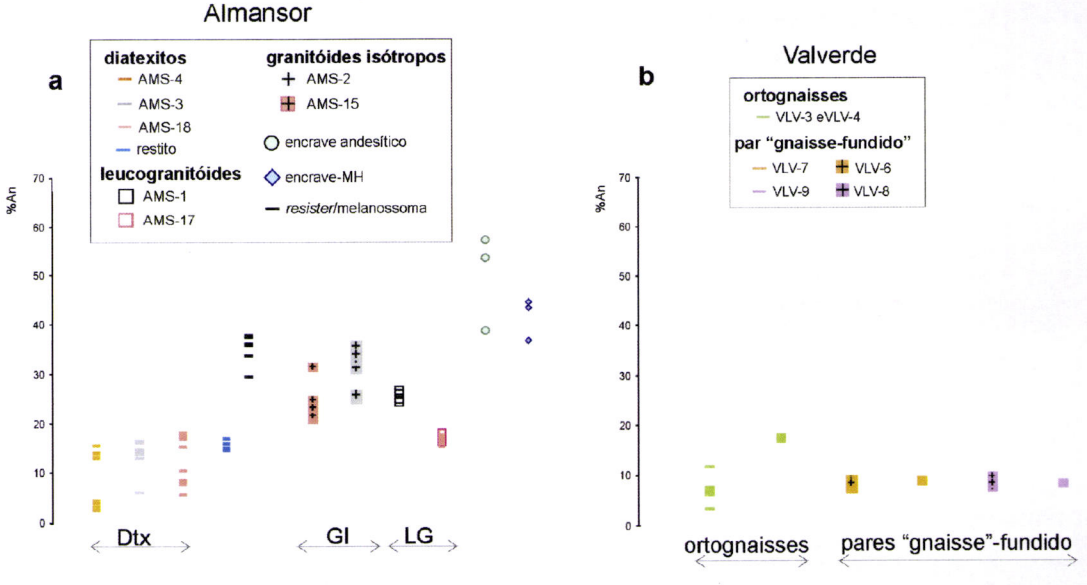


Figura 5.21 – Variação do teor em molécula anortítica (%An) nas plagioclases agrupadas em função do tipo de rocha do CGM: **a**) Almansor; **b)** Valverde.

Observando a projecção das plagioclases analisadas nas rochas de Valverde em função do litótipo hospedeiro (fig. 5.21-b) não se verifica qualquer tipo de tendência ou variação, mas antes uma relativa homogeneidade composicional. As plagioclases analisadas nos pares "gnaisse-fundido" amostrados exibem valores idênticos entre si, bem como aos cristais analisados para um dos ortognaisses ($An_{\sim 8-10}$), correspondendo essencialmente a albites. Apenas as plagioclases de um dos ortognaisses exibem valores ligeiramente superiores na percentagem de molécula anortítica ($An_{\sim 17}$), no domínio das oligoclases.

Tal como se fez anteriormente para as rochas intrusivas (ponto 5.1.1), a figura 5.22 compara a percentagem de molécula anortítica com a localização da análise: inclusão em feldspato alcalino; núcleo; zona intermédia e bordo. Para Almansor, e de acordo com a referida figura, verifica-se, relativamente aos diatexitos, uma tendência para as plagioclases de pequenas dimensões, que ocorrem inclusas no feldspato potássico, serem mais sódicas do que as associadas à paragénese principal, as quais constituem, geralmente, cristais de maiores dimensões. O zonamento descontínuo observado nas plagioclases inclusas é confirmado quimicamente e corresponde, em média, a um zonamento normal com diferenças de 7-8% em molécula anortítica.

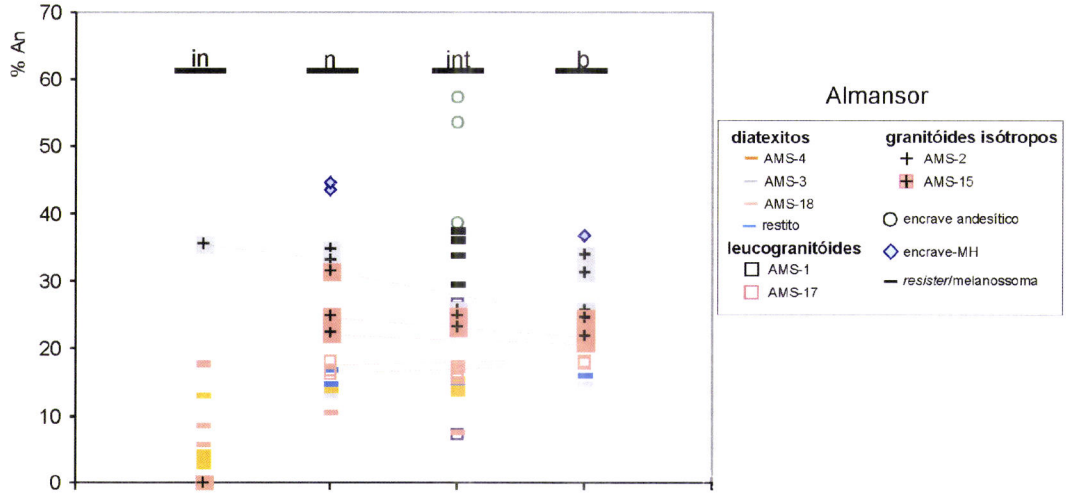


Figura 5.22 – Projecção da variação do componente anortítico com a localização da análise no cristal para litótipos de Almansor (in – inclusão em feldspato alcalino ou, no caso dos GI, em plagioclases; n – núcleo; int – zona intermédia; b - bordo). As linhas unem análises pertencentes ao mesmo cristal ou inclusão-hospedeiro.

Os zonamentos contínuos e descontínuos associados às plagioclases dos granitóides isótropos são do tipo normal. Para uma amostra de leucogranitóide (AMS-17) obtiveram-se zonamentos inversos, se bem que com uma amplitude tão pequena (2% de An, ou seja, na margem de erro das análises) que poderão não ter significado genético. A outra amostra de leucogranitóide não revela essa tendência, sendo necessário efectuar mais análises neste litótipo para esclarecer qual o tipo de zonamento existente. O encrave-MH revelou a existência de zonamentos do tipo normal.

Os feldspatos alcalinos ocorrem, essencialmente, nos litótipos identificados como diatexitos, constituindo uma fase mineral importante e correspondendo a ortoses geralmente pertíticas (vide IV. Petrografia). Convém, porém, referir que foram obtidas

duas análises de feldspato potássico (Or~90%) no interior de cristais de plagioclase de granitóide isótropo e de leucogranitóide. Tendo em consideração o euedrismo exibido e o alongamento paralelo e em continuidade cristalográfica com o cristal hospedeiro parecem representar exsoluções e não inclusões de grãos pré-existentes. Alternativamente, o feldspato potássico pode ser o resultado de um evento de cristalização um pouco anterior à plagioclase com a qual cresceu em continuidade cristalográfica.

Para as plagioclases de Valverde não foi feita uma análise sistemática em virtude da forte semelhança composicional e da ausência de zonamentos ópticos evidentes.

5.2.2 Anfíbolas

No Complexo Gnaisso-Migmatítico a anfíbola ocorre, fundamentalmente, nos litótipos amostrados na margem da ribeira de Valverde sendo, neste caso, a fase ferro-magnesiana mais importante. Nas margens da ribeira de Almansor ocorre apenas no encrave ígneo com afinidades com o tonalito do MH (encrave-MH) e no encrave metamórfico anfibolito-biotítico, não tendo sido observado em nenhum dos granitóides.

As análises das anfíbolas do encrave-MH foram realizadas com o intuito de as comparar com as que ocorrem nos tonalitos do MH tentando, deste modo, avaliar a possível existência de laços genéticos entre ambos. De facto, a associação grunerite-cumingtonite que é típica nos tonalitos do MH foi também encontrada no encrave estudado (vide 4.2.1.4). Na figura 5.23-a confirma-se, do ponto de vista químico, a existência dos dois tipos de anfíbola no encrave-MH: anfíbolas cálcicas e anfíbolas de Fe-Mg-Mn. Estas últimas correspondem a grunerites enquanto que as anfíbolas cálcicas correspondem a ferro-horneblendas, sobrepondo-se, em ambos os casos, às encontradas no MH (fig. 5.23-b,c e 5.7-a,b). As anfíbolas actinolíticas encontradas no encrave-MH traduzem provavelmente, o maior grau de alteração/retrogradação registado nesta rocha.

Nas amostras estudadas na área de Valverde, as anfíbolas ocorrem apenas nos litótipos descritos como pares "gnaisse-fundido" onde geralmente constituem a única fase máfica presente (vide 3.2.2.2). De acordo com o parâmetro $(Ca+Na)_B>1$, correspondem a anfíbolas cálcicas. O diagrama $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ *vs* Si p.f.u. (fig. 5.23-c) permite classificá-las como ferro-horneblendas, à excepção das que ocorrem no granitóide considerado fundido e macroscopicamente mais grosseiro (amostra VLV-8:

vide 3.2.2.2 e 4.2.2.2). Estas últimas são mais magnesianas e com mais Si p.f.u., correspondendo a magnesio-horneblendas/actinolite, reflectindo muito provavelmente um reequilíbrio no estado sólido.

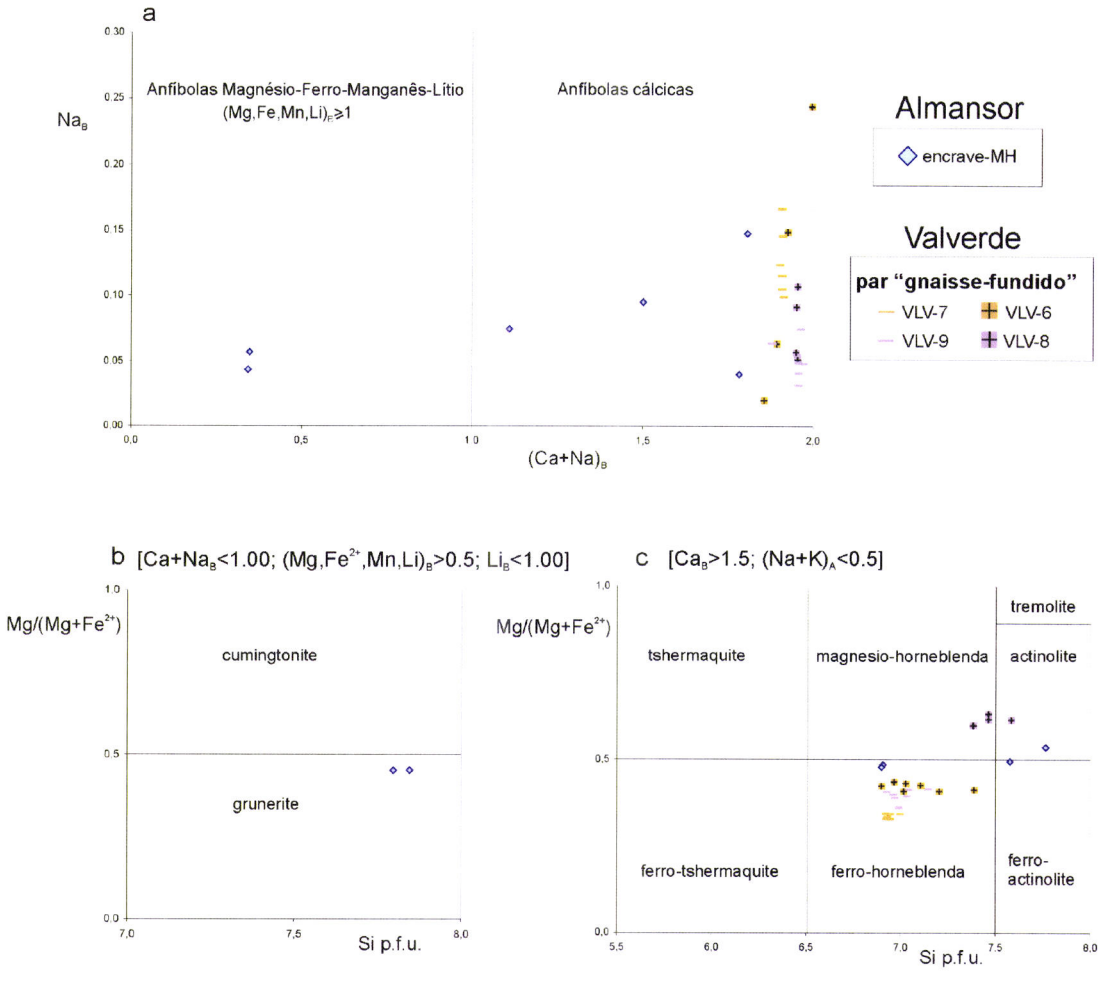


Figura 5.23 – Diagramas classificativos para anfíbolas, segundo Leake et al. (1997), para os litótipos do Complexo Gnaisso-Migmatítico: **a)** Classificação geral de anfíbolas; **b)** Classificação de anfíbolas de Fe-Mg-Mn-Li de acordo com os parâmetros indicados; **c)** Classificação de anfíbolas cálcicas de acordo com os parâmetros indicados.

Confrontando o Mg# da anfíbolas com a percentagem de SiO_2 na rocha hospedeira não se verifica qualquer tendência ou variação significativa, o que está de acordo com a forte semelhança petrográfica descrita para as rochas estudadas em Valverde. Na projecção $(Na+K)^A$ *vs* Mg# (fig. 5.24) verifica-se que as anfíbolas dos "gnaisses" apresentam maiores teores em Fe e sem continuidade composicional relativamente às anfíbolas dos fundidos associados. Em particular, o "gnaisse" VLV-9 mostra evidências de um maior componente edenítico (maior ocupação da posição-A e diminuição do Mg#) comparativamente ao fundido associado (VLV-8).

A hipótese colocada com base nas observações de campo (a possibilidade dos "gnaisses" corresponderem aos protólitos dos fundidos) parece ser aqui posta em causa. Num mecanismo de fusão parcial, as fases máficas do fundido não deveriam ser mais magnesianas ou ter menor componente edenítico do que as do respectivo protólito. A discrepância no comportamento químico das anfíbolas não permite conclusões definitivas, mas a composição química dos cristais analisados sugere que os chamados "fundidos" possam corresponder apenas a segregados ígneos com variações locais de Mg#.

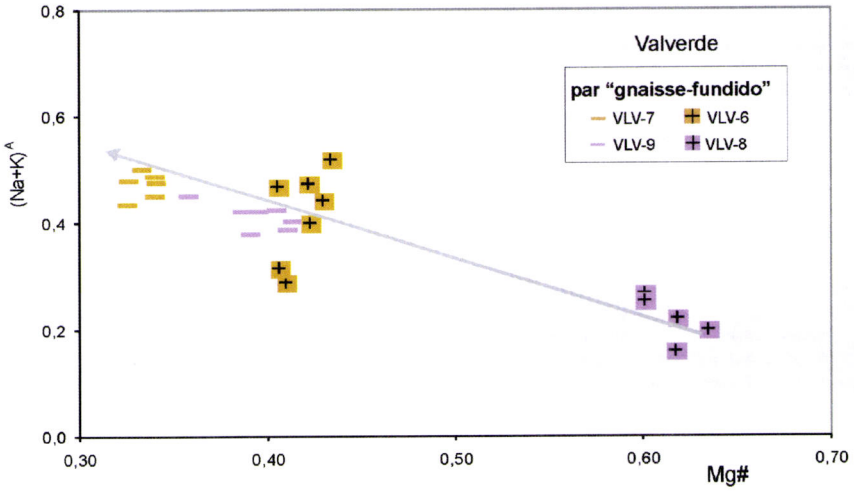


Figura 5.24 – Diagrama $(Na+K)^A$ *vs* Mg# para anfíbolas dos pares "gnaisse-fundido" de Valverde. A seta mostra o sentido da substituição edenítica.

5.2.3 Micas

Ao contrário do que se verificou relativamente às anfíbolas, as micas pretas constituem a fase ferro-magnesiana mais importante no contexto litológico de Almansor. Relativamente a Valverde, são a única fase mineral máfica presente nos ortognaisses sendo, contudo, muito rara nos pares "gnaisse-fundido" onde não foram analisadas.

Para Almansor foram realizadas análises de micas pretas dos vários granitóides individualizados (diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides), dos encraves ígneos (encrave andesítico e encrave-MH), do *resister*/melanossoma e dos corpos interpretados como restitos. De acordo com a projecção Al^{VI} *versus* Fe# (fig. 5.25), a generalidade das micas pretas corresponde a biotites s.l. (entre as composições alumino-flogopite e anite) e em alguns litótipos ocorrem ainda flogopites *s.l.* (entre as composições alumino-flogopites e alumino-anite). Apesar do Al^{VI} variar pouco, o Fe# permite sugerir a existência de três grupos com lacunas composicionais entre eles.

Considerando as amostras de Valverde (fig. 5.25), as micas pretas projectam-se apenas no campo das biotites, contrastando com os litótipos de Almansor pela forte variabilidade no Al^{VI} e reduzida variação no Fe#. Ainda comparativamente aos litótipos de Almansor, as micas de Valverde são significativamente mais ferrrosas.

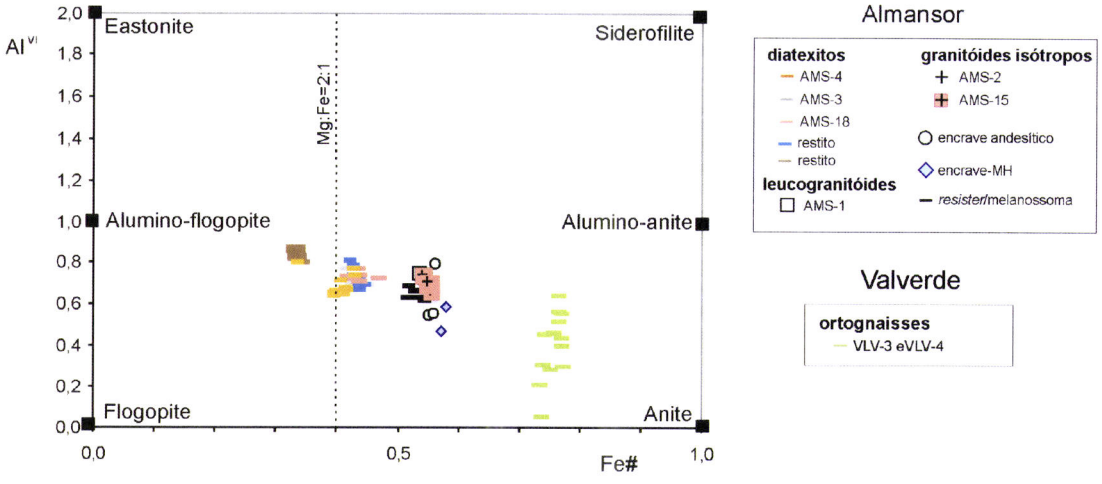


Figura 5.25 – Projecção de micas pretas no diagrama classificativo Al^{VI} *vs* Fe# [$Fe^t/(Fe^t+Mg)$]. Desenhado a partir de Deer et al. (1966) e modificado por Thorpe et al. (1990). A linha a tracejado separa o grupo das flogopites *s.l.* do grupo das biotites *s.l.*.

Comparando a variação do Fe# das micas em função do litótipo onde ocorrem (fig. 5.26), verifica-se que são os diatexitos que apresentam as biotites mais magnesianas e com valores semelhante ente si. Em particular, um dos corpos interpretados como restítico em conjunto com o seu "hospedeiro" (diatexito laranja com maior componente restítico), chegam a exibir valores tópicos de micas flogopíticas. Tal como se tinha verificado no ponto 5.2.1, em relação às plagioclases, a composição das biotites do *resister*/melanosoma é distinta (mais ferrosa) da detectada nos diatexitos. As biotites que ocorrem nos GI e nos LG são semelhantes ente si e mais ferrosas do que as encontradas nos diatexitos. As biotites presentes nos encraves ígneos e em particular no encrave-MH apresentam um Fe# (~0.5-0.6) idêntico ao verificado nas biotites dos tonalitos do MH.

O diagrama de Speer (1984) (fig. 5.27) está, de um modo geral, em concordância com as observações petrográficas, ou seja, as biotites dos vários litótipos agora reportados tendem a ser a única fase ferro-magnesiana presente. O único grupo que se projecta sempre com valores de Al^{IV} próximos de 2.4 é o das biotites do encrave-MH que coexistem, em equilíbrio textural, com anfíbola (vide 4.4.1.4). A aplicação do diagrama de Nockolds (1947) (fig. 5.28) mostra que, para a generalidade dos litótipos de Almansor, a biotite se projecta no campo II (ou transição para o campo I) uma vez

mais de acordo com o facto de corresponder à fase ferro-magnesiana dominante. Porém, a projecção do encrave-MH no mesmo campo II está em desacordo com as observações petrográficas que mostram claramente a sua coexistência com anfíbola magmática. De acordo com os critérios de Gokhale (1968), as biotites analisadas em Almansor teriam uma origem metamórfica (fig. 5.28-b) incluindo as que foram analisadas no encrave-MH. Importa salientar que a variabilidade no Al tetraédrico pode estar relacionada com a diminuição da temperatura ou re-equilíbrio *subsolidus* (Castro et al., 1995).

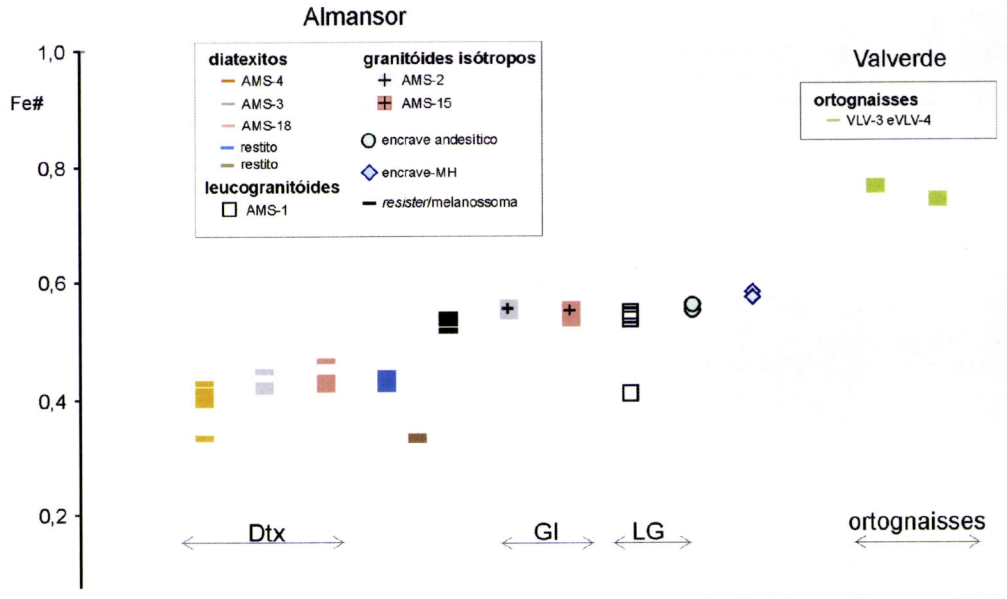


Figura 5.26 – Variação composicional das micas pretas do Complexo Gnaisso-Migmatítico (Almansor e Valverde): Fe# [$Fe^t/(Fe^t+Mg)$] das micas pretas em função do litótipo do onde ocorrem.

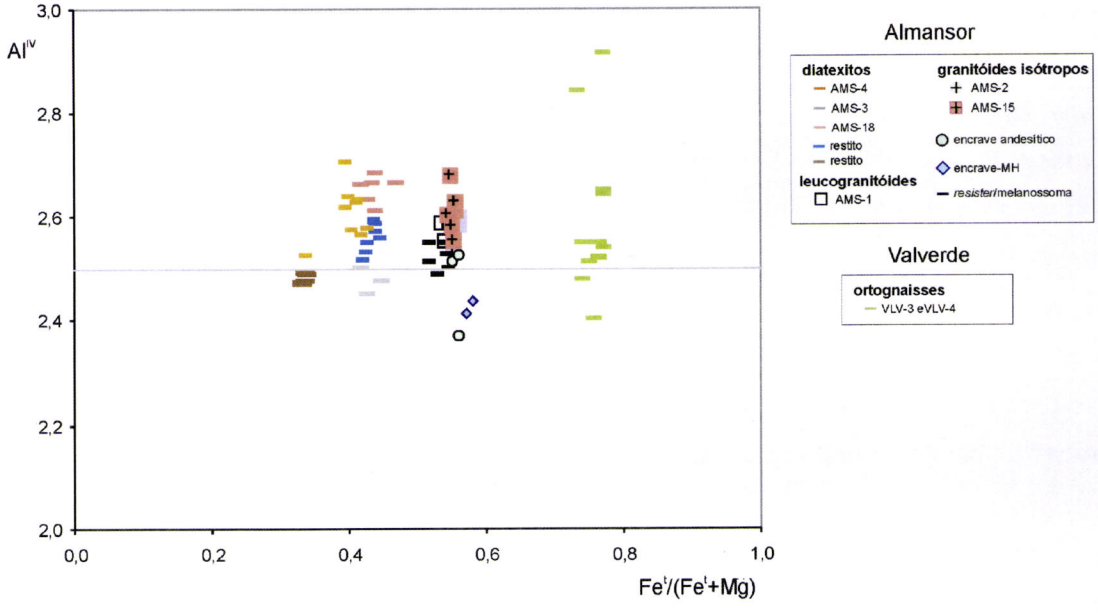


Figura 5.27 – Projecção do Al^{IV} *vs* Fe# [$Fe^t/(Fe^t+Mg)$] das micas pretas do Complexo gnaisso-migmatítico (Almansor e Valverde), segundo Speer (1984).

As biotites dos ortognaisses de Valverde projectam-se no campo II e na transição para o campo III do diagrama de Nockolds (1947) (fig. 5.28-a), de acordo com a análise petrográfica. Estas biotites seriam, de acordo com os critérios de Gokhale (1968), as únicas biotites magmáticas (fig. 5.28-b) no contexto do CGM. Uma vez mais, a interpretação destes diagramas não deve ser feita de forma acrítica, já que a projecção depende da variação da razão FeO/MgO, tendo esta discussão sido feita anteriormente.

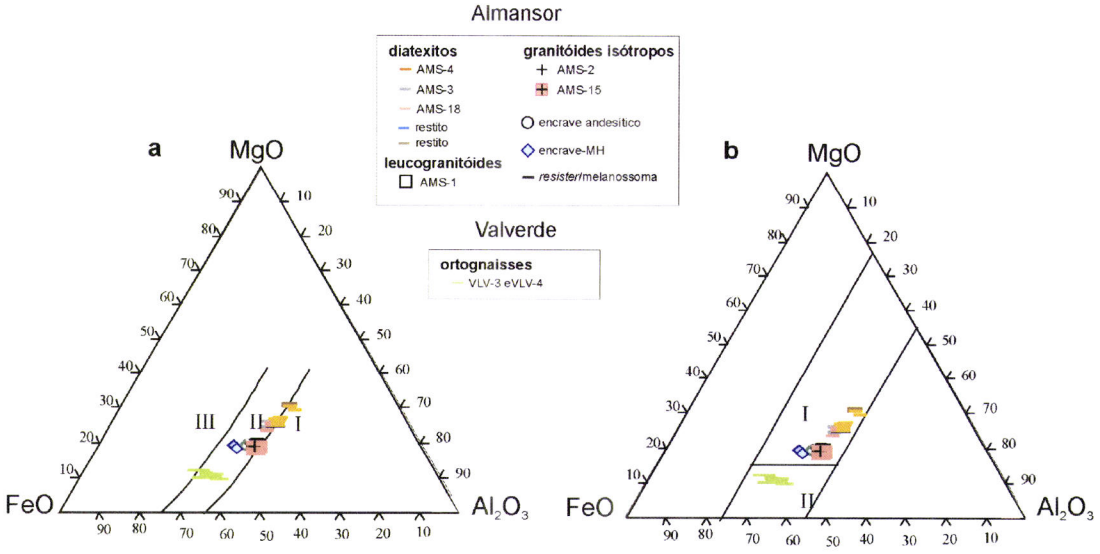


Figura 5.28 – Diagramas discriminantes para biotites segundo : **a)** Nockolds (1947) I - biotite associada a moscovite, II - biotite não associada a outros minerais máficos, III - biotite associada a piroxena ou anfíbola; **b)** Gokhale (1968) I - biotite metamórfica, II - biotite magmática.

As micas brancas que ocorrem nos litótipos de Almansor correspondem maioritariamente a moscovites (fig. 5.29). Estas foram interpretadas, quer como tendo uma origem ígnea primária, quer como testemunho de uma etapa tardia de crescimento. Correspondem neste caso a micas secundárias, com origem na substituição dos feldspatos ou, no caso das micas cuja composição se aproxima do termo fengítico formadas por substituição de cordierite. A utilização dos diagramas representados na figura 5.30 vem, em certa medida, apoiar as interpretações texturais que sugeriam a existência de moscovites primárias nos diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides. Outros cristais, porém, reflectem claramente a substituição da cordierite, como é o caso das moscovites analisadas no diatexito AMS-4.

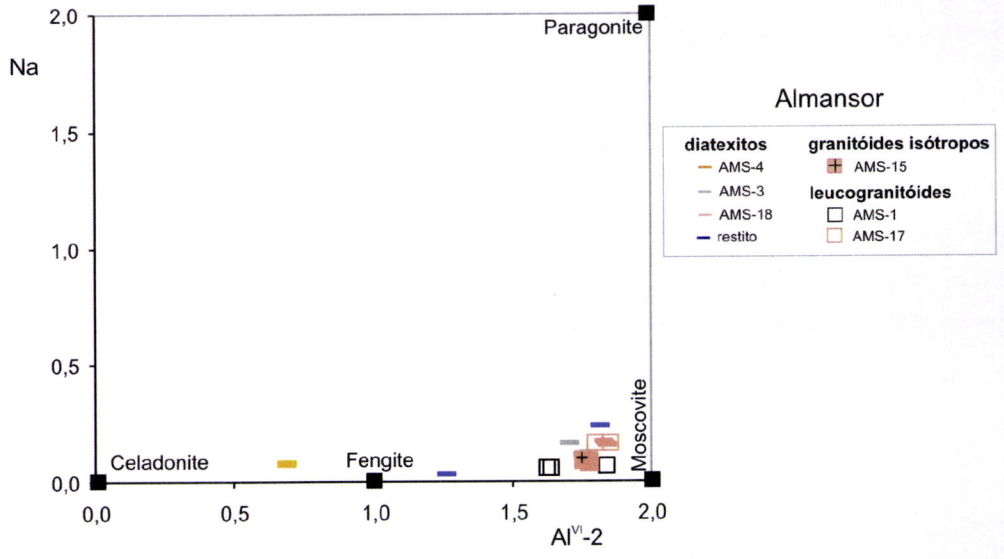


Figura 5.29 – Projecção das micas brancas dos litótipos de Almansor no diagrama Na *vs* Al^{VI} -2 segundo Deer et al. (1962, 1992) o qual evidencia as principais variações na sua composição química.

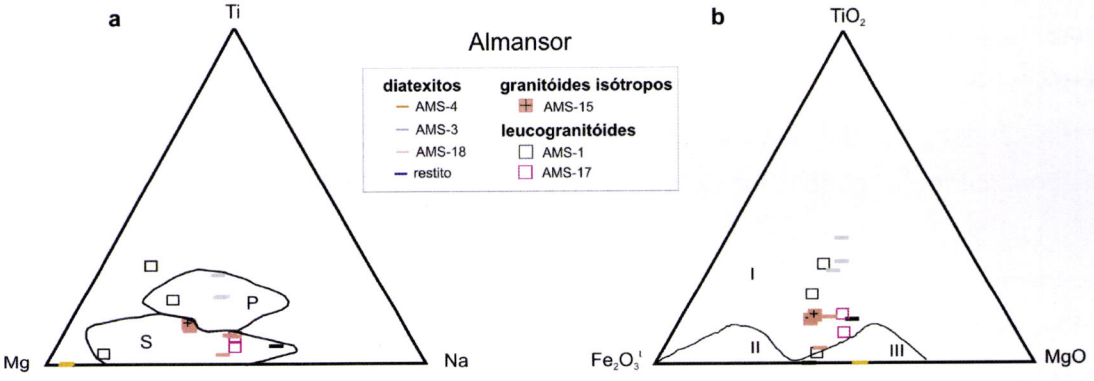


Figura 5.30 – Diagramas ternários para micas brancas; **a)** diagrama ternário Ti-Mg-Na p.f.u. de Miller et al. (1981) onde S – moscovite secundária, P – moscovite primária; **b)** diagrama ternário TiO_2-$Fe_2O_3^t$-MgO de Monier et al. (1984). I – moscovite magmática, II – moscovite tardia a pós-magmática e III – moscovite hidrotermal.

5.2.4 Cordierites

As cordierites foram observadas no diatexito laranja (AMS-4) e no corpo restítico (AMS-6) a nele incluso, tendo sido analisadas apenas neste último porque, quando no granitóide, encontram-se totalmente pinitizadas. Os valores obtidos encontram-se no anexo B e a fórmula estrutural - $Al_3(Mg,Fe^{2+})_2[Si_5AlO_{18}]$ - foi calculada com base em 18 oxigénios (Deer et al., 1966).

As cordierites analisadas revelaram-se muito magnesianas (Mg#~0.74). Os valores mais baixos de Mg# (~0.67) encontrados nas flogopites associadas à cordierite

sugerem que esta e a mica ferromagnesiana estão em equilíbrio, pois quando comparada com silicatos máficos, tal como a biotite, a cordierite está de preferência enriquecida em magnésio (Deer et al., 1968).

A presença de cordierite num fundido peraluminoso pode ser primária, de origem magmática (Phillips et al., 1981, Allen e Barr, 1983, Maillet e Clarke, 1985, George e Fourcad, 1988) ou representar um componente restítico (Hensen e Green, 1973, Clemens e Wall, 1981). Os valores de Mg/(Mg+Fe) relativamente elevados estariam de acordo com uma origem magmática (Philips et al., 1981) – cordierites de alta temperatura. A cordierite pode-se formar como uma fase magmática cotética relativamente tardia a partir de um fundido peraluminoso ou resultar de reacções peritéticas de acordo com a equação:

silimanite + biotite + quartzo → fundido granítico+ feldspato-potássico + cordierite

durante o aumento de temperatura e/ou diminuição de pressão (Clarke, 1995). De entre os critérios adoptados, pelo referido autor, para identificação de cordierites de origem magmática cotética e peritética destacam-se: 1) formas euédricas, 2) ausência de zonamento, 3) poucas inclusões e 4) altos teores em Na_2O (>0.5%). Porém, estes argumentos estão longe de reunir consenso. Porém, o quimismo pode ser consequência dos componentes necessários estarem ou não disponíveis. De facto, o sódio pode entrar na estrutura de outras fases, como consequência da sua cristalização tardia. Por outro lado, Wyborn et al. (1981) e Wyborn e Chappell, (1986) defendem que uma forma euédrica não implica necessariamente uma origem magmática.

Atendendo à associação paragenética dos corpos restíticos, as cordierites em Almansor poderiam ser peritéticas como resultado da reacção acima referida. De facto, a cordierite presente nos corpos restíticos ocorre preferencialmente associada aos níveis (milimétricos) mais graníticos em oposição aos aluminosos (biotite e silimanite). Deste modo, testemunharia a participação dos restitos no processo de fusão justificando a ausência de zonamento químico evidente, o euedrismo e os elevados teores de Mg.

Por outro lado, os valores baixos de Mn (MnO~0.34-0.43%) e Na (Na_2O~0.3-0.5%), como os encontrados, tendem a ocorrer em cordierites restíticas. Segundo Miyashiro (1957) as cordierites metamórficas tendem a possuir teores relativamente baixos em

Na_2O (<0.5%; Leake, 1960) e MnO comparativamente às de origem magmática que podem ter até 3% deste óxido (Villaseca e Barbero, 1994). A presença de mica magnesiana (flogopite) pode estar associada a reacções *subsolidus* do tipo,

2flogopite + 8silimanite + 7quartzo = 2moscovite + cordierite (Bucher e Frey, 1994),

de acordo com uma origem metamórfica para a cordierite.

Para juntar à polémica, Williamson et al. (1997) defendem, para cordierites com características semelhantes às descritas neste trabalho, uma origem por metamórfica a partir de um resíduo recristalizado (biotítico) em detrimento de uma origem por cristalização de um magma/fundido. Estes autores defendem que os componentes necessários para a cristalização de cordierite prismática podem ser transferidos pelo fundido de sólido para sólido. Porém, Vernon e Collins (1988) consideram este tipo de processo como sendo magmático e não metamórfico.

Os dados obtidos para o Complexo Gnaisse-Migmatítico não permitem conclusões definitivas e, de facto, como referem Williamson et al. (1997) e Jung et al. (1999), a origem da cordierite continua a ser controversa e provavelmente sem uma resposta única.

5.3 Discussão e interpretação

5.3.1 Rochas intrusivas (Maciço tonalítico dos Hospitais, granitóides do Alto de São Bento e ocorrências de rochas máficas)

A composição andesínica obtida para a generalidade das plagioclases, está de acordo com a natureza tonalítica da intrusão do Maciço dos Hospitais. A semelhança na composição das plagioclases entre os tonalitos, encraves, halos félsicos e nível félsico sugere a presença de um só magma ao invés de um líquido máfico e um félsico presentes num eventual processo de mistura. Mesmo a comparação detalhada entre as plagioclases dos pares tonalito-nível félsico e trios encrave-tonalito-halo não mostra variações significativas no sentido de um decréscimo no teor da molécula anortítica com a diferenciação. Os núcleos das plagioclases são mais anortíticos do que o bordo, contrário ao que geralmente se argumenta para as misturas de magmas: núcleos mais sódicos com bordos mais cálcicos reabsorvidos (e.g. Vernon, 1983; Donaire et al., 2005).

A variação observada no Mg# das anfíbolas do MH e das ocorrências de rochas máficas - diminuição da razão de acordo com a sequência gabros (em particular do ASB) → encraves → tonalitos - está de acordo com a hipótese de um mecanismo de cristalização fraccionada e existência de laços parentais.

Em particular, dentro dos litótipos do MH, a forte semelhança entre as anfíbolas e botites dos encraves e tonalitos (s.l.) associada à inexistência de lacunas composicionais, sugere a existência de um só magma. Os valores ligeiramente mais elevados, em média, nos encraves estão de acordo com a cristalização relativamente anterior destas fases nas porções de magmas correspondentes aos encraves. Por outro lado, os valores obtidos para as composições dos minerais ferro-magnesianos do tonalito principal e do nível félsico (tab. 5.1) sugerem que os segundos não resultam apenas de uma diferenciação por cristalização fraccionada a partir do primeiro uma vez que, neste caso, seria de esperar uma diminuição da razão $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ nas anfíbolas e biotites do nível félsico. Ou seja, estes minerais poderão, eventualmente, constituir fases precoces aprisionadas num líquido mais diferenciado. Se se atender ao Mg# das fases ferro-magnesianas dos halos e tonalito principal verifica-se que os valores se sobrepõem, pelo que, deverão resultar de uma cristalização com fortes afinidades com o tonalito hospedeiro. O facto do Mg# das anfíbolas ser superior ao das biotites, está de acordo com as observações texturais que indicavam a cristalização da anfíbola anterior à biotite (vide pontos 4.1.1 e 4.3). Este tipo de relação é revelador da elevada actividade da água no sistema e da composição do magma pobre em potássio (Wones e Dodge, 1977 e Speer et al., 1980; ambos em Wones e Gilbert, 2000).

Tabela 5.1 – Quadro comparativo dos Mg# médios analisados nas fases ferromagnesianas (anfíbolas e biotite) presentes nos litótipos do MH.

	Mg# anfíbolas	Mg# biotites
Encraves granulares máficos	0.52	0.46
Tonalito principal	0.46	0.42
Halos félsicos	0.47	0.42
Nível félsico	0.47	0.44

Relativamente aos granitóides do ASB, a diminuição do teor na molécula anortítica das plagioclases com o índice de diferenciação (aumento da sílica presente na rocha), está de acordo com um processo de cristalização fraccionada. O facto, das plagioclases da matriz dos encraves granulares máficos, serem ligeiramente mais cálcicas do que as

do seu granitóide hospedeiro (granito porfiróide), aliado, à forte semelhança dos teores de Ca, entre o fenocristal (aprisionado?) de plagioclase no encrave e as plagioclases do granito porfiróide, é compatível com um mecanismo de mistura, nomeadamente mecânica, entre os dois litótipos. Por outro lado, a forte lacuna composicional observada entre as plagioclases dos vários granitóides do ASB e dos leucogranitos de duas micas parece revelar uma génese distinta para este litótipo.

As correlações verificadas para as biotites dos granitóides do MH e do ASB é, tal como para as plagioclases, conciliável com a existência de laços genéticos entre eles através de mecanismos evolutivos. Designadamente, a variação composicional das biotites evidencia um contributo crustal para os litótipos do ASB. Pelo contrário, uma vez mais, o leucogranito de duas micas, parecem reflectir uma génese distinta, com os elevados teores de alumínio das biotites a sugerirem uma origem por fusão crustal para este litótipo.

5.3.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico (Almansor e Valverde)

A análise geral dos minerais analisados nos granitóides de Almansor sugere, numa primeira análise, que houve processos genéticos distintos separando, em particular, os diatexitos dos granitóides isótropos e leucogranitóides. De facto, as plagioclases dos diatexitos tendem a ser mais sódicas relativamente aos outros dois grupos. Os dados relativos às biotites vão igualmente no sentido de os granitóides isótropos e leucogranitóides terem uma origem distinta dos diatexitos: o quimismo mais ferroso das biotites daqueles granitóides indica que, a serem restíticas não corresponderiam ao mesmo protólito dos diatexitos, mas sim a um material original com micas mais ferrosas.

O facto dos diatexitos apresentarem dois grupos composicionais de plagioclases e, em particular, as que ocorrem sob a forma de inclusões serem mais sódicas, parece sugerir a presença de porções de natureza restítica/residual para estes litótipos. Neste caso, seriam as plagioclases mais sódicas que corresponderiam ao componente herdado e reabsorvido no feldspato alcalino. A composição do componente anortítico na plagioclase inferior a An_{20} está de acordo com o teor das plagioclases em granitos anatéticos (Williamson et al., 1997). Ainda relativamente a este litótipo, a existência de dois grupos composicionais para as micas pretas - flogopites e biotites -, em alguns caso associado a cordierite, parece corroborar a existência de componentes restíticos em particular no corpo interpretado como restítico e no diatexito hospedeiro (laranja

AMS-4). A presença de flogopite no corpo restítico está de acordo com a sua natureza residual; como referido por Milord et al. (2001), as micas residuais apresentam um Mg# superior ao da que cristaliza a partir do magma. A sua conservação resulta da sua estabilidade a temperaturas mais elevadas do que as necessárias para a fusão do granito (Deer et al., 1965; Wones e Gilbert, 1982 e bibliografia inclusa).

Comparativamente aos diatexitos, os paragnaisses da Série Negra, da Zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo (Bisacaia e Casas Novas), apresentam biotites ligeiramente mais ferrosas (Fe# = 0.48-0.52; Chichorro, 2006). Deste modo, as biotites interpretadas como restíticas não deverão representar directamente as biotites dos referidos protólitos prováveis.

As biotites do outro corpo interpretado como restítico (AMS-5, a azul, na fig. 5.25) são quimicamente semelhantes às encontradas no hospedeiro diatexiítico. Neste caso, as biotites não parecem implicar uma origem residual para as biotites mas antes corresponder a um *schlieren* formado por concentração de grãos de biotite cristalizados integralmente a partir do magma diatexítico. Uma hipótese deste tipo é defendida por Milord e Sawyer (2003) a propósito da formação de *schlieren* em diatexitos.

A amostra considerada como *resister*/melanossoma e relacionada com a génese dos diatexitos, deverá ser, à luz da química mineral, reinterpretada. De facto, nem as plagioclases nem as biotites apresentam qualquer tipo de semelhança do ponto de vista químico apresentando mesmo lacunas composicionais significativas pelo que poderá corresponder a uma rocha metamórfica cujos minerais preservaram a composição original (paragnaisses?) ou a um melanossoma cujos minerais sofreram um forte reequilíbrio químico.

As plagioclases dos granitóides isótropos são mais cálcicas do que as dos diatexitos, não se registando, nomeadamente a presença de composições albíticas. Assim, se tiverem um componente restítico (não detectado petrograficamente), este não deverá ser igual ao dos diatexitos, mas corresponderá antes a um protólito com plagioclases mais cálcicas. De facto, nos granitóides isótropos, os zonamentos das plagioclases são normais e as inclusões encontradas são sempre mais cálcicas que a plagioclase hospedeira, o que pode estar de acordo com uma evolução por cristalização fraccionada.

A interpretação da química mineral dos leucogranitóides pode ser mais ambígua. Se por um lado, tendem a exibir plagioclases mais cálcicas, comparativamente aos diatexitos, sugerindo a não contribuição deste litótipo na génese dos leucogranitóies, por outro, existe uma ligeira sobreposição entre duas amostras que, no campo, ocorrem associadas. De facto, o leucogranitóide AMS-17 está espacialmente associado ao diatexito AMS-18, pelo que a sobreposição pode eventualmente resultar da presença de plagioclases do diatexito "aprisionadas" no leucogranitóide. Convém sublinhar que no leucogranitóide AMS-17 foram obtidos perfis com zonamentos inversos, o que apoia a existência de uma interacção entre os dois litótipos. Outra hipótese é a dos leucogranitóides traduzirem simplesmente uma fraccionação a partir dos granitóides isótropos, em sintonia com o facto de possuir plagioclases mais sódicas e de não ocorrem, do ponto de vista petrográfico, plagioclases restíticas ou "alóctones". A ausência de outras fases, em particular minerais ferromagnesianos comuns a todos os litótipos, dificulta o estabelecimento de correlações.

A química mineral das plagioclases, das biotites e, em particular, das anfíbolas do encrave-MH apoia a interpretação deste último poder corresponder a um fragmento do MH. No contexto de Almansor, a química mineral dos encraves andesíticos estão de acordo com a existência de laços genéticos com o encrave-MH.

Relativamente a Valverde sobressai, em concordância com a análise petrográfica efectuada, uma monotonia do ponto de vista da química mineral. Por outro lado, os baixos teores de anortite nas plagioclases e elevado Fe# das biotites no conjunto dos litótipos estudados nesta área, sugere que estes litótipos correspondem a magmas mais diferenciados e/ou associados a uma fonte(s) distintas da(s) implicada em Almansor.

A tentativa de estabelecer laços parentais entre os diferentes granitóides presentes em Valverde é dificultada pela ausência de fases máficas comuns entre os ortognaisses que contêm unicamente biotite, e os pares "gnaisse-fundido" que contêm essencialmente anfíbola. Contudo, considerando os valores médios do Mg# dos silicatos ferro-magnesianos nessas rochas (tab. 5.2), parece incompatível a presença de fases significativamente mais magnesianas num fundido (pares "gnaisse-fundido") relativamente ao protólito (ortognaisses). Seria necessário invocar um componente mais magnesiano (opacos?) no protólito para originar fases máficas significativamente mais magnesianas num fundido.

Tabela 5.2 – Comparação do Mg# médio das fases ferromagnesianas (anfíbolas e biotite) presentes nos litótipos de Valverde.

	Mg#
Anfíbolas (pares "gnaisse-fundido")	0.43
Biotites (ortognaisses)	0.24

VI. GEOQUÍMICA de ROCHA TOTAL

Neste capítulo será feita uma exposição das características geoquímicas dos vários litótipos estudados no Maciço dos Hospitais, das ocorrências de rochas máficas, assim como dos restantes afloramentos chave estudados (pedreira do Alto de São Bento, Ribeira de Almansor e Herdade da Mitra - Ribeira de Valverde). Os dois primeiros grupos serão apresentados em conjunto e as restantes áreas serão apresentadas individualmente para uma melhor clareza na exposição gráfica. Dada a natureza da presente tese será dado especial ênfase aos litótipos de natureza ígnea félsica em detrimento das rochas máficas e metamórficas. Os procedimentos para a amostragem e tratamento encontram-se descritos nos anexos A, C e D. Os dados de geoquímica de elementos maiores e traço foram obtidos no Activation laboratories (Canadá) por ICP e ICP/MS (vide anexo D).

6.1 Rochas intrusivas

6.1.1 Tonalito (Maciço dos Hospitais, Montemor-o-Novo) e Gabros e dioritos associados (ocorrências de rochas máficas, Montemor-o-Novo - Évora)

Para o estudo da litogeoquímica do Maciço dos Hospitais (MH) foram analisadas amostras representativas do tonalito principal, dos encraves granulares máficos (EGM), dos halos félsicos (HF), dos níveis félsicos (NF) e do filão dacítico. Em três locais diferentes do MH foi possível colher conjuntos de amostras constituídos pelo trio tonalito-encrave-halo. A amostragem relativa às ocorrências máficas agrega rochas pertencentes a diversas ocorrências desde a proximidade do MH até ao Alto de São Bento (vide capítulo III-Relações de Campo). É ainda apresentada uma amostra pertencente a um granitóide de ocorrência tardia relativamente ao MH.

6.1.1.1 Classificação química e normativa

No diagrama classificativo para rochas plutónicas de Cox et al. (1979) adaptado por Wilson (1989) as rochas estudadas definem três grandes grupos que se projectam sem sobreposições: rochas félsicas (tonalitos, halos, nível félsico e filão), encraves e rochas máficas. As rochas félsicas projectam-se, no diagrama TAS[1] (Fig. 6.1), desde o

[1] TAS-Total Álcalis *versus* Sílica

campo dos dioritos a quartzo-dioritos (granodioritos)[2], enquanto que as rochas máficas projectam-se no campo das rochas gabróicas. Os encraves apesar da maior dispersão em sílica se projectam no campo dos gabros e dioritos. O filão que se projecta no campo das rochas plutónicas como diorito-quártzico/granodiorito é classificado como dacito. O granitóide tardio projecta-se no campo dos granitos. De acordo com o diagrama apresentado os vários litótipos definem uma sequência sub-alcalina.

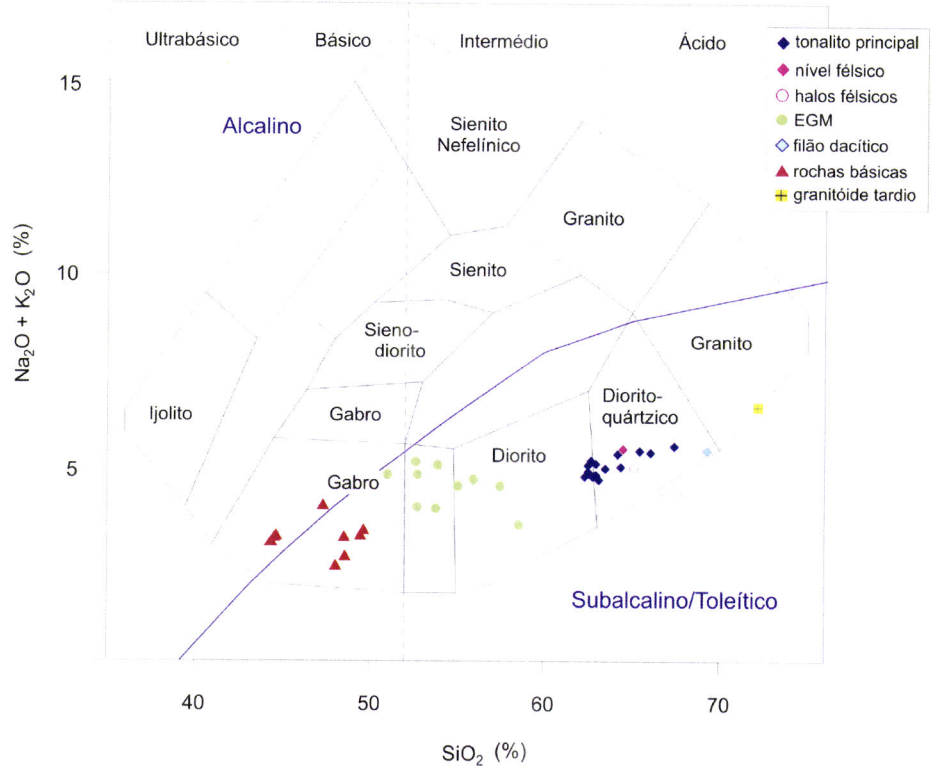


Figura 6.1 – Diagrama TAS (Na_2O+K_2O vs SiO_2; Cox et al., 1979) adaptado, para rochas plutónicas, por Wilson (1989) e aplicado aos litótipos do Maciço dos Hospitais (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico), às ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio. A linha que separa os campos alcalinos e sub-alcalinos é de Miyashiro (1978).

Aplicando a classificação de De la Roche et al. (1980) para rochas plutónicas (fig. 6.2) verifica-se que todos os litótipos félsicos do MH se projectam no campo dos tonalitos enquanto que as rochas intermédias (encraves) e básicas projectam-se no campo dos gabros e dos gabro-dioritos, respectivamente.

De acordo com Rollinson (1993) o cálculo da norma é uma forma de trabalhar a mineralogia de uma rocha a partir de uma análise química e, no contexto da classificação de rochas, permite uma classificação pseudomineralógica. A utilização

[2] O termo "diorito-quártzico" ou "quartzo-diorito" (Streckeisen, 1976) foi originalmente usado para rochas plutónicas com plagioclase, quartzo e minerais máficos, devendo ser classificado actualmente como tonalitos (Maitre, 1989).

do diagrama Q'-ANOR[3] (Streickeisen e Le Maitre, 1979) que, segundo aquele autor, não é usado frequentemente quer pelo seu mau funcionamento quer pela sobreposição de campos (em particular para os tonalitos) não altera em muito porém a classificação obtida pelo diagrama TAS, verificando-se, grosso modo, os termos classificativos anteriormente referidos.

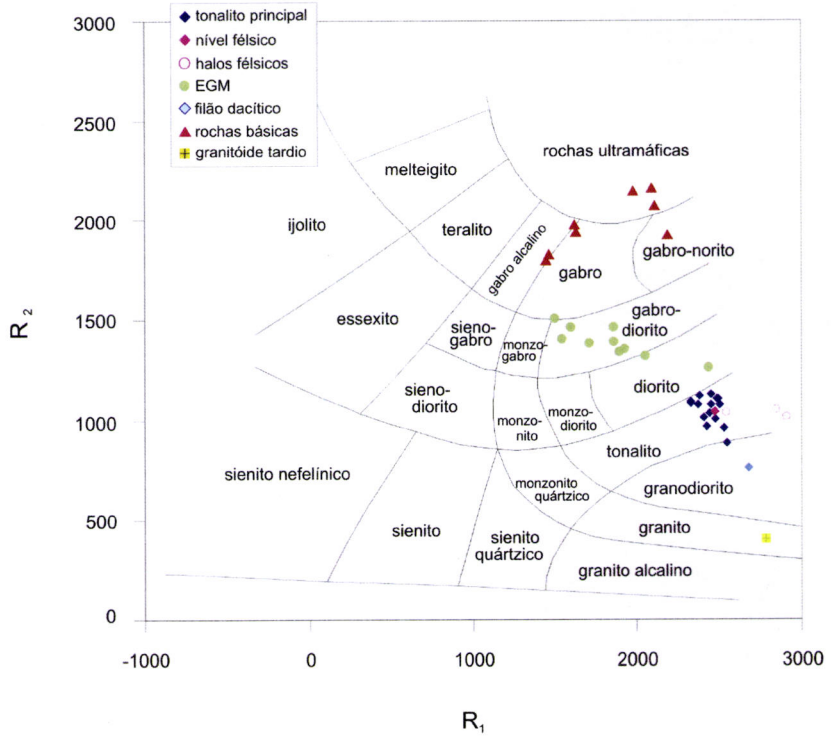


Figura 6.2 – Diagrama R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) *vs* R2=6Ca+2Mg+Al de De la Roche et al. (1980) aplicado aos litótipos do Maciço dos Hospitais (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico), às ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio.

Um dos diagramas amplamente utilizados em rochas granitóides é o de Barker (1979) modificado a partir de O'Connor (1965) o qual utiliza um esquema classificativo baseado na composição dos feldspatos e que é aplicável a rochas com quartzo normativo superior a 10%. Para esta classificação a composição dos feldspatos (Ab-An-Or) é baseada na utilização da norma molecular de Barth-Niggli e não na de CIPW (Cross, Iddings, Pirrson e Washigton, 1903). Porém, segundo Rollinson (1993), este é um procedimento provavelmente não respeitado entre os utilizadores e a diferença entre as duas normas não ultrapassa os 2%[4]. Assim e usando a norma CIPW para o

[3] Q'=Q/(Q+Or+An+Ab) e ANOR=Anx100/(An+Or);Minerais normativos: Q-quartzo, Or-ortose, An-anortite

[4] Tendo em conta que muito dos granitóides estudados apresentam biotite na sua composição a aplicação da mesonorma de Barth seria mais correcta comparativamente à norma CIPW que não comporta aquele mineral. Como consequência poder-se-ia verificar uma deslocação dos termos classificativos na direcção de rochas com mais ortoclase e portanto mais graníticas *s.s.*. Porém da aplicação da mesonorma aos granitóides estudados verificou-se que a diferença não é, de facto, significativa pelo que se optou apenas pela apresentação da norma CIPW.

cálculo dos feldspatos confirma-se que a totalidade do litótipos do MH (tonalito principal, halos e nível félsicos e filão) se projecta no campo dos tonalitos.

Sintetizando e uniformizando as diferentes classificações referidas e tentando ainda integrar a informação mineralógica é possível considerar as rochas máficas como gabros e os encraves como gabro-dioritos. Relativamente às rochas félsicas do MH que, no seu conjunto, correspondem a tonalitos (ou a dacito no caso do corpo filoniano), distinguem-se apenas os níveis e halos félsicos que petrograficamente apresentam uma menor quantidade de minerais máficos pelo que podem ser considerados como leucotonalitos.

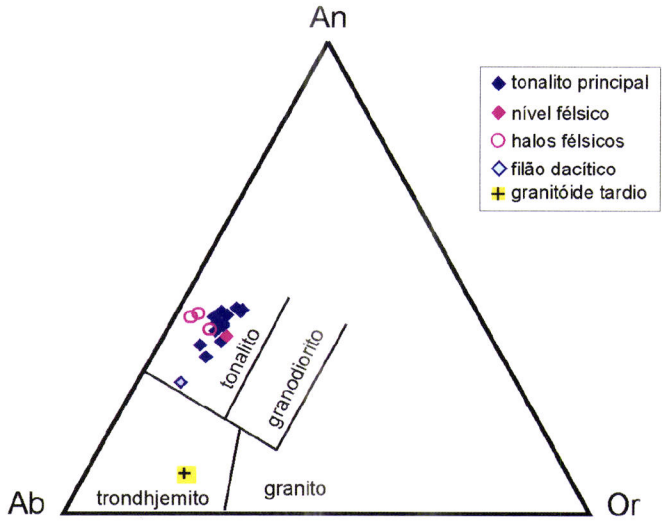


Figura 6.3 – Diagrama classificativo de Barker (1979) para rochas granitóides (>10% volume de quartzo) aplicado às diferentes fácies félsicas do Maciço do Hospitais e granitóide tardio.

Um dos diagramas usados em Debon e Le Fort (1982) para classificar rochas plutónicas aplica os parâmetros[5] A = Al- (K+Na+2Ca), utilizado por Shand (1947), e B=(Fe+Mg+Ti), que se relacionam, respectivamente, com a aluminosidade e quantidade de minerais máficos. O diagrama da fig. 6.4 expressa, assim, o balanço entre os minerais tipicamente peraluminosos e metaluminosos, mostrando claramente a fraca aluminosidade das rochas estudadas. Os tonalitos projectam-se na transição entre os campos III e IV, ou seja, os domínios onde a fase máfica é apenas biotite e tipicamente biotite e horneblenda, respectivamente. Uma pequena quantidade daquela anfíbola pode deslocar a projecção para valores negativos em A (domínio das rochas metaluminosas) de acordo com os autores citados. O dacito mostra um enriquecimento no parâmetro "A" relativamente aos tonalitos, o que pode ser explicado

[5] Os parâmetros A e B são determinados em gramas-átomos x 10^3 para cada elemento em 100 g rocha. A quantidade de Fe é calculada com base no $Fe_2O_3^{tot}$.

por este valor ser, muito sensível à alteração (Debon e Le Fort, 1982). De facto a análise petrográfica da amostra em causa revela um maior grau de alteração relativamente aos equivalentes plutónicos. Os encraves e rochas básicas correspondem igualmente a rochas metaluminosas projectando-se nos campos IV e IV -V, respectivamente. A linha que separa estes campos reflecte a presença significativa de clinopiroxena.

De acordo com Debon e Le Fort (1982) a associação constituída pelo conjunto das rochas básicas encraves e tonalitos é do tipo cafémica. Associações deste tipo projectam-se nos domínios metaluminosos (sectores IV e V) com um declive negativo. Os termos mais félsicos entram, geralmente, no domínio peraluminoso, o que segundo aqueles autores revela que este tipo de associação pode ter começado com anfíbola e/ou piroxena, mas termina apenas com rochas ricas em biotite.

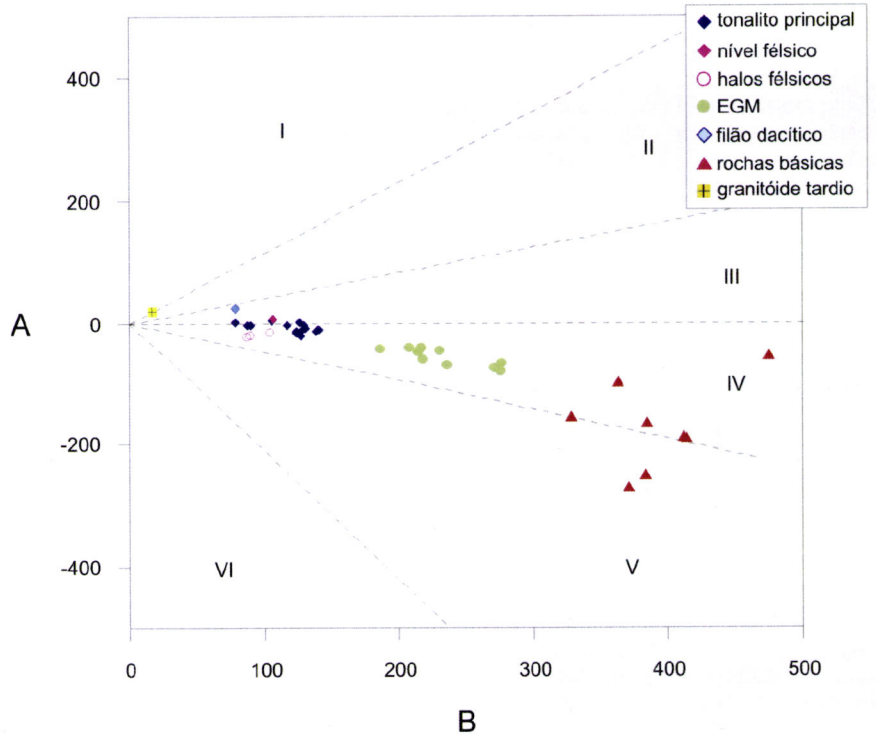


Figura 6.4 – Diagrama A=Al-(K+Na+2Ca) *vs* B=Fe+Mg+Ti de Debon e Le Fort (1982) aplicado aos litótipos do Maciço dos Hospitais (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão), às ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio. Sectores: I - ocorre apenas moscovite ou moscovite >biotite; II – biotite > moscovite; III – apenas biotite; IV- essencialmente biotite + horneblenda; V – clinopiroxena e/ou epídoto e/ou esfena, VI – composições muito específicas.

A natureza cafémica permite ainda a subdivisão em vários tipos que resulta da projecção dos vários litótipos no diagrama QBF[6] (fig. 6.5). De acordo com a

[6] Q = Si/3-(K+Na+2Ca/3), B=Fe+Mg+Ti, F=555-(Q+B)

classificação de Debon e Le Fort (1982) as amostras projectam-se, grosso modo, ao longo da linha teórica que une as rochas gabróicas a composições graníticas típica de uma série calco-alcalina, apesar de alguma dispersão que se observa para as rochas básicas e encraves. O granitóide tardio projecta-se igualmente na extremidade félsica da referida linha.

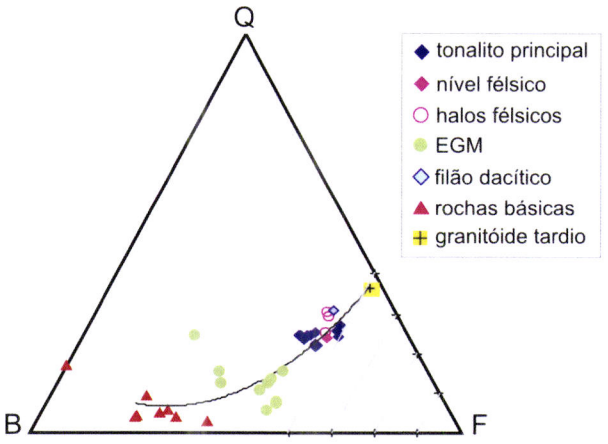


Figura 6.5 – Diagrama QBF de Debon e Le Fort (1982) aplicado aos litótipos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão), às ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio. Os parâmetros Q, B e F (vide nota de rodapé 6) foram calculados como A e B (vide nota de rodapé 5). A linha de tendência polinomial que une os vários litótipos estudados tende a acompanhar a linha que une uma composição de um gabro a um granito típico de uma série calco-alcalina.

De acordo com o diagrama AFM[7] (fig. 6.6) de Irvine e Baragar (1971) observa-se que, a constituírem uma série cogenética, as litologias estudadas constituem uma associação transicional entre uma sequência toleítica a calco-alcalina, visto que se observa um incremento nos teores de ferro, durante as fases iniciais de difrenciação.

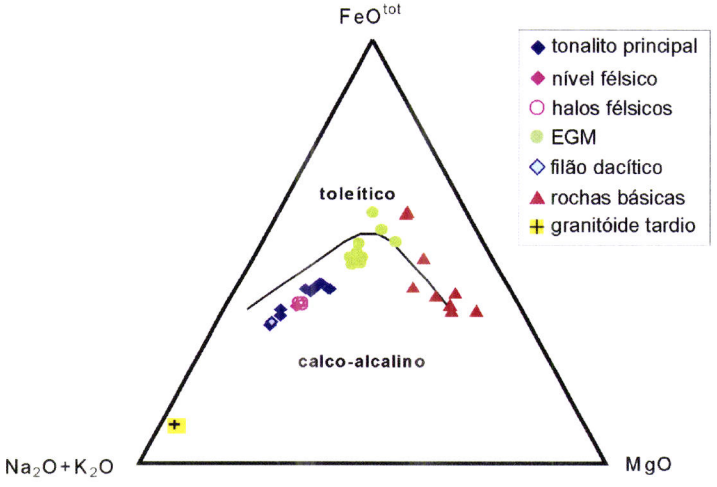


Figura 6.6 – Diagrama AFM (Na_2O+K_2O-FeO^{tot}-MgO) de Irvine e Baragar (1971) para litótipos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico), ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio.

[7] AFM - Álcalis (Na_2O+K_2O): Ferro: Magnésio

O diagrama de Peccerillo e Taylor (1976), aplicado a rochas subalcalinas e representado na figura 6.7, mostra uma vez mais um carácter transicional da série magmática. A ausência de um aumento claro em K_2O com a SiO_2 é geralmente típico de associações de afinidade toleítica. Porém, tendo em consideração as evidências petrográficas para a cristalização precoce de óxidos e a afinidade calco-alcalina fornecida por outros diagramas, parece correcto afirmar que se trata de uma associação calco-alcalina ou com fortíssimas afinidades calco-alcalinas.

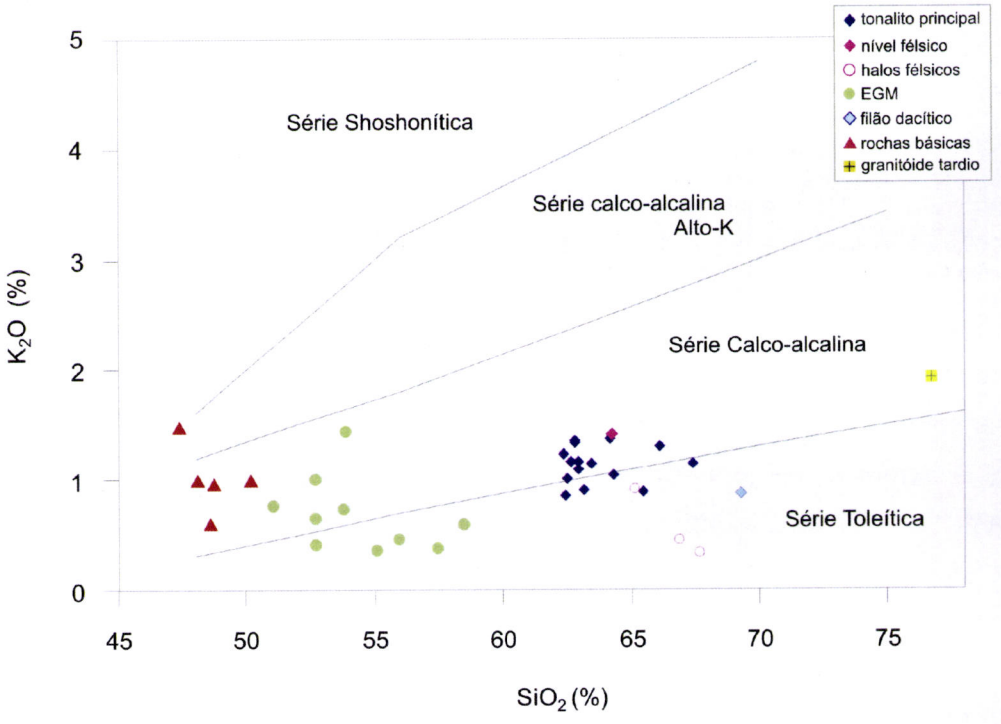


Figura 6.7 – Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) aplicado aos litótipos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico), ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio.

A figura 6.8, que reúne a informação relativa à aluminosidade, de acordo com o parâmetro A/(CNK), e a classificação alfabética de Chappell e White (1974) para granitóides, denuncia o carácter metaluminoso a ligeiramente peraluminoso das rochas estudadas. Os gabros e encraves apresentam razões de A/CNK entre 0.5-0.85 e 0.80-0.90, respectivamente, enquanto que os tonalitos correspondem a granitóides do tipo I projectando-se na transição para o campo peraluminoso (A/CNK: 0.94-1.01). O dacito (A/CNK=1.09) destaca-se ligeiramente dos equivalentes plutónicos traduzindo, provavelmente o maior grau de alteração da rocha (La Roche, 1979). O granitóide tardio é ligeiramente peraluminoso (A/CNK=1.08) caíndo ainda no campo dos granitos tipo I.

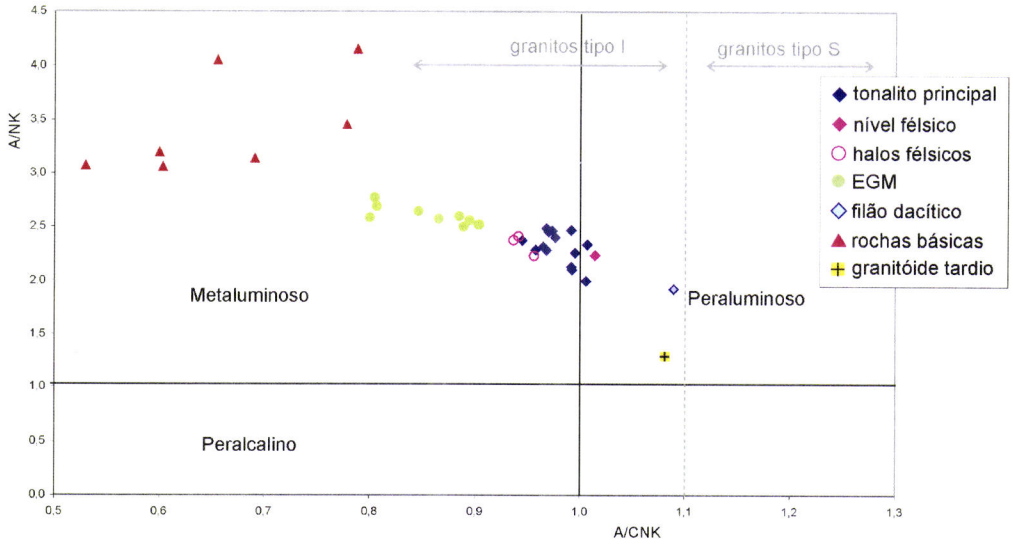


Figura 6.8 – Diagrama A/NK *vs* A/CNK aplicado aos litótipos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico), ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio. Conjuntamente encontra-se representada a classificação alfabética para granitóides tipo I e S de Chappell e White (1974).

A classificação de Frost et al. (2001) aplicada aos granitóides do MH (fig. 6.9), que usa os parâmetros Fe*, MALI e ASI[8] usados ou modificados a partir de outros autores, indica tratarem-se de granitóides do tipo Cordilheira, por aqueles se projectarem tipicamente no campo magnesiano, calco-alcalino a cálcico e na transição metaluminosos a peraluminosos.

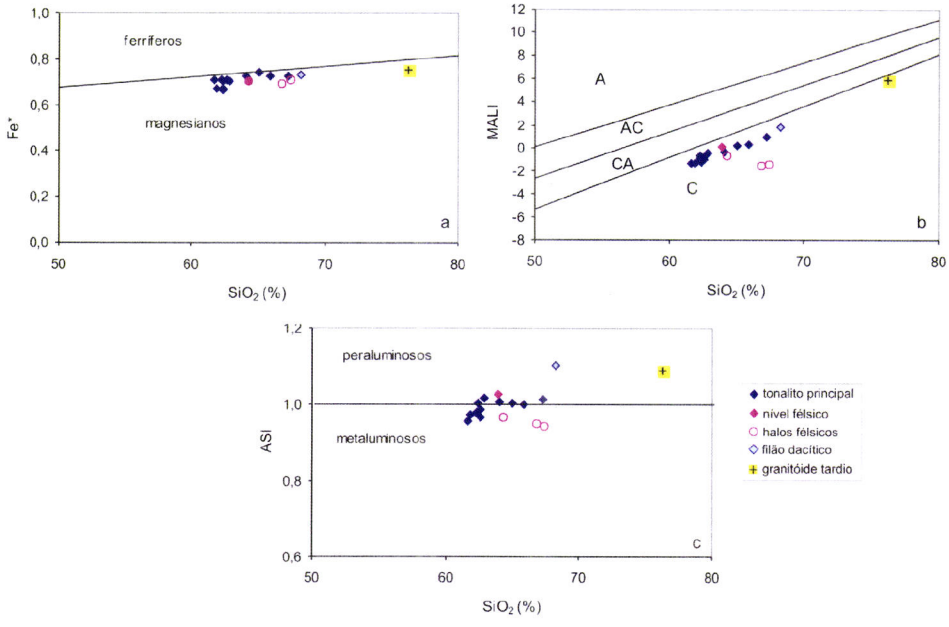


Figura 6.9 – Classificação de Frost et al. (2001) para rochas granitóides aplicado aos litótipos félsicos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico) e ao granitóide tardio; **a)** Fe* *vs* SiO_2 (%) **b)** MALI *vs* SiO_2 (%), legenda: A-alcalino, AC-alcalino-cálcico, CA-calco-alcalino, C-cálcico, **c)** ASI *vs* SiO_2 (%).

[8] $Fe^*=FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$; $MALI=Na_2O+K_2O-CaO$, $ASI=Al/(Ca-1.67P+Na+K)$

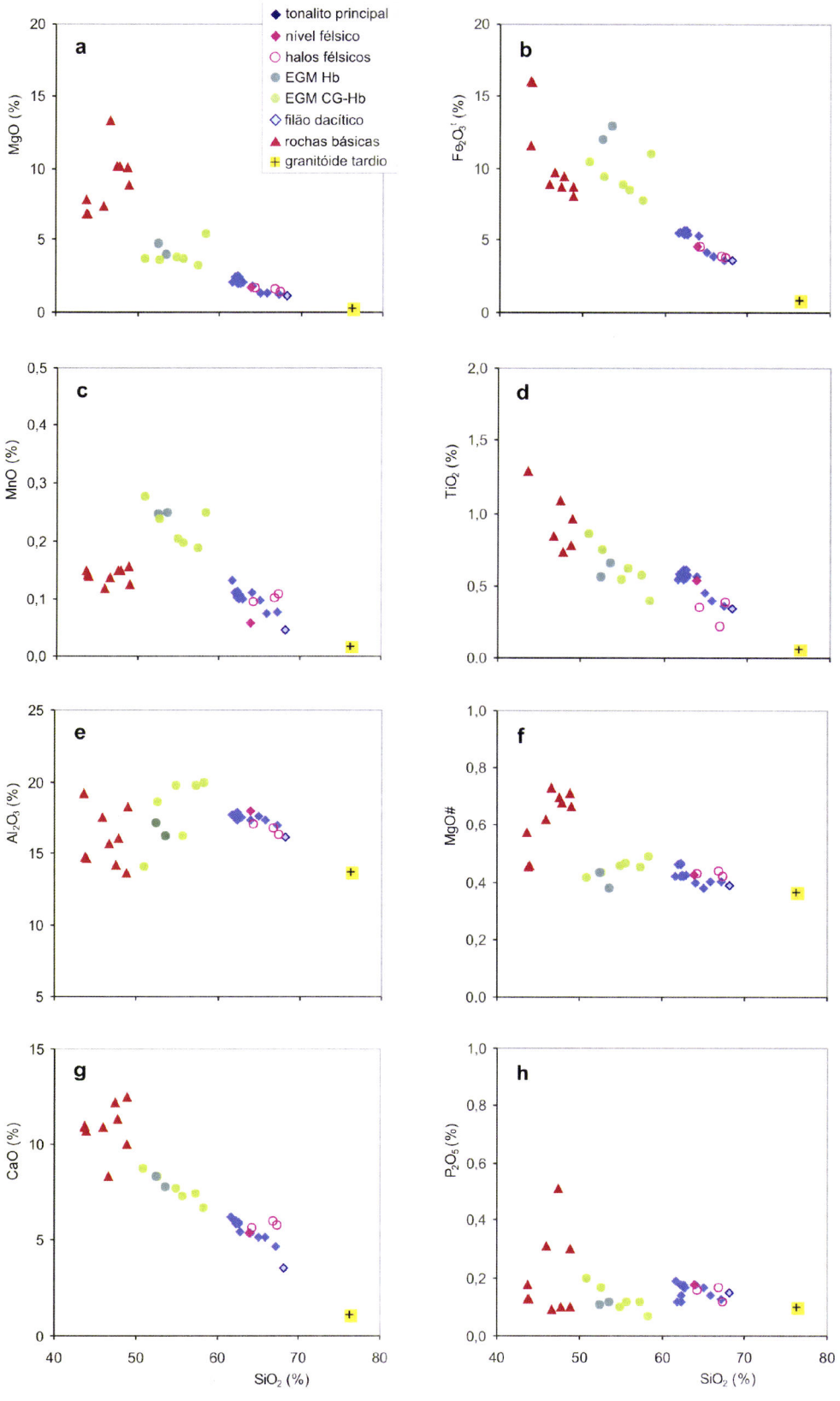
6.1.1.2 Elementos maiores

O comportamento dos elementos maiores (elementos presentes numa rocha em quantidades superiores a 0.1% e expressos em % de peso do óxido associado ao elemento) nas rochas ígneas é apresentado frequentemente através da utilização de diagramas de Harker, nos quais se projectam os diferentes óxidos contra um índice de diferenciação. As rochas básicas, os encraves e as rochas félsicas (tonalito principal, halos, nível félsico e filão dacítico) constituem três grupos distintos baseados no seu teor em SiO_2, pelo que se optou pela utilização deste óxido como índice de diferenciação: o primeiro de 43.67 a 48.86%, o segundo de 50.87 a 58.31% e o terceiro de 61.65 a 67.41%.

No seu conjunto, os diagramas de Harker (fig. 6.10) mostram, grosso modo, distribuições lineares para o CaO (fig. 6.10-g), para o TiO_2 (fig. 6.10-d), para o Na_2O (fig. 6.10-i) e total de álcalis (Na_2O+K_2O, fig 6.1) associado a um declive negativo para o cálcio e titânio e positivo para os álcalis. A distribuição para o MgO (fig. 6.10-a) mostra uma tendência curvilínea tendo em conta a ligeira dispersão associada aos gabros. A variação para o TiO_2 mostra, tal como para o Mg e $Fe_2O_3^t$ (fig. 6.10-b), uma ligeira dispersão de valores o que pode traduzir uma acumulação de óxidos e silicatos ferro-magnesianos. Para o $Fe_2O_3^t$ e para o MnO (fig. 6.10-b e c, respectivamente) verifica-se que os encraves se afastam de uma linha hipotética que une as rochas básicas às félsicas do MH. O MgO#[9] (fig. 6.10-f) não mostra grande variação apresentando valores semelhantes para os encraves e rochas félsicas (tonalito principal, halos, níveis félsicos e filão dacítico) entre os 0.38-0.49 e valores relativamente mais altos para as rochas básicas (0.76). O Al_2O_3 (fig. 6.10-e) e P_2O_5 (fig. 6.10-h) e o K_2O (fig. 6.10j) exibem uma grande dispersão de valores, em particular para os dois primeiros óxidos, no caso das rochas básicas e encraves. Os leucotonalitos (halos e níveis félsicos) projectam-se de modo coerente e integrado com o tonalito principal verificando-se apenas um ligeiro enriquecimento em CaO e MgO# e empobrecimento em K_2O relativamente aos tonalitos com os mesmos teores em SiO_2. Convém ainda referir que estes termos mais félsicos são, comparativamente ao tonalito com o qual estão associados, enriquecidos em 2 a 3% em SiO_2. O filão dacítico projecta-se, de um modo geral, no extremo da linha definida pelo conjunto das rochas félsicas. Não obstante os dois tipos de encraves granulares máficos individualizados do ponto de vista petrográfico (apenas com horneblenda e com

[9] MgO#=MgO/(MgO+FeO) calculado em moles de óxido. O Valor de FeO foi determinado tendo em conta as razões Fe^{2+}/Fe^{3+} de Midlemost (1989) e os cálculos por ele indicados.

cumingtonite-grunerite e horneblenda) não se observam variações sistemáticas no que concerne à concentação em elementos maiores.



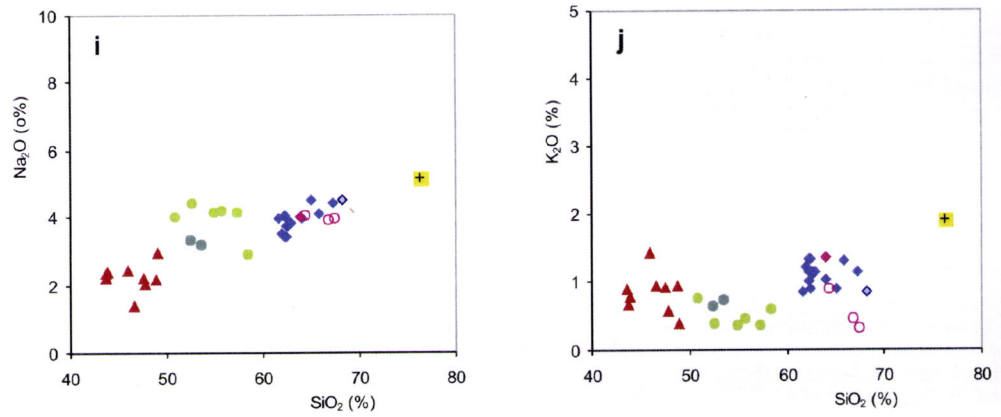


Figura 6.10 – Diagramas de Harker para elementos maiores (usando a SiO_2 (%) como índice de diferenciação) para as ocorrências de rochas máficas, os litótipos do Maciço dos Hospitais (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão) e granitóide tardio; **a)** MgO (%), **b)** $Fe_2O_3^t$ (%), **c)** MnO (%), **d)** TiO_2 (%), **e)** Al_2O_3 (%), **f)** MgO#, **g)** CaO (%), **h)** P_2O_5 (%), **i)** Na_2O (%), **j)** K_2O (%).

Considerando em detalhe os trios – encrave, tonalito hospedeiro e halo – e o par – tonalito e nível félsico - consegue-se distinguir outro tipo de relações ocultas numa projecção conjunta (fig. 6.11). Numa primeira análise observa-se que os quatro tonalitos têm uma composição muito semelhante caindo praticamente no mesmo ponto, quer em termos de % SiO_2 quer nos restantes óxidos (fig. 6.11), ocupando uma posição intermédia entre os encraves e os halos félsicos relativamente à sílica. O nível félsico, tal como os halos, é mais rico em SiO_2 relativamente ao tonalito com o qual contacta. Os valores intermédios apresentados pelos tonalitos para a sílica registam-se igualmente para o $Fe_2O_3^t$ (fig. 6.11-b), MgO (fig. 6.11-a) e CaO (fig. 6.11-f), à excepção de um halo que tem valores ligeiramente mais elevados comparativamente ao tonalito. Relativamente ao MnO (fig. 6.11-c), verifica-se que os encraves são mais enriquecidos neste óxido apresentando os tonalitos hospedeiros e os respectivos halos teores semelhantes. O TiO_2 (fig. 6.11-d), P_2O_5 (fig. 6.11-g) e K_2O (fig. 6.11-i) mostram um aumento e diminuição, mais ou menos acentuados, dos encraves para os tonalitos e destes para os halos, respectivamente. Os óxidos Al_2O_3 e Na_2O são os que apresentam um comportamento mais variável obtendo-se linhas de união com declive positivo e negativo. Comparativamente ao tonalito com o qual contacta, o nível félsico exibe valores mais elevados em SiO_2 e K_2O, semelhantes iguais para o Al_2O_3, TiO_2, P_2O_5 e Na_2O, e inferiores para o CaO, MgO, Mno e $Fe_2O_3^t$.

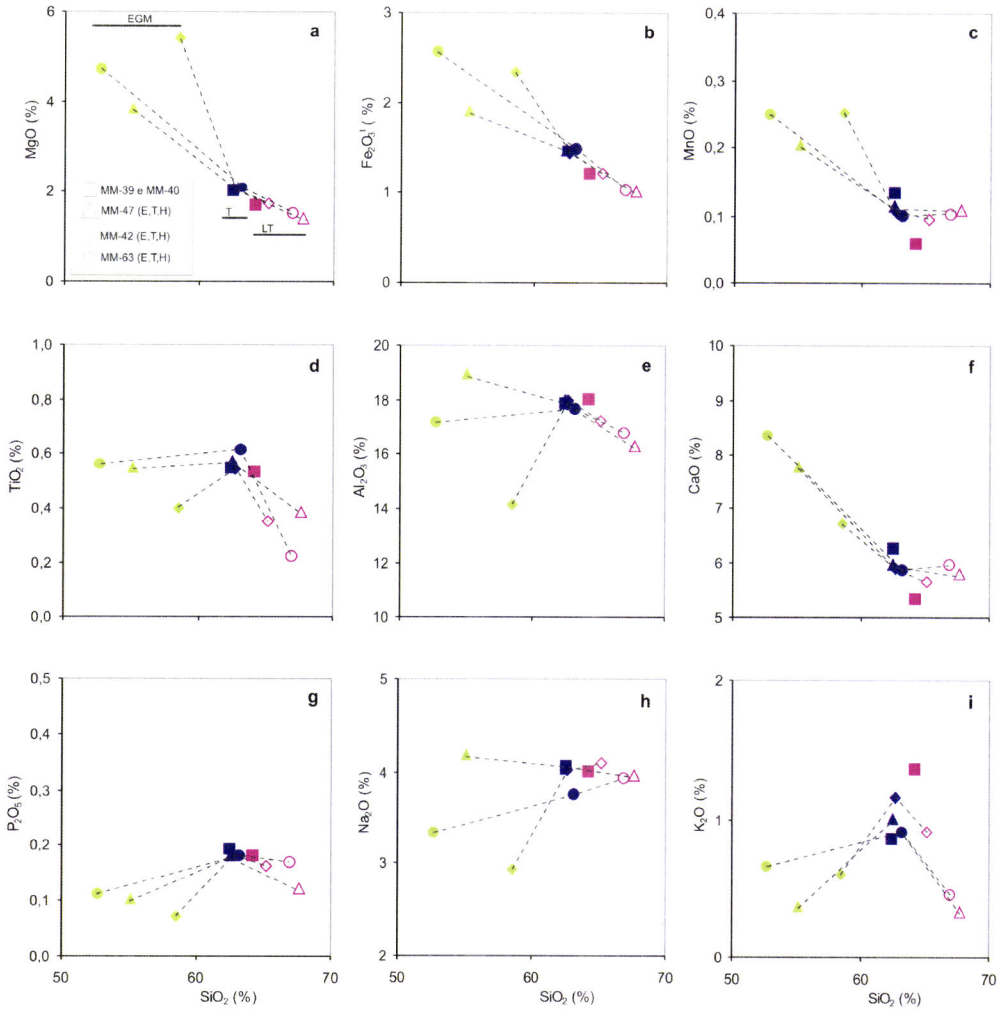


Figura 6.11 – Diagramas de Harker para elementos maiores (usando a SiO_2 (%) como índice de diferenciação), aplicado aos trios (encrave, tonalito, halo) e par (tonalito, nivel félsico) do MH; **a)** MgO (%), **b)** $Fe_2O_3^t$ (%), **c)** MnO (%), **d)** TiO_2 (%), **e)** Al_2O_3 (%), **f)** CaO (%), **g)** P_2O_5 (%), **h)** Na_2O (%), **i)** K_2O (%). As amostras usadas encontram-se referenciadas na figura. Abreviaturas: EGM-encrave, T-tonalito hospedeiro, LT- leucotonalito (halos e nivel félsico).

6.1.1.3 Elementos vestigiais

Aplicando os diagramas de Harker aos elementos traço (elementos em concentrações inferiores a 0.1 % do peso e expressos em ppm) e utilizando ainda o teor em SiO_2 como índice de diferenciação verifica-se, para os elementos de transição Cr, Ni e V, que as rochas básicas apresentam os valores mais elevados, sendo seguidos pelos encraves e pelas rochas félsicas (tonalito principal, halos, nível félsico e filão dacítico) com concentrações claramente inferiores (fig. 6.12-a,b,c). No conjunto estes elementos tendem a exibir uma distribuição curvilínea. As rochas básicas e os encraves apresentam uma forte dispersão chegando a atingir algumas ordens de grandeza de diferença ($Cr_{básicas}$: 30-422ppm, $Cr_{encraves}$: 0-319ppm, $Cr_{félsicas}$: 6-21ppm;

$Ni_{básicas}$: 14-440ppm, $Ni_{encraves}$: 5-60ppm, $Ni_{félsicas}$: <l.d.-12ppm; $V_{básicas}$: 123-767ppm, $V_{encraves}$: 73-233ppm, $V_{félsicas}$:20-72ppm). Considerando a variação destes elementos para os gabros verifica-se que o Cr e o Ni apresentam um comportamento semelhante mas que não é acompanhado pelo V. Para o Cr e Ni observa-se uma tendência linear, de forte pendor, aparentemente positiva, enquanto que para o V a distribuição do conjunto das amostras gabróicas já é mais curvilínea com os valores a diminuirem com o aumento da sílica. O Sc mostra valores mais elevados para as rochas máficas (básicas e encraves) relativamente aos tonalitos (fig. 6.12-d), mas apresenta uma forte sobreposição de valores entre aqueles dois grupos. Para este elemento de transição são os encraves (horneblêndicos) que apresentam os valores mais elevados. Os valores mais baixos para estes elementos não são materializados pelos halos ou níveis félsicos.

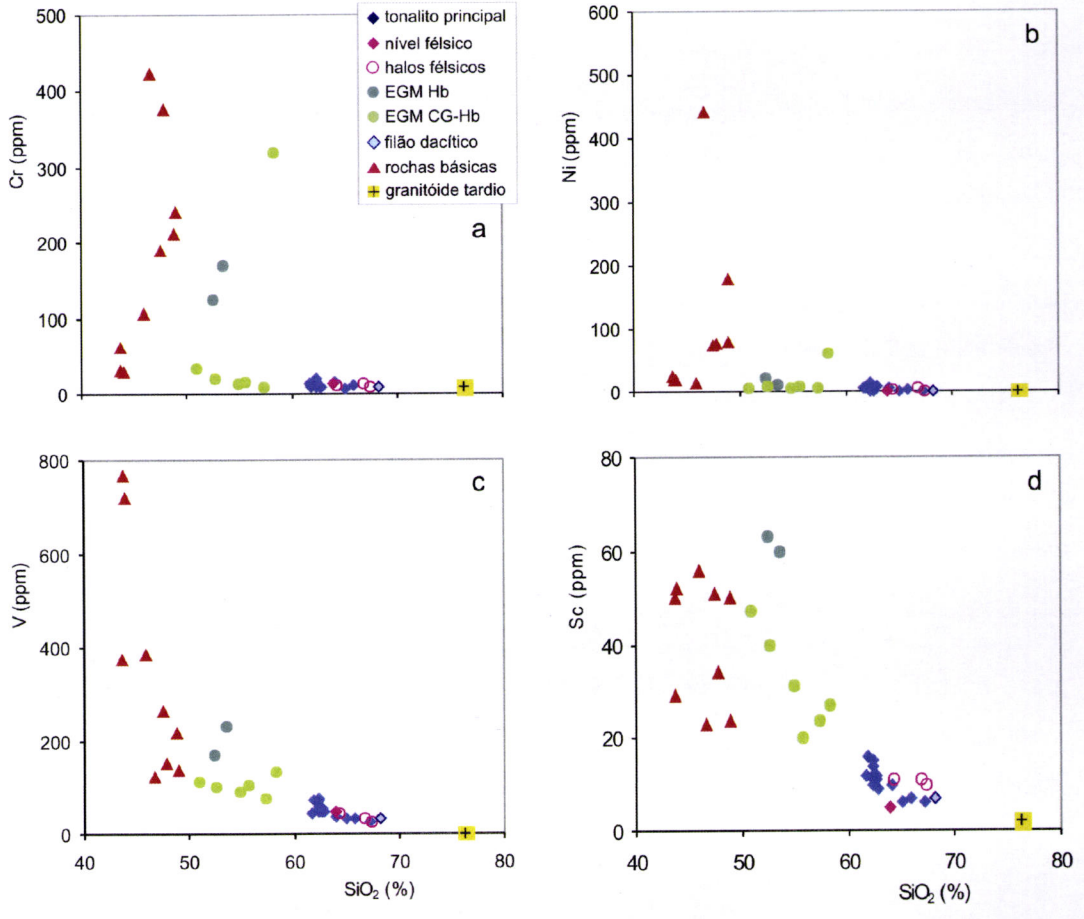


Figura 6.12 – Diagramas de Harker para elementos de transição *vs* SiO_2 (%) – **a)** Cr, **b)** Ni, **c)** V e **d)** Sc, aplicado às ocorrências de rochas máficas, aos litótipos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico) e granitóide tardio.

O comportamento verificado para o Cr e Ni, relativamente aos gabros, parece sugerir que não são rochas cogenéticas uma vez que num processo de cristalização fraccionada não será de esperar encontrar um aumento em elementos como o Ni e Cr com a diferenciação. Por outro lado e tendo em consideração os laços genéticos assinalados anteriormente a dispersão observada deverá resultar apenas de processos de acumulação de clinopiroxena ($KD^{Ni}_{olivina}$=5.9-29; $KD^{Cr}_{clinopiroxena}$=34, compilação de Rollinson, 1993) no caso das básicas e de anfíbola ($KD^{Cr}_{horneblenda}$=12.5, compilação de Rollinson, 1993) nos encraves.

Considerando os 3 grupos, os elementos litófilos de grande raio iónico (LIL[10]), como o Rb, Ba e Sr, apresentam uma grande dispersão de valores ($Rb_{tonalitos}$: 7-43 ppm, $Rb_{básicas}$: 9-55 ppm, $Rb_{encraves}$: 4-42 ppm; $Ba_{félsicas}$: 111-553 ppm, $Ba_{básicas}$: 58-491ppm, $Ba_{encraves}$: 84-326 ppm; $Sr_{félsicas}$: 265-416 ppm, $Sr_{básicas}$: 200-775 ppm, $Sr_{encraves}$: 231-376 ppm) não permitindo observar qualquer tipo de tendência, em particular para as rochas básicas, os quais tendem a mostrar os valores máximos e mínimos. Para os elementos Ba e Rb (fig. 6.13-a,b), as rochas félsicas tendem a exibir as concentrações mais elevadas comparativamente aos encraves à excepção de dois halos que apresentam valores inferiores relativamente ao conjunto dos tonalitos. Relativamente aos encraves, aqueles que apresentam apenas horneblenda (EGM-Hb) tendem a exibir, para o Rb e Ba os valores mais altos e para o Sr os valores mais baixos. Duas amostras de halos exibem os valores mais baixos. Para o Sr (fig. 6.13-c) o intervalo de valores obtido para os encraves e tonalitos é praticamente o mesmo.

As concentrações para os elementos incompatíveis Th e U são baixas em todos os litótipos. Para o Th (fig. 6.14-a) as rochas básicas e tonalitos apresentam valores dentro dos mesmos intervalos e, na generalidade, são mais baixos para os encraves ($Th_{félsicas}$: 0.94-3.34 ppm, $Th_{básicas}$:0.74-4.25 ppm, $Th_{encraves}$:0.16-3.25 ppm). Os valores para o U (fig. 6.13-b), apesar da dispersão, parecem definir um aumento de acordo com a sequência gabros – encraves – tonalitos. O dacito destaca-se do conjunto dos tonalitos, para ambos os elementos apresentando valores claramente mais elevados (Th_{dacito}: 7.8 ppm; U_{dacito}: 2.4 ppm).

[10] LIL - *Large Ion Lithophile elements*

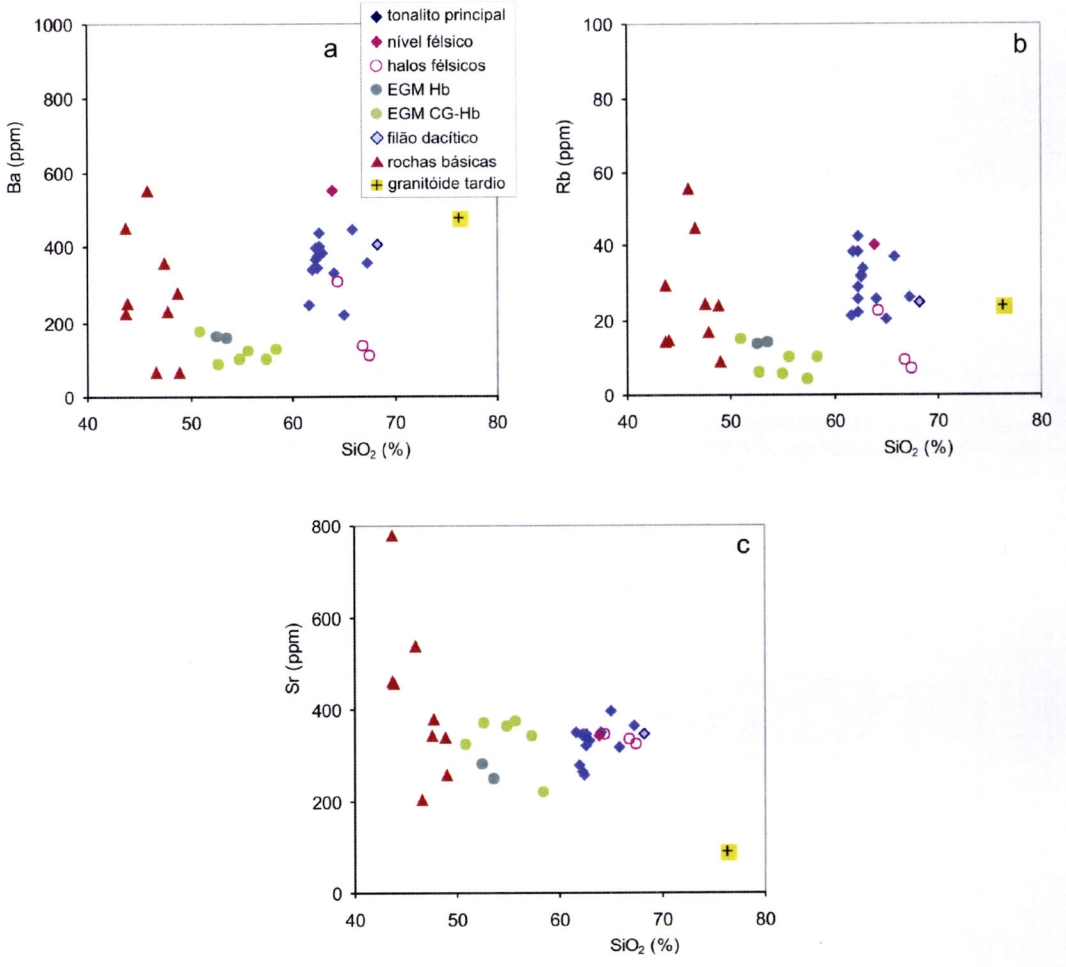


Figura 6.13 – Diagramas de Harker para elementos LIL *vs* SiO_2 (%) - **a)** Ba, **b)** Rb, **c)**Sr, aplicado às ocorrências de rochas máficas, aos litótipos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico) e granitóide tardio.

Relativamente ao Zr (fig. 6.14-c) os valores para as rochas básicas e para os encraves estão, grosso modo, dentro do mesmo intervalo de valores ($Zr_{básicas}$: 50-138 ppm; $Zr_{encraves}$: 46-132 ppm) verificando-se um aumento para os termos mais félsicos ($Zr_{félsicas}$: 77-133 ppm). O Y e Nb (fig. 6.14-d,e) mostram um padrão relativamente semelhante, com valores mais baixos para as rochas básicas ($Y_{básicas}$:14.9-34.4 ppm, $Nb_{básicas}$: 2-10.4 ppm) e félsicas do MH ($Y_{félsicas}$: 8-22 ppm; $Nb_{félsicas}$: 2.5-6.3 ppm) associados a um forte enriquecimento e dispersão nos encraves ($Y_{encraves}$: 40.8-112 ppm, $Nb_{encraves}$: 4.8-15.9 ppm). Os leucotonalitos (halos e nível félsico) tendem a apresentar os valores mais baixos para o Nb relativamente ao tonalito principal. Em particular o La exibe uma dispersão dos resultados, essencialmente para as básicas e para os litótipos félsicos do MH ($La_{félsicas}$: 6.2-17.7 ppm; $La_{básicas}$: 4.29-22.3 ppm; $La_{encraves}$: 9.35-14.4 ppm), com clara sobreposição de valores. O dacito apresenta o

valor mais elevado enquanto os halos apresentam os valores mais baixos no que diz respeito às rochas félsicas do MH.

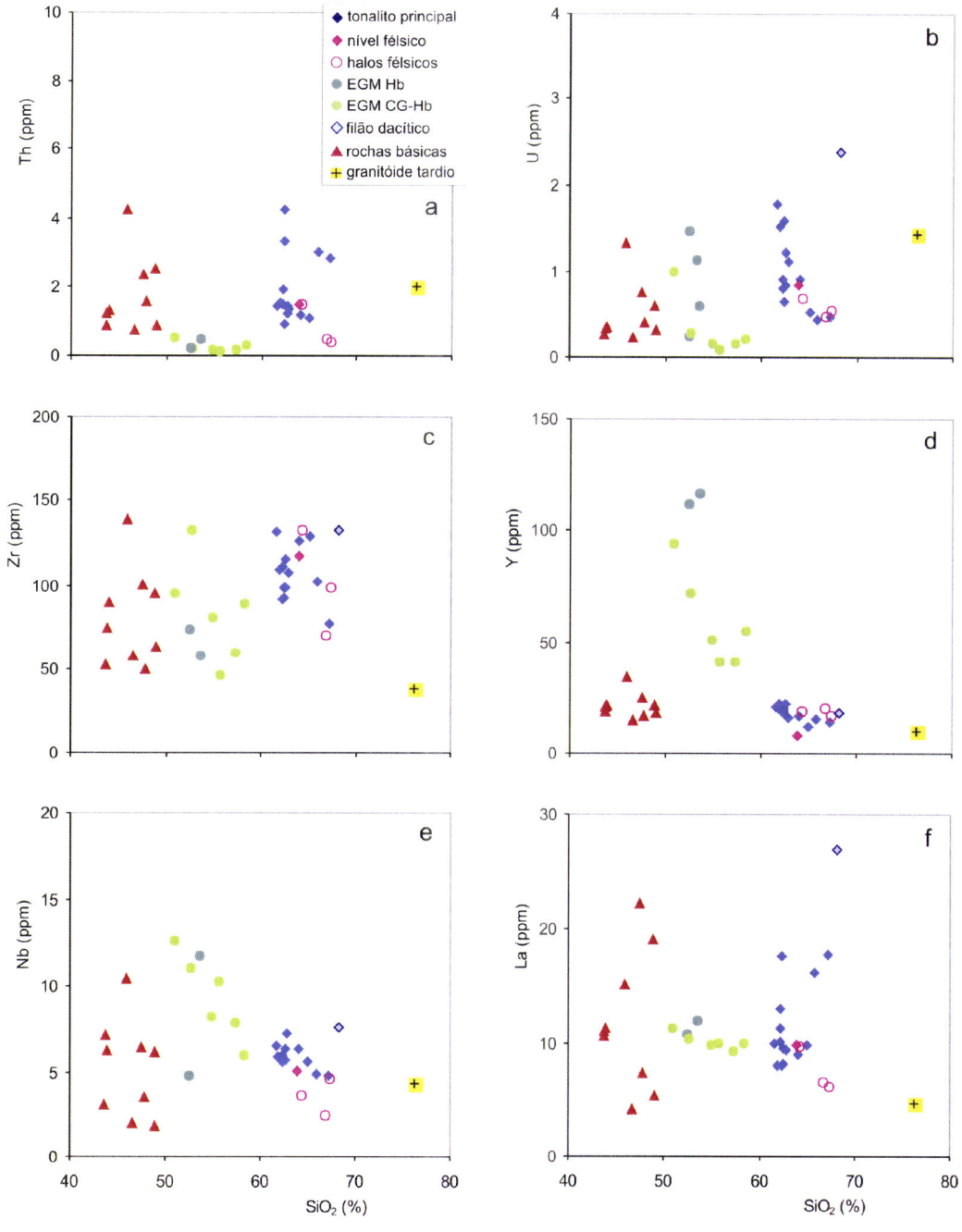


Figura 6.14 – Diagramas de Harker para elementos HFSE[11] *vs* SiO_2 (%) - **a)** Th e **b)** U, **c)** Zr, **d)** Y, **e)** Nb e **f)** La, aplicado às ocorrências de rochas máficas, aos litótipos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, encraves, filão dacítico) e granitóide tardio.

Analisando, uma vez mais em separado, os trios – encrave, tonalito e halo – e o par – tonalito, nível félsico, referidos no ponto anterior (vide fig. 6.11), verifica-se que a

[11] HFSE – *High Field Strength Elements*

concentração dos elementos de transição (e.g. Cr e V, fig. 6.15-a,b) é mais elevada algumas ordens de grandeza para os encraves e praticamente constantes para os tonalitos e halos no caso do Cr (com excepção de um trio que mostra concentrações muito semelhantes para o Cr) e ligeiramente inferiores no caso do V. O Y (fig. 6.15-c) mostra um comportamento semelhante: encraves com concentrações mais elevadas e halos com composição idêntica ao tonalito. O comportamento do Sr não mostra variações sistemáticas; os encraves apresentam uma grande dispersão com valores máximos e mínimos (quer superiores quer inferiores aos tonalitos e halos) e os halos exibem concentrações superiores e inferiores, mas dentro da mesma ordem de grandeza, relativamente aos tonalitos correspondentes. Os elementos Ba, Rb e Th (fig. 6.15-d,e,g) apresentam comportamentos iguais, ou seja, uma maior concentração nestes elementos nos tonalitos se bem que numa gama de valores muito baixos no referente ao Th. O La (fig. 6.15-h) mostra uma distribuição irregular mas sem diferenças significativas entre os encraves e os tonalitos hospedeiros, enquanto que os halos apresentam teores inferiores relativamente ao tonalito correspondente. Relativamente ao nível félsico e tonalito associado, apresentam valores iguais ou dentro da mesma ordem de grandeza para o Cr, V, Th, La e Sr, claramente mais elevados no nível félsico para o Ba e Rb e inferiores no caso do Y. A distribuição observada entre estes dois litótipos associados não acompanha sistematicamente o comportamento dos halos e respectivos tonalitos.

Nos diagramas multi-elementares (fig. 6.16), normalizado para o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989), verifica-se que o tonalito principal (fig. 6.16-a) e as rochas básicas (fig. 6.16-b) mostram distribuições semelhantes: enriquecimento moderado na razão LILE/HFSE (Th_N/Y_N: 2.71- 11.43 para o tonalito principal e Th_N/Y_N: 2.50-6.61 para os gabros) e uma anomalia negativa pronunciada para o Ti e Nb-Ta (Th_N/Nb_N: 1.33-6.22 para os tonalitos e Th_N/Nb_N: 1.45-3.96 para os gabros). Apenas uma amostra exibe uma anomalia positiva para o Ti facilmente justificada do ponto de vista petrográfico por essa amostra conter uma elevada quantidade modal de óxidos de Fe e Ti primários.

Os diagramas multi-elementares para os leucotonalitos (halos e nivel félsico, fig. 6.16-a) mostram que as duas amostras com os maiores teores em Th mostram perfis semelhantes ao do tonalito principal. No entanto, dois halos divergem da distribuição dominante como já tinha sido observado para alguns elementos nos diagramas de variação. O dacito apresenta a mesma distribuição que os tonalitos mas associado a

uma maior anomalia em Ti e Nb-Ta (Th_N/Nb_N=8.57). À excepção de um halo os tonalitos e dacito apresentam uma anomalia negativa em Sm.

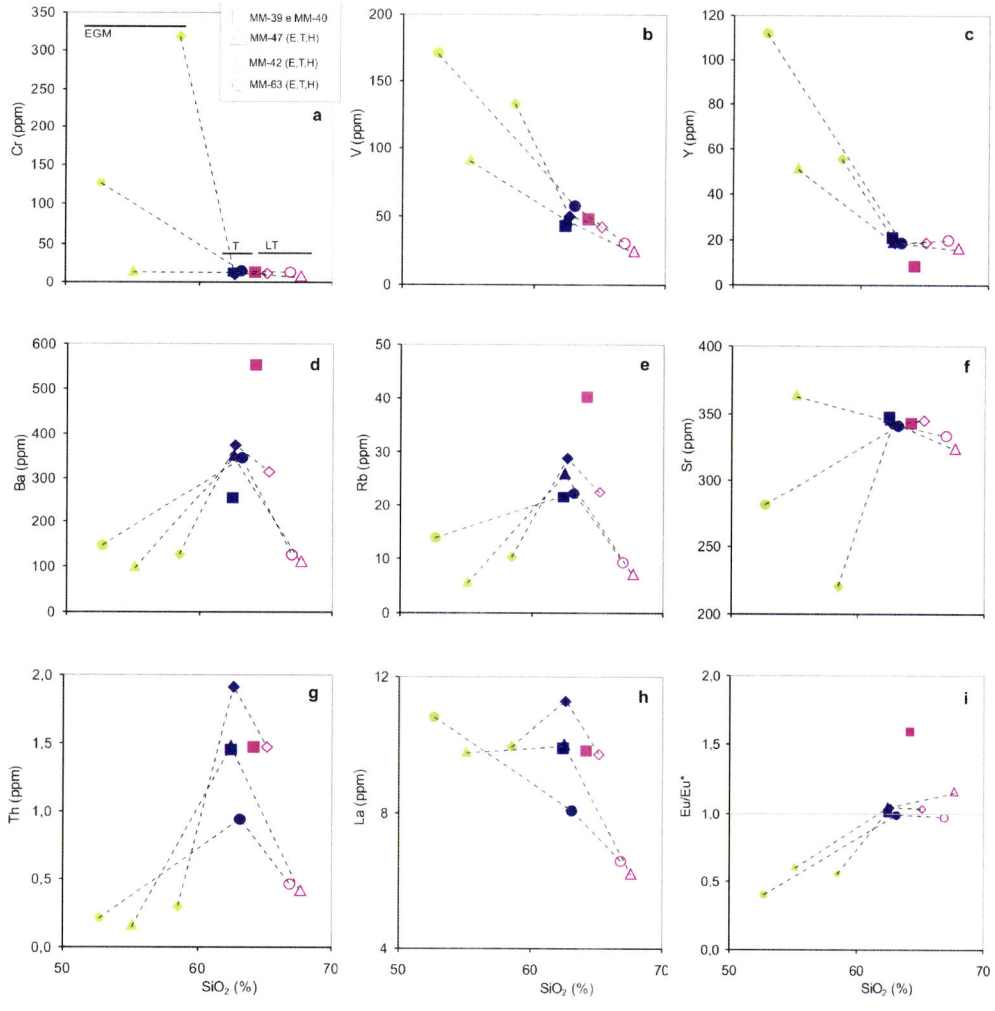


Figura 6.15 – Diagramas de Harker para elementos vestigiais, usando a SiO_2 (%) como índice de diferenciação, aplicado aos trios (encrave, tonalito, halo) e par (tonalito, nivel félsico) do MH: **a)** Cr (ppm), **b)** V (ppm), **c)** Y (ppm), **d)** Ba (ppm), **e)** Rb (ppm), **f)** Sr (ppm), **g)** Th (ppm), **h)** La (ppm) e **i)** anomalia de Eu (Eu/Eu*) *vs* SiO_2 (%). As amostras usadas encontram-se referenciadas na figura. Abreviaturas: EGM- encraves, T-tonalitos, LT- leucotonalitos (halos e nivel félsico).

Os encraves máficos (fig. 6.16-c) mostram características particulares, com a generalidade das amostras a mostrar baixas razões Th_N/Nb_N (geralmente inferiores a 0.5) e anomalias negativas em Zr. Ao contrário dos tonalitos e gabros não se verifica uma anomalia para o Nb-Ta mas antes razões Th_N/Ta_N semelhantes com um pico positivo no Nb. Não obstante a generalidade dos encraves apresentarem as características descritas anteriormente, um encrave hornblêndico mostra um perfil semelhante, quer aos gabros quer aos tonalitos, com anomalia negativa em Nb-Ta (Th_N/Nb_N: 2.86)

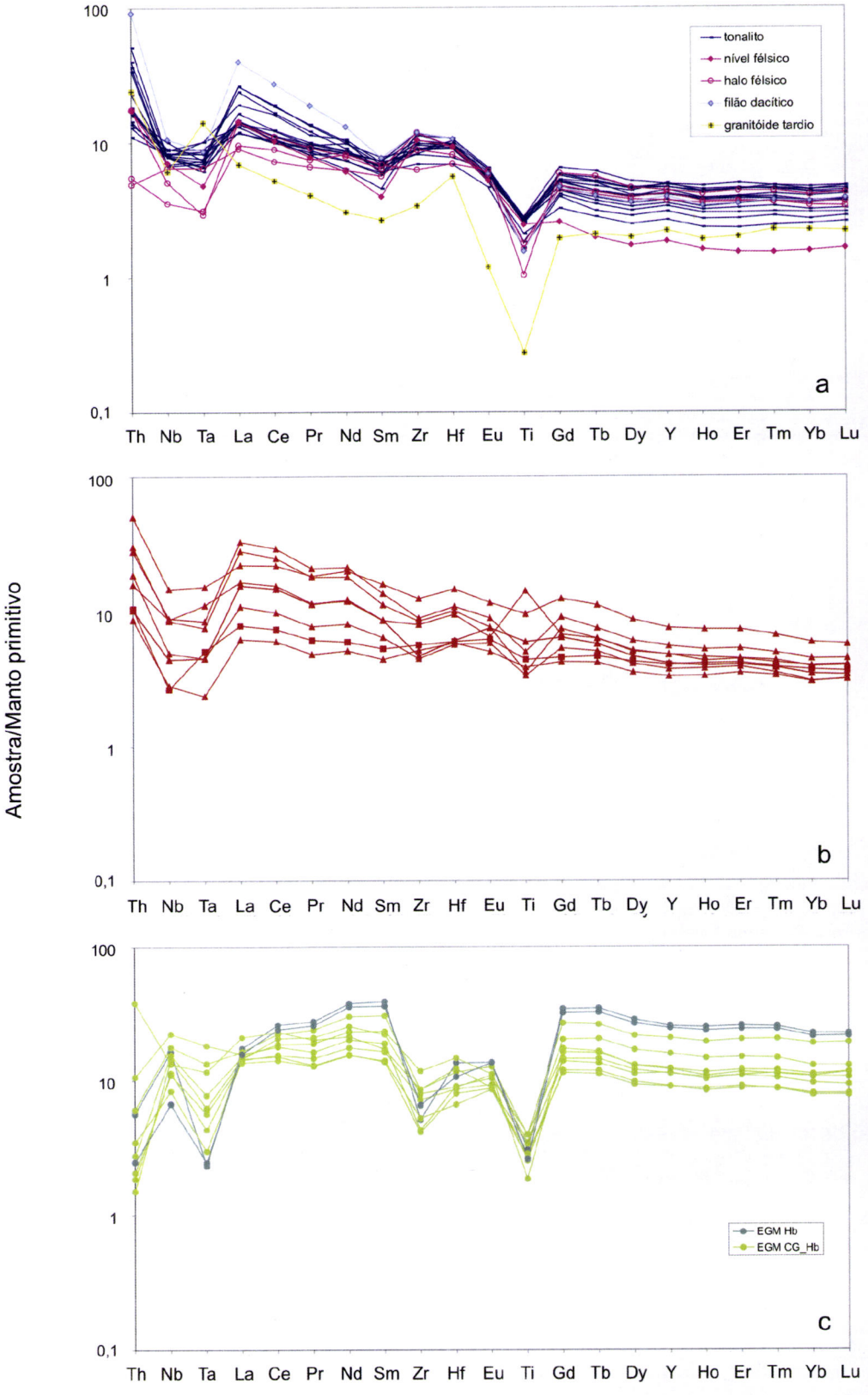


Figura 6.16 – Diagramas multi-elementares para: **a)** litótipos félsicos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, filão dacítico) e granitóide tardio; **b)** ocorrências de rochas máficas; **c)** encraves granulares máficos do MH (EGM Hb: encraves horneblêndicos, EGM CG-Hb: encraves cumingtoníticos-grunetríticos-horneblêndicos. Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

No diagrama multi-elementar para terras raras (ETR) e normalizado para o manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) verifica-se que o tonalito principal é ligeiramente enriquecido em elementos terras raras leves (ETRL) com La_N/Lu_N: 2.50-9.10. As anomalias em Eu são pequenas, podendo ser positivas ou negativas (Eu/Eu^*: 0.88-1.31, fig. 6.17-a e 6.18-a). Os halos félsicos (La_N/Lu_N: 2.51-4.24; Eu/Eu^*: 1.03-1.06) acompanham a distribuição geral do tonalito principal. Porém, em relação aos tonalitos associados, dois halos apresentam teores relativamente inferiores, em particular para TRL, enquanto que o terceiro halo é empobrecido em ETRL mas enriquecido em elementos terras raras pesadas (ETRP). No conjunto dos litótipos félsicos do MH, o nível félsico apresenta a maior anomalia positiva em Eu ($Eu/Eu^* = 1.59$) assim como o perfil mais fraccionado ($La_N/Lu_N = 8.79$). Também o filão dacítico acompanha os perfis dos tonalitos, sem anomalia positiva em Eu ($Eu/Eu^* = 0.94$), mas com um maior enriquecimento em ETRL ($La_N/Lu_N = 10.24$) e com maior quantidade em ETR relativamente à totalidade dos litótipos félsicos do MH (fig. 6.18-a).

Os padrões de distribuição para ETR nos gabros são muito semelhantes aos obtidos para o tonalito principal, com La_N/Lu_N: 1.99-7.31 e Eu/Eu^*: 0.80-1.16 (fig. 6.17-b e fig. 6.18-a) mas associados a uma maior variabilidade no ETR^{tot} (fig.6.18-b) encontrando valores superiores a inferiores.

Os encraves distinguem-se claramente das restantes litologias por apresentarem perfis horizontais a ligeiramente côncavos para baixo com uma anomalia negativa pronunciada em Eu (Eu/Eu^*: 0.40-0.69). Para todos os litótipos de um modo geral, e em particular para os encraves, observa-se uma forte correlação negativa entre a anomalia de Eu/Eu^* e ETR^{tot} (fig.6.18-b), ou seja as amostras com maior teor em ETR tendem a exibir a anomalia negativa em Eu mais pronunciada.

O granitóide tardio exibe perfis multielementares (fig. 6.16-a) e ETR (fig. 6.17-b) com padrões ligeiramente sub-paralelos mas claramente empobrecidos relativamente às litologias acima apresentadas. Exibe anomalias negativas em Nb (Th_N/Nb_N: 3.89), particularmente acentuadas para o Ti, e Eu (Eu/Eu^*: 0.52, fig.6.18-a).

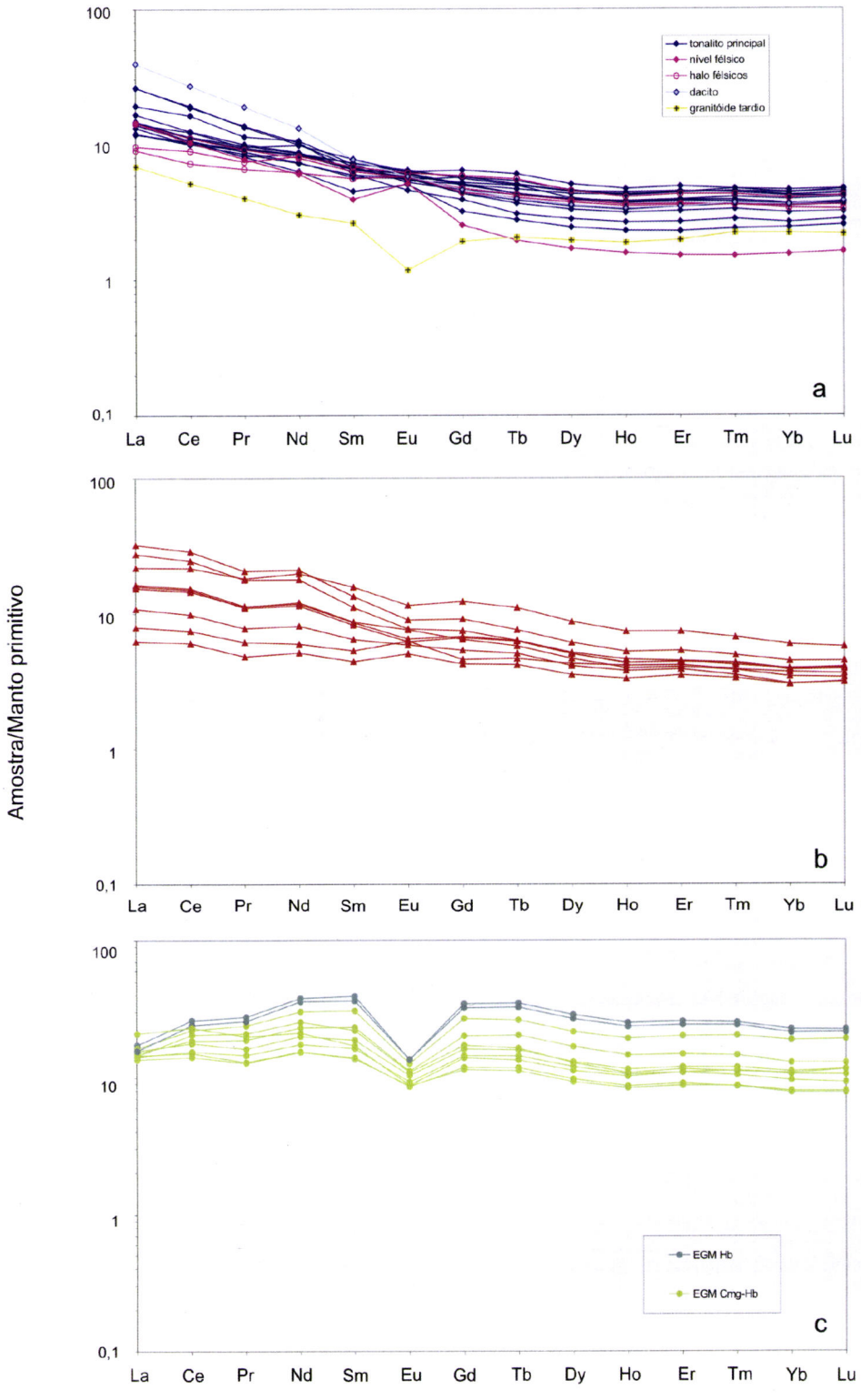


Figura 6.17 – Diagramas multi-elementares para ETR: **a)** litótipos félsicos do MH (tonalito principal, halos, nível félsico, filão dacítico) e granitóide tardio; **b)** ocorrências de rochas máficas; **c)** encraves granulares máficos do MH. Normalização para manto primitivo de (Sun e McDonough, 1989).

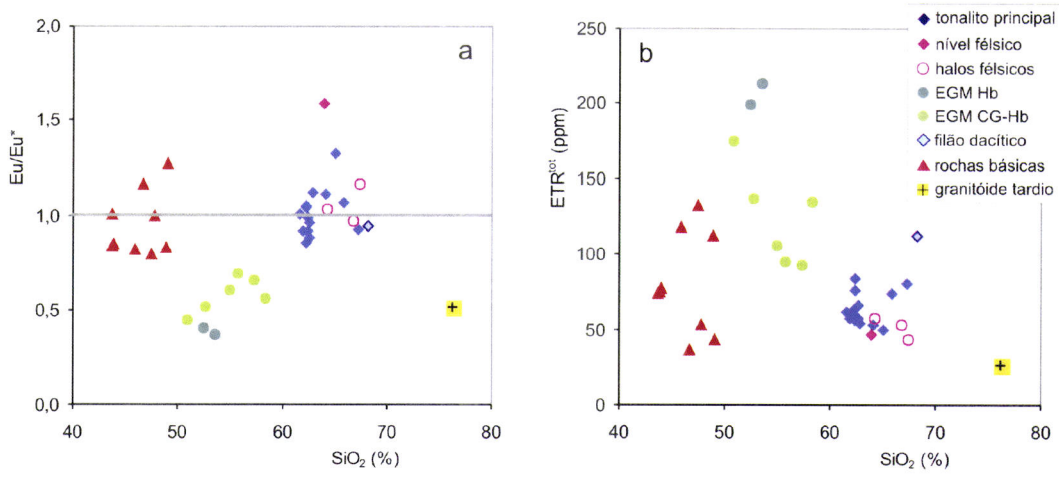


Figura 6.18 – Diagramas: **a)** Eu/Eu* vs SiO_2 (%) e **b)** ETR^{tot} (ppm) vs SiO_2 (%) para litótipos do MH (tonalito principal, encraves, halos, nível félsico, filão dacítico), ocorrências de rochas máficas e granitóide tardio.

6.1.1.4 Diagramas discriminantes

Os diagramas discriminantes têm uma utilização muito generalizada entre os geoquímicos numa tentativa de limitar o ambiente geotectónico das rochas estudadas. No entanto, a sua utilização requer alguns cuidados principalmente quando se trata de os aplicar a rochas graníticas. De facto, mecanismos que ocorrem em magmas muito diferenciados como mistura de magmas, acumulação de minerais, redistribuição ou perda de elementos por fluxo de voláteis, cristalização de fases acessórias ricas em elementos vestigiais, podem encobrir aspectos geoquímicos importantes (Hanson, 1978; Pearce et al., 1984; Rollinson, 1993). Twist e Hamer (1987) referem ainda que diferenças na geoquímica oligoelementar pode resultar da fonte (assinatura herdada) e não de diferenças no ambiente tectónico.

Um dos primeiros estudos sistemáticos de geoquímica oligoelementar de granitos relacionados com o ambiente tectónico foi efectuado por Pearce et al. (1984). Os autores classificaram-nos então em granitos de crista oceânica, de arco-vulcânico, intra-placa e colisionais, sendo esta divisão é ainda hoje amplamente utilizada. Considerando os diagramas discriminantes modificados (Rollinson, 1993) de Pearce et al. (1984), aplicáveis a rochas granitóides, verifica-se que as amostras félsicas do MH se projectam de um modo consistente no campo correspondente aos Granitóides de Arco-Vulcânico (fig. 6.19).

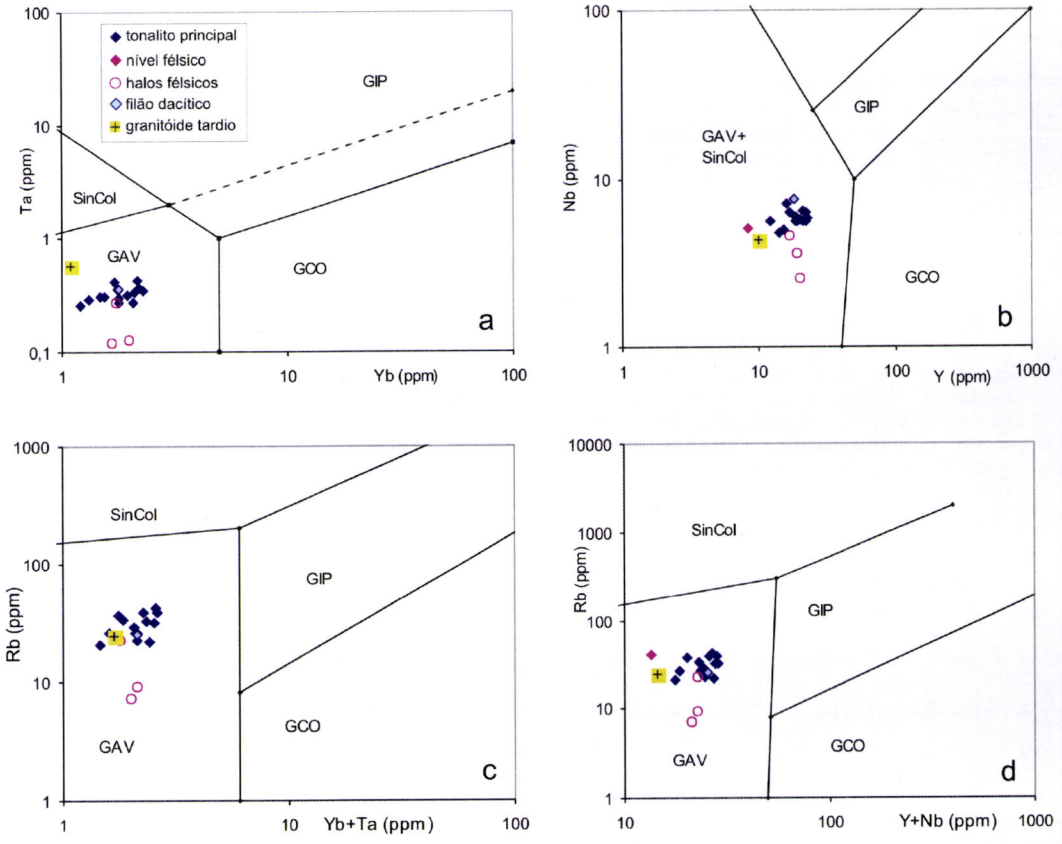


Figura 6.19 – Diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) *in* Rolinson (1993) para litótipos félsicos do MH (tonalito principal, halos félsicos, nível félsico e dacito) e granitóide tardio: **a)**Ta *vs* Yb, **b)** Nb *vs* Y, **c)** Rb *vs* Yb+Nb, **d)** Rb *vs* Y+Nb. Abreviaturas granitóides: GAV- arco-vulcânico, sinCol-sin-colisionais, GIP- intra-placa e GCO- crista oceânica.

Esta hipótese parece ser confirmada pelo diagrama modificado (Rollinson, 1993) de Harris et al. (1986) que mostra a projecção dos vários litótipos félsicos do MH no campo dos granitóides de arco vulcânico (fig. 6.20). A validação da projecção de rochas vulcânicas félsicas neste tipo de diagramas, nomeadamente em Rb *vs* Y+Nb e Nb *vs* Y (Rollinson, 1993), foi efectuada por Twist e Harmer (1987) pelo que é possível incluir nestes diagramas o dacito que se projecta coerentemente no campo dos granitóides com afinidade de arco-vulcânico.

Como para todos os diagramas discriminantes, as séries de rochas graníticas não podem ser usadas sem uma análise cuidada da mobilidade dos elementos. Em particular o Rb, que é um elemento muito usado para diagramas discriminates em granitóides (e.g. Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986, e Brown et al., 1984) é um elemento facilmente remobilizável na presença de fluidos aquosos. Porém, este elemento foi utilizado considerando que estes efeitos são menos sentidos em rochas granitóides do que em rochas básicas. Pearce et al. (1984) chama ainda atenção para

o facto de os efeitos de diluição pela acumulação de plagioclase em granitos poderem deslocar os campos intraplaca (GIP) e crista-oceânica (GCO) para o campo de arco-vulcânico (GAV). Ao contrário, os campos GAV e sin-colisionais podem ser deslocados para o campo de GIP ou GCO por acumulação de minerais ferro-magnesianos ou fases acessórias. A aplicação destes diagramas ao MH não parece levantar obstáculos tendo em conta a frescura das amostras e a inexistência de testemunhos de acumulação de minerais ferromagnesianos nos tonalitos.

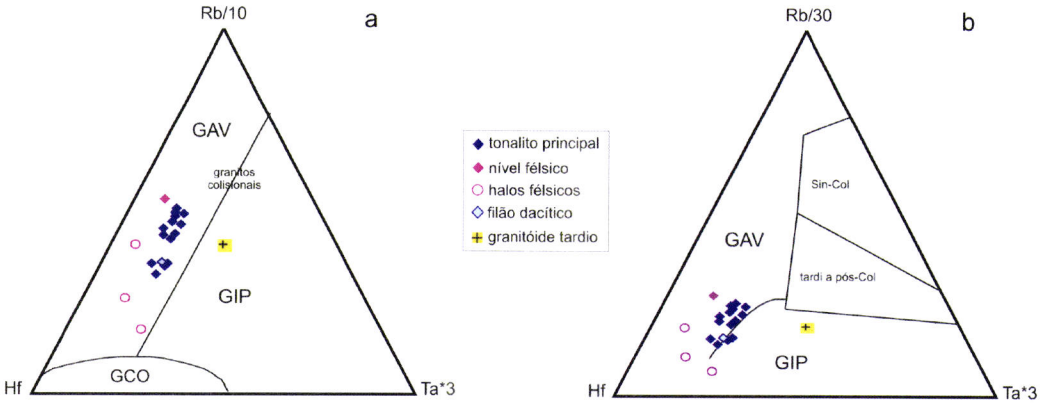


Figura 6.20 – Diagramas discriminantes de Harris et al. (1986) modificados por Rollinson (1993) para litótipos félsicos do MH (tonalito principal, halos félsicos, nível félsico e dacito) e granitóide tardio: **a)** Rb/10-Hf-Ta*3 os granitos colisionais projectam-se sobre a fronteira que delimita os granitóides de arco-vulcânico e os de intra-placa; **b)** Rb/30-Hf-Ta*3. Abreviaturas granitóides: GAV- arco-vulcânico, sinCol-sin-colisionais, PósCol- pós-colisional, GIP- intra-placa e GCO- crista oceânica.

Os diagramas discriminantes analisados de seguida foram criados de modo empírico para rochas vulcânicas (basaltos e andesitos) utilizando essencialmente elementos vestigiais. Assim, a sua aplicação a rochas plutónicas básicas (gabros) comporta alguns riscos adicionais além dos referidos anteriormente. Do que foi sendo apresentado, os gabros parecem mostrar evidências de acumulação diferenciada e/ou alteração, promovendo uma forte dispersão deste litótipo nos vários diagramas apresentados. Não obstante, optou-se por projectar as rochas gabróicas em alguns diagramas tendo em atenção a escolha dos elementos traço utilizados de modo a melhor confrontar o ambiente geodinâmico das rochas gabróicas com os granitóides.

Os diagramas de Meschede (1986) e Wood (1980), utilizam, como discriminantes, elementos que, além de terem um comportamento geoquímico tipicamente imóvel em fluidos aquosos, parecem não estar condicionados por efeitos de acumulação, pelo que este efeito ou o de alteração não deverão influenciar os resultados. Acresce que neste tipo de diagramas se considera essencialmente as razões inter-elementares e não os valores absolutos de concentrações. Assim, mesmo havendo "diluição" por

acumulação de alguma(s) fase(s) essas relações razões não são significativamente afectadas a menos que haja uma forte diferença na compatibilidade dos elementos.

No diagrama de Meschede (1986) verifica-se ainda assim uma dispersão dos resultados pelos campos B, C e D mas todos eles compatíveis com um MORB[12] enriquecido ou basaltos de arco-vulcânico (fig. 6.21). Já nos diagramas de Wood (1980) o constrangimento é maior e os gabros projectam-se na sua totalidade no campo dos basaltos calco-alcalinos de acordo com o que tem vindo a ser apresentado. O diagrama de Pearce (1982), mostrando que todas as amostras de gabros se projectam para valores superiores a 10-11ppm e inferiores a 40 ppm de Y e Cr inferior a ~400 ppm ou seja, claramente no domínio dos basaltos de arco-vulcânico. Uma amostra de gabro projecta-se na intersecção do campo referido com o dos basaltos intra-placa.

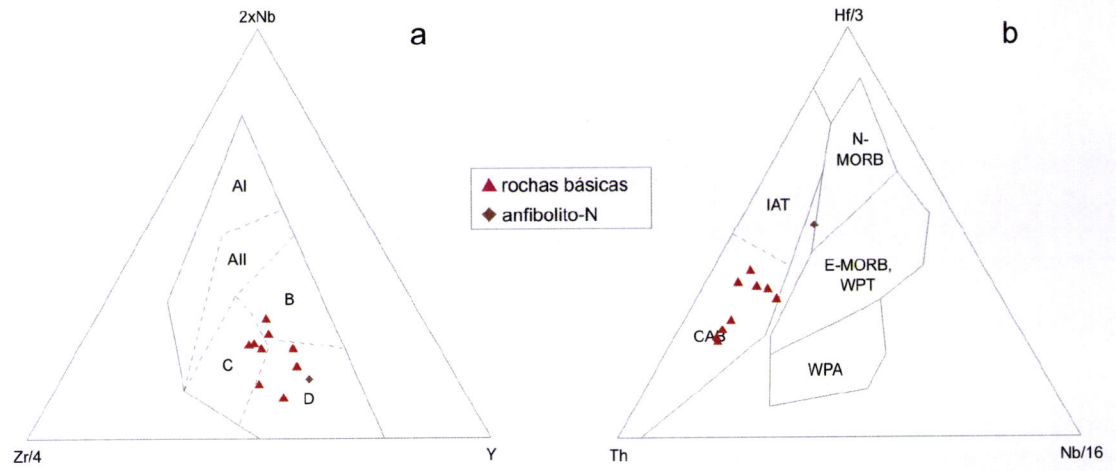


Figura 6.21 – Diagramas discriminantes para as ocorrências de rochas máficas do TAME e anfibolito a norte do MH (vide ponto 6.2.1); **a)** Meschede (1986), campos: A - basaltos intra-placa; B-MORB-E; C-basaltos de arco vulcânico e intraplaca; D- basaltos de arco-vulcânico e MORB-N e e **b)** Wood (1980), campos CAB- basaltos de arco continental, IAT-toleitos de arco insular, WPA-basaltos alcalinos intra-placa, WPT-basaltos toleíticos intra-placa., MORB-N/E- basaltos de crista média oceânica normal/enriquecido.

6.1.2 Granitóides (Alto de São Bento, Évora)

O estudo dos litótipos estudados na área do Alto de São Bento (ASB) resultou da tentativa de enquadrar e relacionar ocorrências de granitóides, aparentemente mais aluminosos e diferenciados, com os litótipos do MH. Para tal, à excepção dos níveis pegmatíticos e aplitos, foram amostrados os diferentes tipos litológicos existentes na área (vide Relações de Campo; ponto 3.1.3) ao que se juntou a amostragem de

[12] MORB-*Mid Ocean Ridge Basalts Basalts*

Ribeiro (2006) de 2 granitos porfiróides e um leucogranito de duas micas. Pela proximidade geográfica (vide ponto 1.4) e eventuais correlações genéticas, optou-se pela apresentação conjunta de duas rochas gabróicas do ASB já apresentadas no ponto anterior (6.1.1).

6.1.2.1 Classificação química e normativa

A variabilidade geoquímica das rochas amostradas na área do ASB reflecte as diferenças já avançadas no capítulo da petrografia. Usando a adaptação de Wilson (1989) para rochas plutónicas (6.22) ao diagrama de Cox et al. (1979) verifica-se que as amostras do ASB tendem a definir uma sequência sub-alcalina projectando-se no campo dos gabros, dioritos-quártzicos/granodioritos (tonalitos - vide nota de rodapé 2) e granitos.

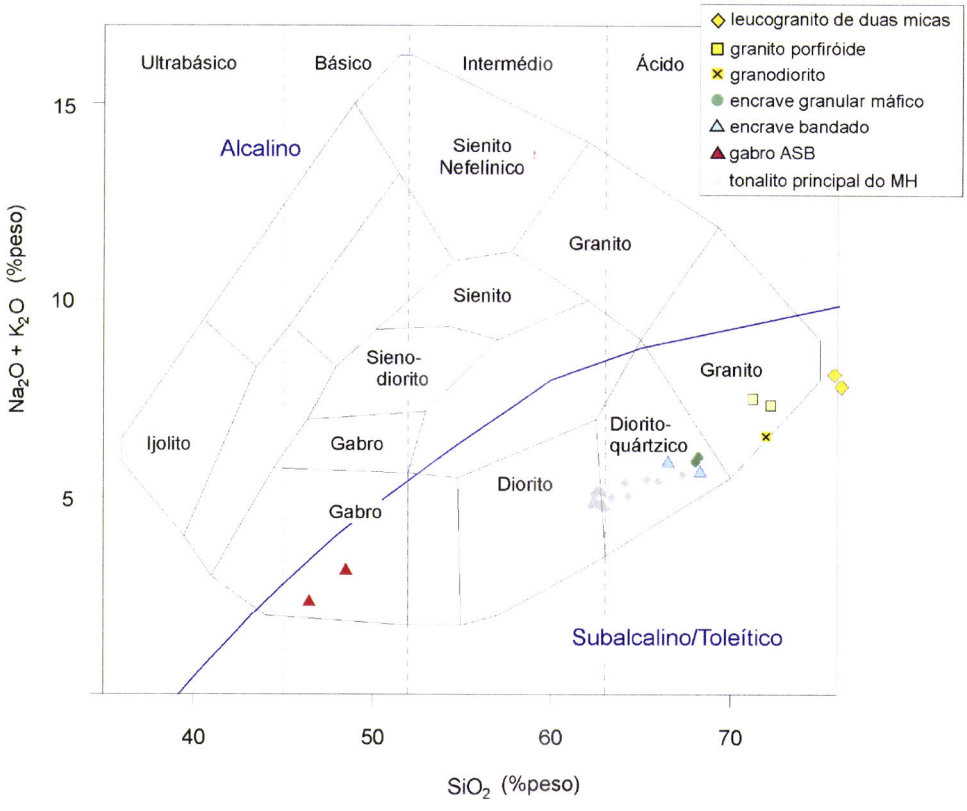


Figura 6.22 – Diagrama TAS (Na_2O+K_2O (%) *vs* SiO_2 (%)) de Cox et al. (1979) adaptado, para rochas plutónicas, por Wilson (1989) e aplicado aos litótipos da área do ASB (encraves bandados, leucogranitos de duas micas, encraves granulares máficos, granodiorito e granito porfiróide) e à ocorrência de rochas máficas do ASB. Para efeitos de comparação encontra-se também representado (a cinzento) o tonalito principal do MH. A linha que separa os campos alcalinos e sub-alcalinos é de Miyashiro (1978).

A classificação de De la Roche et al. (1980), igualmente para rochas plutónicas, modifica ligeiramente a classificação obtida pelo diagrama de Cox et al. (1979) sobrepondo a maior parte dos litótipos não gabróicos no campo dos granodioritos

embora com transição para termos tonalíticos e graníticos (fig. 6.23). Estes mesmos litótipos projectam-se no diagrama de Barker (1979), nos campos dos tonalitos, granodioritos e granitos (fig. 6.24), em concordância com a classificação adoptada no capítulo da petrografia.

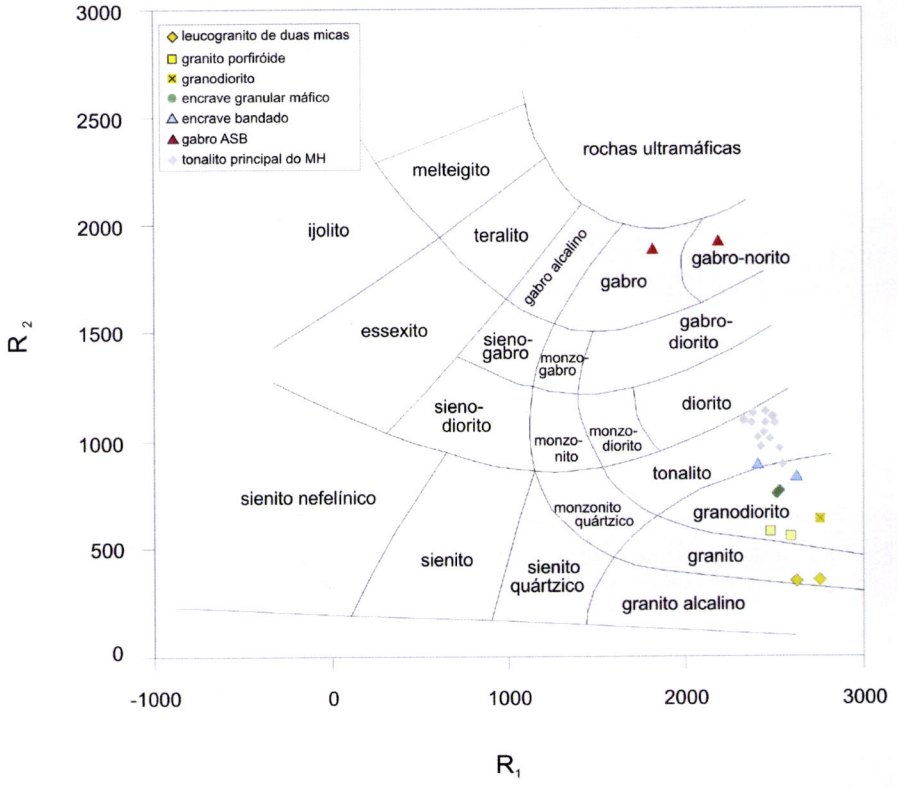


Figura 6.23 – Diagrama R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) *vs* R2=6Ca+2Mg+Al de De la Roche et al. (1980) aplicado aos litótipos da pedreira do ASB (encraves bandados, leucogranitos de duas micas, encraves granulares máficos, granodiorito e granito porfiróide) e à ocorrência de rochas máficas do ASB. Para efeitos de comparação encontra-se também representado (a cinzento) o tonalito principal do MH

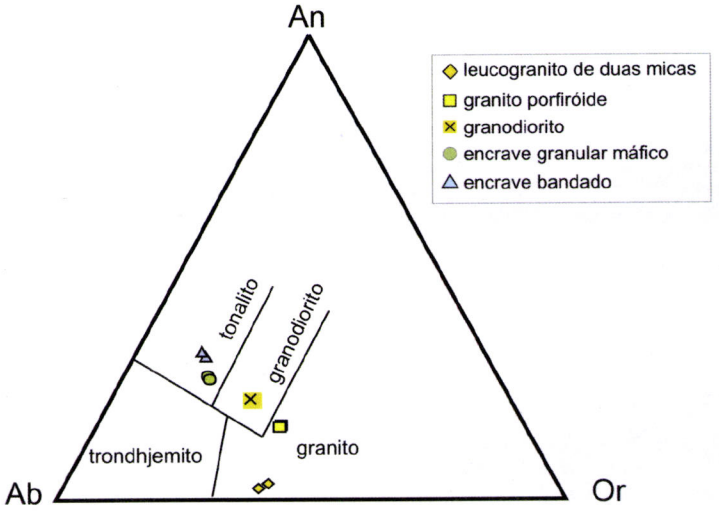


Figura 6.24 – Diagrama classificativo de Barker (1979) para rochas granitóides (>10% volume de quartzo) aplicado aos diferentes litótipos da pedreira do Alto de São Bento (encraves bandados, leucogranitos de duas micas, encraves granulares máficos, granodiorito e granito porfiróide).

O diagrama normativo Q'-ANOR (Streickeisen e Le Maitre, 1979) confirma a classificação anterior de Barker com as especificidades de os granitos porfiróides caírem no campo dos monzogranitos e os leucogranitos de duas micas serem classificados como sienogranitos.

O diagrama de Debon e Le Fort (1982), ilustrado na fig. 6.25 permite mostrar a natureza mais aluminosa dos leucogranitos de duas micas que se projectam no campo dos leucogranitóides peraluminosos, ou seja, no sector I onde, segundo os autores, existe apenas moscovite ou esta predomina sobre a biotite. De facto, o estudo petrográfico nestas amostras revela a maior abundância de mica branca sobre a ferromagnesiana. As restantes amostras caem no sector III, ou seja, onde a única mica presente é a biotite. Um dos encraves bandados projecta-se na fronteira para o sector IV como consequência de apresentar horneblenda na sua composição modal.

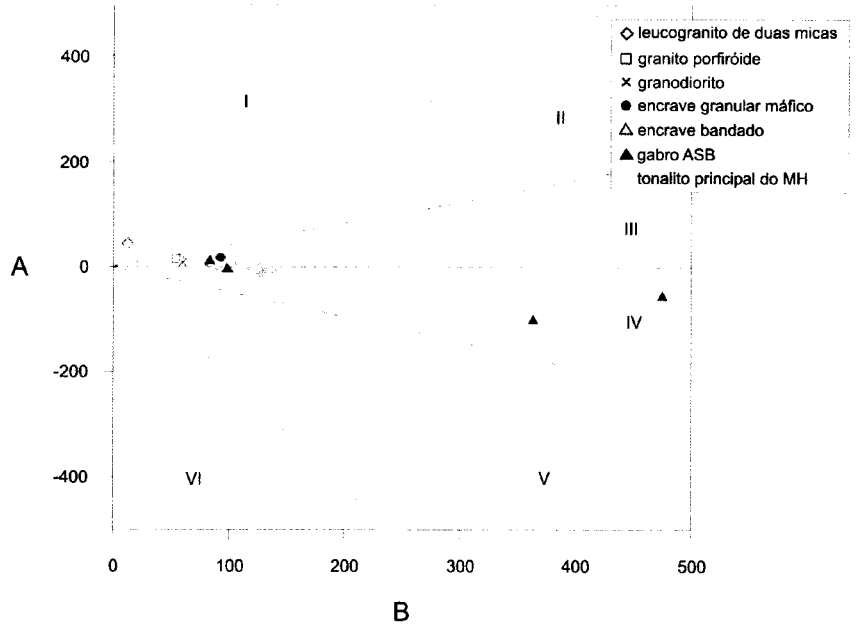


Figura 6.25 – Diagrama A=Al-(K+Na+2Ca) *vs* B=Fe+Mg+Ti de Debon e Le Fort (1982) aplicado aos litótipos da pedreira do Alto de São Bento e à ocorrência de rochas máficas do ASB. Sectores: I - ocorre apenas moscovite ou moscovite >biotite; II – biotite > moscovite; III – apenas biotite; IV- essencialmente biotite + horneblenda; V – clinopiroxena e/ou epídoto e/ou esfena, VI – composições muito específicas. Para efeito de comparação encontra-se também representado (a cinzento) o tonalito principal do MH.

Para efeitos de comparação projectaram-se as amostras do MH e as várias ocorrências de rochas máficas, permitindo verificar que as rochas do ASB se projectam no extremo mais aluminoso da sequência definida por aquelas rochas. Deste modo definem, em conjunto, uma associação cafémica. Consideradas em separado, torna-se complicado, segundo a classificação daqueles autores, atribuir uma afinidade geoquímica dada a complexidade dos padrões definidos para séries

mais aluminosas. Por outro lado, se as rochas do ASB forem consideradas em conjunto com a série MH e com as rochas máficas obtém-se uma associação calco-alcalina (fig. 6.26), de acordo com com critérios de Debon e Le Fort (1982).

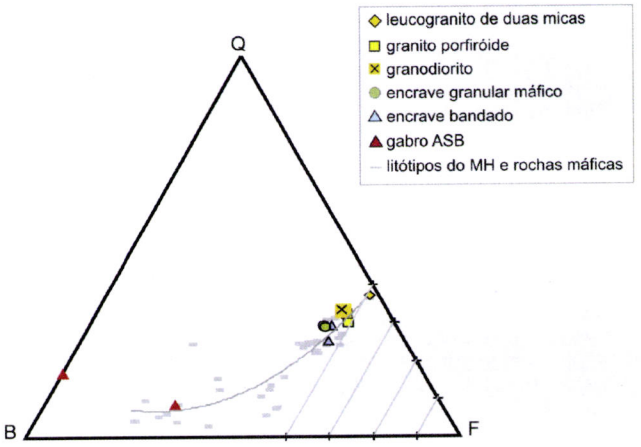


Figura 6.26 – Diagrama QBF de Debon e Le Fort (1982) aplicado aos litótipos da pedreira do ASB e à ocorrência de rochas máficas do ASB Os parâmetros Q, B e F (vide nota de rodapé 6) foram calculados como A e B (vide nota de rodapé 4). A linha de tendência polinomial que une os vários litótipos estudados tende a acompanhar a linha que une uma composição de um gabro a um granito típico de uma série calco-alcalina. Para efeito de comparação encontram-se também representadas (a cinzento) as rochas do MH e rochas máficas.

No diagrama AFM, as amostras félsicas provenientes da pedreira do ASB ajustam-se, à sequência com os litótipos do MH e a totalidade das rochas máficas, na hipotética série toleítica a calco-alcalina (fig. 6.27) referida no ponto anterior.

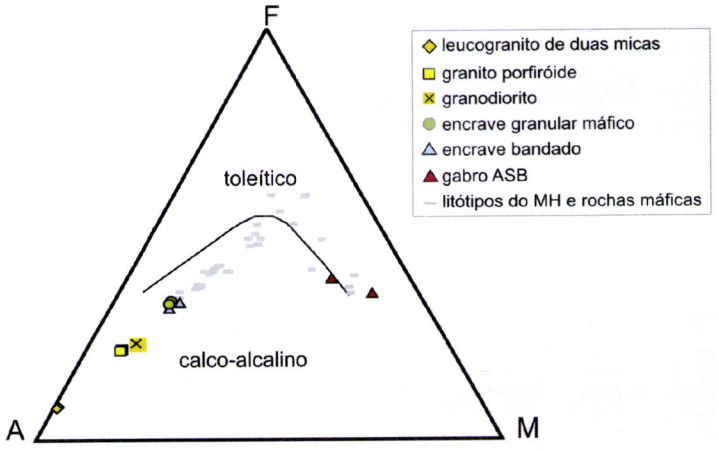


Figura 6.27 – Diagrama AFM (Na_2O+K_2O-FeO^{tot}-MgO) de Irvine e Baragar (1971) para os litótipos da á do ASB e ocorrência de rochas máficas do ASB. Para efeito de comparação encontram-se também representadas (a cinzento) os vários litótipos do MH e rochas máficas.

O diagrama K_2O *vs* SiO_2 (Peccerillo e Taylor, 1976) aplicável a rochas subalcalinas (fig. 6.28) mostra que os vários litótipos granitóides do ASB definem sequência calco-alcalina, passando de valores intermédios de potássio, nos termos mais máficos (encraves granulares máficos e encraves bandados), a composições tipicamente ricas

de potássio, nas composições graníticas, com a litologia granodiorítica numa situação transicional. Esta série apresenta-se em sequência com os litótipos do MH e das restantes ocorrências de rochas máficas.

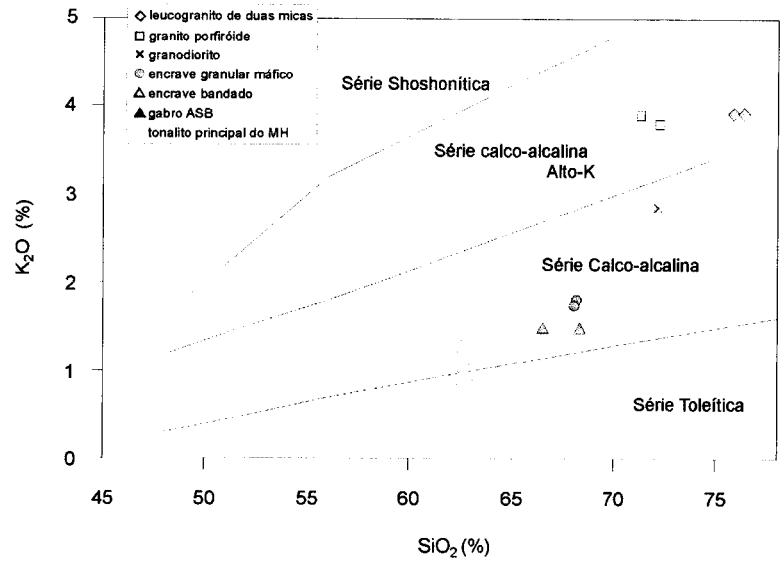


Figura 6.28 – Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) aplicado aos litótipos da pedreira do Alto de São Bento e à ocorrência de rochas máficas do ASB. Para efeito de comparação encontra-se também representado (a cinzento) o tonalito principal do MH.

Integrando a informação relativa ao parâmetro A/CNK e à classificação de Chappell e White (1974), verifica-se que os granitóides correspondem a rochas fracamente peraluminosas a metaluminosas (A/CNK: 0.99-1.06) dentro do campo dos granitos de tipo I à excepção dos leucogranitos de duas micas que são francamente peraluminosos (A/CNK:1.18-1.19) de acordo com uma afinidade com os granitóides do tipo S (fig. 6.29).

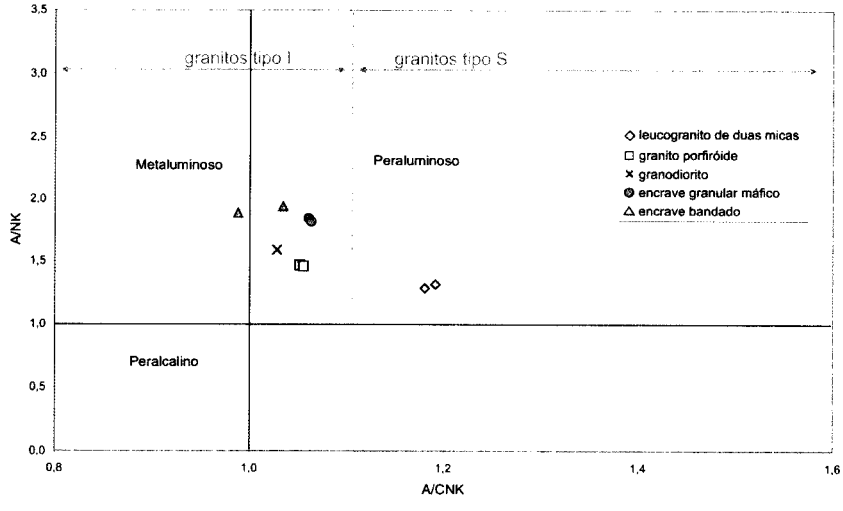


Figura 6.29 – Diagrama A/NK *vs* A/CNK aplicado aos litótipos da pedreira do Alto de São Bento. Conjuntamente encontra-se representada a classificação para granitóides tipo I e S de Chappell e White (1974).

De acordo com a classificação de Frost et al. (2001, fig. 6.30), os granitóides da pedreira do ASB são dominantemente do tipo Cordilheira, ou seja magnesianos (fig. 6.30-a), calco-alcalinos a cálcicos (fig. 6.30-b), e, de um modo geral, peraluminosos a ligeiramente metaluminosos (fig. 6.30-c). Relativamente aos leucogranitos de duas micas são ferríferos, calco-alcalinos a alcalino-cálcicos e peraluminosos pelo que, de acordo com a classificação dos referidos autores, correspondem a leucogranitos peraluminosos. Apesar dos vários parâmetros estabelecidos (vide nota de rodapé 8), serem igualmente compatíveis com os granitos do tipo A, a peraluminosidade, neste tipo de granitóides é uma exepção, pelo que, os referidos litótipos do ASB deverão corresponder a leucogranitos peraluminosos, de acordo com o ambiente orogénico que tem vindo a ser referido para os restantes granitóides.

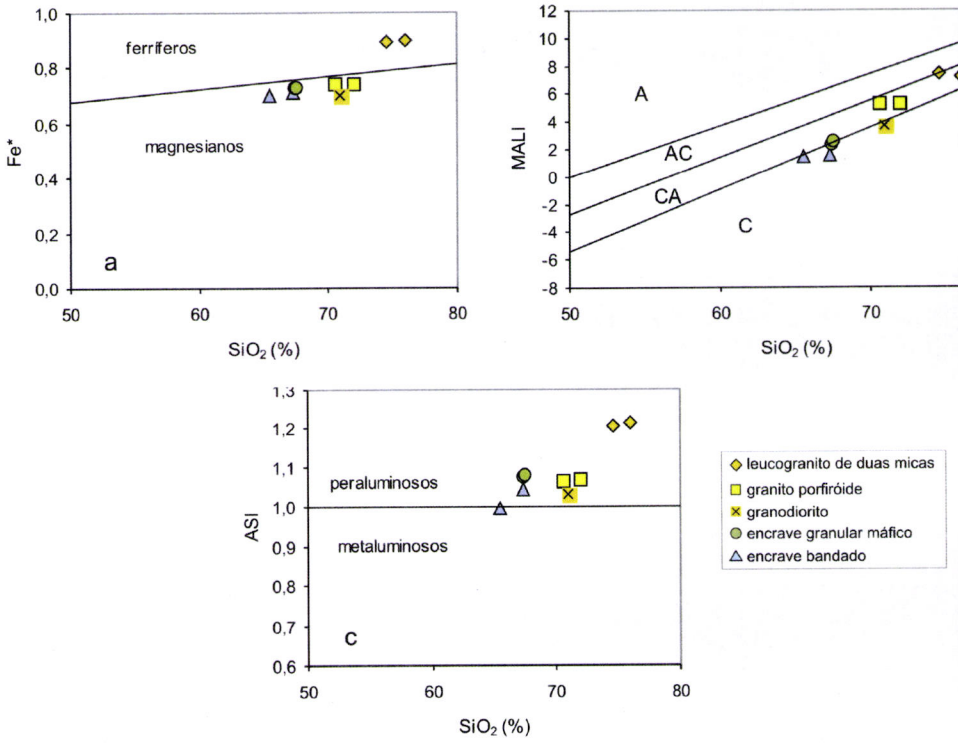
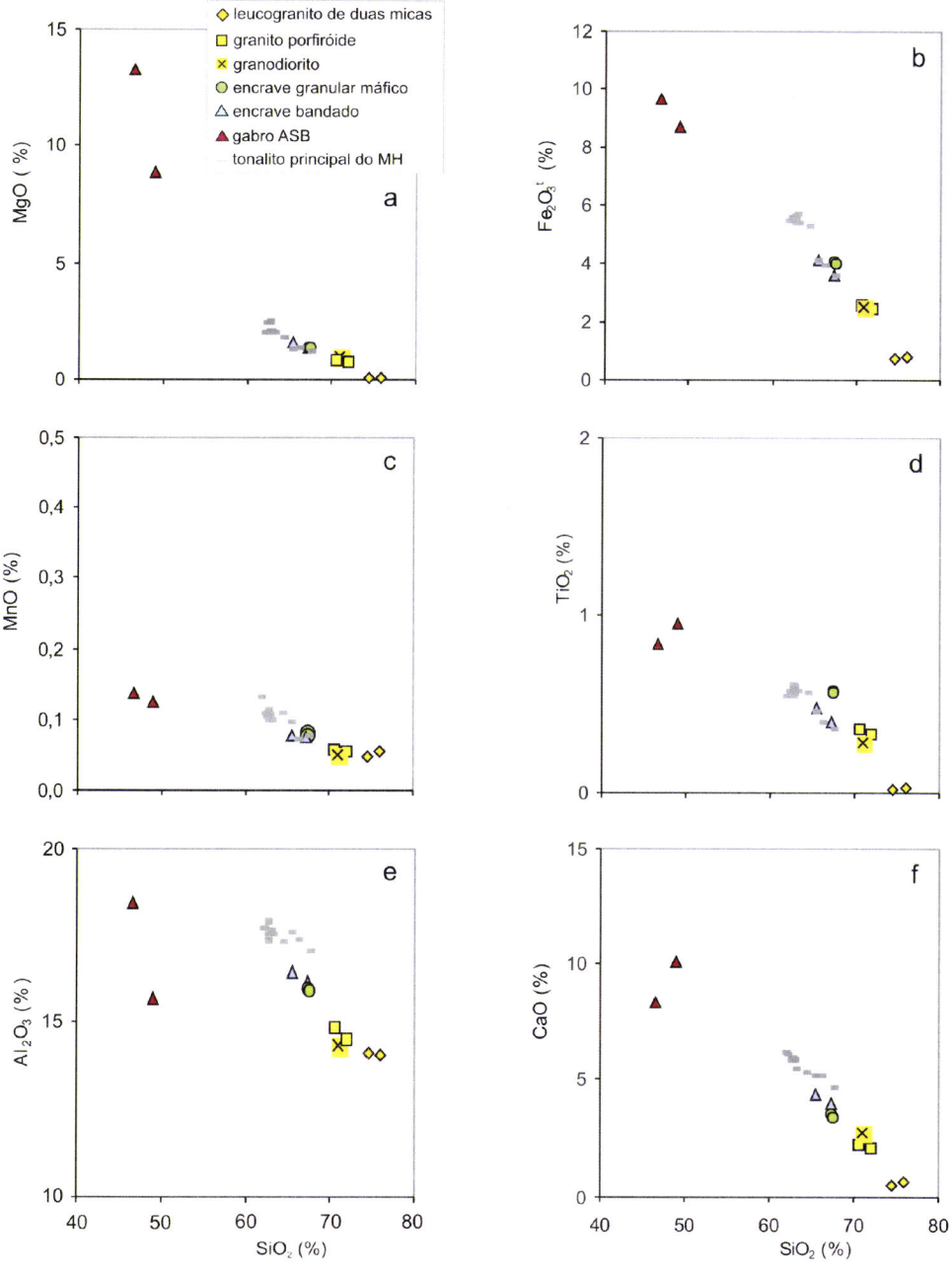


Figura 6.30 – Classificação de Frost et al. (2001) para rochas granitóides aplicado aos litótipos da pedreira do ASB; **a)** Fe* *vs* SiO_2 (%) **b)** MALI *vs* SiO_2 (%), legenda: A-alcalino, AC-alcalino-cálcico, CA-calco-alcalino, C-cálcico, **c)** ASI *vs* SiO_2 (%).

6.1.2.2 Elementos maiores

A projecção dos elementos maiores em diagramas do tipo Harker, permite observar uma variação significativa entre os diferentes litótipos em função da sílica (fig. 6.31). Relativamente aos termos félsicos este óxido varia de 65.5 peso% verificado nos encraves bandados até 75.99 nos leucogranitos de duas micas. Para as rochas gabróicas a sílica varia entre 46.62 e 49%.

Considerando apenas o espectro composicional das rochas félsicas verifica-se uma forte tendência para uma correlação linear negativa para a maioria dos óxidos (MgO, $Fe_2O_3^t$, MnO, TiO_2, Al_2O_3 e CaO) quando confrontados com a percentagem de SiO_2 (fig. 6.31-a,b,c,d,e,f) Para os álcalis as tendências têm aspectos diferentes das anteriores e distintas entre si: no caso no sódio (fig. 6.31-h) verificam-se valores semelhantes entre si ou ligeiramente mais baixos no granodiorito e granitos porfiróides enquanto que o potássio mostra (6.31-i) um claro enriquecimento para os termos mais félsicos. O P_2O_5 apresenta uma dispersão dos valores sem uma correlação evidente com a sílica (fig. 6.31-g).



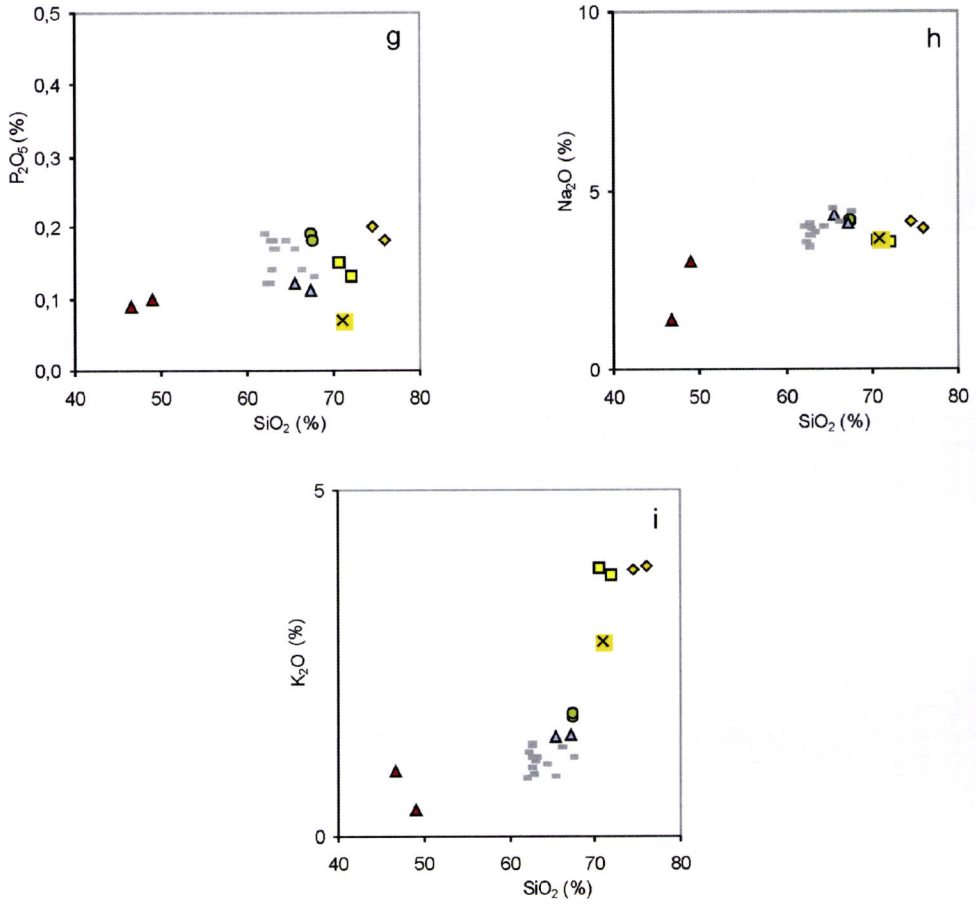


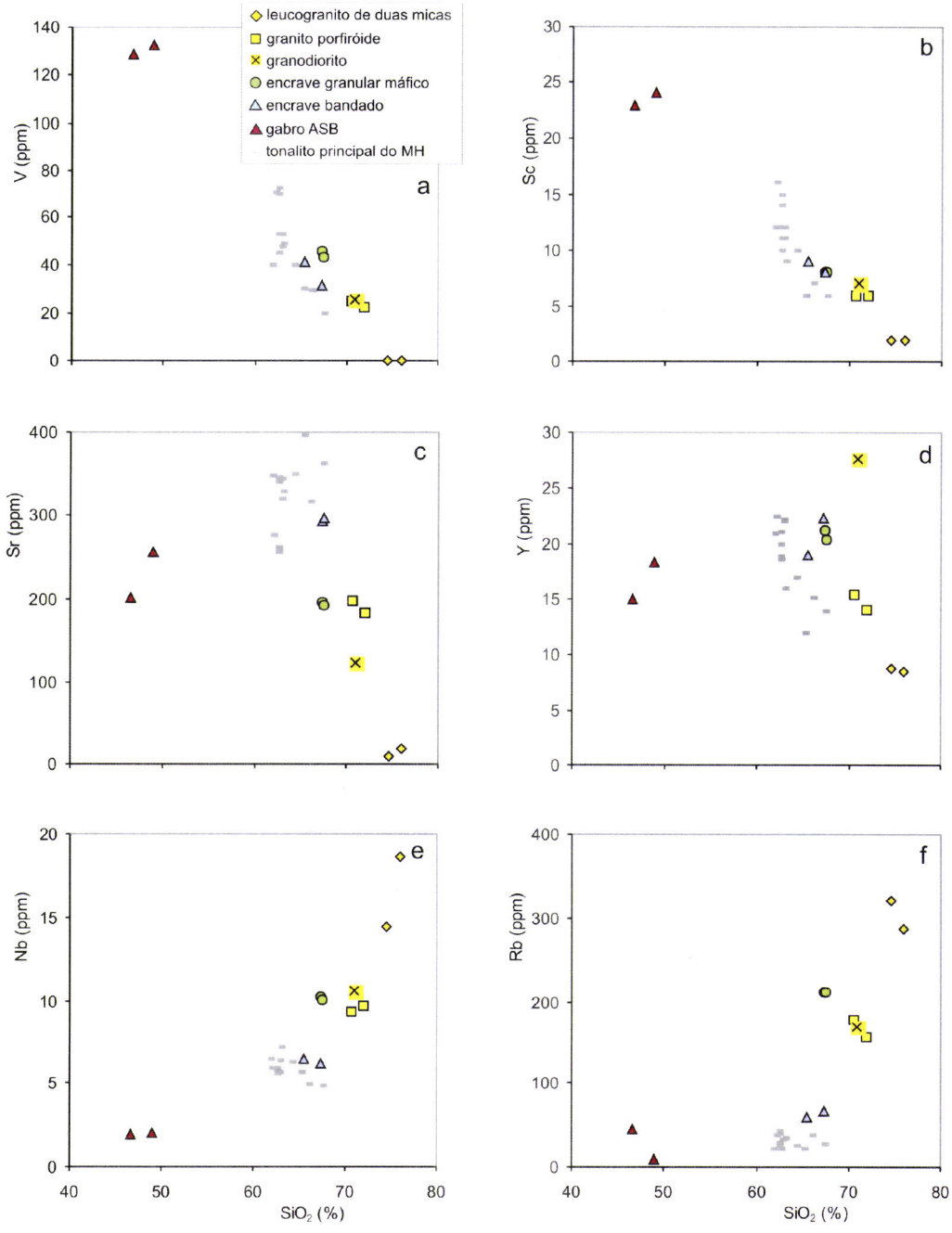
Figura 6.31 – Diagramas de Harker para elementos maiores usando a SiO_2 (%) como índice de diferenciação para os litótipos da pedreira do ASB e o corrência de rochas máficas do ASB; **a)** MgO (%), **b)** $Fe_2O_3^t$ (%), **c)** MnO (%), **d)** TiO_2 (%), **e)** Al_2O_3 (%), **f)** CaO (%), **g)** P_2O_5 (%), **h)** Na_2O (%), **i)** K_2O (%). Para efeito de comparação encontra-se também representado (a cinzento) o tonalito principal do MH.

Tendo em conta todo o espectro composicional, e apesar da lacuna existente entre os termos gabróicos e as restantes rochas, verifica-se uma tendência para uma correlação curvilínea para o MgO e linear negativa para os óxidos $Fe_2O_3^t$, MnO, TiO_2 e CaO quando confrontados com a percentagem de SiO_2. Os álcalis mostram um aumento curvilíneo dos termos gabróicos para os termos félsicos.

6.1.2.3 Elementos vestigiais

As tendências semelhantes às observadas nos elementos maiores são registadas nos diagramas de variação respeitantes aos oligoelementos. De facto, apesar da maior dispersão, as rochas projectam-se segundo alinhamentos com decréscimo de concentrações de elementos tipicamente compatíveis em processos de cristalização

fraccionada, em função dos teores de SiO_2. Em particular, para os elementos de transição V e Sc (Fig. 6.32-a,b) considerando todo o espectro de composições, verificam-se fortes correlações lineares negativas. Já no caso do Sr e do Y (fig. 6.32-c,d), verifica-se que a queda nos teores destes elementos se dá unicamente nos termos ácidos.



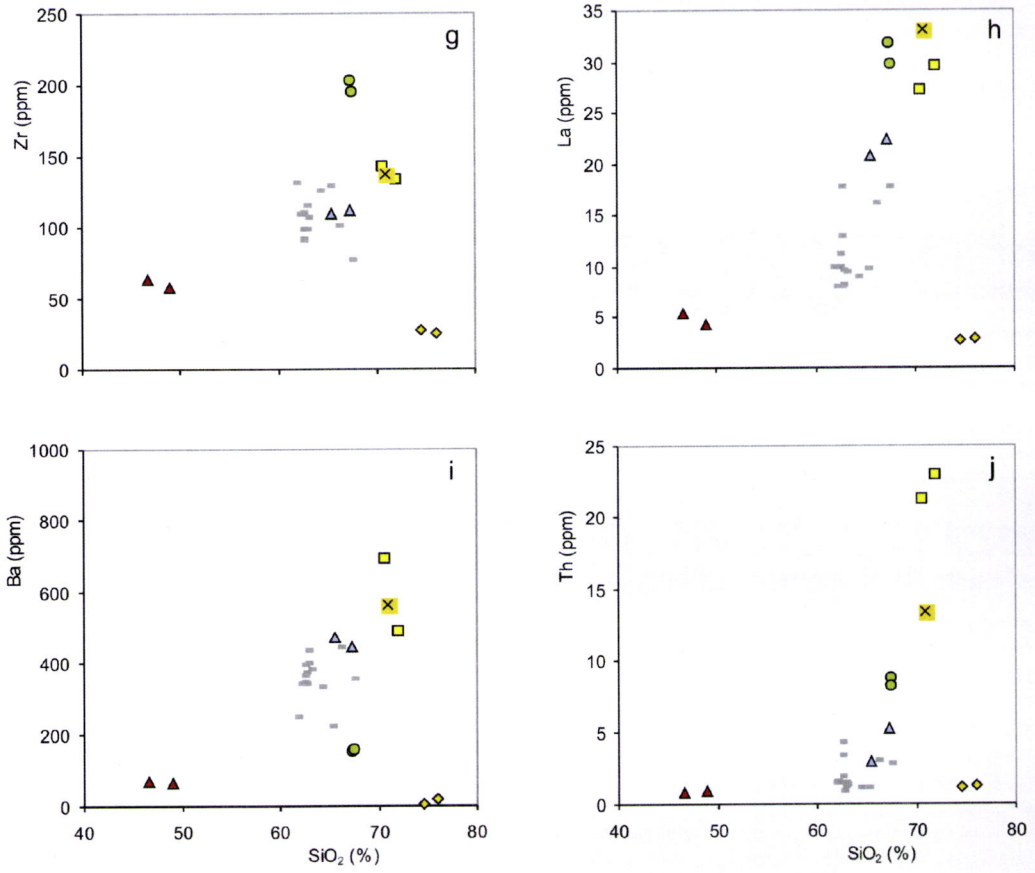


Figura 6.32 – Diagramas de Harker para elementos vestigiais *vs* SiO_2 (%): **a)** V e **b)** Sc, **c)** Sr, **d)** Y, **e)** Nb, **f)** Rb, **g)** Zr, **h)** La, **i)** Ba, **j)** Th para os litótipos da pedreira do ASB e ocorrência de rochas máficas do ASB. Para efeito de comparação encontra-se também representado (a cinzento) o tonalito principal do MH.

Para muitos dos elementos incompatíveis (LIL e HFSE), observam-se aumentos lineares a curvilíneos das concentrações, de acordo com o índice de diferenciação, eventualmente associados a um empobrecimento abrupto nos leucogranitos de duas micas. Os encraves granulares parecem incutir uma maior complexidade nos padrões ilustrados na fig. 6.32. O Nb e o Rb (fig. 6.32-e,f) têm um crescimento curvilíneo para todo o espectro composicional mas os encraves granulares apresentam valores em Rb superiores aos granitos porfiróides e granodiorito. No caso do Zr (fig. 6.32-g) os valores máximo estão materializados pelos encraves granulares e a queda abrupta na concentração dá-se essencialmente do granodiorito e granito porfiróide para o leucogranito. No caso do La (fig. 6.32-h) os teores máximos estão associados ao granodiorito e uma vez mais aos encraves, registando-se também uma diminuição acentuada para o termo mais félsico. O Th (fig. 6.32-j), e de modo menos claro para o Ba (fig. 6.32-i), são exemplos de aumento curvilíneo, seguido de queda abrupta, para os leucogranitos de duas micas.

Relativamente aos diagramas multi-elementares (fig. 6.33), verifica-se uma anomalia negativa no Nb comum à generalidade dos litótipos félsicos (granitos porfiróides, granodiorito, encraves bandados e um encrave granular - Th_N/Nb_N: 3.83-19.84) e máficos, ao contrário dos leucogranitos de duas micas, que apresentam um forte enriquecimento em Ta, acompanhado por baixos valores para o Th (Th_N/Nb_N: 0.52-0.74). Numa amostra de encrave granular máfico observa-se, de igual modo, uma anomalia positiva para o Ta. A anomalia negativa para o Ti tende a aumentar com o incremento de SiO_2, desde muito incipiente para os gabros, a muito pronunciada para os leucogranitos. Observa-se ainda uma ligeira anomalia negativa para o Sm, ou positiva para o Zr-Hf, nos encraves granulares máficos (EGM), encraves badados (EB), granodiorito e granitos porfiróides como já se tinha verificado nos litótipos do MH. De um modo geral, os granitos porfiróides, os EB, EGM e o granodiorito mostram perfis muito semelhantes, acentuando os perfis observados para os gabros. Os padrões relativos aos leucogranitos de duas micas são claramente distintos, quer no tipo das anomalias observadas quer na sua natureza claramente empobrecida para a generalidade dos elementos em traço.

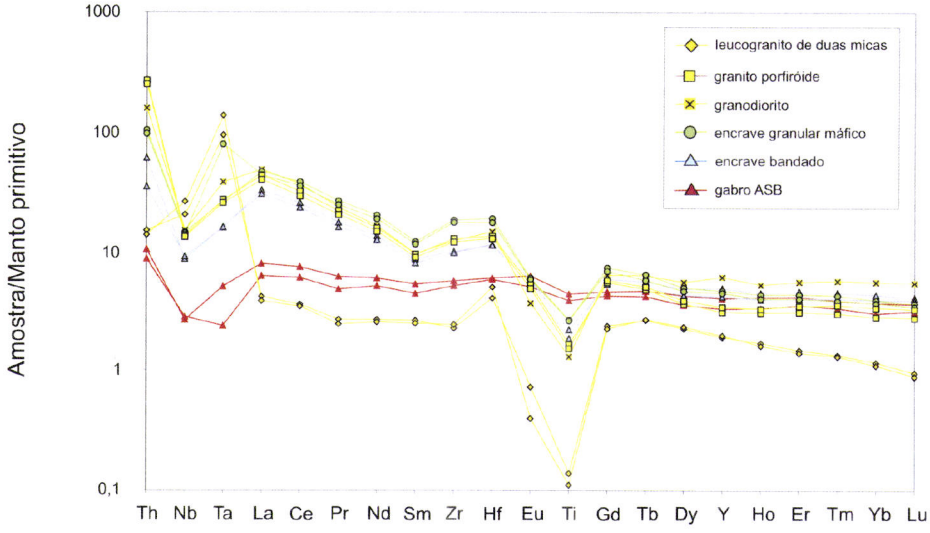


Figura 6.33 – Diagrama multi-elementar para litótipos da pedreira do ASB e ocorrência de rochas máficas do ASB. Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

As distribuições apresentadas para os ETR (fig. 6.34) mostram três conjuntos distintos para os litótipos do Alto de São Bento (ASB): os gabros, os leucogranitos de duas micas e os restantes granitóides (granodiorito, granitos porfiróides, encraves bandados e encraves granulares máficos). Os perfis para os gabros estão bastante próximos da horizontal (La_N/Lu_N=1.99-2.20), registando-se ainda ligeiras anomalias positivas de Eu (Eu/Eu*=1.16-1.26). Os leucogranitos de duas micas caracterizam-se por terem pequenas concentrações de ETR, inferiores até às registadas nos gabros, e por terem

perfis com fortes anomalias negativas de Eu, chegando a atingir o valor de 0.17, e com ligeiro empobrecimento de ETRP, patente nas razões La_N/Lu_N de 4.34-4.43. Os restantes granitóides, tal como na generalidade dos diagramas apresentados, mostram uma grande semelhança geoquímica que se traduz por um forte paralelismo dos padrões, em que se observa enriquecimento dos ETRL ($(La_N/Lu)_N$= 7.86 a 15.74) e anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*: 0.46-0.86) que tende a aumentar, grosso modo, com o aumento da SiO_2 (fig. 6.35-a). Os EGM tendem a apresentar uma maior concentração em ETR como já verificado nos encraves granulares do MH enquanto que o granodiorito apresenta um enriquecimento em ETRP. Tal como se tinha notado a propósito de outros elementos incompatíveis, também o empobrecimento em ETR no leucogranito de duas micas é abrupto quando confrontado com o índice de diferenciação (fig. 6.35-b).

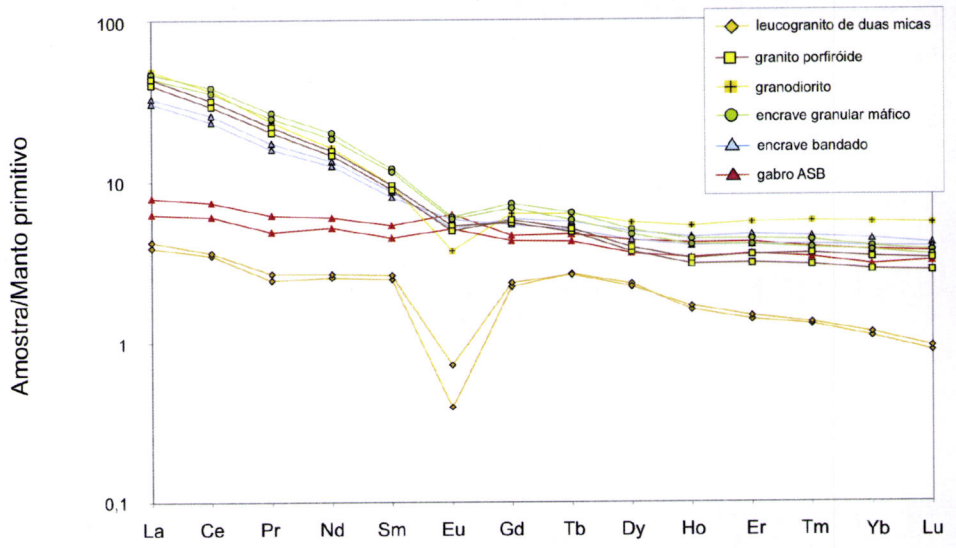


Figura 6.34 – Diagramas multi-elementares de ETR para litótipos da pedreira do Alto de São Bento e ocorrência de rochas máficas do ASB. Normalização para manto primitivo de (Sun e McDonough, 1989).

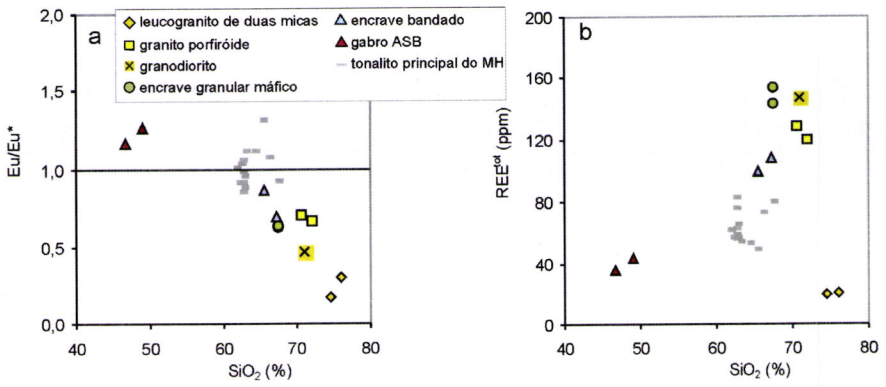


Figura 6.35 – Diagramas: **a)** Eu/Eu* vs SiO_2 (%) e **b)** ETR^{tot} (ppm) vs SiO_2 (%) para litótipos da pedreira do ASB e ocorrênciamáfica do ASB. Para efeito de comparação encontra-se também representado (a cinzento) o tonalito principal do MH.

6.1.2.4 Diagramas discriminantes

Nos diagramas de Pearce et al. (1984) as amostras de granitóides do ASB projectam-se (fig. 6.36), no campo dos granitóides de arco-vulcânico (GAV) e sin-colisionais (sinCol). Os granitos porfiróides, o granodiorito, os encraves bandados e os encraves granulares máficos apresentam um comportamento coerente projectando-se sempre no campo dos GAV ou, quando existe sobreposição dos campos, em conjunto com os sinCol. Os EGM podem ainda projectar-se apenas no campo dos sinCol mas muito próximo dos GAV. Ao contrário os leucogranitos de duas micas tendem a exibir uma afinidade com os granitóides sin-colisionais como consequência dos valores mais elevados em Rb comparativamente aos restantes litótipos. Apesar de não se projectarem dentro dos limites definidos pelos autores para o diagrama Ta-Yb (fig. 6.35-a) os leucogranitos de duas micas projectam-se de igual modo, considerando o prolongamento dos eixos para valores inferiores aos considerados no diagrama de Pearce et al. (1984), no campo dos granitóides sinCol.

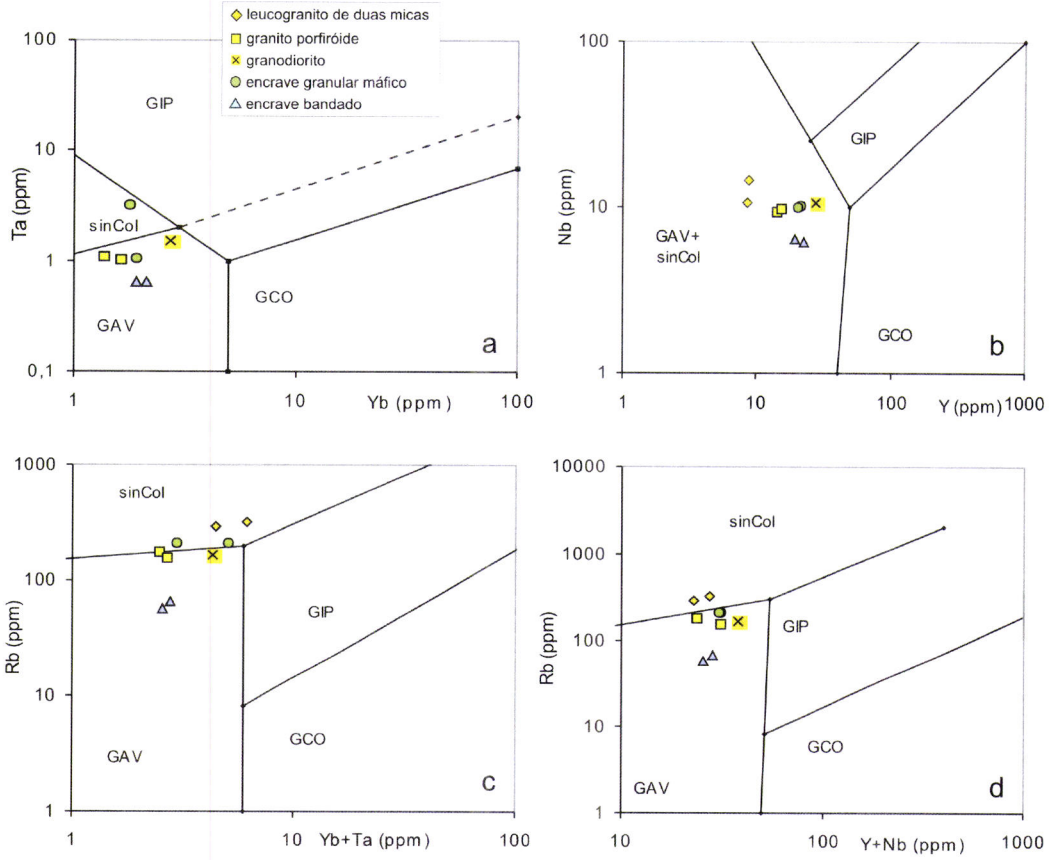


Figura 6.36 – Diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) *in* Rolinson (1993) para granitóides da pedreira do ASB: **a)**Ta *vs* Yb, **b)** Nb *vs* Y, **c)** Rb *vs* Yb+Nb, **d)** Rb *vs* Y+Nb. Abreviaturas dos campos: GAV- granitóides de arco-vulcânico, sinCol-granitóides sin-colisionais, GIP- granitóides intra-placa e GCO-granitóides crista oceânica.

Os diagramas triangulares de Harris et al. (1986) (fig. 6.37) mostram, tal como os anteriores, uma tendência para os granitóides do ASB se projectarem no campo dos GAV, não obstante uma maior dispersão dada pelos teores de Ta. De facto, o granodiorito projecta-se quer no campo dos GAV (fig. 6.36-a) quer no campo dos granitóides sinCol, mas em situação muito próxima dos GAV (fig. 6.37-b) e uma amostra de EGM projecta-se no campo dos granitóides tardi a pós-colisionas. O ambiente geotectónico dos leucogranitos de duas micas está de acordo com um ambiente tectónico sincCol (fig. 6.37-b).

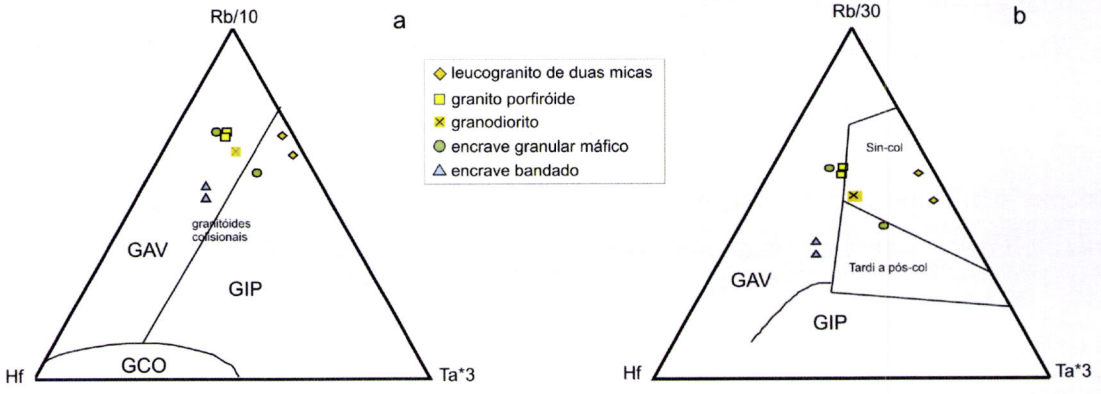


Figura 6.37 – Diagramas discriminantes de Harris et al. (1986) modificado por Rollinson (1993) para granitóides da pedreira do ASB; **a)** Rb/10-Hf-Tax3, Os granitos colisionais projectam-se sobre a fronteira que delimita os granitóides de arco-vulcânico e os de intra-placa; **b)** Rb/30-Hf-Tax3. Abreviaturas granitóides: GAV- arco-vulcânico, sinCol-sin-colisionais, PósCol- pós-colisional, GIP- intra-placa e GCO- crista oceânica.

6.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico

6.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor, Montemor-o-Novo)

A grande variabilidade observada à mesoescala, quer para as diferentes fácies granitóides quer para os encraves, reflectiu-se na geoquímica de rocha total obtida para a generalidade das amostras referidas no capítulo da petrografia. As características geoquímicas dos diferentes litótipos são aqui apresentadas, embora com maior ênfase nos granitóides dada a natureza do presente trabalho. Para facilidade de comparação, e por se tratar de um litótipo pertencente ao Complexo Gnaisso-Migmatítico, a amostra de anfibolito, colhida a norte do MH (vide 3.1.1 e 4.2.1.4), foi considerada neste subcapítulo.

6.2.1.1 Classificação química e normativa

A utilização do diagrama classificativo TAS (fig.6.38, Cox et al., 1979), aos litótipos estudados no afloramento da ribeira de Almansor, pretende ilustrar a forte varibilidade composicional observada. Dada a natureza distinta, por vezes "exótica", dos vários litótipos (magmática, metamórfica, *resister*/melanossoma) o diagrama é usado apenas a título comparativo com os litótipos apresentados nos pontos anteriores (6.1.1 e 6.1.2).

Os diatexitos e o encrave diatexítico projectam-se nos campos definidos para sienito, quartzo-diorito e granito, os granitóides isótropos (GI) correspondem a quartzo-dioritos e os leucogranitóides (LG) a granitos. Se o campo dos granitóides (diatexitos, GI e LG) se restringe aos termos mais ácidos os encraves exibem composições intermédias uma vez que os encraves andesíticos e o encrave-MH projectam-se no campo das rochas dioríticas (andesíticas). A projecção do encrave anfibolito-biotítico e do corpo *resister*/melanosoma no diagrama TAS como gabro e sienito/diorito, respectivamente, tem necessariamente, considerando as suas características petrográficas, um significado limitado. O anfibolito amostrado a norte do MH (Anf-N) projecta-se no campo dos gabros (basaltos).

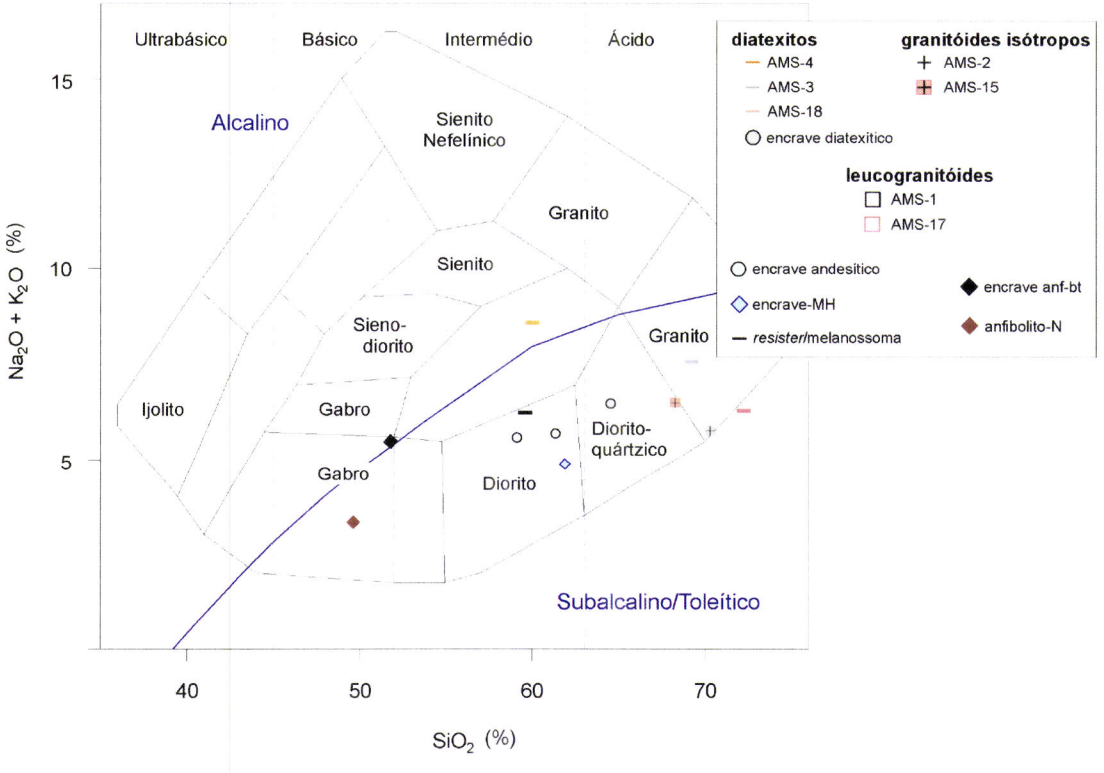


Figura 6.38 – Diagrama TAS (Na_2O+K_2O vs SiO_2; Cox et al., 1979) adaptado, para rochas plutónicas, por Wilson (1989) e aplicado aos litótipos do afloramento da ribeira e Almansor. A linha que separa os campos alcalinos e sub-alcalinos é de Miyashiro (1978).

Na tentativa de especificar a classificação para os diferentes granitóides e restantes litótipos utilizou-se a classificação de De la Roche et al. (1980), com base nos parâmetros R1 e R2, ilustrada na fig. 6.39. Os diatextos e o encrave diatexítico variam desde quartzo-monzoníticos, granitos e granodioritos enquanto os GI correspondem a granodioritos. Os encraves andesíticos e o encrave-MH no campo dos tonalitos (correspondente ao campo quartzo-diorítico da fig. 6.38, vide nota 2 deste capítulo). Considerando a dispersão observada, ou a impossibilidade de aplicação no caso dos leucogranitóides (cujo parâmetro R1 é superior a 3000), optou-se na generalidade pela classificação de Barker (1979) representada na figura 6.40. Deste modo ficam simplificadas as relações efectuadas com a petrografia.

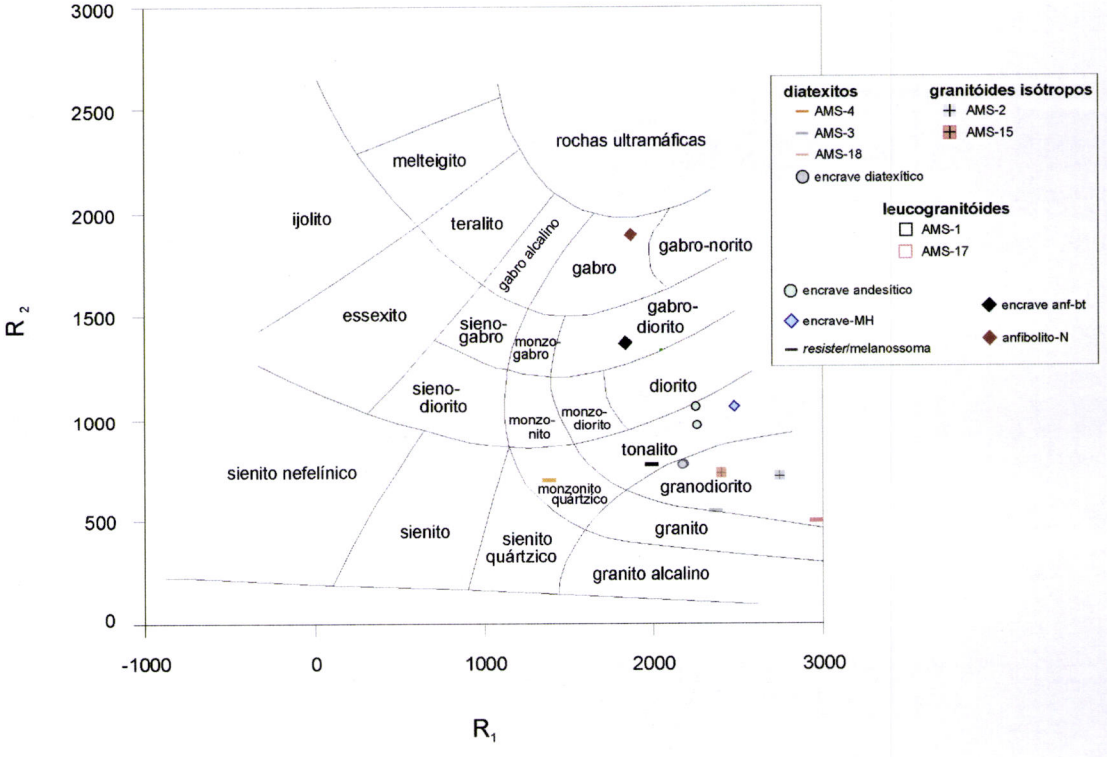


Figura 6.39 – Diagrama R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) *vs* R2=6Ca+2Mg+Al de De la Roche et al. (1980) aplicado aos litótipos da ribeira de Almansor.

Os três grupos de granitóides projectam-se separadamente no esquema classificativo de Barker (1979) (fig. 6.40): os diatexitos correspondem a granitos ou a granodiorito, no caso do encrave-diatexítico, os GI a tonalitos e granodioritos e os LG a trondjhemitos. É de realçar que uma das amostras dos diatexitos (AMS-4) apesar de se projectar no campo do granitos apresenta uma proporção de quartzo normativa (~10%) muito próxima da aplicabilidade deste diagrama (>10% quartzo). Além disso, as suas características petrográficas são mais consistentes com uma composição

quartzo-monzonítica, como obtido anteriormente na classificação de De la Roche. Relativamente ao encrave-MH projecta-se agora no campo dos granodioritos.

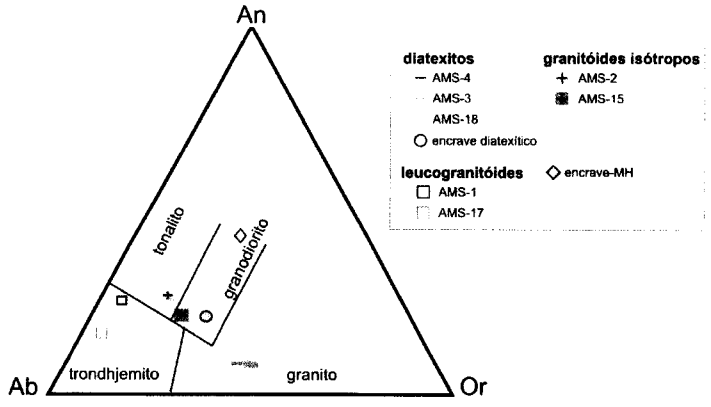


Figura 6.40 – Diagrama classificativo de Barker (1979) para rochas granitóides (>10% volume de quartzo) aplicado aos granitóides (diatexito e encrave-diatexítico, granitóides isótropos e leucogranitóides) e encrave-MH da ribeira de Almansor.

Tendo em consideração a análise macro-elementar, em particular os vários diagramas classificativos (fig. 6.38 a 6.40), e a descrição petrográfica, optou-se pelos termos resumidos na tabela 6.1 para os vários litótipos amostrados na ribeira de Almansor. A natureza mais complexa do encrave anfibolito-biotítico ou do *resister*/melanossoma faz com que não se enquadrem nos esquemas classificativos de rochas ígneas, pelo que são referidos pelo seu modo de ocorrência e composição mineralógica.

Tabela 6.1 – Resumo dos termos classificativos para alguns dos litótipos de Almansor com base nos diagramas classificativos ilustrados nas figuras 6.38 a 6.40.

Classificação de campo[13]	Classificação macro-elementar e normativa
Diatexitos	Quartzo-monzonito; granito
Encrave-diatexítico	Granodiorito
Granitóides isótropos	Tonalito e granodiorito
Leucogranitóides	Trondhjemito
Encrave-MH	Tonalito
Encraves Andesíticos boudinados	Andesito
Anfibolito-N	Meta basalto/gabro

De acordo com a classificação alfabética de Chappell e White (1974) e o índice A/CNK (fig. 6.41) observa-se que os diatexitos têm afinidades com os granitóides do tipo S,

[13] Por facilidade de relação entre os vários capítulos, e em especial pela variabilidade de termos dentro de cada grupo definido, optou-se, pela utilização dos termos de campo (mais abrangentes), em detrimento dos termos obtiodos através da classificação quimica e normativa.

visto serem fortemente peraluminosos, com valores para A/CNK que variam entre 1.23 a 1.52. Por outro lado, os dois outros grupos apresentam afinidades com os granitóides do tipo I cujos valores de A/CNK são mais baixos: os LG com A/CNK entre 0.99-1.03 e os GI um pouco mais aluminosos com valores entre 1.09-1.07. O encrave-diatexítico é, tal como as amostras de diatexitos, uma rocha peraluminosa (A/CNK=1.12). O encrave-MH corresponde a um granitóide tipo I e metaluminoso, tal como os tonalitos do MH. Os encraves andesíticos aqui projectados mostram uma forte sobresaturação em alumínio não habitual em composições deste tipo.

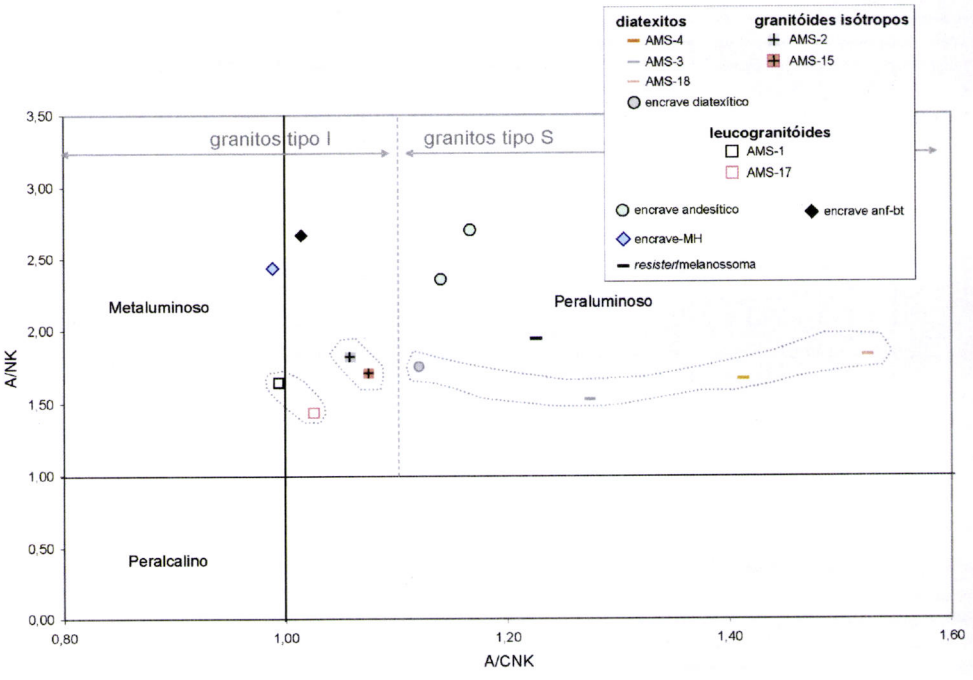


Figura 6.41 – Diagrama A/NK *vs* A/CNK aplicado aos litótipos do afloramento da ribeira de Almansor. Conjuntamente encontra-se representada a classificação alfabética para granitóides tipo I e S de Chappell e White (1974).

Seguindo o esquema classificativo de Frost et al. (2001) para granitóides (fig. 6.42), verifica-se que a generalidade das rochas são compatíveis com plutões do tipo Cordilheira. Os diatexitos e o encrave-diatexítico são magnesianos, calco-alcalino a alcalino-cálcicos e peraluminosos, os GI magnesianos, cálcicos a calco-alcalinos e peraluminosos e os LG magnesianos, cálcicos e meta a peraluminoso. De igual modo o encrave-MH, pelo seu carácter magnesiano, calco-alcalino e metaluminoso corresponde a uma ocorrência associada a batólitos tipo Cordilheira. O diatexito alaranjado, que apresenta uma composição quartzo-monzonítica, não se enquadra no esquema classificativo referido.

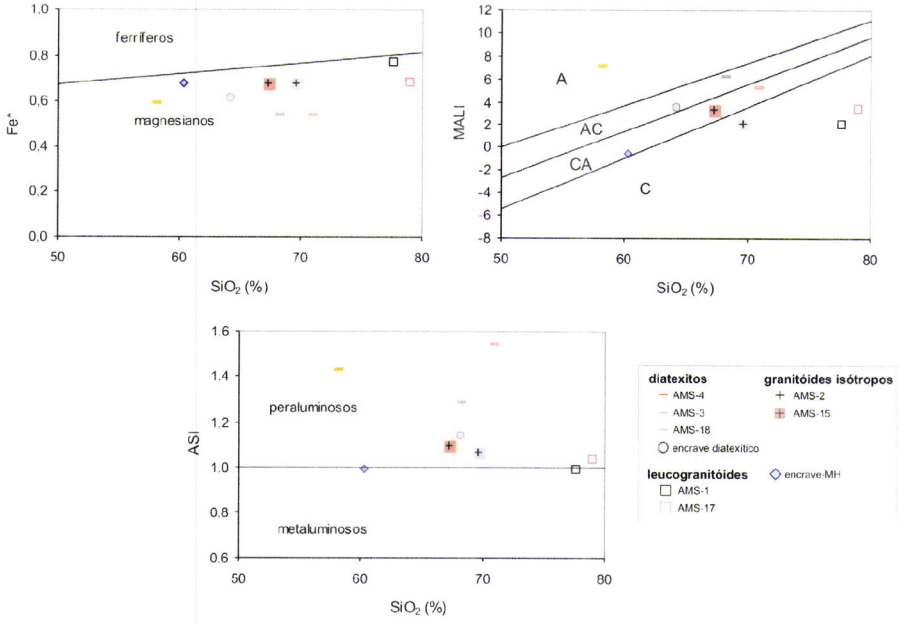


Figura 6.42 – Classificação de Frost et al. (2001), para rochas granitóides, aplicado aos granitóides da ribeira de Almansor (diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides), encrave-diatexítico e encrave-MH; **a)** Fe* *vs* SiO_2 (%) **b)** MALI *vs* SiO_2 (%), legenda: A-alcalino, AC-alcalino-cálcico, CA-calco-alcalino, C-cálcico, **c)** ASI *vs* SiO_2 (%).

6.2.1.2 Elementos maiores

Apesar da grande variabilidade litológica amostrada nas margens da ribeira de Almansor, e que naturalmente não correspondem a uma sequência magmática, optou-se por apresentar, tal como nos ponto 6.1.1.2 e 6.1.2.2, as concentrações de elementos maiores e oligoelementos contra os teores de SiO_2 (%) (fig. 6.42 e 6.43) para uma melhor comparação entre si e com os granitóides do MH e do ASB.

A individualização dos três grupos de granitóides quer ao nível dos afloramentos quer ao nível da análise petrografica teve reflexos na geoquímica de rocha total. Ou seja, os grupos de diatexitos, granitóides isótropos (GI) e leucogranitóides (LG) mantiveram uma assinatura própria nos diagramas de variação distinguindo-se, de um modo geral, quer ao nível dos elementos maiores quer ao nível dos elementos traço.

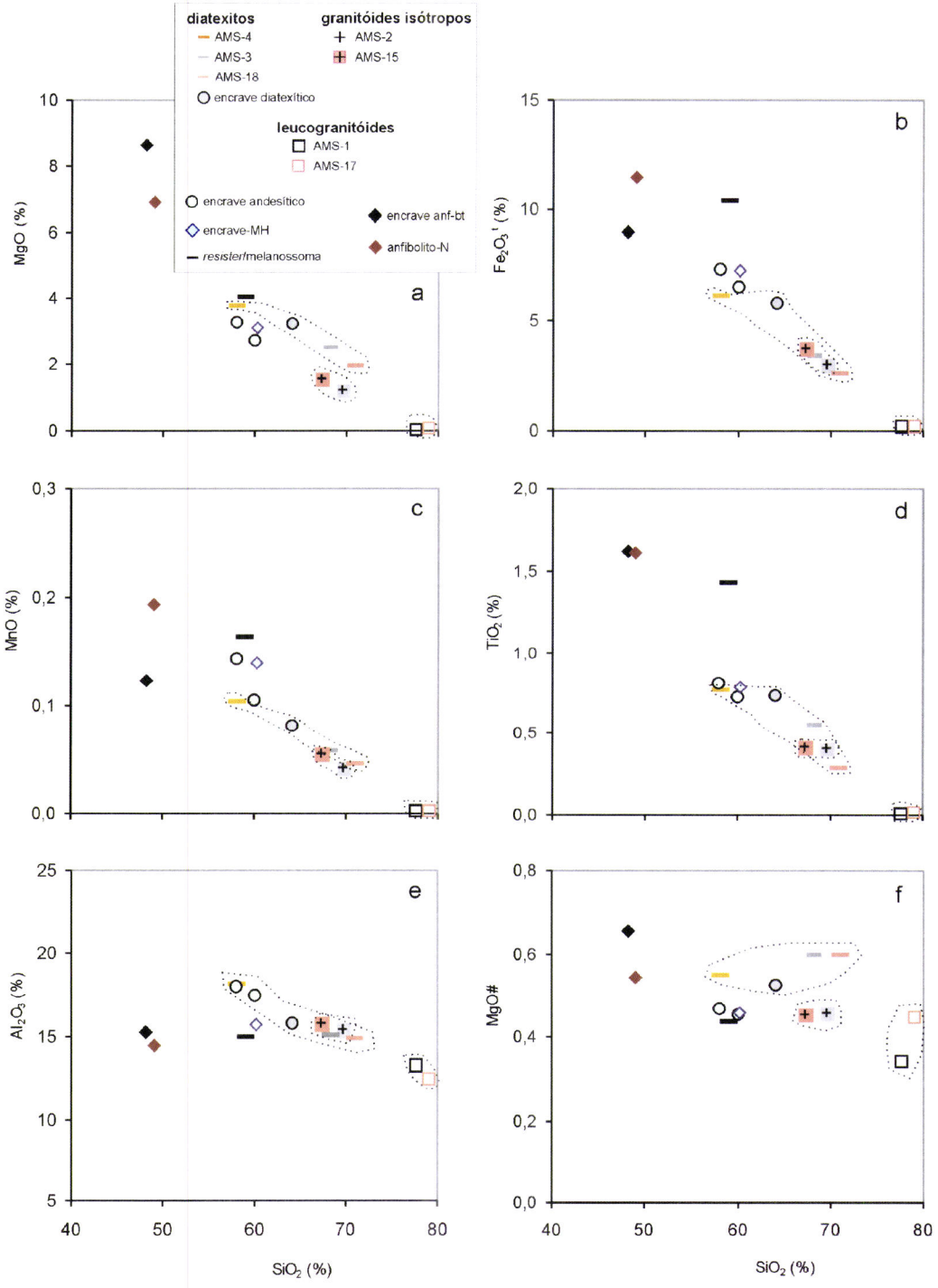
Os diatexitos incluem rochas intermédias e ácidas (SiO_2: 58-71 %), cujas concentrações de MgO (1.96-3.79 %), Al_2O_3 (15.02-18.25 %), $Fe_2O_3^t$ (2.61-6.15 %), TiO_2 (0.29-0.76 %), Na_2O (2.56-3.42 %) e K_2O (3.6-4.91 %) parecem correlacionar-se negativamente com a sílica. Os teores de CaO, por seu turno, são sempre muito baixos (1.09% - 0.90%), enquanto que o P_2O_5 não mostra diferenças significativas para as diferentes amostras (0.11-0.12%).

Relativamente aos elementos maiores os GI apresentam uma pequena dispersão de valores quer para a sílica quer para a maioria dos óxidos. Comparativamente aos diatexitos verifica-se alguma sobreposição nos teores em SiO_2 (69.91-67.26%), Al_2O_3 (15.45-15.8%), $Fe_2O_3^t$ (2.97-3.72%), TiO_2 (0.41-0.42%), MnO (0.04-0.06%) e P_2O_5 (0.10-0.2%2). Os teores em CaO (3.0-3.73%) e Na_2O (4.06-4.12%) são superiores ao diatexitos, enquanto que os teores em MgO (1.26-1.56%) e K_2O (1.66-2.28%) são inferiores.

Os LG constituem sistematicamente um grupo geoquimicamente distinto apresentando valores de SiO_2 anormalmente elevados (77.64-79.01%) e empobrecidos para a generalidade dos óxidos (Al_2O_3: 12.41-13.24%, $Fe_2O_3^t$: 0.23-0.22%, TiO_2: 0.01-0.02%, MnO: 0%, P_2O_5: 0.13-0.03%, MgO: 0.06-0.09%, K_2O: 0.46-0.52%). Apenas para o CaO (2.9-1.92%) e Na_2O (4.55-4.93%) se verificam valores semelhantes ou superiores ao GI. As amostras de LG estudadas são muito semelhantes entre si em termos de elementos maiores.

Os encraves andesíticos (EAnd) em conjunto com o encrave-MH (EMH), correspondem a rochas intermédias com teores em elementos maiores dentro da mesma ordem de grandeza e grosso modo aproximados (**EAnd**: SiO_2 58.03-60.07%, Al_2O_3: 17.52-18%, $Fe_2O_3^t$: 6.52-7.35%, TiO_2: 0.72-0.81%, MnO: 0.11-0.14%, P_2O_5: 0.17-0.18%, CaO: 4.36-4.82%, Na_2O: 1.34-2.49%, MgO: 2.73-3.28% e K_2O: 3.09-4.12%; **EMH**: SiO_2= 60.27%, Al_2O_3= 15.68%, $Fe_2O_3^t$= 7.26%, TiO_2= 0.79%, MnO= 0.14%, P_2O_5= 0.13%, CaO= 5.18%, Na_2O= 2.37%, MgO= 3.11% e K_2O= 2.35%) projectando-se relativamente próximos nos diagramas apresentados. Comparativamente aos tonalitos do MH verifica-se que E-MH projecta-se no extremo mais básico da série definida por aquelas rochas (vide ponto 6.1.1.2) desviando-se, significativamente, desta com valores mais baixos em termos de Al_2O_3, Na_2O e CaO e mais elevados em termos de MnO, K_2O, MgO, $Fe_2O_3^t$, TiO_2. Os teores em termos de P_2O_5 são semelhantes.

O encrave anfibolito-biotíitco (Eanf-bt) apresenta uma composição em termos de elementos maiores frequentemente próxima da do nível anfibolítico amostrado a norte (Anf-N) do MH, (**Eanf-bt** *vs* **Anf-N**: SiO_2: 48.19 vs 49%, Al_2O_3: 15.19 vs 14.44%, $Fe_2O_3^t$: 9.0 vs11.48%, MgO: 8.62 vs 6.87%, TiO_2: 1.61 vs 1.61%, MnO: 0.12 vs 0.19%) mas com grandes discrepâncias relativamente ao cálcio, sódio e potássio (**Eanf-bt** *vs* **Anf-N**: CaO: 8.62 vs 6.87%, Na_2O: 0.28 vs 2.7%, K_2O: 4.84 vs 0.54%).


diatexitos
AMS-4
AMS-3
AMS-18
encrave diatexítico
granitóides isótropos
AMS-2
AMS-15
leucogranitóides
AMS-1
AMS-17
encrave andesítico
encrave-MH
resister/melanossoma
encrave anf-bt
anfibolito-N
a
b
c
d
e
f
MgO (%)
Fe2O3t (%)
MnO (%)
TiO2 (%)
Al2O3 (%)
MgO#
SiO2 (%)
SiO2 (%)

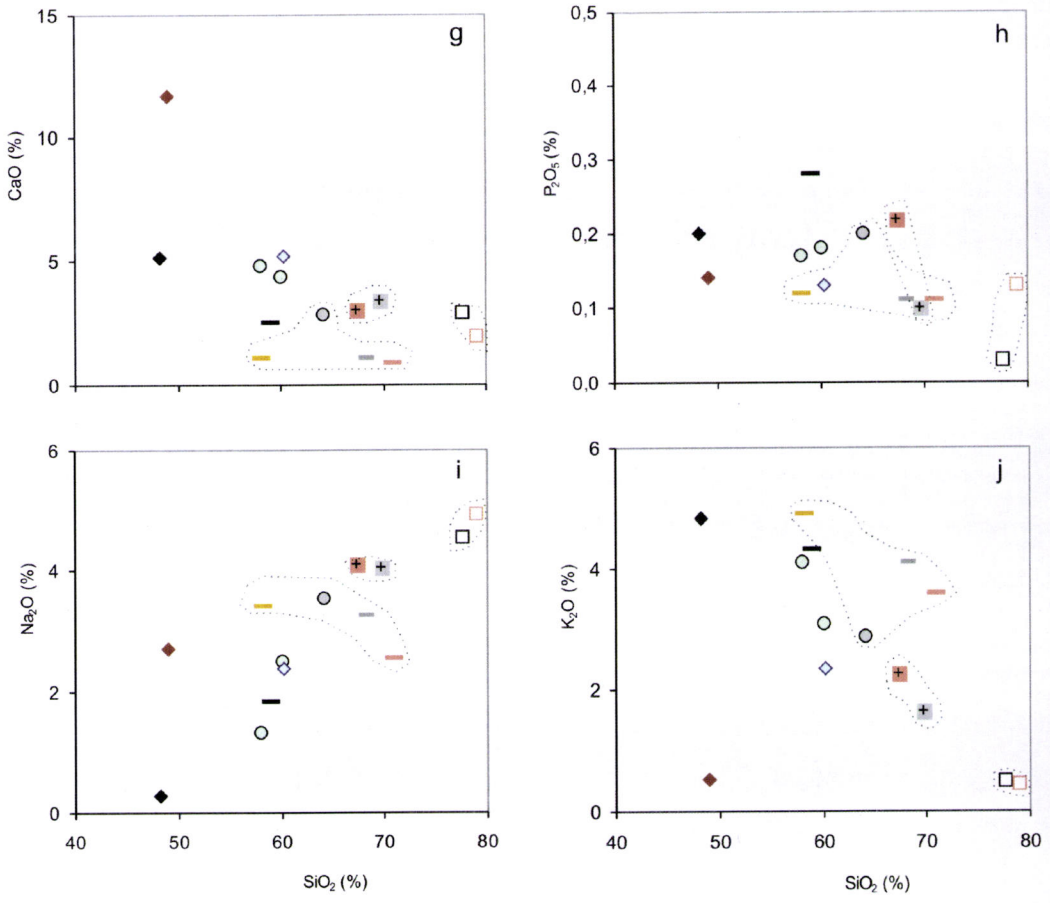


Figura 6.43 – Diagramas de elementos maiores *vs* SiO_2 (%) para os litótipos amostrados na ribeira de Almansor e anfibolito a norte do MH; **a)** MgO (%), **b)** $Fe_2O_3^t$ (%), **c)** MnO (%), **d)** TiO_2 (%), **e)** Al_2O_3 (%), **f)** MgO#, **g)** CaO (%), **h)** P_2O_5 (%), **i)** Na_2O (%), **j)** K_2O (%).

6.2.1.3 Elementos vestigiais

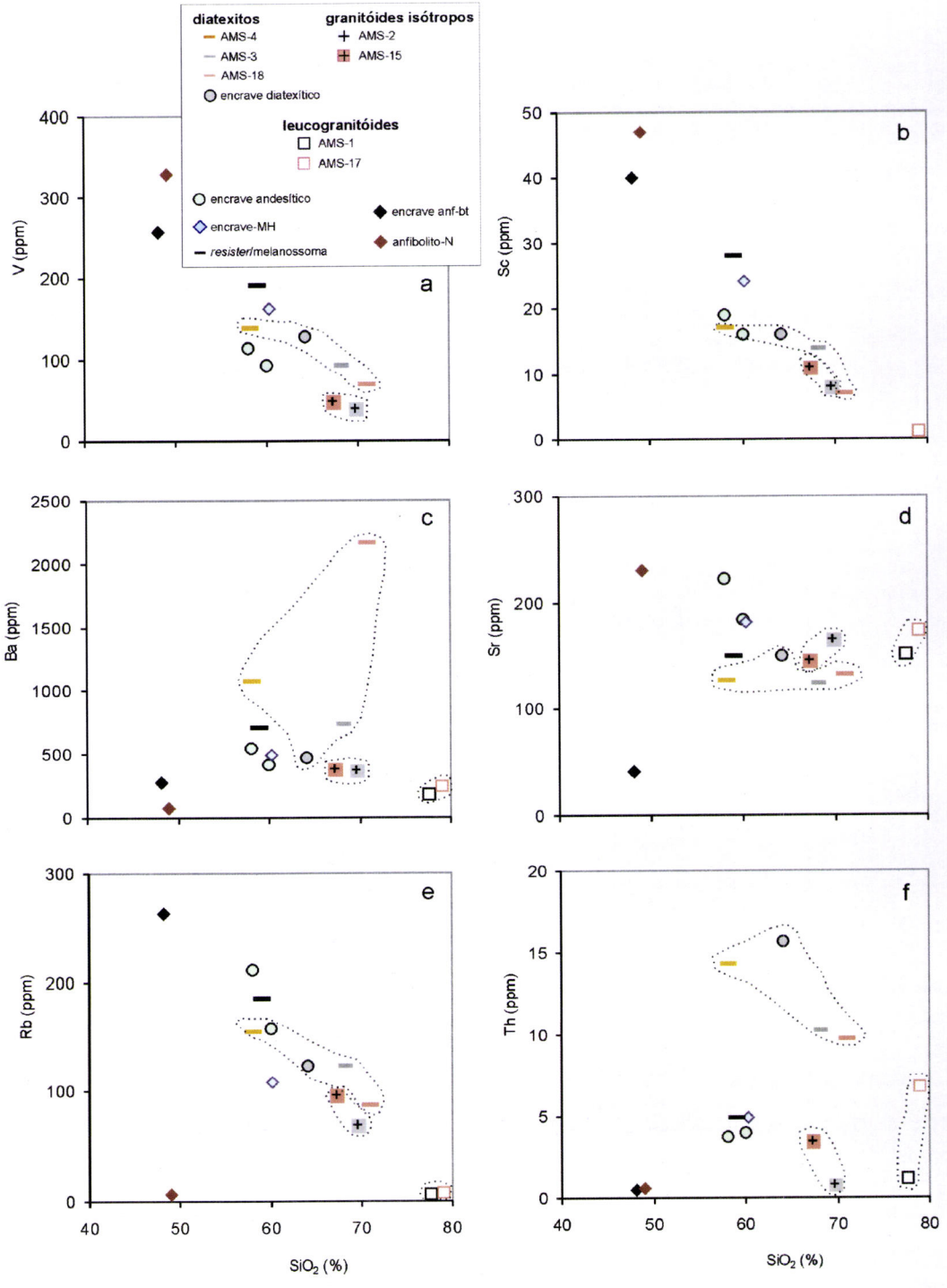
A generalidade dos elementos vestigiais (fig. 6.44) permite validar a individualização dos grupos definidos para os granitóides que ocorrem nas margens da ribeira de Almansor.

Os elementos de transição e tipicamente compatíveis relativamente a composições mantélicas, como o Cr e Ni, apresentam teores muito baixos e normalmente inferiores ao limite de detecção em particular para os granitóides GI e LG. Contudo, os diatexitos exibem teores relativamente elevados destes elementos ($Cr_{diatexitos}$: 64-115 ppm, $Ni_{diatexitos}$: 31-112 ppm). As concentrações de V são mais elevadas nos diatexitos, abaixo do limite de detecção nos LG, mas já mensuráveis nos GI ($V_{diatexitos}$: 71-145 ppm, V_{GI}: 39-48 ppm). O encrave definido como afim dos diatexitos (encrave-diatexítico: EDtx) exibe valores próximos dos observados para este grupo (Cr_{EDtx}= 142

ppm, Ni_{EDtx}=62 ppm, V_{EDtx}= 119 ppm). Em particular, a amostra tida como *resister*/melanosoma tende a exibir valores igualmente elevados nestes elementos (V=178 ppm, Cr=54 ppm, Ni=25 ppm), quando comparado com a generalidade dos litótipos. Os encraves andesítico (EAnd) e MH (EMH) apresentam, mais uma vez, valores com a mesma ordem de grandeza para os elementos de transição Cr e V (Cr_{EAnd}:< 25 ppm, Cr_{EMH}=31 ppm, V_{EAnd} : 95-124 ppm, V_{EMH}=167 ppm). O Ni exibe valores abaixo do limite de detecção para estas amostras. As amostras do encrave anfibolito-biotítico (Eanf-bt) e do anfibolito a norte do MH (Anf-N) apresentam valores semelhantes ou na mesma ordem de grandeza, destacando-se da totalidade das amostras pelos valores mais elevados em V e Cr ($V_{Eanf-bt}$= 256 ppm, V_{Anf-N}= 336 ppm, $Cr_{Eanf-bt}$= 247 ppm, Cr_{Anf-N}= 324 ppm) mas com o Ni ($Ni_{EAnf-bt}$= 50 ppm, Ni_{Anf-N}= 64 ppm) a apresentar concentrações inferiores aos diatexitos. Para a generalidade das amostras o comportamento do Sc acompanha o do V.

Da observação dos diagramas ilustrados na fig. 6.44 verifica-se que os elementos litófilos Ba, Sr e Rb não apresentam o mesmo comportamento, traduzindo prováveis diferenças na mineralogia. O elemento Ba apresenta os valores mais elevados para os diatexitos e, em particular, a amostra com mais sílica exibe teores muito elevados ($Ba_{diatexitos}$: 727-2100 ppm). Os Gl e os LG apresentam uma menor discrepância, apresentando os primeiros valores mais altos do que os segundos (Ba_{Gl}: 377-398 ppm; Ba_{LG}: 178-247 ppm). O Sr revela um comportamento inverso; os LG mostram os valores mais elevados, seguindo-se os Gl e os diatexitos ($Sr_{diatexitos}$: 122-132 ppm, Sr_{Gl}: 151-169 ppm, Sr_{LG}:147-175 ppm). O Rb exibe uma ligeira sobreposição entre os valores mais baixos dos diatexitos e dos Gl, enquanto que os LG exibem, mais uma vez, teores muito baixos para este elemento ($Rb_{diatexitos}$: 87-123 ppm, Rb_{Gl}: 69-97 ppm, Rb_{LG}: 6-7 ppm). O encrave-diatexítico acompanha o comportamento geoquímico dos diatexitos para o Sr (134 ppm) e Rb (123 ppm) mas é significativamente inferior relativamente ao Ba (424 ppm). O litótipo *resister*/melanossoma (Rst) tende a exibir valores próximos dos diatexitos (Ba_{Rst}= 674 ppm, Sr_{Rst}= 144 ppm, Rb_{Rst}= 185 pm). Os encraves EAnd e EMH mostram fortes semelhanças para o Sr (EAnd: 185-234 ppm, EMH=187 ppm) e Ba (EAnd: 427-558 ppm, EMH= 509 ppm) enquanto que os teores em Rb já revelam maior discrepância com valores mais baixos para o EMH (EAnd: 159-211 ppm, EMH=108 ppm) ainda que a diferença para este último seja igual à verificada entre as amostras dos encraves andesíticos. Finalmente, os litótipos mais máficos (encrave anfibolito-biotítico e Anf-N) representados nos diagramas mostram para os LIL, ao contrário dos elementos compatíveis com composições máficas, uma acentuada diferença (várias ordens de grandeza) entre as referidas amostras (Ba_{Eanf-}

$_{bt}$= 288 ppm, $Sr_{Eanf\text{-}btf}$= 42 ppm, $Rb_{Eanf\text{-}bt}$=263 ppm; $Ba_{Anf\text{-}N}$= 68 ppm, $Sr_{Anf\text{-}N}$= 232 ppm, $Rb_{Anf\text{-}N}$= 6 ppm). Em particular, o Eanf-bt destaca-se da generalidade dos litótipos de AMS pelos valores baixos em Sr e elevados em Rb. Os elevados valores em Rb e Ba, bem como a baixa concentração em Sr estão de acordo com a composição modal rica em biotite e pobre em plagioclase deste encrave.



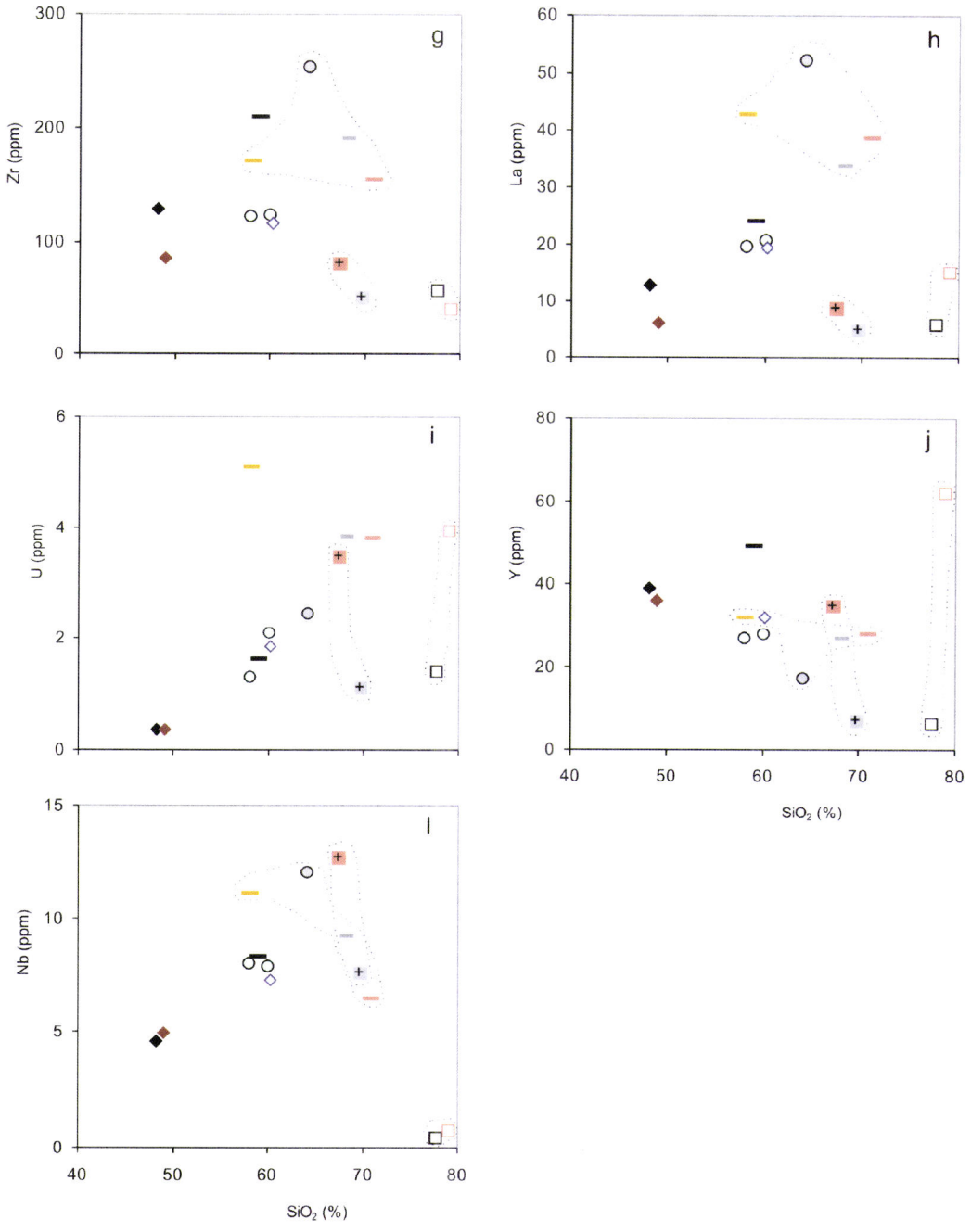


Figura 6.44 – Diagramas de elementos vestigiais *vs* SiO_2 (%) para os litótipos da ribeira de Almansor e anfibolito a norte do MH: **a)** V e **b)** Sc, **c)** Ba, **d)**Sr, **e)** Rb, **f)** Th, **g)** Zr, **h)** La, **i)** U, **j)** Y e **g)** Nb.

Relativamente aos elementos incompatíveis como o Th, Zr, La e U verifica-se que os diatexitos e o encrave-diatexítico se destacam dos restantes litótipos pelos teores mais elevados de Th e Zr ($Th_{Diatexitos}$: 10-14.3 ppm, $Zr_{Diatexitos}$: 159-194 ppm, $La_{Diatexitos}$: 43-52 ppm, Th_{EDtx}= 16 ppm, Zr_{EDtx}= 233 ppm La_{EDtx}= 52 ppm). Para o U os teores mais elevados são exibidos pelos diatexitos (U_{Dtx}: 3.85-5.09 ppm) que não são, contudo, acompanhados pelo encrave (U_{EDtx}= 2 ppm). Para os elementos Nb e Y verifica-se,

mais uma vez, a semelhança entre as várias amostras de diatexitos ($Nb_{Diatexitos}$: 6.5-11.1ppm $Y_{Diatexitos}$: 26.6-32.8ppm) enquanto que o encrave-diatexítico exibe valores muito próximos para o primeiro e ligeiramente inferiores para o segundo Nb_{EDtx}= 12ppm, Y_{EDtx}= 15ppm). De salientar, porém, que as diferenças detectadas entre os diatexitos e o encrave-diatexítico são geralmente inferiores às diferenças dentro do próprio grupo dos diatexitos. Comparativamente aos diatexitos, o *resister*/melanossoma é empobrecido em Th, U e La (Th_{Rst}= 5ppm, U_{Rst}= 2 ppm, La_{Rst}= 24 ppm), comportamento que não é acompanhado pelo Nb ou pelo Y; o Y exibe teores mais elevados (Y_{Rst}= 47.6 ppm) e o Nb (Nb_{Rst}= 8.4 ppm) apresenta valores dentro dos observados pelo referido grupo. O enriquecimento em elementos HFSE (como o Nb e Y) em estruturas do tipo *resister*/melanossoma está de acordo com enriquecimento em fases máficas e minerais acessórios e empobrecimento em minerais félsicos.

Ao contrário do que se verificou nos elementos anteriormente abordados para os GI e os LG, observa-se agora que na generalidade dos elementos com um comportamento incompatível em composições básicas existe uma sobreposição de valores entre os referidos grupos (e.g. Th, U, Y, La; Th_{GI}: 0.82-3 ppm, Th_{LG}: 1.19-7 ppm; U_{GI}: 1.14-3 ppm, U_{LG}: 1.4-4 ppm; Y_{GI}: 7.5-35.9 ppm, Y_{LG}: 5.6-63.9 ppm; La_{GI}: 5.25-9 ppm, La_{LG}: 5.80-15 ppm). Em contrapartida o Zr e, em particular, o Nb permitem ainda a individualização dos referidos grupos (Zr_{GI}: 56-88ppm, Zr_{LG}: 46-48ppm Nb_{GI}: 7.7-12.7 ppm, Nb_{LG}: 0.4-0.7 ppm). De referir, porém, que as sobreposições mais significativas são essencialmente observadas para o Y e La, os quais exibem concentrações mais elevadas quando comparado com as baixas concentrações para os elementos Th ou U.

Relativamente aos elementos Th, U, La, Zr e Y, os encraves ígneos voltam a exibir semelhanças geoquímicas exibindo teores similares entre si (Th_{EAnd}: 4-4 ppm, Th_{EMH}= 5 ppm; U_{EAnd}: 1-2 ppm, U_{EMH}= 2 ppm; Zr_{EAnd}: 129-132 ppm, Zr_{EMH}= 127 ppm; Y_{EAnd}: 29-29.2 ppm, Y_{EMH}= 32.9 ppm; La_{EAnd}: 20-21 ppm, La_{EMH}= 19 ppm). Para o Zr e o Y, em conjunto com o Nb (Nb_{EAnd}: 8-8.1 ppm, Nb_{EMH}= 7.3 ppm), a gama de valores encontrada nos encraves ígneos aproxima-se do observado para os diatexitos enquanto que para o Th, U e La exibem valores ligeiramente inferiores.

O encrave anfibolito-biotítico e o anfibolito-N exibem concentrações muito semelhantes para os elementos que têm vindo a ser descritos: apresentam baixos teores em Th e U ($Th_{Eanf\text{-}bt}$= 0.5 ppm, Th_{AnfN}= 0.6 ppm), relativamente elevados em Zr (Zr_{EMf}= 134 ppm, Zr_{AnfN}= 93 ppm) e Y ($Y_{Eanf\text{-}bt}$= 47.6 ppm, Y_{AnfN}= 37.7 ppm) e baixas concentrações em

Nb (Nb_{EMf}= 4.6 ppm, Nb_{AnfN}= 5.0 ppm). Os teores em La ($La_{Eanf\text{-}bt}$= 13 ppm, La_{AnfN}= 6 ppm), nestes litótipos, estão dentro do intervalo de valores apresentados pelos GI e LG.

Nos diagramas multi-elementares, normalizados para o manto primitivo, verifica-se a forte coerência nos padrões dos diatexitos (fig. 6.45-a), com enriquecimento dos elementos muito incompatíveis e com afinidades com os elementos LIL, relativamente aos elementos HFSE moderadamente incompatíveis (Th_N/Y_N~20), anomalias negativas nítidas mas relativamente ligeiras de Nb e Ta (Th_N/Nb_N~10) bem como de Ti (Ti_N/Gd_N~0.25). O encrave-diatexítico (fig. 6.45-a) apresenta um padrão semelhante aos diatexitos, em particular quando são considerados unicamente os elementos mais incompatíveis, reforçando a hipótese de existirem laços genéticos entre os referidos litótipos (vide pontos 3.2.1.1 e 4.2.1.1). Já a razão entre elementos muito incompatíveis e moderadamente incompatíveis é mais elevada na amostra de encrave (Th_N/Y_N= 55.68) como consequência dos teores nitidamente mais baixos de lantanídeos pesados e ítrio.

A amostra de *resister*/melanossoma (fig. 6.45-a) acompanha de muito perto o padrão geral observado para os diatexitos mas com um ligeiro empobrecimento em Th e ETRL associado a um enriquecimento em ETRP, produzindo naturalmente uma menor fraccionação entre elementos muito e moderadamente incompatíveis (Th_N/Y_N= 5.44). As anomalias em Nb e Ti são mais reduzidas (Th_N/Nb_N= 4.85; Ti_N/Gd_N=0.57).

Relativamente aos granitóides isótropos (GI) observa-se que mostram características distintas dos diatexitos e dos leucogranitóides, confirmando a sua individualização como um grupo distinto, mas também mostrando padrões diferentes entre si (fig. 6.45-b). A amostra de AMS-15 apresenta um padrão com uma ligeira fraccionação entre os elementos mais e menos incompatíveis (Th_N/Y_N~5.14), a que se adicionam uma pequena anomalia negativa de Nb (Th_N/Nb_N= 2.28) e uma anomalia negativa marcada de Ti (Ti_N/Gd_N=0.37). Quanto à amostra AMS-2, ela exibe um padrão com uma fraccionação Th_N-Y_N semelhante (Th_N/Y_N= 5.87) mas já não apresenta anomalias negativas de Nb (Th_N/Nb_N~0.89) ou Ti (Ti_N/Gd_N=1.24).

Os leucogranitóides apresentam igualmente padrões distintos (fig. 6.45-b) dos descritos para os diatexitos e GI e, tal como acontece com os GI, apesar das semelhanças nos perfis globais (nomeadamente nas fortes anomalias negativas em Nb-Ta e Ti) registam-se diferenças significativas intra-grupo, no que se refere a alguns

elementos. A amostra AMS-1 destaca-se em primeiro lugar pelos baixos teores em oligoelementos e, para além disso, caracteriza-se por uma forte fraccionação entre o Th e o Y (Th_N/Y_N~11.43) e por anomalias negativas muito pronunciadas em Nb (Th_N/Nb_N= 22.86) e Ti (Ti_N/Gd_N = 0.06). No caso de AMS-17, registam-se concentrações mais elevadas para ETR e Y conduzindo a um aprofundamento das anomalias negativas de Nb (Th_N/Nb_N= 75.95) e Ti (Ti_N/Gd_N =0.01) e a uma menor fraccionação Th-Y (Th_N/Y_N~5.60), quando o seu perfil oligoelementar é comparado com o da amostra anterior.

Os encraves ígneos (EAnd e EMH) apresentam padrões muito semelhantes entre si (fig. 6.45-c). Quando comparados com os diatexitos, apresentam teores menores para a generalidade dos elementos vestigiais incompatíveis, bem como uma menor fraccionação Th-Y (EAnd: Th_N/Y_N: 6.75-7.20; EMH: Th_N/Y_N: 7.96). Contudo o padrão geral destes encraves, exibindo ligeiras anomalias negativas em Nb (EAnd: Th_N/Nb_N: 3.81-4.15; EMH: Th_N/Nb_N= 5.60) e Ti (EAnd: Ti_N/Gd_N: 0.51-0.45; EMH: Ti_N/Gd_N: 0.46) não se afasta muito da registada nos diatexitos. De igual modo, os dois tipos de encraves ígneos, exibem perfis multi-elementares sub-paralelos mas mais enriquecidos, relativamente à amostra de um tonalito do MH (amostra MM-56) representada na fig. 6.45-c.

Os dois litótipos máficos (Eanf-bt e AnfN) exibem padrões claramente distintos entre si e em relação à generalidade das restantes amostras (fig. 6.45-c). O encrave anfibolito-biotítico mostra um empobrecimento em elementos muito incompatíveis (Th, Nb, Ta) acompanhado por um ligeiro nos ETRL, relativamente ao Y e ETRP, exibindo razões Th_N/Y_N=0.65. Não apresenta anomalia negativa em Nb (Th_N/Nb_N= 0.86) e praticamente não exibe anomalia negativa em Ti (Ti_N/Gd_N= 0.76). O AnfN exibe um perfil quase horizontal, com um ligeiro empobrecimento dos elementos mais incompatíveis (Th_N/Y_N= 0.83) sem anomalias significativas (Th_N/Nb_N= 0.99; Ti_N/Gd_N= 0.85).

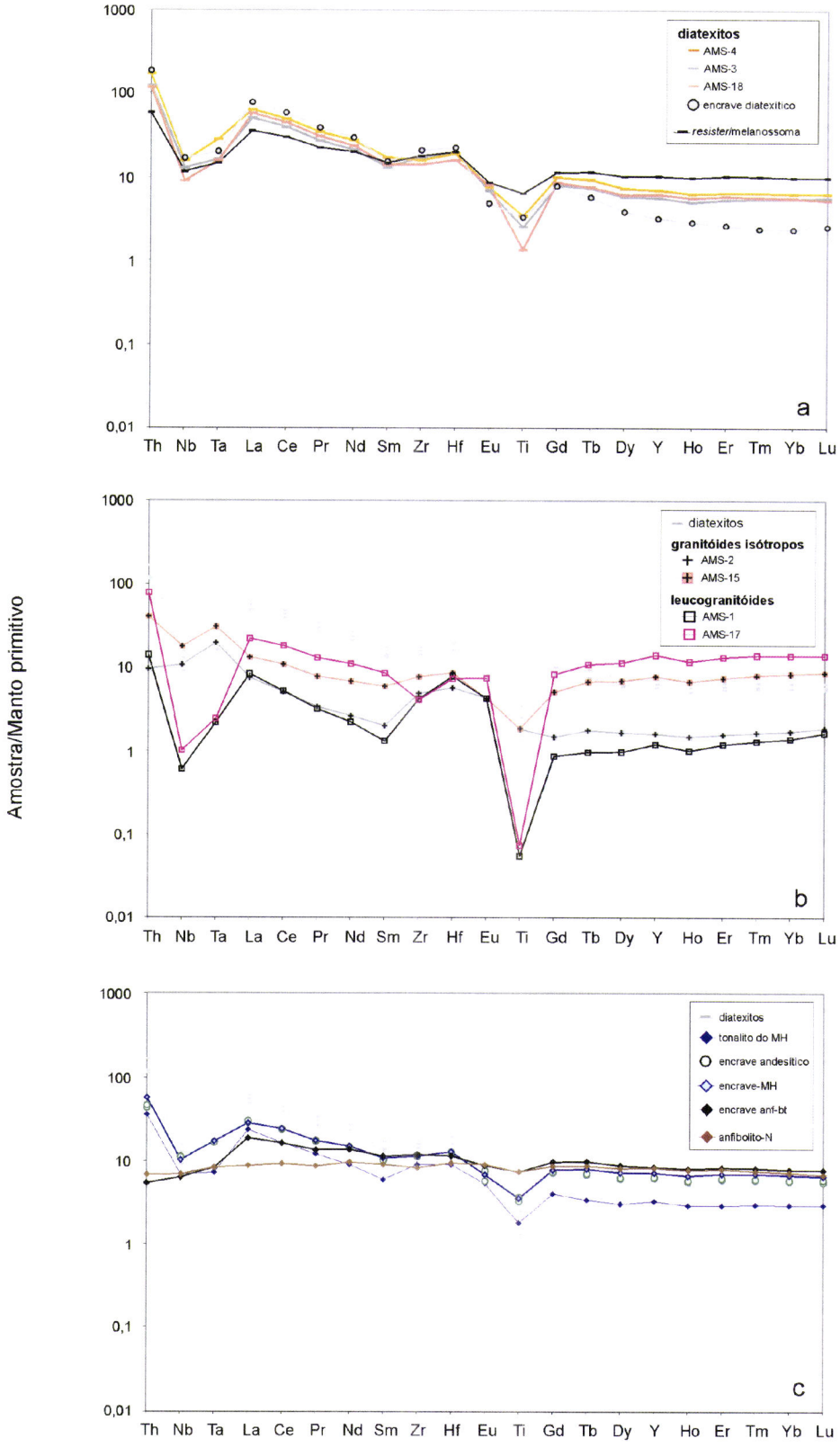


Figura 6.45 – Diagramas multi-elementares para: **a)** ditexitos, encrave-diatexítico e *resister*/melanossoma; **b)** granitóides isótropos (GI) e leucogranitóides (LG) com os diatexitos para comparação; **c)** encraves ígneos (andesítico e MH) e metamórfico (anfibolito-biotítico) e anfibolito a norte do MH (anf-N) com os diatexitos e tonalito do MH (MM-56) para comparação. Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

Relativamente aos ETR, os diatexitos apresentam um perfil (fig. 6.46-a) ligeiramente enriquecimento em ETRL (La_N/Lu_N: 8.48-10.38) com uma ligeira anomalia negativa em Eu (Eu/Eu*=0.58-0.72, fig. 6.47-a). O padrão observado para o encrave-diatexítico aproxima-se, relativamente aos ETRL, dos diatexitos, mas evidenciando uma anomalia negativa em Eu mais pronunciada (Eu/Eu*=0.43) e um claro empobrecimento em ETRP, originando um perfil muito fraccionado (La_N/Lu_N=29.62). O *resister*/melanossoma apresenta um perfil menos diferenciado relativamente aos diatexitos e comparativamente um empobrecimento em ETRL e enriquecimento em ETRP (La_N/Lu_N= 3.46) e anomalia negativa em Eu (Eu/Eu*=0.67).

O grupo GI (fig. 6.46-b) apresenta uma grande disparidade nos resultados, revelando anomalias positivas e negativas em Eu (Eu/Eu*= 0.89 e 2.46, para AMS-15 e AMS-2, respectivamente, fig. 6.47-a), mas ambas as amostras mostram um ligeiro enriquecimento em ETRP (La_N/Lu_N=1.51 e 3.98 para AMS-15 e AMS-2, respectivamente). Os LG, também desiguais entre si (fig. 6.46-b), definem, quer um perfil muito plano com uma ténue concavidade para cima e uma ligeira anomalia negativa de Eu (AMS-17: La_N/Lu_N= 1.61; Eu/Eu*=0.77, fig. 6.47-a) quer um perfil mais inclinado com uma anomalia positiva pronuncida de Eu (AMS-1: La_N/Lu_N=5.01; Eu/Eu*=3.90). Curiosamente, os perfis para os GI e LG parecem emparelhados entre si, ou seja, o perfil para o GI da amostra AMS-2 é muito semelhante ao LG da amostra AMS-1, enquanto que o traçado para o LG da amostra AMS-17 é muito semelhante ao GI da amostra AMS-15.

Os encraves ígneos EAnd e EMH mostram um traçado semelhante (fig. 6.46-c), com enriquecimento em ETRL relativamente às pesadas, sendo a concentração destas mais elevadas no EMH (EAnd *vs* EMH: La_N/Lu_N= 5.07-5.15 *vs* 4.28). A anomalia de Eu para o EMH está dentro do intervalo observado para os EAnd (EAnd *vs* EMH: Eu/Eu*=0.66-0.86 *vs* 0.74). Comparando os perfis destas amostras com os tonalitos do MH observam-se diferenças significativas nomeadamente no perfil menos fraccionado e na anomalia negativa de Eu nos encraves.

O encrave anfibolito-biotítico mostra um ligeiro enriquecimento dos ETRL relativamente às pesadas (La_N/Lu_N=2.42) e uma ligeira anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*=0.83) enquanto que o AnfN, empobrecido na totalidade dos ETR, mostra um perfil praticamente horizontal e paralelo à composição do manto primitivo.

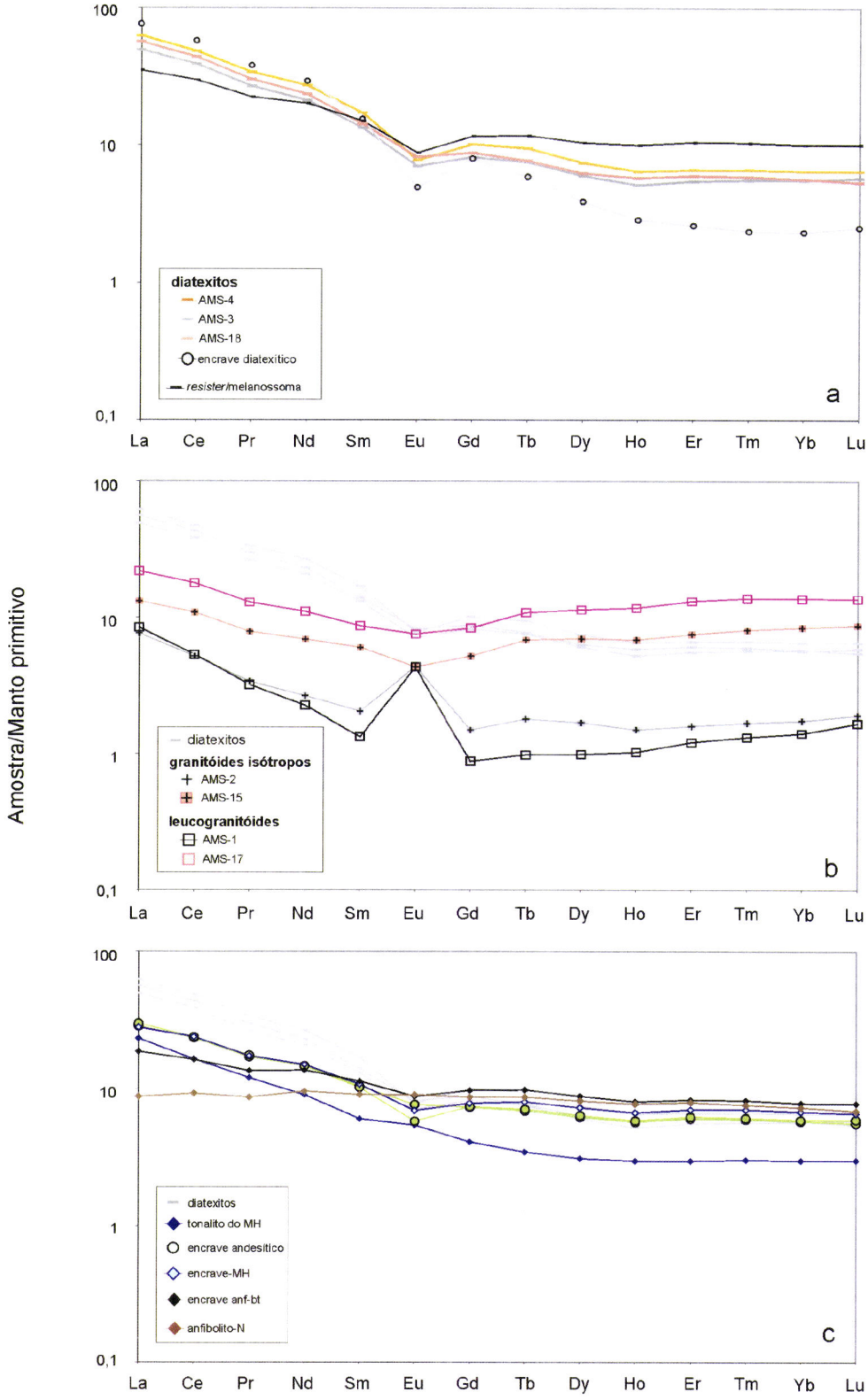


Figura 6.46 – Diagramas multi-elementares para ETR: **a)** diatexitos, encrave-diatexítico e *resister*/melanossoma; **b)** granitóides isótropos (GI) e leucogranitóides (LG) com os diatexitos para comparação; **c)** encraves ígneos (andesítico e MH), metamórfico (anfibolito-biotítico) e anfibolito a norte do MH (anfibolito-N) com os diatexitos e tonalito do MH (MM-56), para comparação. Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

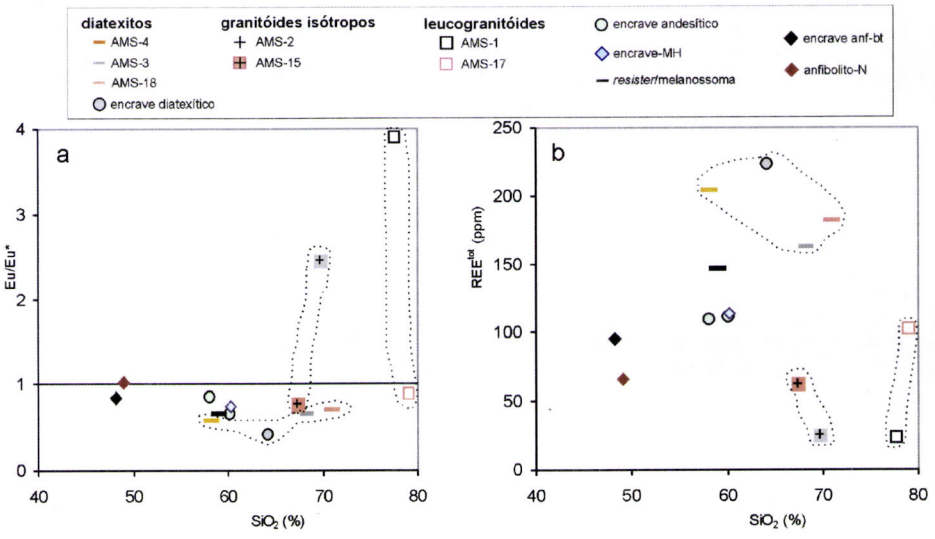


Figura 6.47 – Diagramas: **a)** Eu/Eu* vs SiO_2 (%) e **b)** ETR^{tot} (ppm) vs SiO_2 (%) para litótipos da ribeira de Almansor e anfibolito-N.

Importa referir que as amostras AMS-17 e AMS-2 pertencentes respectivamente aos grupos LG e GI não mostram, aparentemente, concordância dos perfis multi-elementares com as observações petrográficas, em particular no que respeita aos ETR e Y. De facto, para o LG (AMS-17) não se justifica os altos teores em ETR (fig. 6.47-b) tendo em conta que se trata de uma amostra constituída por basicamente quartzo e plagioclase, ou seja fases pobres em ETR. Porém, tendo em conta que as perturbações observadas são ao nível das terras raras e Y pode-se colocar como hipótese a incorporação (em proporções não observadas) de fases acessórias. Considerando que o xenótimo contém cerca de 48% Y e que, segundo Essene (1986), um grão deste mineral equivale a 5000 grãos de granada, verifica-se a importância que a incorporação de uma pequena quantidade deste mineral tem no controle das concentações de elementos traço e neste caso em particular nos ETR e Y. O xenótimo é um mineral comum em granitos mas não foi observado. Porém, outros minerais "itrófilos" ou ricos em ETR como o zircão, epídoto ou apatite foram detectados e referidos no capítulo IV (Petrografia).

6.2.1.4 Diagramas discriminantes

Os diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984), aplicados aos litótipos de natureza granitóide (fig. 6.48), diatexitos, encrave-diatexítico e granitóides isótropos, do afloramento de Almasor indicam uma forte afinidade com os granitóides de arco-vulcânico. O leucogranitóide AMS-1 exibe concentrações muito baixas em ETR e Y, projectando-se fora dos limites do diagrama (no sentido da origem dos eixos), se bem

que na continuação dos granitóides de arco-vulcânico. O leucogranitóide AMS-17 rico em ETR e Y como referido no ponto anterior tende a projectar-se no campo do granitóides de crista oceânica. O encrave com afinidades petrográficas com os tonalitos do MH (encrave-MH) projecta-se, tal como estas rochas no campo dos granitóides de arco-vulcânico.

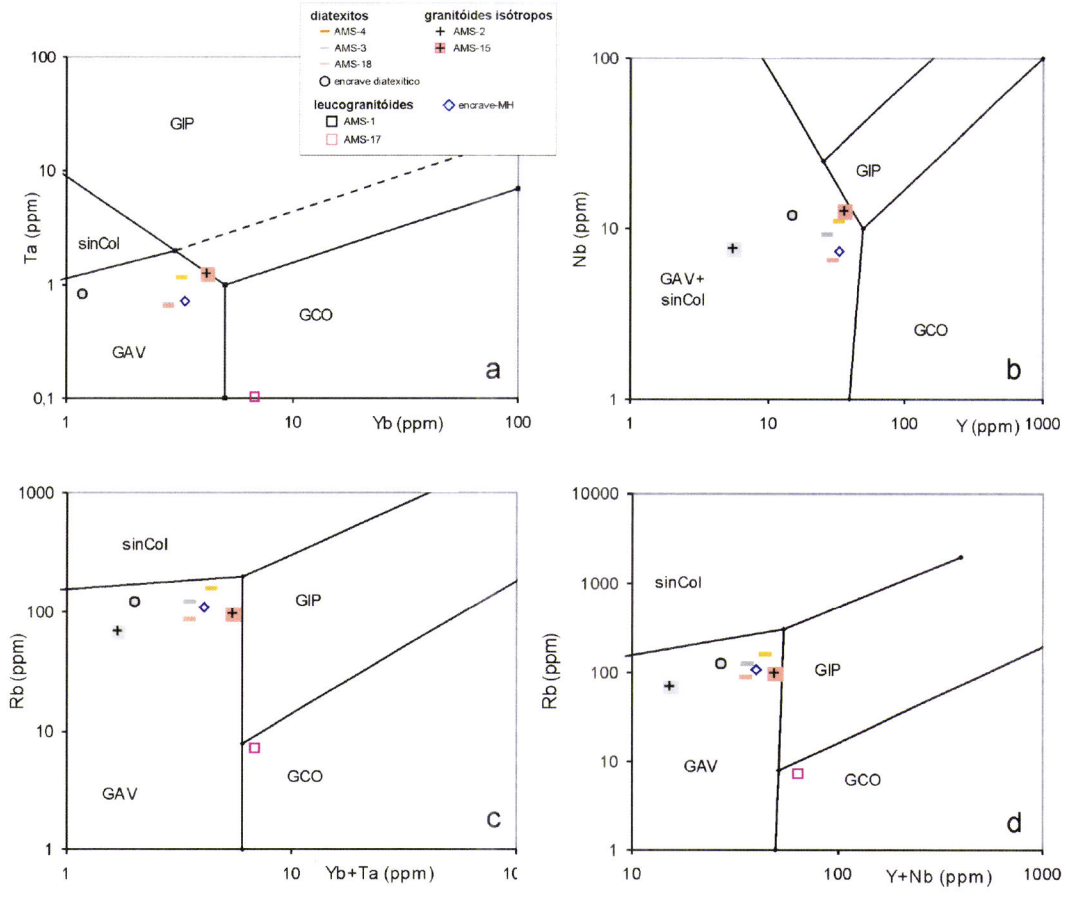


Figura 6.48 – Diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) *in* Rolinson (1993) para granitóides da ribeira de Almansor, incluindo encrave-ditexito e encrave-MH: **a)**Ta *vs* Yb, **b)** Nb *vs* Y, **c)** Rb *vs* Yb+Nb, **d)** Rb *vs* Y+Nb. Abreviaturas granitóides: GAV- arco-vulcânico, sinCol-sin-colisionais, GIP- intra-placa e GCO- crista oceânica.

A aplicação dos diagramas de Harris et al. (1986) aos mesmos granitóides (fig 6.49) associa os diatexitos, o encrave-diatexítico assim como os leucogranitóides aos granitóides de arco-vulcânico. Os granitóides deslocam-se no sentido dos granitóides colisionais mas no limite com os granitóides de arco-vulcânico. O encrave-MH corresponde a um granitóide de arco-vulcânico de acordo com a classificação de Pearce et al. (1984).

Importa realçar que, considerando os diagramas discriminantes apresentados, os granitóides isótropos e os leucogranitóides voltam a mostrar uma forte afinidade

geoquímica. As amostras de cada grupo projectam-se próximas uma da outra, em particular quando não são considerados ETR como elementos discriminantes.

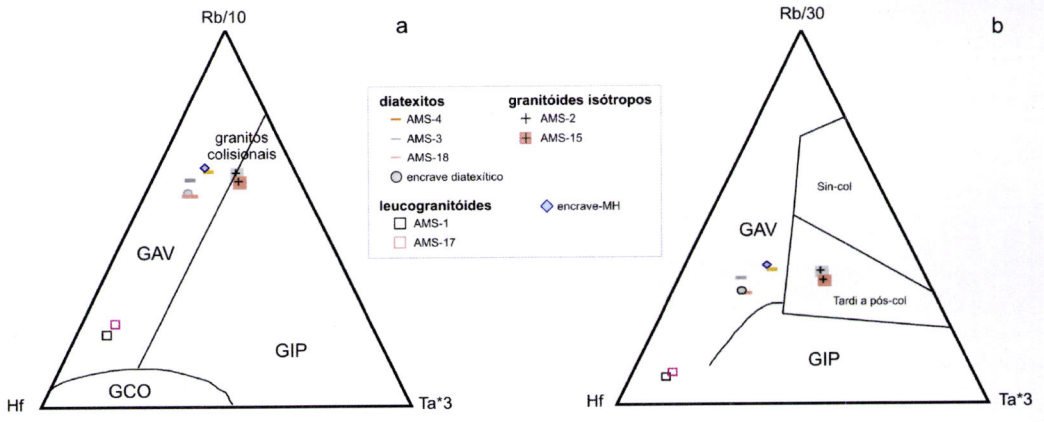


Figura 6.49 – Diagramas discriminantes de Harris et al. (1986) modificado por Rollinson (1993) para granitóides da ribeira de Almansor, incluindo encrave-diatexítico e encrave-MH: **a)** Rb/10-Hf-Ta*3, os granitos colisionais projectam-se sobre a fronteira que delimita os granitóides de arco-vulcânico e os de intra-placa; **b)** Rb/30-Hf-Ta*3. Abreviaturas granitóides: GAV- arco-vulcânico, sinCol-sin-colisionais, PósCol- pós-colisional, GIP- intra-placa e GCO- crista oceânica.

6.2.2 Gnaisses e granitóides associados (Valverde)

Nesta área chave, na sequência dos trabalhos de Chichorro (2006), Pereira et al. (2006) e Pereira et al. (2005) que incidiram noutros litótipos que ocorrem na área (anfibolitos e metassedimentos), foram amostrados apenas litótipos félsicos: dois litótipos representativos da unidade félsica da Herdade da Mitra (ortognaisses) e dois pares de amostras da eventual associação protólito-fundido ("gnaisse-fundido") como descrito nos capítulos das Relações de campo (vide ponto 3.2.2.2) e Petrografia (vide ponto 4.2.2.2).

6.2.2.1 Classificação química e normativa

Ao contrário das zonas anteriormente referidas, e em particular do caso do afloramento da ribeira de Almansor, a variabilidade geoquímica é muito restrita, quer no conjunto das amostras, quer considerando individualmente os ortognaisses (VLV-3 e VLV-4) e pares de "gnaisses" com eventuais fundidos (pares VLV-7/VLV-6 e VLV-9/VLV-8).

A classificação de De la Roche et al. (1980) não discrimina as várias amostras atribuindo-lhes o termo granito (fig. 6.50), com uma amostra (fundido: VLV-9) a projectar-se acima do valor máximo R1 considerado no diagrama. Tendo em

consideração a classificação baseada na norma CIPW (Barker, 1979) e representada na fig. 6.51, verifica-se que esta destrinça, ligeiramente, os ortognaisses (granito e trondjhemito) dos pares "gnaisses-fundido" (trondjhemito próximo do vértice "Ab" e no mesmo ponto). Esta classificação surge como a que melhor se adequa às observações petrográficas.

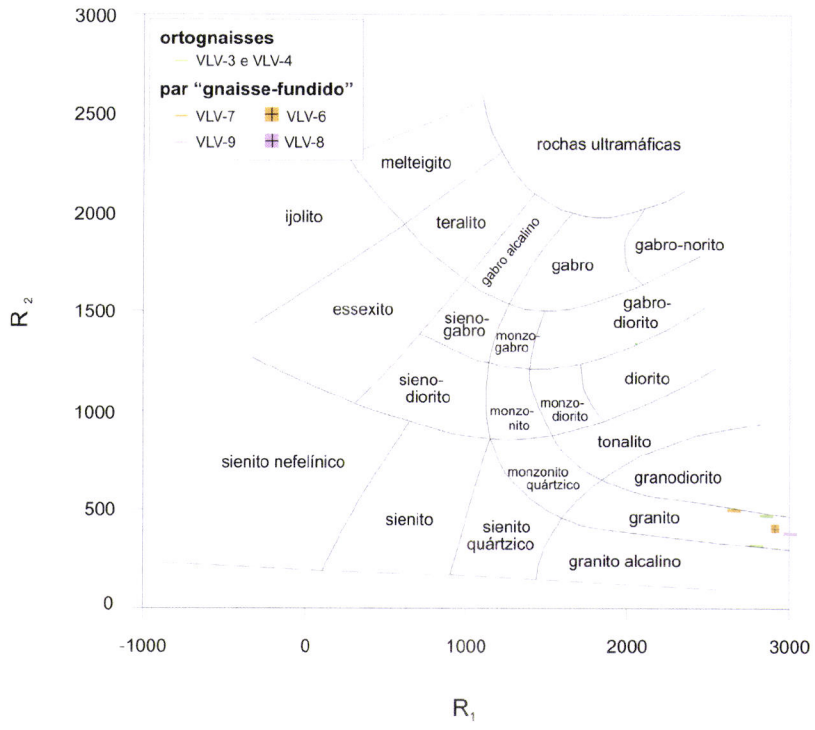


Figura 6.50 – Diagrama R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) *vs* R2=6Ca+2Mg+Al de De la Roche et al. (1980) aplicado aos litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra: ortognaisses e pares "gnaisse-fundido".

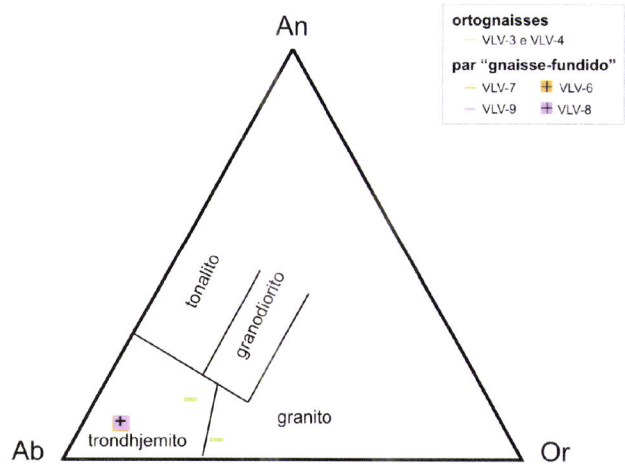


Figura 6.51 – Diagrama classificativo de Barker (1979) para rochas granitóides (>10% volume de quartzo) aplicado aos litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra: ortognaisses e pares "gnaisse-fundido".

O índice A/CNK permite, de igual modo, uma ténue distinção entre os ortognaisses e os pares referidos. Na fig. 6.52 onde se projectam os índices A/NK vs A/CNK associada à classificação para granitóides de Chappell e White (1974) verifica-se uma tendência ligeiramente peraluminosa para os ortognaisses enquanto que os "gnaisses" e respectivos "fundidos" associados são metaluminosos. Todos os litótipos são compatíveis com os granitóides do tipo I.

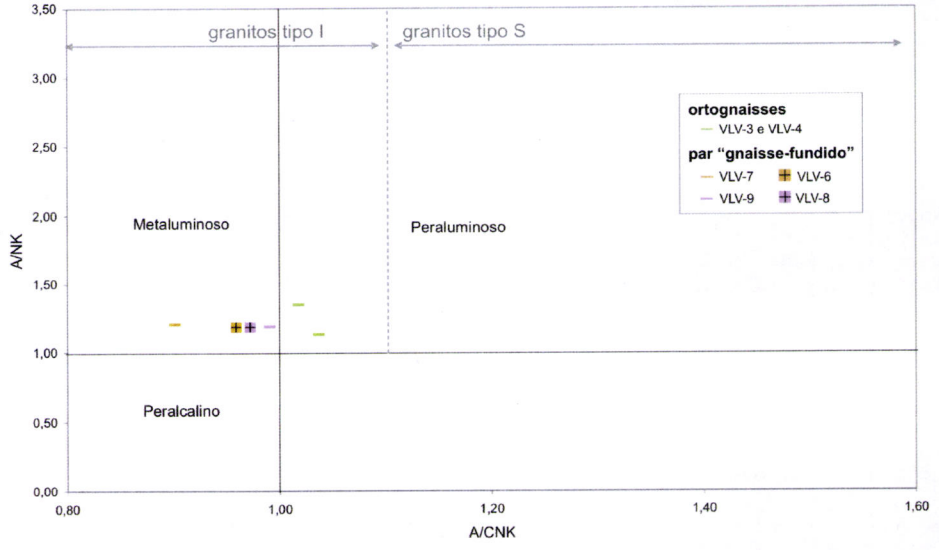


Figura 6.52 – Diagrama A/NK *vs* A/CNK aplicado aos litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra. Conjuntamente encontra-se representada aclassificação alfabética para granitóides tipo I e S de Chappell e White (1974).

A classificação de Frost et al. (2001) tende, mais uma vez, a destacar do ponto de vista geoquímico/classificativo os ortognaisses. Considerando o referido esquema classificativo, um destes gnaisses (VLV-3) é ferrífero, calcoalcalino e peraluminoso e, portanto, de acordo com aqueles autores, poderia corresponder a um granitóide do tipo A. Contudo, o outro ortognaisse (VLV-4) é ferrífero, cálcico e peraluminoso e não se enquadra no esquema mencionado. As restantes amostras, são magnesianas, cálcicas e metaluminosas podendo estar associadas a ocorrências do tipo Cordilheira. Convém referir, que as amostras agora apresentadas, possuem concentrações muito elevados em sílica e portanto estão no limite de aplicabilidade dos campos geoquímicos definidos para rochas graníticas definidos por Frost et al. (2001).

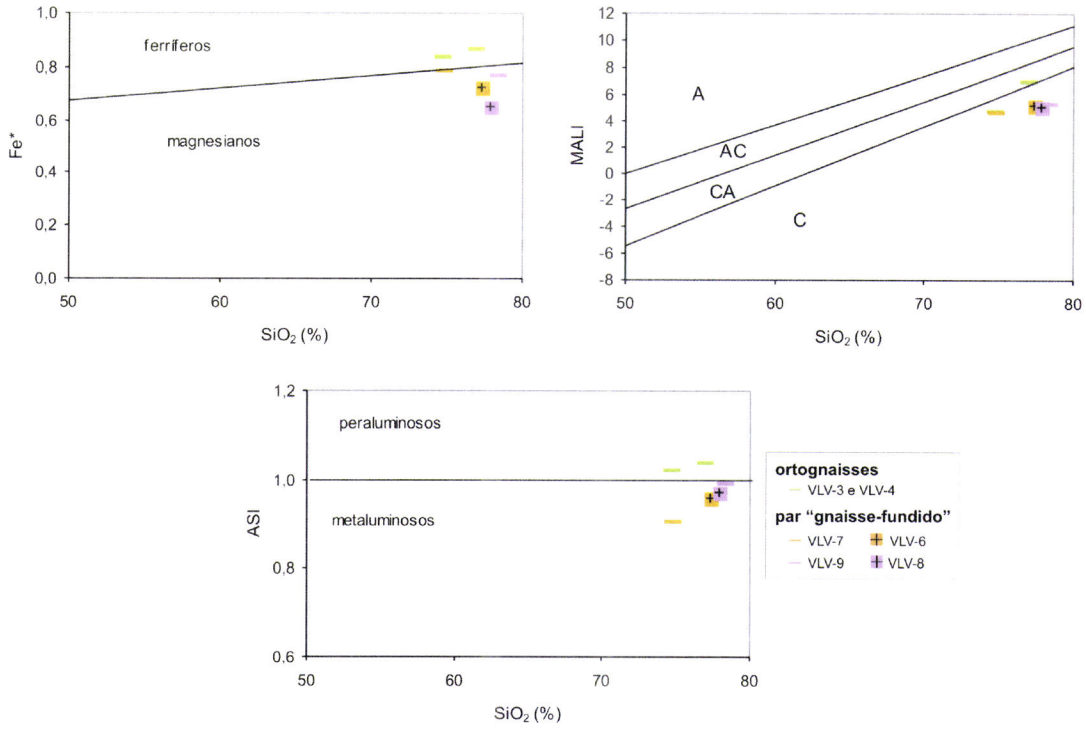


Figura 6.53 – Classificação de Frost et al. (2001), para rochas granitóides, aplicado aos litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra ("ortognaisses" e pares "gnaisse-fundido"); **a)** Fe* *vs* SiO_2 (%) **b)** MALI *vs* SiO_2 (%), legenda: A-alcalino, AC-alcalino-cálcico, CA-calco-alcalino, C-cálcico, **c)** ASI *vs* SiO_2 (%).

6.2.2.2 Elementos maiores

Considerando os diagramas, onde se projectam as concentrações de elementos maiores contra a SiO_2 (%), verifica-se uma grande semelhança dos valores encontrados para as várias amostras (fig. 6.54). De facto, à excepção da sílica, todos os outros valores são relativamente baixos com um intervalo de variação que não ultrapassa os 2 %. Para os óxidos tidos como compatíveis, para o fósforo e para a sílica verifica-se uma tendência para um dos ortognaisses se projectar próximo do "gnaisse" VLV-7, ou seja, com teores de sílica mais baixa e o teores em ferro, magnésio, titânio, manganês, alumínio, cálcio e fósforo ligeiramente mais elevados que as restantes amostras. Para os elementos sódio e potássio, as diferenças encontradas parecem ir no sentido dos ortognaisses e os pares "gnaisses-fundido" apresentarem teores semelhantes intra-grupo.

A ausência de diferenças significativas e/ou sistemáticas para o conjunto das amostras de Valverde e Herdade da Mitra, volta a ser identificada quando se consideram apenas, e em separado, os pares "gnaisse-fundido". Para o par "gnaisse" VLV-7 – "fundido" VLV-6, verifica-se que este apresenta maior quantidade de sílica e menor quantidade na generalidade dos óxidos como o MgO, $Fe_2O_3^t$, TiO_2, CaO, MnO, Al_2O_3,

P_2O_5. Por outro lado, os valores relativamente aos álcalis são muito semelhantes. Pelo contrário, considerando o par "gnaisse" VLV-9 – fundido VLV-8 o comportamento parece ser o inverso; a amostra considerada como fundido apresenta comparativamente ao "gnaisse" um menor valor para a sílica, ainda que a diferença seja apenas de 0.5 %, e maiores concentrações de MgO, $Fe_2O_3^t$, TiO_2, CaO, MnO, P_2O_5. O sódio é ligeiramente inferior no caso do fundido e o
s teores de potássio são semelhantes em ambos os litótipos.

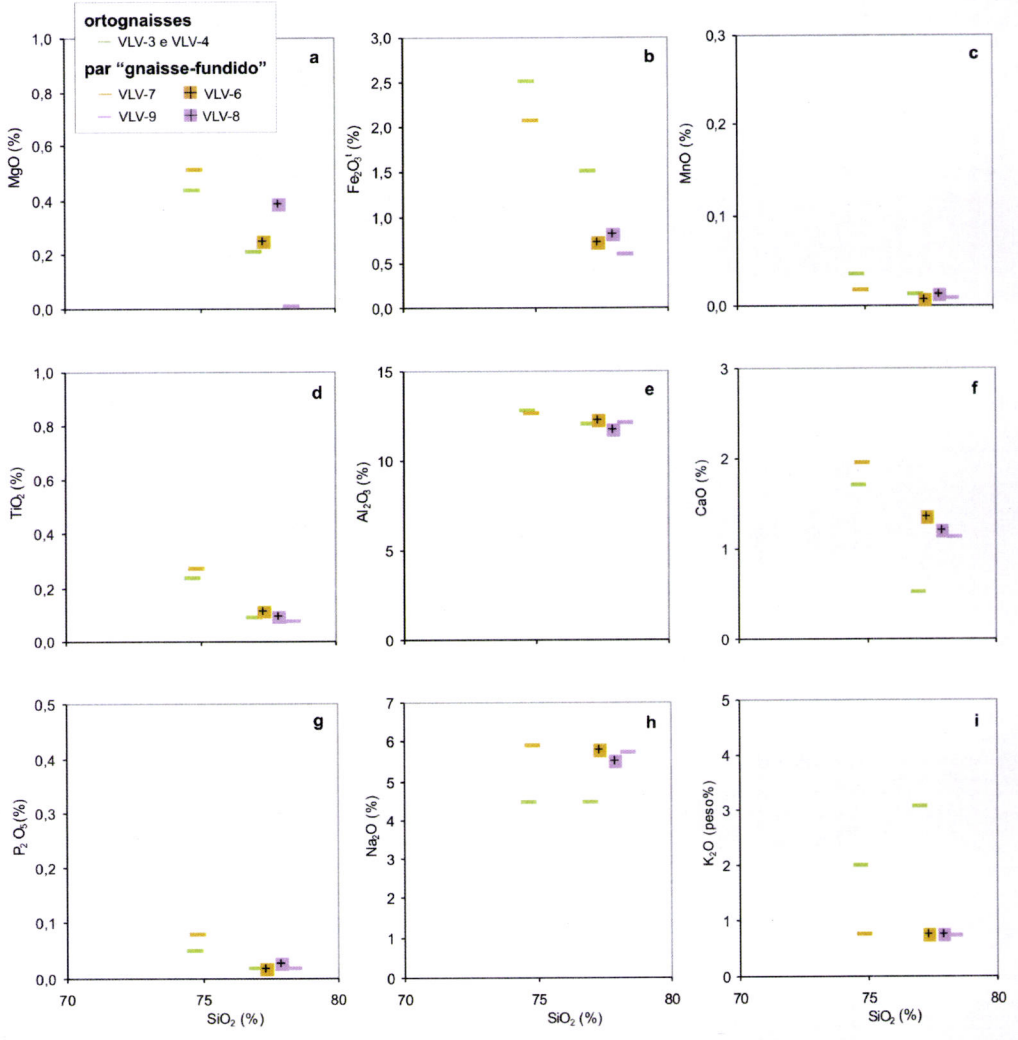


Figura 6.54 – Diagramas de elementos maiores *vs* SiO_2 (%) para os litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra (ortognaisses e pares "gnaisse-fundido"); **a)** MgO (%), **b)** $Fe_2O_3^t$ (%), **c)** MnO (%), **d)** TiO_2 (%), **e)** Al_2O_3 (%), **f)**CaO (%), **g)** P_2O_5 (%), **h)** Na_2O (%), **i)** K_2O (%).

6.2.2.3 Elementos vestigiais

Como se verificou para os elementos maiores, o comportamento dos elementos vestigiais não permite individualizar, de modo sistemático, os ortognaisses dos pares "gnaisse-fundido". Apenas os elementos Rb e Ba, e em certa medida o Sr, exibem

concentrações distintas: os teores de Rb e Ba são superiores enquanto o Sr tende a ser inferior nos ortognaisses, destacando-os dos "gnaisses" e fundidos. Para os restantes oligoelementos não se observam variações sistemáticas entre os dois grupos. Para as amostras associadas, "gnaisses" e "fundidos", não se observam diferenças sistemáticas quer para os elementos LIL quer para os restantes em traço. É possível verificar uma forte semelhança entre os pares (e.g. Rb e Ba), assim como, comportamentos opostos no caso de elementos como o Sc, Sr, Zr eTh onde os "fundidos" apresentam valores quer superiores, quer inferiores, relativamente ao "gnaisse" respectivo. Estas diferenças no comportamento geoquímico intra-par já tinham sido registadas nos elementos maiores.

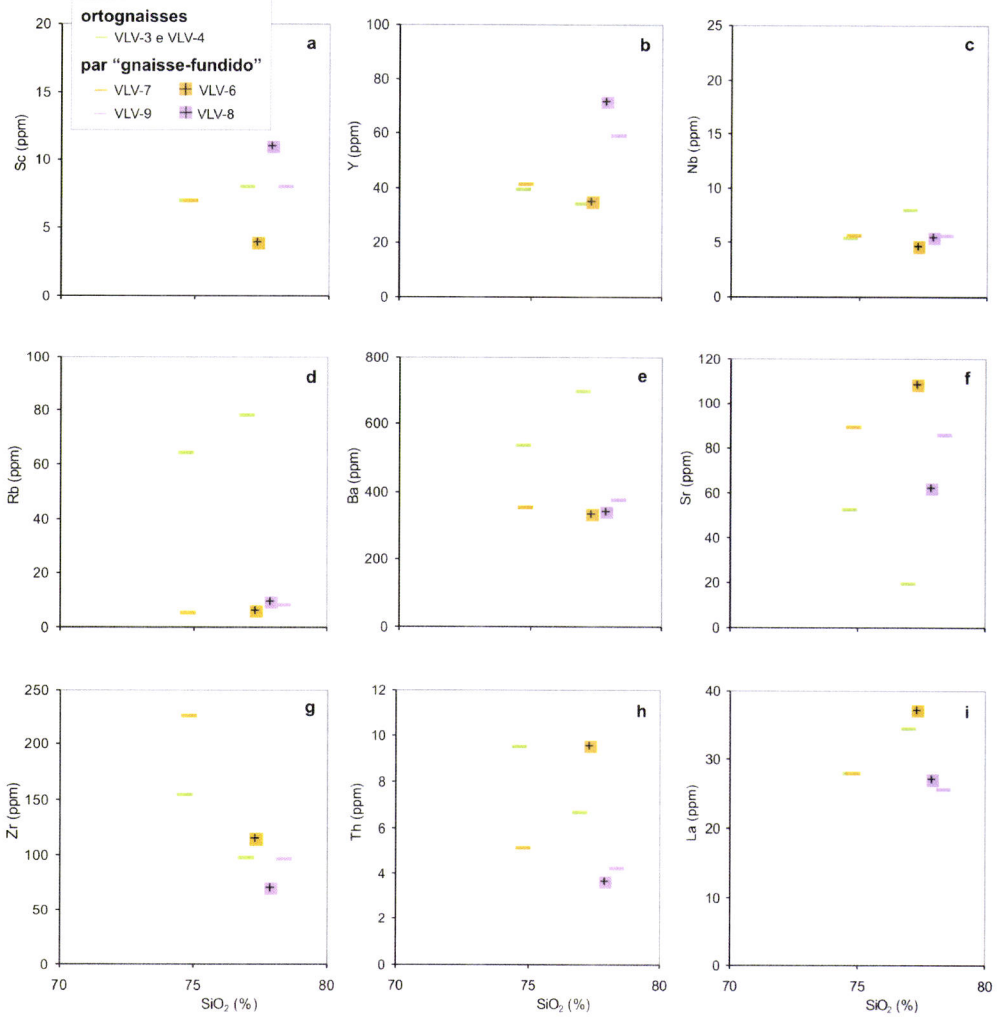


Figura 6.55 – Diagramas de elementos vestigiais *vs* SiO_2 (%) para os litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra (ortognaisses e pares "gnaisse-fundido"): **a)** Sc, **b)** Y, **c)** Nb, **d)** Rb, **e)** Ba, **f)** Sr, **g)** Zr, **h)** Th, **i)** La.

Os perfis multi-elementares para as rochas de Valverde (fig.6.56) mostram uma forte semelhança entre si no padrão geral. Verificam-se apenas algumas diferenças nas razões entre elementos mais incompatíveis e menos incompatíveis (Th_N/Y_N: 2.73-

14.59) e na intensidade da anomalia negativa em Nb (Th_N/Nb_N: 5.61-16.96). A anomalia em Ti é igualmente pronunciada para todas as amostras (Ti_N/Gd_N: 0.03-0.13). Existe ainda alguma variabilidade relativamente ao Zr e, em menor grau, aoTa (anomalia negativa de Ta para um dos ortognaisses).

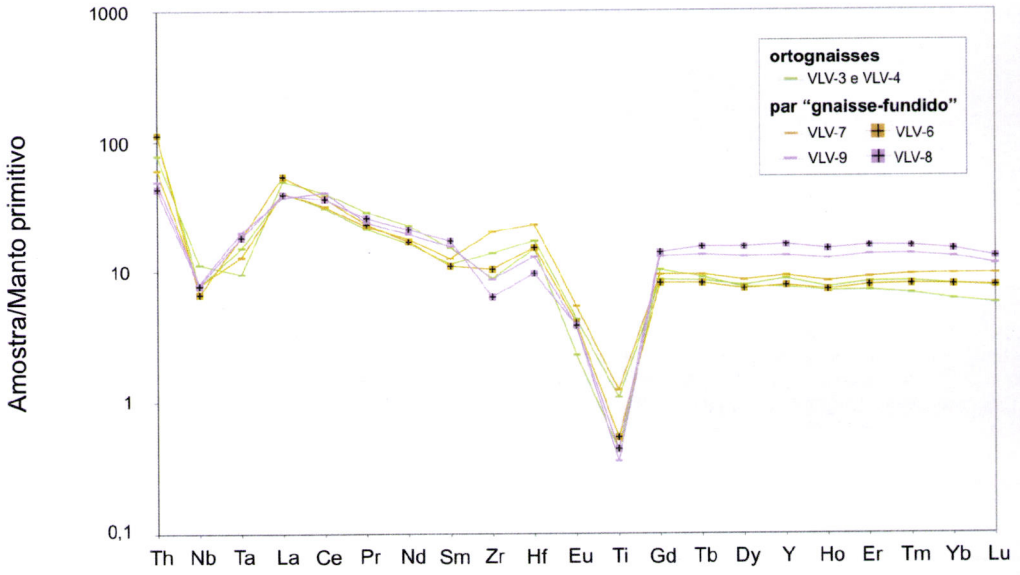


Figura 6.56 – Diagramas multi-elementares para os litótipos de Valverde e Herdade da Mitra (ortognaisses e pares "gnaisse-fundido"). Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

Para os perfis de ETR (fig. 6.55) verifica-se, uma vez mais, o mesmo padrão entre as várias amostras com enriquecimento de ETRL em relação a ETRP (La_N/Lu_N: 3.08-8.87) e anomalias negativas pronunciadas de Eu (Eu/Eu*: 0.18-0.49, fig. 6.58-a). O par "gnaisse-fundido" mais rico em sílica (VLV-9/VLV-8) destaca-se devido aos teores mais elevados de ETRP mas não para os teores totais de ETR (fig. 6.58-b)

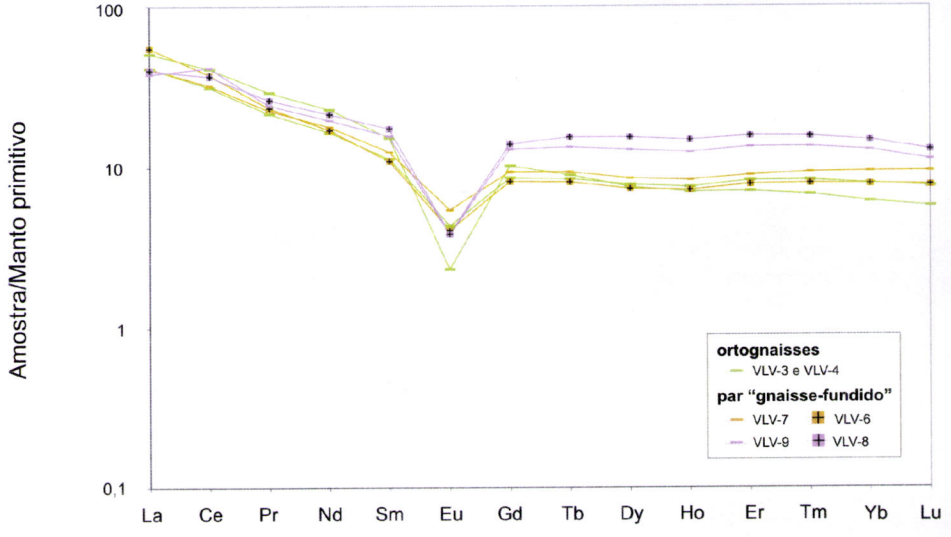


Figura 6.57 – Diagramas multi-elementares para ETR para os litótipos de Valverde e Herdade da Mitra (ortognaisse e pares "gnaisse-fundido". Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

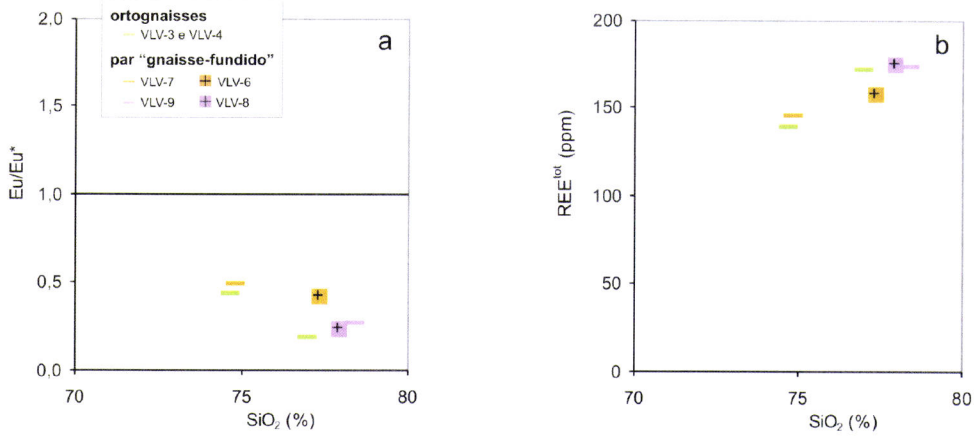


Figura 6.58 – Diagramas: **a)** Eu/Eu* vs SiO_2 (%) e **b)** ETR^{tot} (ppm) *vs* SiO_2 (%) para litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra (ortognaisses e pares "gnaisse-fundido".

6.2.2.4 Diagramas discriminantes

Os diagramas discrimantes de Pearce et al. (1984) indicam predominantemente semelhanças com os granitóides de arco vulcânico, com excepção de dois litótipos que se projectam no campo das rochas de crista oceânica (fig. 6.59).

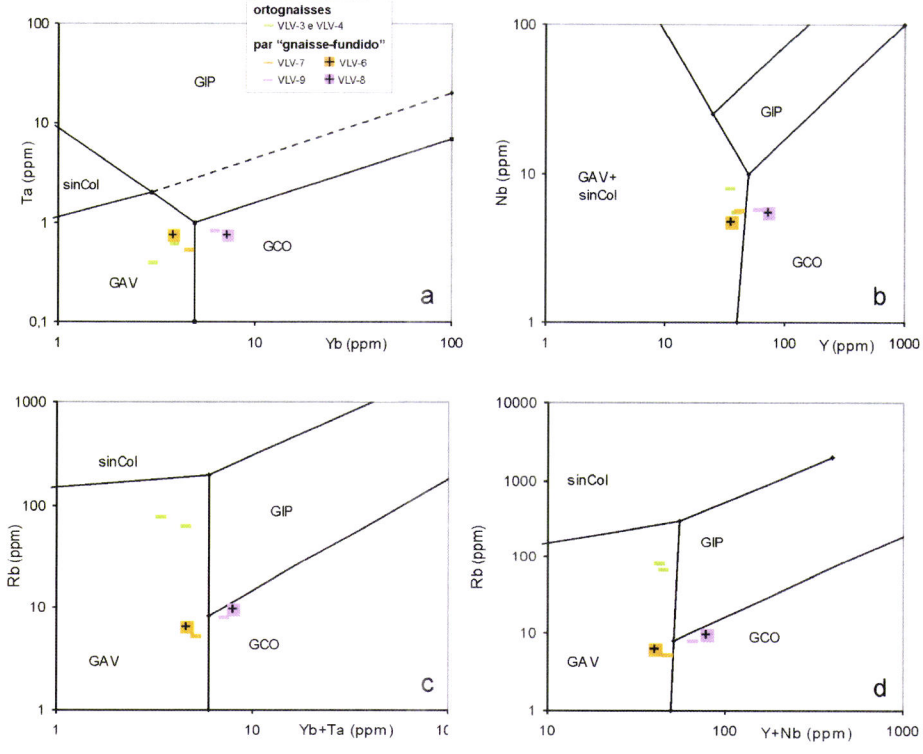


Figura 6.59 – Diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) para litótipos da ribeira de Valverde e Herdade da Mitra: **a)**Ta *vs* Yb, **b)** Nb *vs* Y, **c)** Rb *vs* Yb+Nb, **d)** Rb *vs* Y+Nb. Abreviaturas granitóides: GAV- arco-vulcânico, sinCol-sin-colisionais, GIP- intra-placa e GCO- crista oceânica.

Por outro lado, os diagramas de Harris et al. (1986) mostram uma maior dispersão relativamente ao ambiente geotectónico (fig. 6.60). Os ortognaisses denunciam ainda uma forte afinidade com granitóides de arco-vulcânico, mas, os pares "gnaisse-fundido" projectam-se quer no campo de granitóides de crista oceânica quer intra-placa, sem grande conformidade com os diagramas de Pearce et al. (1984), A aplicação deste tipo de diagramas aos litótipos de Valverde deverá estar especialmente condicionada pelo facto de representarem magmas muito diferenciados pelo que não deverão constituir uma ferramenta útil na descriminação de ambientes geotectónicos.

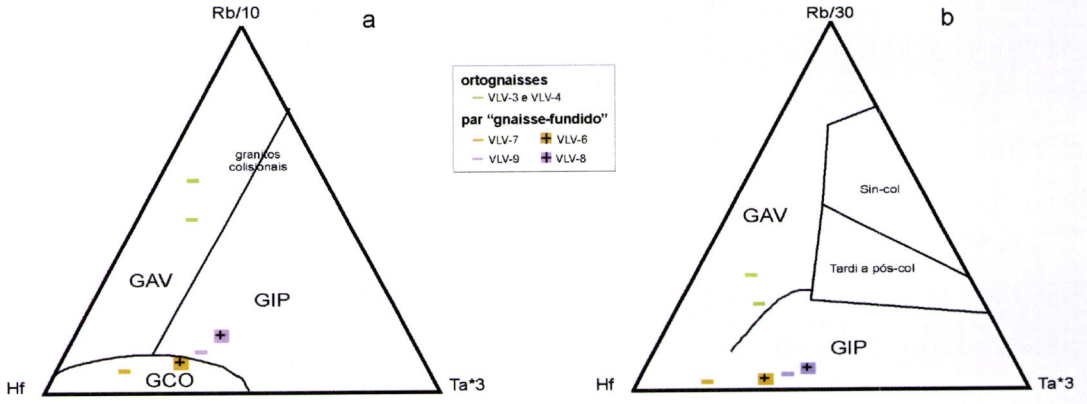


Figura 6.60 – Diagramas discriminantes de Harris et al. (1986) modificado por Rollinson (1993) para litótipos de Valverde e Herdade da Mitra: **a)** Rb/10-Hf-Ta*3, os granitos colisionais projectam-se sobre a fronteira que delimita os granitóides de arco-vulcânico e os de intra-placa; **b)** Rb/30-Hf-Ta*3. Abreviaturas granitóides: GAV- arco-vulcânico, sinCol-sin-colisionais, PósCol- pós-colisional, GIP- intra-placa e GCO- crista oceânica.

6.3 Discussão e interpretação de resultados

Neste subcapítulo discute-se, numa primeira fase, as características geoquímicas de cada zona estudada, interpretando e levantando hipóteses para a sua génese e evolução. Posteriormente, procede-se à integração da informação de modo a avaliar eventuais ligações entre os diferentes tipos de magma/litótipos estudados.

6.3.1 Origem das ocorrências de rochas máficas e do Maciço dos Hospitais

Em termos classificativos os diagramas baseados na análise macro-elementar TAS (Cox et al. 1979), R1-R2 (De la Roche et al. 1980), An-Ab-Or (Barker, 1979) (ver ponto 6.1.1.1) confirmaram as observações petrográficas, permitindo considerar os litótipos

félsicos (tonalito principal, halos félsicos, nível félsico e dacito) do MH como rochas tonalíticas (dacíticas no caso do corpo filoneano), os encraves como dioritos ou gabro-dioritos e as ocorrências de rochas máficas como gabros.

6.3.1.1 Ocorrências de rochas máficas

Tendo em consideração os dados geoquímicos e caracterização petrográfica, as ocorrências de rochas máficas (gabros) traduzem, no essencial, a composição de líquidos apesar de apresentarem algumas evidências petrográficas/geoquímicas de acumulação para certas fases minerais. A dispersão apresentada pelas diferentes amostras, quer pelos efeitos de alteração quer pelas referidas acumulações pontuais, não permite determinar um clara relação entre as diferentes ocorrências. Importa, contudo, realçar que os termos petrograficamente mais primitivos e menos alterados estão de acordo com os valores de MgO, Ni, Cr e Ti apresentados pelos gabros do ASB. Além de ser nestas amostras que a olivina ocorre apresentam, comparativamente, os valores mais elevados de concentração naqueles elementos. Naturalmente que os valores encontrados são inferiores aos de um magma primário (comparativamente aos parâmetros referidos por Wilson, 1989), derivados de uma fonte mantélica, por prováveis efeitos de evolução magmática. Para as restantes ocorrências de rochas máficas, os baixos valores observados para os elementos referidos reflectem uma diferenciação mais pronunciada.

As várias ocorrências de rochas máficas parecem relacionar-se por cristalização fraccionada. Em particular, na figura 6.61, verifica-se uma tendência para o aumento da concentração em elementos incompatíveis como o Th ou ETR^{tot} com a diminuição de elementos compatíveis como o Cr ou Ni. No entanto, observando em detalhe uma ocorrência de rochas máficas que foi alvo da colheita de cinco amostras (Foros do Cortiço), a cristalização fraccionada de olivina e/ou piroxena não explica a variabilidade observada, ou seja, a existência de uma correlação positiva entre elementos compatíveis e incompatíveis. Assim, tal correlação poderá estar associada a efeitos de acumulação a que elementos como o Cr ou Ni são susceptíveis por possuirem elevados coeficientes de partição para as fases minerais óxidos, olivina e clinopiroxena (e.g Gill, 1981; Bougault e Hekinian, 1974; Ewart et al., 1973; Kloeck e Palme, 1988; Esperança et al., 1997; Skulski et al., 1994).

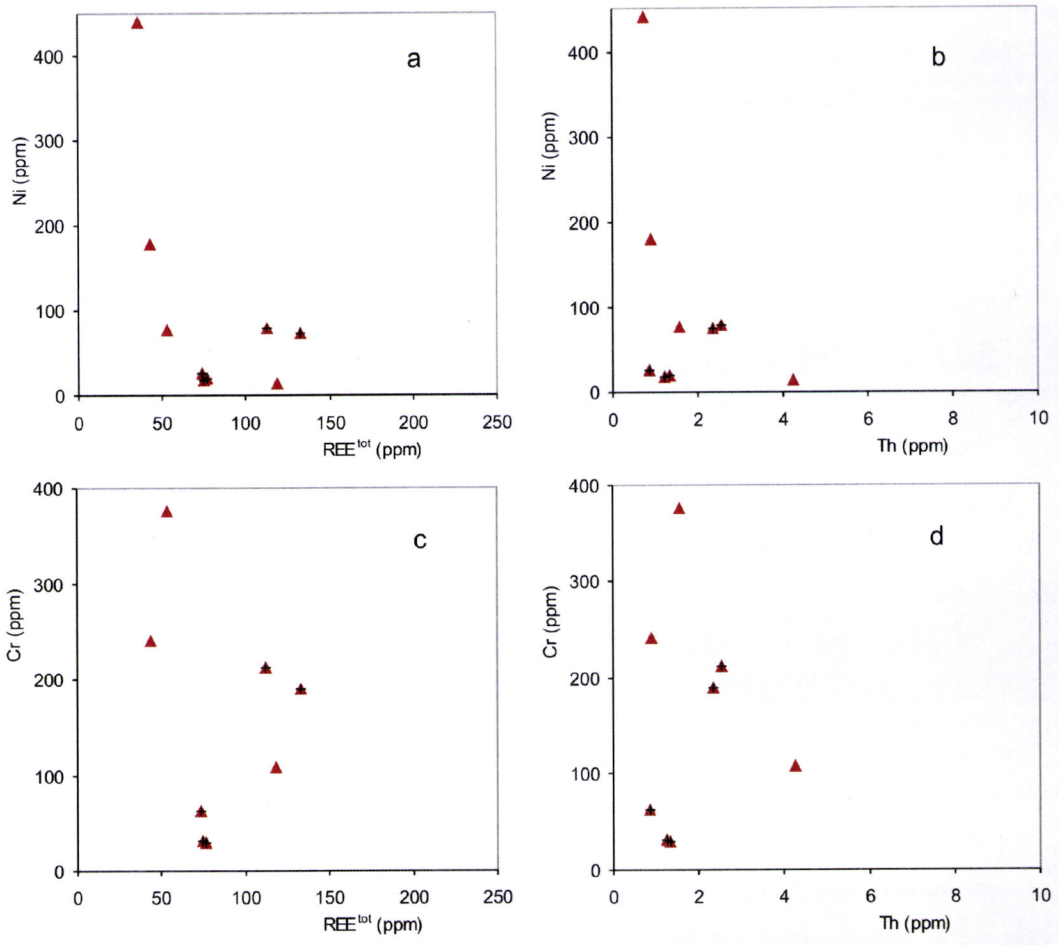


Figura 6.61 – Diagramas de variação para ocorrências de rochas máficas. A ocorrência gabróica do Foro do Cortiço está individualizada com a sobrecarga (+): **a)** REE^{tot} vs Ni, **b)** Th vs Ni, **c)** REE^{tot} vs Cr, **d)** Th vs Cr.

6.3.1.2 Origem do tonalito principal do Maciço dos Hospitais

Relativamente aos tonalitos, os vários diagramas classificativos aplicados revelam uma baixa aluminosidade (quadrantes III e IV na classificação de Debon e Le Fort (1982); A/CNK<1.1 na classificação de Shand (1947); ISA<1.1 na classificação de Frost et al., 2001), o que sugere uma forte afinidade com rochas máficas: por fusão a partir de rochas da crusta inferior (granitóides do tipo I; Chappell e White, 1974) ou por cristalização fraccionada a partir de magmas básicos (Atherton e Sanderson, 1985; Pitcher et al. 1985). Considerando esta hipótese, os tonalitos não seriam verdadeiros granitóides do tipo I, mas sim do tipo M[14] (Castro et al. 1991) ou, caso exista um

[14] M-Manto (Castro et al., 1991a), ou segundo Didier e Lameyre (1969) e Didier et al. (1982) M de manto ou mistura.

contributo supracrustal, do tipo H[15]. A hipótese de derivação a partir de materiais máficos, em detrimento de uma origem e/ou contributo supracrustal metassedimentar, é reforçada pela já referida ausência de encraves metassedimentares, e/ou fases mineralógicas indicativas de carácter peraluminoso (vide capítulos III. Relações de campo, ponto 3.1.1 e IV. Petrografia, ponto 4.1.1).

Da análise conjunta dos tonalitos e dos gabros, verificam-se semelhanças nos perfis de ETR e multi-elementares que, associado a algumas correlações em diagramas de Harker, sugere que aquelas litologias possam ser cogenéticas e que um mecanismo de cristalização fraccionada possa ter desempenhado um papel importante na geração dos magmas tonalíticos. A fraccionação de clinopiroxena, anfíbola, plagioclase cálcica e óxidos de Fe e Ti pode explicar as diminuições em CaO, MgO, $Fe_2O_3^t$ e TiO_2 bem como o aumento em Na_2O+K_2O com o índice de diferenciação (vide ponto 6.1.1.2 e figuras. 6.1 e 6.10). Alguns diagramas mostram, para os gabros, uma correlação fraca e alguma dispersão (*e.g.*: MgO, TiO_2, Al_2O_3, CaO, P_2O_5) que pode dever-se ao efeito de acumulação variável de silicatos ferromagnesianos (clinopiroxena e horneblenda), plagioclase, óxidos de Fe e Ti e apatite.

A projecção das amostras nos diagramas de variação para os elementos em traço revela, em geral, uma ainda maior dispersão (e.g. fig. 6.14). Não obstante, considerando a sequência gabros – encraves – tonalitos, verifica-se uma tendência para a diminuição da concentração dos elementos compatíveis acompanhada por um aumento em elementos incompatíveis, suportando um modelo de diferenciação por cristalização fraccionada. Apontando no mesmo sentido, o espectro de razões entre elementos incompatíveis (fig. 6.62) mantém-se constante das composições gabróicas para as tonalíticas, ao contrário do que seria de esperar se essas razões fossem determinadas por uma eventual variação do contributo crustal.

Apesar de existir alguma dispersão dentro dos tonalitos ela é reduzida, e de acordo com a variabilidade encontrada para os gabros, podendo estar relacionda com a acumulação de fases acessórias. Para a dispersão observada nos diagramas de razões entre elementos incompatíveis ser relacionda com um mecanimo de mistura com um componente crustal deveria verificar-se uma relação negativa no caso do Nb/La ou Nb/Yb e positiva no caso do Th/Yb ou Zr/Y o que não acontece nas rochas estudadas.

[15] H-Híbrido (Castro et al., 1991): magma formado por hibridização de magmas máficos derivados do manto (tipo M) com magmas de anatexia supracrustal (tipo S).

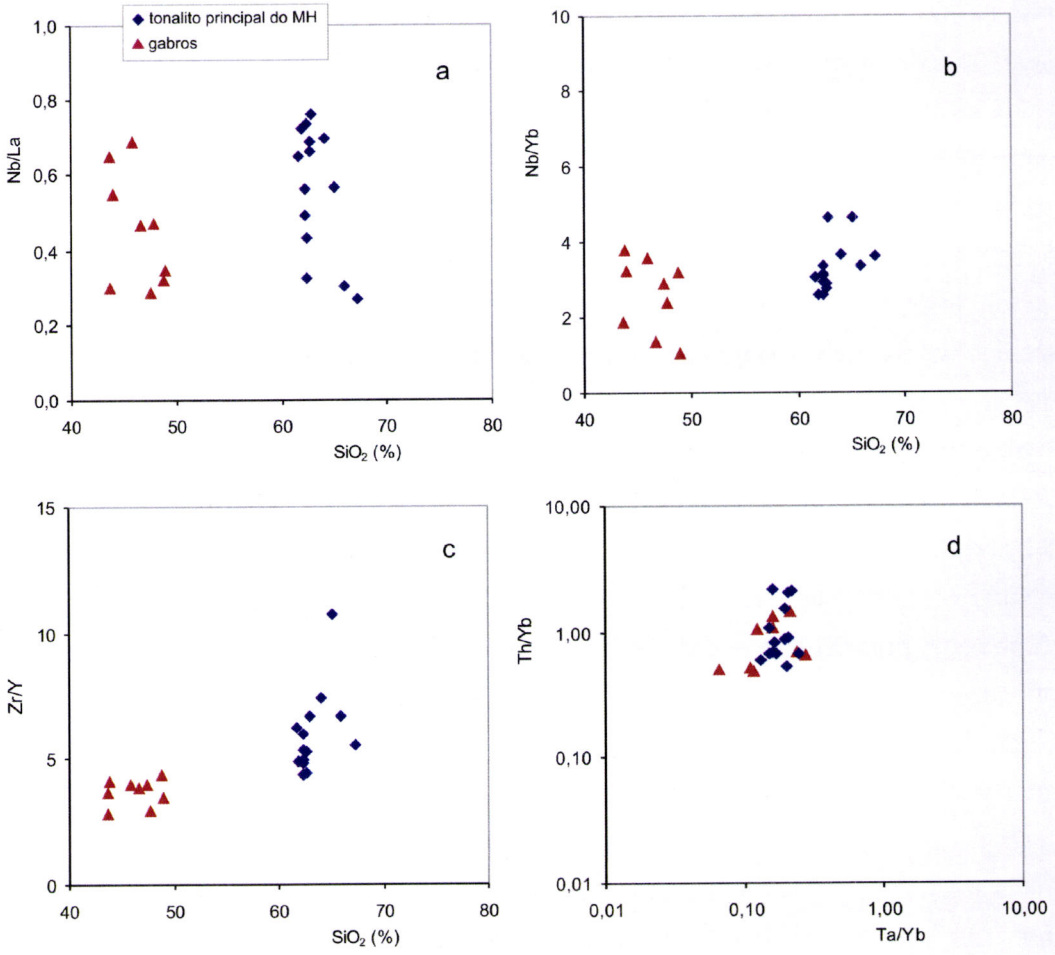


Figura 6.62 – Razões entre elementos incompatíveis para as ocorrências de rochas máficas (gabros) e tonalito principal do MH, **a)** Nb/La *vs* SiO_2 (%); **b)** Nb/Yb *vs* SiO_2 (%); **c)** Zr/Y *vs* SiO_2 (%); **d)** Th/Yb vs Ta/Yb.

Num processo de cristalização fraccionada, poder-se-ia esperar que, na transição das rochas máficas para as intermédias se verificasse um aumento do total dos ETR. Contudo, a cristalização de apatite a partir de magmas básicos, testemunhada pela sua presença nos gabros, deve ter impedido o aumento do teor em ETR nos magmas mais diferenciados.

Por outro lado, com a fraccionação de plagioclase seria de esperar o aumento da anomalia negativa de Eu nos tonalitos relativamente aos gabros. No entanto, os valores de Eu/Eu* encontrados nos dois grupos são semelhantes, o que poderia ser consequência de a fraccionação ter ocorrido em ambiente com elevada fugacidade de O_2 levando a que o Eu fosse em larga medida trivalente e, portanto, ficasse impossibilitado de substituir significativamente o Ca na plagioclase.

Os dados para os elementos maiores, especialmente a correlação pouco inclinada para Na_2O+K_2O *vs* SiO_2 (fig. 6.1) confirmam o carácter subalcalino das rochas estudadas. As evidências petrográficas e geoquímicas para a cristalização precoce de óxidos revela uma afinidade geoquímica calco-alcalina mas a ausência de um claro aumento do K_2O com a SiO_2 (fig. 6.8) é mais típico de séries toleíticas. Assim, se as diferentes litologias forem cogenéticas constituem uma associação transicional entre séries toleíticas e calcoalcalinas. Uma assinatura deste tipo é ainda apoiada pelos diagramas QBF (fig. 6.5) e AFM (fig. 6.6). O ambiente geodinâmico mais provável para este tipo de magmatismo seria o de zona de supra-subducção, o qual é suportado pela assinatura em elementos vestigiais, nomeadamente as anomalias negativas Nb e Ti (Pearce e Parkinson, 1993), encontradas nas litologias que melhor reflectem composições de magmas (gabros e tonalitos). Por outro lado, a projecção dos tonalitos do MH e dos gabros nos vários diagramas discriminantes (ponto 6.1.1.4) confirma que as suas composições são típicas de rochas ígneas formadas em ambiente de arco vulcânico. A paragénese encontrada nos tonalitos, designadamente as fases biotite e anfíbola, indica que os magmas conteriam pelo menos 3% de H_2O o que está de acordo com a forte participação deste componente volátil na evolução dos magmas de arco (Best e Christiansen, 2001).

O filão dacítico pode ser interpretado como correspondendo a um magma evoluído a partir dos tonalitos. Situa-se, de um modo geral, no extremo mais diferenciado da sequência definida pelos tonalitos, com menores concentrações em MgO, MnO, TiO_2, V, mas enriquecido em SiO_2, Th ou ETR. A ausência de um incremento na concentração de Ba ou Rb, espectável em magmas mais diferenciados, pode ser justificado pela maior mobilidade destes elementos em fluidos aquosos. Esta "perda", está de acordo com o maior grau de alteração apresentado por este litótipo (vide ponto 4.1.4) mas pode, igualmente, estar relacionada com a própria génese de rochas vulcânicas em ambientes plutónicos (Jahns e Burnham, 1969), que tendem a representar magmas diferenciados aos quais se retirou a fase aquosa e com ela os elementos móveis.

Tendo em conta as diversas hipóteses propostas por diferentes autores para a origem de rochas tonalíticas – cristalização fraccionada a partir de magmas basálticos, fusão de crosta metaígnea ou mistura de magmas – (e.g. Atherton e Sanderson, 1985; Pitcher et al. 1985; Chappell et al., 1987; Castro et al., 1990a; Didier and Barbarin, 1991; Chappell e White, 1991; Atherton e Petford, 1993; Wolf e Wyllie, 1994; Bateman, 1995; Poli et al., 1996; Wiebe e Collins, 1998; Wilcox, 1999; White et al., 2001;

Perugini et al., 2002), importa ainda avaliar, para a génese do MH, em alternativa à diferenciação de magmas máficos, a fusão de anfibolitos. De facto ao longo do Terreno de alto-grau metamórfico de Évora (TAME) ocorrem diversas rochas anfiboliticas que poderiam teoricamente constituir a fonte dos tonalitos. Pode ser ainda invocada a presença de rochas básicas do soco neoproterozóico, semelhantes às do Maciço de Mérida (Bandres et al., 2002), que possam constituir uma fonte crustal. Esta hipótese será abordada ao longo dos capítulos seguintes.

6.3.1.3 Origem dos encraves granulares máficos

Para a génese de encraves granulares máficos, Fourcade e Allègre (1981) defendem uma génese por reequilíbrio no estado sólido. O equilíbrio do encrave com o granitóide contendo mais plagioclase (que preferencialmente retém o Eu) produziria uma anomalia negativa de Eu na rocha (encrave). A difusão seria favorecida por uma fase fluida, cuja presença seria interpretada a partir de altos valores em Cs. Porém, para as rochas do MH estes valores são baixos quer nos encraves quer nos tonalitos. Assim, e considerando a baixa mobilidade dos ETR, o reequilíbrio não parece ser o mecanismo mais viável para a génese dos encraves estudados.

A presença de encraves granulares máficos (EGM) com composições modais dioríticas e granularidade reduzida poderia sugerir a ocorrência de um processo de mistura química/mecânica entre magmas máficos e félsicos (e.g. Didier, 1973; Didier e Barbarin, 1991; Castro et al. 1990a; Castro et al., 1991; Wilcox, 1999) no MH. Considerando os tonalitos e os gabros aflorantes na proximidade como cogenéticos, os encraves máficos, caso representassem aquela hipotética mistura, deveriam ser colineares com as restantes litologias nos diagramas de Harker e apresentar perfis intermédios para elementos vestigiais. Porém, as projecções dos elementos maiores contra a sílica mostram que os encraves são mais ricos em $Fe_2O_3^t$ e MnO do que o esperado (fig. 6.10-b,c), enquanto que os diagramas multi-elementares para ETR (fig. 6.17-c) mostram uma clara dependência da proporção modal de anfíbola. Assim, os encraves correspondem, provavelmente, a material acumulado do processo de fraccionação que deu origem ao magma tonalítico. As semelhanças entre as anfíbolas presentes nos tonalitos e encraves (em particular a associação horneblenda-cumingtonite) são igualmente argumentos a favor de um magma parental comum (vide ponto 4.3).

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

Os dados disponíveis para os coeficientes de partição horneblenda/líquido corroboram a hipótese de que as características dos encraves granulares máficos (EGM) representam os efeitos de uma segregação (cumulados) e não líquidos dioríticos. Considerando os coeficientes de partição entre a anfíbola e o líquido para o Nb (2.5) e Zr (0.93) em magmas dacíticos (Ewart e Griffin, 1994) e comparando-os com os coeficientes de partição para os elementos que ocupam as posições vizinhas, é provável que os perfis multi-elementares dos EGM reflictam um quimismo semelhante ao descrito para os tonalitos e gabros adicionado aos efeitos de acumulação de anfíbola. Em particular, a ausência de anomalia negativa de Nb nos perfis multi-elementares nos EGM (fig. 6.16-c), pode resultar de um processo em que exista segregação de anfíbola a partir de um magma com esse tipo de anomalia. De igual modo o perfil para os ETR sugere a existência de acumulação de anfíbola, à semelhança do proposto por Barnes et al. (1992) para os encraves grabulares máficos inclusos nos granitóides que constituem o plutão de Caribou Mountain (Califórnia).

6.3.1.4 Origem dos leucotonalitos (halos félsicos e nível félsico)

As amostras de halos félsicos são, para os elementos maiores, pobres em $Fe_2O_3^t$, MgO, TiO_2, K_2O e enriquecidos em SiO_2, quando comparadas com o tonalito com o qual estão em contacto (tonalito hospedeiro), mas praticamente indistintas do conjunto das amostras do tonalito principal. Por outro lado, confrontando elementos muito incompatíveis, como o Th ou Rb, com o aumento da sílica, verifica-se que as suas concentrações diminuem relativamente ao tonalito com o qual contactam. Ou seja, não correspondem a diferenciados, por cristalização fraccionada, a partir do magma tonalítico. A hipótese de um mecanismo de mistura para a génese dos halos félsicos, deverá ser igualmente excluída uma vez que estes não apresentam concentrações intermédias entre as dos encraves e as dos tonalitos hospedeiros, quer em termos de elementos maiores quer em oligoelementos.

Por outro lado, da observação da fig. 6.15-i verifica-se que a anomalia positiva de Eu se mantém, ou aumenta, relativamente ao tonalito hospedeiro, o que é geralmente justificado por processos de acumulação/concentração de plagioclase (e.g. Arth, 1976; Sawyer, 1987; Weinberg, 2006). Os halos félsicos (leucotonalitos) deverão assim, corresponder a zonas de magmas tonalíticos a partir dos quais houve migração de elementos compatíveis com as fases ferromagnesianas (essencialmente anfíbola) concentradas nos encraves granulares máficos. Deste modo, os halos félsicos representam, em certa medida, o complemento mineralógico e geoquímico dos EGM.

Concomitantemente, os elementos incompatíveis como o Rb e o Ba dever-se-ão ter deslocado no sentido do tonalito hospedeiro onde a cristalização de biotite se faria sentir de modo mais significativo.

Relativamente ao nível félsico (leucotonalito), quando comparado com o tonalito associado, verifica-se que apresenta uma razão ETRL/ETRP elevada, uma diminuição das concentrações em elementos compatíveis e um aumento das concentrações em Ba, Rb e Th. Ou seja, este litótipo parece indicar uma fraccionação a partir do magma tonalítico. Porém, a anomalia positiva pronunciada de Eu não é compatível com o facto do nível félsico representar simplesmente um líquido diferenciado por cristalização fraccionada. Assim, mais do que corresponder a um magma muito evoluído, o nível félsico representa provavelmente um estádio de forte fraccionação de plagioclase, conduzindo à sua acumulação em várias partes da câmara e eventualmente associado às fases finais de cristalização do MH (vide modos de ocorrência dos níveis félsicos que truncam a foliação do tonalito principal: cap. III-Relações de campo, ponto 3.1.1.1). Segundo Bea (1996) a elevada viscosidade dos magmas graníticos tende a impedir o afundamento de cristais (e.g. plagioclase) e consequentemente a formação de cumulados. Porém, outros autores (e.g. Miller e Miller, 2002; Wiebe et al., 2002) defendem a existência de acumulação de feldspato nomeadamente do ponto de vista geoquímico. Um mecanismo eficiente no desenvolvimento de cumulados seria a extracção de material fundido dos interstícios de um aglomerado sólido (McCarthy e Groves, 1979; Weinberg, 2006).

6.3.1.5 Origem do granitóide tardio

O granitóide considerando como tardio exibe uma composição geoquímica muito diferenciada e compatível com os granitóides do tipo I. Apesar da interpretação inicial, com base nos dados de campo, sugerir que materialize um magma claramente distinto não pode ser posta de parte a hipótese de corresponder a um diferenciado extremo a partir de um magma com afinidades com o tonalito do MH. Pelo facto de se tratar apenas de uma amostra e de ter relações de corte pouco claras com o MH este litótipo não será considerado nos capítulos seguintes.

6.3.2 Origem dos granitóides do Alto de São Bento (Évora)

As características geoquímicas dos litótipos do Alto de São Bento (ASB), apresentadas no ponto 6.1.2, denunciam, em concordância com a análise petrográfica,

a sua natureza mais ácida e aluminosa comparativamente aos tonalitos do MH. Com efeito, a generalidade das amostras apresenta valores mais elevados em sílica bem como dos parâmetros de aluminosidade (A/CNK ou ISA) e concentrações inferiores nos óxidos de Fe, Mg, e Ti. Do ponto de vista classificativo, as amostras estudadas correspondem a tonalitos (encraves bandados e encraves granulares máficos), granitos porfiróides, granodiorito e leucogranitos de duas micas.

Da observação dos diagramas de variação e em particular do troço correspondente aos granitóides do ASB, sobressai a forte colinearidade entre eles. Apesar dos elevados valores em SiO_2 poderem produzir uma colinearidade dos pontos para os elementos maiores, o efeito da soma constante (Skala, 1979) para os referidos litótipos pode ser posto de parte, uma vez que alguns elementos traço mostram o mesmo comportamento. Assim, deverá haver algum(ns) processo(s) genético(s) que relacione(m) as diferentes fácies, justificando as correlações geoquímicas observadas.

Um processo de mistura simples entre magmas básicos (representados pelos gabros-ASB) e fundidos crustais (representados pelos leucogranitos de duas micas) deveria resultar na projecção das amostras segundo uma linha recta entre os referidos litótipos nos diagramas de variação (fig. 6.31). De facto, a presença de encraves granulares máficos no granito porfiróide assim como as fortes correlações lineares negativas (e.g. $Fe_2O_3^t$, CaO, V, Sc) e positivas (K_2O, Rb e Nb) *versus* sílica, observadas para os granitóides e gabros do ASB, sugerem que se possa estabelecer uma relação genética através de um processo de mistura de magmas.

Num processo de mistura, o extremo básico poderia corresponder a um magma mantélico de que derivariam directamente os gabros, enquanto que o extremo ácido/crustal estaria materializado pelo leucogranito de duas micas. Em termos macroelementares estas rochas apresentam, de facto, composições extremas, porém, para a generalidade dos elementos vestigiais a relação linear já não é evidente. Em particular, num processo de mistura simples os termos intermédios, como os granitos porfiróides ou os granodioritos, não deveriam apresentar os valores mais elevados em Ba, La ou Th tal como é observado (fig. 6.32-h,i,j). Ao contrário, os teores mais elevados nestes elementos seriam expectáveis no extremo félsico, ou seja, nos leucogranitos de duas micas. Neste sentido o leucogranito peraluminoso do ASB não deverá constituir o pólo félsico num processo de mistura de magmas.

As variações observadas dos gabros para as rochas intermédias (encraves bandados ou encraves granulares máficos) ou destas para os termos mais félsicos (granito porfiróide, granodiorito ou leucogranito) poderiam também ser interpretadas de acordo com um mecanismo de cristalização fraccionada. De facto, não só os padrões multi-elementares e ETR são muito semelhantes entre si (excepção do leucogranito) como há um ligeiro acentuar das anomalias (em particular em Ti e Eu) com o aumento de SiO_2. A par com estas observações verifica-se, como referido, uma tendência para correlações lineares de acordo com o índice de diferenciação (diminuição da concentração de elementos compatíveis associados a um enriquecimento em elementos incompatíveis) que é igualmente consistente com um mecanismo de de diferenciação por cristalização fraccionada. Neste caso, o leucogranito de duas micas seria interpretado como o extremo mais diferenciado da hipotética sequência magmática, resultante de uma cristalização prévia de fases que incorporassem elementos de comportamento geralmente incompatível. Por exemplo, a diminuição abrupta do Th ou do La pode ser justificada considerando a fraccionação de alanite (fase que foi observada no granodiorito) ou monazite. Em magmas félsicos, a saturação em ETRL diminui tornando-os elementos compatíveis (Miller e Mittlefehldt, 1982) e de acordo com Fourcade e Allegre (1981) uma pequena quantidade de alanite (10^{-3} %) seria suficiente para o coeficiente de distribuição sólido/líquido ser superior à unidade. Os perfis multi-elementares e ETR dos leucogranitos de duas micas poderiam, assim, revelar uma forte fraccionação, encontrando-se por isso muito empobrecidos e distintos dos demais granitóides do ASB.

Outra hipótese, para explicar o quimismo dos granitóides do ASB, seria a de um processo simultâneo de mistura de magmas e cristalização fraccionada. Ou seja, a forte colinearidade seria resultado de uma mistura de magmas (mantélico e crustal) que produziria um magma híbrido e que posteriormente evoluiria por um mecanismo de cristalização fraccionada. Finalmente, pode ainda ser colocada a hipótese dos diferentes granitóides terem origens distintas e, nesse caso, os *trends* observados ou as semelhanças dos perfis multi-elementares e ETR seriam casuais. Magmas gerados a partir de diferentes fontes teriam, assim, intruído como corpos individuais e quimicamente homogénos.

Dos litótipos estudados no ASB apenas os leucogranitos de duas micas correspondem a granitos do tipo S, implicando protólitos sedimentares ou supra-crustais enquanto que todos os outros correspondem a granitóides de tipo I. Estes, são sub-alcalinos, mas com um enriquecimento em álcalis (em particular K_2O) para os termos mais

félsicos, resultando numa associação calco-alcalina de médio a alto-K. Esta afinidade calco-alcalina está de acordo com o que foi observado para as ocorrências de rochas máficas e tonalitos do MH. Do mesmo modo, ainda para os granitóides do tipo I, as anomalias negativas em Nb e Ti e a projecção no campo de granitóides de arco-vulcânico (fig. 6.36 e 6.37) reforçam a hipótese de um ambiente de supra-subducção. É ainda possível considerar um contributo crustal, dado observar-se alguma dispersão para o campo dos granitóides colisionais. Ao contrário, os leucogranitos projectam-se sistematicamente no campo dos granitóides colisionais, o que em conjunto com a sua forte peraluminosidade e com a presença de moscovite e turmalina, sugerem fortemente uma origem por anatexia de metassedimentos.

6.3.2.1 Origem dos encraves granulares máficos (inclusos no granito porfiróide)

A natureza e origem dos encraves granulares máficos observados nos granitos porfiróides são, de acordo com as interpretações efectuadas, claramente distintas do descrito para os encraves do MH. A sua textura intergranular fina e o seu quimismo parecem estar de acordo com um líquido de composição intermédia que terá arrefecido rapidamente em contacto com o granitóide hospedeiro. O seu carácter peraluminoso, como os restantes granitóides, pode no entanto sugerir o efeito de contaminação por material crustal ou ser apenas reflexo de um processo de diferenciação.

Como sobressai da observação de alguns diagramas de Harker para elementos vestigiais (e.g. Rb, La, Nb e Zr), os encraves granulares máficos do ASB parecem denunciar uma história magmática evolutiva ligeiramente distinta dos restantes granitóides. Os encraves apresentam perfis multi-elementares e ETR muito semelhantes com os encraves bandados, granito porfiróide e granodiorito, sugerindo a existência de fortes laços genéticos entre eles. Porém, para os elementos acima referidos, os encraves nem sempre mostram concentrações intermédias expectáveis (entre os encraves bandados e os termos mais ácidos) num processo de cristalização fraccionada, tendo em consideração os seus teores de sílica. Mostram teores superiores em Nb, Rb, Zr, La (fig. 6.32-e,f,g,h) e inferiores em Ba e Sr (fig. 6.32-c,i) desviando-se da linha evolutiva e sugerindo um processo de cristalização fraccionada "independente" dos restantes granitóides do ASB e directamente a partir das rochas básicas

6.3.2.2 Origem dos encraves bandados (inclusos no leucogranito de duas micas)

A ocorrência circunscrita, do ponto de vista cartográfico, associada ao aspecto bandado, por vezes dobrado, pode sugerir que os encraves bandados (tonalitos) correspondam a uma herança preservada (encrave metamórfico) no leucogranito do encaixante (protólito?). Porém, a forte semelhança observada nos perfis multi-elementares e de ETR, assim como no comportamento dos elementos maiores, relativamente aos granitos porfiróides, granodiorito e encraves granulares máficos, permitem considerar que os encraves bandados materializam magmas contemporâneos dos referidos granitóides e relacionados por cristalização e/ou mistura de magmas, como discutido anteriomente. A hipótese de os encraves bandados corresponderem ao protólito preservado no seio do leucogranito foi, no entanto, avaliada do ponto de vista experimental, sendo os resultados apresentados e discutidos no capítulo da petrogénese.

6.3.3 Tonalito do Maciço dos Hospitas (Montemor-o-Novo) e granitóides do Alto de São Bento (Évora)

Existe ou não relação genética entre os maciços tonalíticos e os restantes granitóides félsicos do Terreno de alto-grau metamórfico de Évora, nomeadamente entre o MH e os granitóides do ASB? Os *trends* observados são fortuitos e não têm significado geológico ou reflectem processos genéticos comuns? Como foi discutido no capítulo das relações de campo (ponto 3.3), apesar dos diferentes modos de ocorrência do tonalito do MH e dos granitóides do ASB, não parecem existir constrangimentos temporais (vide ponto 7.1) que impeçam a possibilidade de relação entre as duas ocorrências.

Hipótese A: Os granitóides do ASB resultam de um processo de cristalização fraccionada a partir dos magmas tonalíticos

Como já adiantado, as correlações observadas para elementos maiores podem ser interpretadas de diferentes modos (e.g. cristalização fraccionada, mistura de magmas) e até mesmo a existência de uma curvatura suave no diagrama AFM para toda a sequência (fig. 6.27, tonalitos do MH-granitóides do ASB) não pode ser tida como evidência de simples diferenciação. Porém, a generalidade dos diagramas de variação para elementos maiores (fig. 6.3) mostra, de facto, para a sequência tonalito principal do MH – granitóides do ASB, uma diminuição dos teores de MgO, $Fe_2O_3^t$, TiO_2, CaO,

Al_2O_3 e um aumento no K_2O compatíveis com um processo de cristalização fraccionda. A tendência mais curvilínea observada para os elementos em traço (fig. 6.32), onde se verifica a diminuição dos teores de elementos compatíveis (e.g. V, Sr, Sc) acompanhada por um aumento nos incompatíveis (e.g. Rb, Ba, Th), estaria também de acordo com o mecanismo discutido.

Mais ainda, é notória a semelhança entre os perfis multi-elementares dos tonalitos do MH (fig. 6.16-a) e os dos granitóides do tipo I presentes no ASB (fig. 6.33). Uma semelhança deste tipo é geralmente justificada por uma evolução por cristalização fraccionada; comparativamente, para os termos mais félsicos (granitóides do ASB) verifica-se um aumento da concentração dos elementos mais incompatíveis e uma diminuição nos elementos menos incompatíveis. Em particular, a diminuição da razão Nb/Ta dos tonalitos do MH para os restantes granitóides do ASB, pode estar relacionada com a fraccionação de rútilo já que esta fase mineral tende a fraccionar os referidos elementos ($(D_{Nb}/D_{Ta})_{rútilo}$ = 1.25; Green, 1995).

Se a geoquímica elementar não elimina a hipótese de uma evolução por cristalização fraccionada, vários autores contestam, porém, este processo na génese de plutões graníticos (Shaw, 1965; Bartlett, 1969; Ewart et al., 1975). Estes autores consideram a alta viscosidade neste tipo de magmas associada à normal convecção nas câmaras magmáticas, dificultam o afundamento de cristais. Porém, outros autores como Bateman e Chappel (1979) ou Weinberg (2006) defendem como possível outro tipo de mecanismo para a fraccionação de cristais em magmas ácidos. Os primeiros autores defendem uma diferenciação por acreção centrípeta, enquanto que Weinberg (2006) advoga mecanismos de fluxo e segregação para promover a diferenciação. É possível, assim, discutir um mecanismo de cristalização fraccionada a partir dos coeficientes de distribuição globais para magmas dacíticos e riolíticos (vide capítulo VIII - Petrogénese).

Hipótese B: os granitóides do ASB resultam de um mecanismo de mistura entre um magma tonalítico e um fundido crustal

Considerar um mecanismo único de mistura que integre todos os litótipos estudados (gabros, tonalitos do MH e granitóides do ASB), parece inexequível. Com base no que tem vindo a ser discutido, não só o MH não apresenta evidências claras de um processo de mistura, como as rochas básicas (gabros ASB) ou o leucogranito de duas micas não parecem caracterizar os extremos de uma mistura (cujos termos

intermédios sejam o tonalito do MH, e restantes granitóides do ASB, vide ponto 6.32). De facto, não se observam correlações lineares sistemáticas quer para elementos maiores quer para elementos vestigiais que corroborem um mecanismo de mistura entre os referidos extremos ou mesmo entre os gabros e os granitos porfiróides.

Excluindo as composições básicas verifica-se, contudo, um alinhamento sistemático entre os tonalitos do MH e a generalidade dos granitóides do ASB (vide fig. 6.31 e 6.32). De acordo com Fourcade e Allegre (1981) relações lineares, não justificadas por cristalização fraccionada, nos diagramas Ba-Sr, Ba-Ta, Sr-Th (fig. 6.63) seriam consequência de um processo de mistura. Nestes diagramas verifica-se um alinhamento grosseiro, entre os tonalitos do MH e os vários litótipos do ASB, com excepção dos leucogranitos e dos encraves granulares máficos, que pode sugerir um processo de mistura de acordo com os critérios daqueles autores. Neste processo de mistura os tonalitos corresponderiam ao pólo máfico enquanto que o pólo félsico seria um fundido crustal, que não o leucogranito de duas micas.

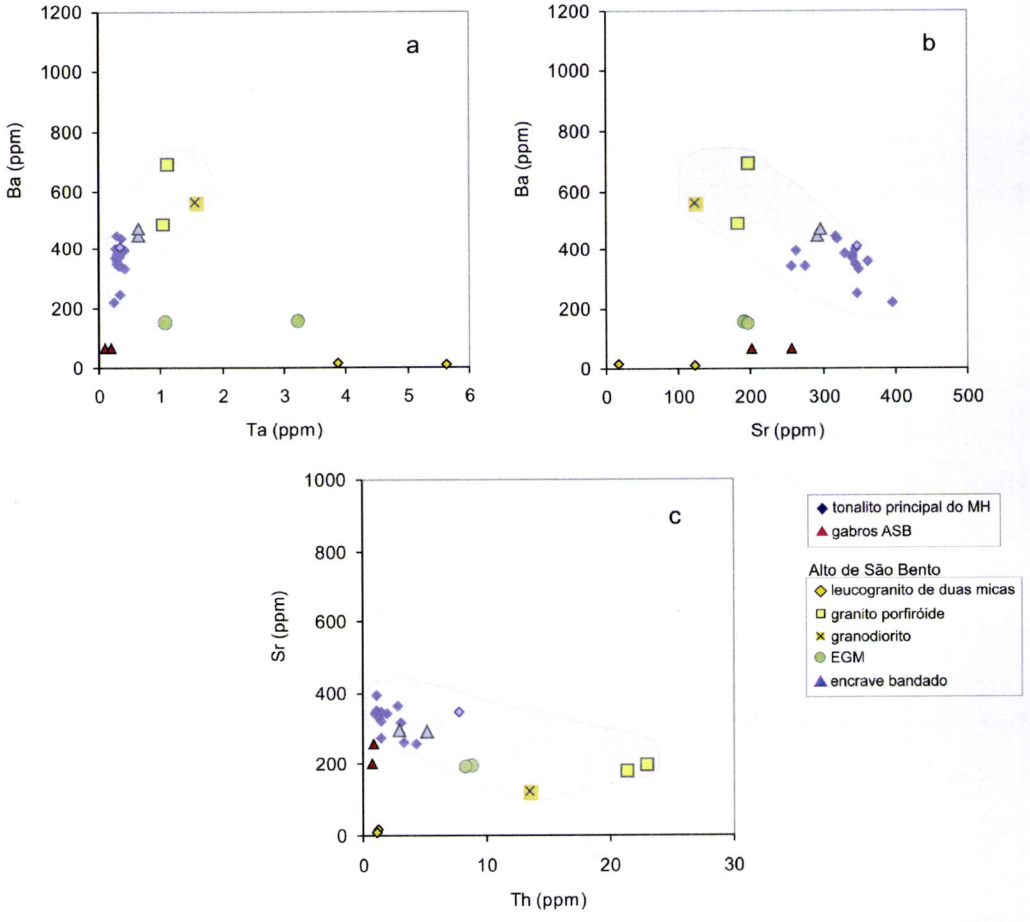


Figura 6.63 – Diagramas **a)** Ba vs Ta; **b)** Ba vs Sr; **c)** Sr-Th para tonalito principal e dacito do MH, granitóides e ocorrência máfica do ASB.

Fourcade e Allegre (1981) chamam a atenção, com base num estudo no Complexo Querigut nos Pirinéus Franceses, para a grande diferença entre complexos vulcânicos e plutónicos. No primeiro caso, a amostragem permite seguir uma sequência na evolução do líquido. Porém, os granitóides em geral representam o produto final de arrefecimento de uma câmara magmática com misturas de sólidos cumulados e líquidos cristalizados. Tal como no exemplo referido, a amostragem do MH e ASB também revelou uma certa sobreposição para o mesmo tipo de rocha; Várias amostras de tonalito projectam-se invariavelmente no mesmo ponto. Ou seja, mais amostragem dentro de uma unidade magmática não traria mais informação sobre uma eventual relação entre diferentes tipos de magmas. A utilização de outros métodos analíticos como a geoquímica isotópica permitirão exclarecer as hipóteses agora apresentadas.

6.3.4 Complexo Gnaisso-Migmatítico

6.3.4.1 Origem dos migmatitos e granitóides associados (Almansor, Montemor-o-Novo)

A variabilidade textural e mineralógica dos litótipos das margens da ribeira de Almansor (pontos 3.2.1, 4.2.1 e 5.2) é reforçada pela análise dos elementos maiores e vestigiais apresentados no ponto 6.2.1. Tendo ainda em consideração a natureza (ígnea e metamórfica) e modo de ocorrência distinto dos vários litótipos, as distribuições verificadas nos diagramas das fig. 6.43 e 6.44 devem ser vistas apenas a título comparativo entre as várias amostras sem o propósito de mostrar qualquer sequência magmática. Em particular, as relações lineares observadas para a totalidade das amostras em relação ao MgO, MnO ou TiO_2 deverá ser casual e reflectir apenas a proporção de minerais félsicos/máficos. De facto, tais relações perdem-se para os restantes elementos maiores e para os elementos em traço.

6.3.4.1.1 Origem dos diatexitos

Os diatexitos são rochas fortemente peraluminosas e portanto associadas, segundo Chappell e White (1974), a uma fonte metassedimentar correspondendo a granitos de tipo S. As diferentes concentrações encontradas para os elementos maiores, parecem reflectir proporções modais distintas de um componente restítico rico em biotite (±cordierite?). Esta hipótese está de acordo com as observações realizadas à meso e microescala. O termo mais rico em material restítico (diatexito laranja: AMS-4)

apresenta teores em Fe, Mg, Ti, Mn, K e Na mais elevados em comparação com os restantes diatexitos, os quais mostram valores mais altos em sílica. Do mesmo modo, os elementos vestigiais V, Sc e Rb ocorrem com concentrações mais elevadas no diatexito AMS-4, sendo correlacionáveis com a maior proporção modal de fases máficas nesta amostra. A amostra de diatexito AMS-18 parece contudo contrariar esta hipótese pois apresenta valores muito elevados em Ba; no entanto, este aumento deverá estar associado à maior percentagem modal de feldspato potássico (KD_{Ba}^{F-K}: 1-44 vários em GERM) e não de biotite (KD_{Ba}^{Bt}: 6.36-13.9 vários em GERM).

De acordo com Miller (1985), baixos teores em Na_2O (~3.5-4 %) e CaO (< 2 %), SiO_2>65 %, Rb> 100 ppm, Sr< 300-400 ppm, Ba< 600-1000 ppm e Rb/Ba> 0.25, constituem características que indicam uma filiação pelítica. De acordo com Harris e Inger (1992), para rochas graníticas, o Rb, Sr e Ba fornecem constrangimentos para as condições prevalecentes durante a fusão, enquanto que os ETR são essencialmente controlados pelo comportamento das fases acessórias. Os mesmos autores, referem que a fusão de pelitos, na presença de uma fase fluida, resultará em grandes quantidades de fusão parcial e em restitos empobrecidos em feldspato. Deste modo, o fundido será caracterizado por valores baixos na razão Rb/Sr e elevados na razão Sr/Ba (0.7-1.6 *vs* 0.5-1.6; Harris e Inger, 1992) como consequência do Rb e do Ba tenderem a permanecer nas fases restíticas (micas), enquanto que o Sr tende a acompanhar a plagioclase na fase fundida. Ao contrário, a ausência de uma fase fluida durante a fusão implica um aumento modal no feldspato restítico e, consequentemente, maior razão Rb/Sr, menor razão Sr/Ba e aumento da anomalia negativa de Eu no fundido.

A tabela 6.2 pretende comparar os parâmetros definidos por Miller (1985) e Harris e Inger (1992) para granitos de filiação pelítica, com os granitóides amostrados na ribeira de Almansor. Nela, é possível verificar que os diatexitos AMS-3 e AMS-4 se enquadram, de um modo geral, nos parâmetros definidos para uma filiação pelítica, com excepção das razões Rb/Ba e Rb/Ba que são baixas. De facto, numa fusão anidra, e com a decomposição de biotite dever-se-ia esperar razões mais elevadas (>3, Harris e Inger, 1992) para os referidos elementos. No caso do diatexito AMS-18 as razões estão condicionadas pelos elevados valores de Ba como consequência da concentração modal em feldspato. As composições dos diatexitos em termos de elementos maiores e LILE, a par com a elevada proporção de material restítico, parecem assim representar uma composição próxima do protólito.

Tabela 6.2 – Quadro comparativo entre: litótipos de Almansor [diatexitos, encrave-diatexítico (E-Dtx), granitóides isótropos (GI) e leucogranitóides (GI), Resister/melanossoma (s/m)], leucogranito de duas micas (LGM) do ASB, parâmetros definidos para granitóides com origem em pelitos [1- Miller (1985), 2-Harris e Inger (1992)] e Sedimentos (paragnaisses) da Série Negra [3 - de Pereira et al. (2006d)].

	Diatexitos			E-Dtx	LG	GI	R/m	Série Negra[3]		LGM	granitóides filiação pelítica
Ref.[a]	AMS-3	AMS-4	AMS-18	AMS-8	AMS-1 e AMS-17	AMS-2 e AMS-15	AMS-12	BSC-1	CSN-3	GPAS e ASB-8	
SiO_2 (%)	68.18	58.07	70.90	64.16	78.3;79.7	70.4;68.3	58.94	58.6	61.7	74.6;76.0	> 65[1]
CaO (%)	1.08	1.09	0.90	2.79	2.92;1.94	3.41;3.05	2.48	1.31	1.06	0.55;0.63	< 2[1]
Na_2O (%)	3.26	3.42	2.56	3.56	4.59;4.97	4.10;4.19	1.84	3.27	2.80	4.13;3.90	~ 3.5-4[1]
K_2O (%)	4.12	4.91	3.6	2.89	0.52;0.46	1.66;2.28	4.32	4.18	1.98	3.85;3.90	-
Rb (ppm)	123	156	87	123	6;7	69,97	185	133	156	321;287	>100[1]
Sr (ppm)	122	131	132	134	147;175	169;151	144	167	140	10;18	< 300-400[1]
Ba (ppm)	727	1080	2100	424	178;247	377;398	674	748	1510	7;18	< 600-1000 [1]
Rb/Ba	0.17	0.14	0.04	0.29	0.04;0.03	0.2;0.24	0.28	0.18	0.10	48.92;16.3	> 0.25 [1]
Rb/Sr	1.01	1.20	0.66	0.92	0.01;0.04	0.4;0.64	1.29	0.79	0.90	32.69;16.0	Elevada [3]
Sr/Ba	0.17	0.12	0.06	0.32	0.8;071	0.4,0.38	0.28	0.22	0.09	1.5; 1.02	Baixa [3]

Comparando os diatexitos, com análises representativas da crusta superior (vários em Rudnick e Gao, 2003) e inferior (Weaver e Tarney, 1984) num perfil alargado aos LIL (Rollinson, 1993) (fig. 6.64), verifica-se a forte semelhança entre os perfis dos referidos granitóides com o da crusta superior sugerindo, uma vez mais, a origem daqueles por fusão de metassedimentos. Tal semelhança pode indicar percentagens elevadas de fusão da crusta. A fonte térmica necessária a esta fusão generalizada poderá estar materializada pela presença de intrusões gabro-dioríticas nos Terrenos de Alto-grau metamórfico de Évora (TAME).

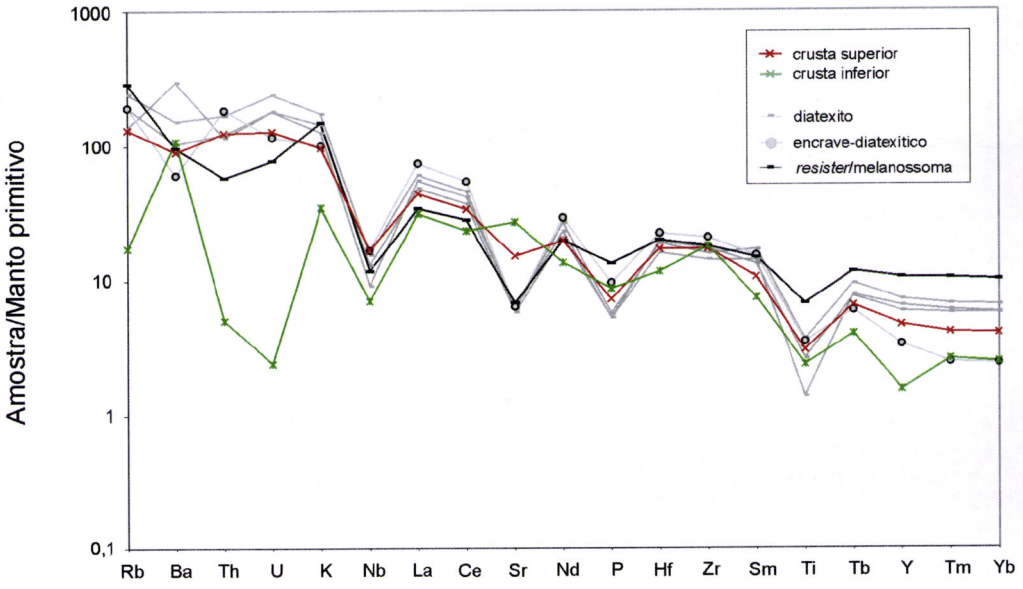


Figura 6.64 – Perfis multi-elementares para diatexitos, encrave-diatexítico e *resister*/melanossoma de Almansor e análises representativas da crusta superior (vários *in* Rudnick e Gao, 2003) e inferior (Weaver e Tarney, 1984). Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

O mesmo tipo de comparação pode ser efectuada entre os perfis dos diatexitos e os sedimentos da Série Negra (paragnaisses) ediacarianos, pertencentes ao TAME e à Zona de cisalhamento de Montemor-o-Novo (Pereira et al., 2006d). Da observação da figura 6.65 sobressai, uma vez mais, a forte semelhança entre os perfis obtidos sugerindo elevados graus de fusão destes protólitos na génese dos magmas crustais de Almansor. Apesar do comportamento mais irregular para os elementos Rb e Ba verifica-se, porém, que estes são projectados numa posição superior aos dos sedimentos (em particular com o paragnaisse CSN-3) ao contrário dos elementos menos incompatíveis, os quais apresentam concentrações muito semelhantes ou ligeiramente inferiores (P e Ti) aos sedimentos. Ou seja, de acordo com um enriquecimento em elementos mais incompatíveis no fundido (diatexitos) e empobrecimento selectivo de elementos compatíveis relativamente à fonte, o que

reflectir heterogeneidades da fonte ou algum grau de fracionação oligoelementar no processo de fusão.

Voltando a abordar o comportamento dos elementos LIL, Na_2O, CaO e K_2O verifica-se que as concentrações e razões entre elementos para os granitóides e para os sedimentos da Série Negra são semelhantes (tab. 6.2) o que reforça a filiação entre eles. Deste modo os sedimentos da Série-Negra ao serem extremamente imaturos e provavelmente resultantes do desmantelamento de um arco magmático continental (Pereira et al. 2006d) são fortes candidados à fonte crustal dos diatexitos de Almansor, como sugerido por Carvalhosa e Zbyszwesky (1994). Este tipo de material fonte é semelhante ao invocado por Fourcade e Allegre (1981) e Vitrac-Michard et al. (1980) para magmas monzograníticos dos Complexos calco-alcalinos de Querigut e Maladetta (Pirinéus).

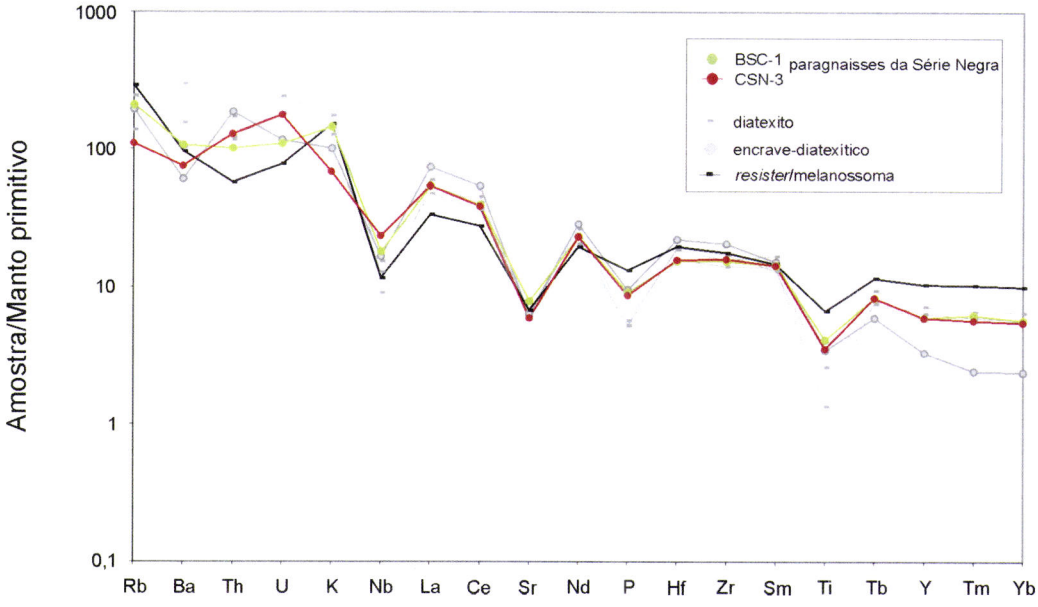


Figura 6.65 – Perfis multi-elementares para diatexitos, encrave-diatexítico e *resister*/melanossoma de Almansor e sedimentos da Série Negra (Pereira et al. 2006d). Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

O perfil para o encrave-diatexítico é semelhante ao perfil multi-elementar da crusta superior (fig. 6.64) e ao perfil multi-elementar dos paragnaisses da Série Negra (fig. 6.65) se bem que com valores claramente mais baixos para o troço Tb-Yb (ou para ETRP, fig. 6.46-a). O encrave-diatexítico poderia neste contexto materializar, não a fusão "total" dos metassedimentos, como invocado para os diatexitos, mas sim um menor grau de fusão favorecendo a fraccionação dos ETR. A granada que possui coeficientes de partição elevados para ETRP (e.g. Ayres e Harris, 1997) poderia

constituir a fase refractária que retivesse os ETRP. Como a referência à presença de granada em metassedimentos do Maciço de Évora é rara (Carvalhosa e Zbyszwesky, 1994; Pereira et al., 2005; Chichorro, 2006) terá de se invocar outra fase retentora de ETRP (e elementos de comportamento geoquímico semelhante como o Y) relativamente aos ETRL, como o zircão (Suzuki et al., 1990 e Bea et al. 1994 em Ayres e Harris, 1997). A presença deste mineral na fase residual sólida pode promover um empobrecimento este tipo (Hanson, 1978). Estas fases frequentemente inclusas em biotite podem ficar protegidas do contacto com a fase fundida se aquela não participar de forma significativa na fusão. Os teores mais elevados em CaO e P_2O_5 exibidos por esta amostra (fig. 6.43-g,h e tab. 6.22), podem resultar de uma interação local com o granitóide hospedeiro (granitóide isótropo AMS-2). Com efeito o modo de ocorrência anastemosado do encrave (vide cap. III-Relações de campo, fig 3.17-b) favorece a hipótese de interacção mecânica e/ou química entre os dois magmas.

A estrutura do tipo *resister*/melanossoma apresenta, comparando com os diatexitos, um perfil mais horizontalizado: afasta-se ligeiramente da crusta superior (fig. 6.64) ou dos paragnaisses da Série Negra (fig. 6.65) com um empobrecimento em elementos mais incompatíveis como o Th, Ba e ETRL e um claro enriquecimento em elementos menos incompatíveis que se traduz pelo troço Sm-Yb mais elevado. Este perfil parece estar de acordo com o facto do referido litótipo materializar um melanossoma, assocido à genese dos diatexitos, em detrimento da hipótese de constituir o protólito preservado. Com efeito, um melanossoma deverá apresentar um enriquecimento em elementos associados a minerais que permaneçam na fase sólida num processo de fusão parcial: a generalidade dos elementos incompatíveis (e.g. ETRL, Th, Ba, La, Ce) tende a associar-se à fase líquida (fundido) enquanto que os ETRP ou P podem permanecer na fase residual. Estes elementos podem estar estar associados a uma fase refractária (zircão?) ou a uma fase escudada do proceso de fusão por estar inclusa na biotite (apatite?). As concentrações mais elevadas em Rb sugerem que a biotite constitui, em certa medida uma fase refractária. É importante realçar que apesar das evidências geoquímicas que apontam para que o litótipo agora discutido materialize um melanossoma (parte escura de um migmatito que preserva uma textura metamórfica), este mantém ainda um componente feldspático importante (vide ponto 4.2.1.1.1) conferindo-lhe, assim, um carácter menos menos refractário.

O esquema ilustrado na fig. 6.66 pretende sistematizar as interpretações efectuadas neste ponto para a génese do diatexitos, encrave–diatexítico e *resister*/melanosoma.

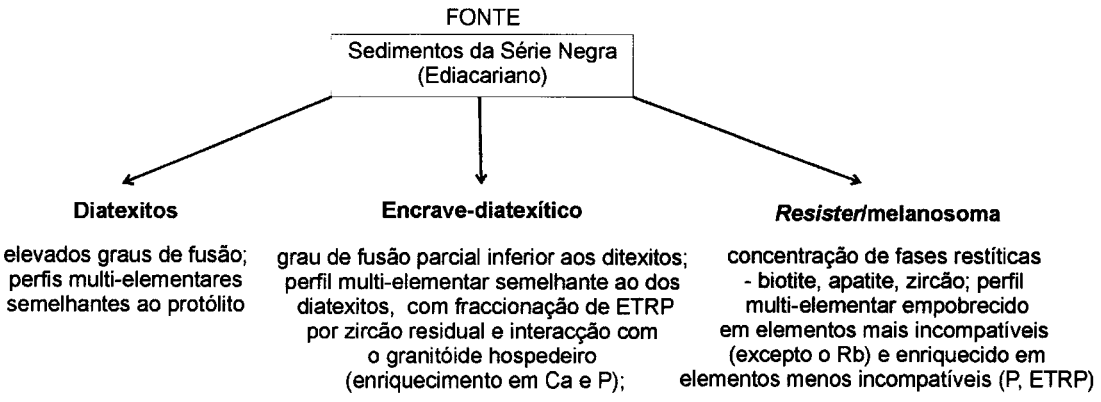


Figura 6.66 – Esquema interpretativo das possíveis relações entre os diatexitos, encrave-diatexítico e *resister*/ melanossoma da ribeira de Almansor.

6.3.4.1.2 Origem dos granitóides isótropos

Os granitóides isótropos correspondem a tonalitos e granodioritos, mostrando fortes semelhanças entre si, quer no modo de ocorrência quer do ponto de vista petrográfico (vide pontos 3.4.12 e 4.4.1.2). Em consonância, a geoquímica de elementos maiores (fig. 6.43) mostra uma composição semelhante, reforçando a sua individualização no conjunto dos litótipos estudados. Porém, se elementos como o V, Sc, Nb, Ta, Ba ou Rb atestam ainda a semelhança dos granitóides isótropos (fig. 6.44), já a observação dos ETR (fig. 6.46-b) ou com afinidades geoquímicas com os ETRP, como o Y, faz sobressair grandes diferenças para as duas amostras destes granitóides. As diferenças observadas nos perfis multi-elementares (fig. 6.45-b) parecem, assim, resultar do forte empobrecimento dos ETR, em conjunto com o Y, Th e U, da amostra AMS-2 relativamente à AMS-15. Em particular, um perfil de ETR pertencente a uma amostra de granitóide isótropo é idêntico à de um leucogranitóide sugerindo a participação de uma fase mineral comum.

Comparativamente aos diatexitos, os granitóides isótropos apresentam diferenças nas concentrações em elementos traço e nos perfis multi-elementares sugerindo uma génese distinta para os magmas que os geraram. A sua fraca peraluminosidade e os teores significativos de CaO (tab. 6.2), conjugados com a sua natureza tonalítica/granodiorítica são argumentos que suportam a formação destes magmas por um processo de cristalização fraccionada a partir de magmas intermédios, e não por fusão de uma fonte pelítica. Não obstante, a presença de biotite restítica descrita nos granitóides isótropos (vide III-Petrografia ponto- 4.4.1.2) pode implicar um processo de mistura de um magma diferenciado por cristalização fraccionada com um fundido crustal.

A comparação de perfis multi-elementares, com a composição dos sedimentos da Série Negra (fig. 6.67-a), assim como a comparação entre os parâmetros apresentados na tab. 6.2 (granitóides isótropos *vs* filiação-pelítica), mostra diferenças significativas, afastando a hipótese dos granitóides terem uma origem por fusão directa das referidas fontes. Se os granitóides isótropos não denunciam uma fonte pelítica é, contudo, importante realçar que não pode ser posta de parte porém, uma origem a partir da fusão de uma fonte crustal com uma elevada proporção de feldspato e pouca mica.

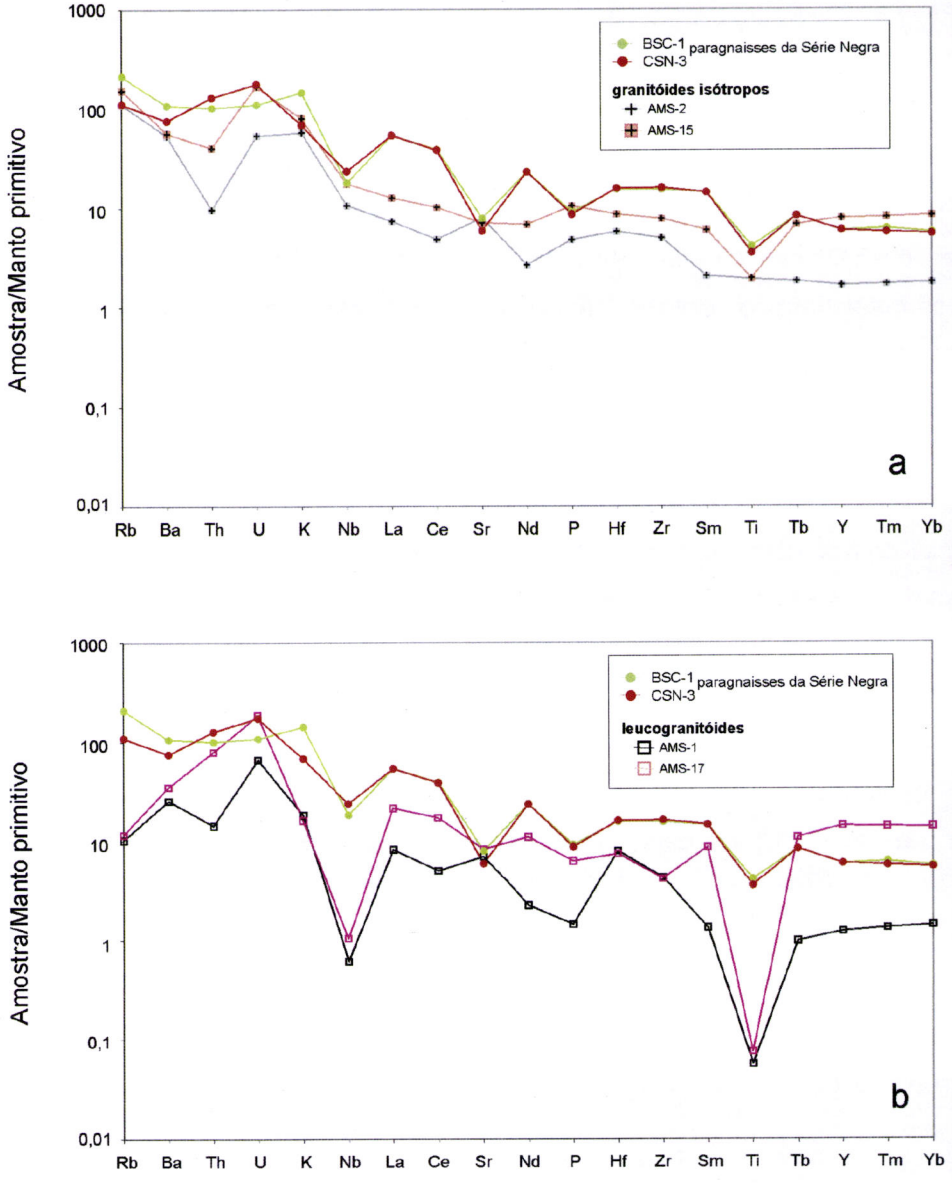


Figura 6.67 – Perfis multi-elementares para **a)** granitóides isótropos e **b)** leucogranitóides de Almansor. Ambos os gruposs são comparados com análises representativas de sedimentos da Série Negra (Pereira et al. 2006). Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

Relativamente ao comportamento muito distinto para os ETR, parece existir um forte condicionamento por parte das fases acessórias. No seu conjunto, os granitóides isótropos poderão representar magmas diferenciados onde a fraccionação de fases acessórias promoveu grandes variações locais ao nível dos ETR. Perfis em ETR semelhantes ao verificado na amostra AMS-2 (perfis empobrecidos em ETR com excepção do Eu: razões La_N/Sm_N moderadas e Gd_N/Yb_N baixas), em rochas granitóides associadas a migmatitos, foram interpretados por Jung et al. (1999) como resultado de um processo extremo de diferenciação. Por outro lado, a amostra AMS-2 exibe perfis multi-elementares e ETR (fig. 6.45-b e 6.46-b) que sugerem a combinação de "acumulação" quer de plagioclase, justificando o troço de La-Sm e a anomalia positiva de Eu, quer de zircão, justificando a anomalia positiva de Zr e Hf e o incremento progressivo entre o Ho e o Lu no perfil de ETR. Relativamente à amostra AMS-15 se, ao efeito acima ponderado, se considerar ainda uma "incorporação" de apatite, é expectável que se verifique um perfil distinto: a anomalia positiva é anulada e os teores de ETR são aumentados. A referida "acumulação" de apatite é apoiada pelos teores mais elevados em P_2O_5 apresentados por esta amostra. Uma vez que a amostra AMS-15 possui também teores mais elevados em Th, U e Y, esta deverá igualmente ter incorporado uma maior proporção modal de zircão ($KD^{Y}_{zircão}$ =71.4, $KD^{Th}_{zircão}$=22.1, $KD^{U}_{zircão}$=254, Bea et al., 1994).

A associação do granitóide isótropo AMS-2 a um ambiente de arco vulcânico, segundo os diagramas de Pearce et al. (1984) (fig. 6.48), está de acordo com a anomalia negativa observada em Nb e Ti. Contudo, a amostra AMS-15, apesar de igualmente associada a um ambiente de arco de acordo com os mesmos diagramas discriminantes, mostra um empobrecimento em Th relativamente ao Nb e consequentemente a ausência de anomalia negativa de Nb. O teor mais baixo em Th pode ser justificado por esta amostra ser ligeiramente mais diferenciada, nomeadamente por cristalização de alanite ($KD^{Th}_{alanite}$=484; Mahood e Hildreth, 1983). A ausência de anomalia negativa de Ti é uma consequência dos baixos teores em Gd e restantes ETRP. A deslocação dos granitóides isótropos para o campo dos granitóides tardi-a pós colisionais, nos diagramas discriminantes de Harris et al. (1986) (fig. 6.48), pode estar relacionado com a participação de um componente crustal acima discutido e/ou os efeitos de acumulação de zircão sensíveis aos teores de Ta ($KD^{Ta}_{zircão}$= 47.50, Mahood e Hildreth, 1983). Como referido no ponto 6.1.1.4, é necessário um cuidado especial na interpretação de diagramas discriminantes. Esta advertência é particularmente pertinente para os litótipos da ribeira de Almasor onde

os processos são complexos e os magmas muito diferenciados, podendo ocorrer forte fraccionação de elementos vestigiais e em particular de ETR.

6.3.4.1.3 Origem dos leucogranitóides

A análise macro-elementar confirma a individualização destas amostras num só grupo que, do ponto de vista classificativo, correspondem a rochas trondjhemíticas. Apenas o P_2O_5 que, comparativamente, apresenta uma maior dispersão para as duas amostras poderá reflectir a presença de uma fase acessória associada a este óxido (apatite ou xenótimo) preferencialmente no leucogranitóide AMS-17 que ocorre sob a forma de um corpo filoniano mais fino.

As características oligoelementares dos leucogranitóides são semelhantes, na sua generalidade, de acordo com a separação efectuada. As concentrações de V e o Sc são muito baixas (abaixo do limite de detecção) mais uma vez em concordância com a ausência generalizada de minerais ferromagnesianos. Por seu turno, as concentrações mais elevadas para o Sr ou baixas para o Rb e Ba reflectem a presença de plagioclase e escassez de feldspato-K e/ou mica.

O quimismo metaluminoso a fracamente peraluminoso dos leucogranitóides associado a teores em Ca próximos ou superiores a 2%, os perfis multi-elementares distintos dos sedimentos ediacarianos (fig. 6.67-c), os baixos valores em Rb, as razões Rb/Sr e Rb/Ba muito baixas e razão Sr/Ba elevada (tab. 6.2), parecem afastar a hipótese deste litótipo resultar da fusão de metapelitos. Do mesmo modo, como foi argumentado para os granitódes isótropos (vide ponto anterior), os leucogranitóides poderão resultar de uma forte diferenciação a partir de magmas já evoluídos. Nesta hipótese, agora colocada, os leucogranitóides não correspondem a leucossomas, ao contrário do que as relações de campo poderiam sugerir (vide ponto 3.2.1.3).

Como foi descrito no ponto 6.2.1.3, ao comparar os teores dos elementos Th, U, Y e ETR sobressaem diferenças intra-grupo, no sentido do leucogranitóide AMS-17 apresentar concentrações mais elevadas nestes elementos relativamente ao AMS-1. As diferenças entre as duas amostras são idênticas ao que foi descrito para os granitóides isótropos, pelo que a justificação deverá ser semelhante. Deste modo, a amostra AMS-1 pode representar uma acumulação de plagioclase associada a uma "acumulação" de zircão, enquanto que a amostra AMS-17, deverá adicionalmente incorporado apatite e, comparativamante à AMS-1, uma maior proporção de zircão. De

facto, a amostra AMS-17, que ocorre sob a forma de um nível fino associado aos diatexitos, está de acordo com uma maior interacção química e/ou mecânica.

Comparando os perfis multi-elementares relativos aos granitóides isótropos e leucogranitóides, mas eliminando o efeito dos ETR e dos elementos Th, Y, U e Zr verifica-se que aqueles são muito semelhantes. Neste caso, os referidos granitóides podem estar geneticamente relacionados por cristalização fraccionada. Ou seja, as fortes anomalias negativas em Nb e Ti nos leucogranitóides poderia ser consequência destes resultarem de uma diferenciação a partir dos granitóides isótropos.

Sendo dificilmente sustentável a origem dos leucogranitóides a partir de metassedimentos pelíticos, não pode ser eliminada uma origem por anatexia de sedimentos com um forte componente feldspático comparativamente ao micáceo (e.g. ortognaisses). Considerando esta hipótese, os leucogranitóides corresponderiam assim, num contexto de anatexia crustal, a leucossomas. É frequentemente descrito na bibliografia (e.g. Sawyer and Barnes, 1988; Barbey et al., 1989; Johannes et al., 1995; Jung et al., 1999) uma anomalia positiva de Eu para os leucossomas associados a baixas concentrações e perfis inclinados de ETR, reflectindo deste modo a composição de um fundido. Este comportamento (observado na amostra AMS-1) é geralmente justificado pela segregação de quartzo e feldspato, resultando numa anomalia positiva em Eu no líquido, enquanto que os componentes máficos e fases acessórias, que retêm os restantes ETR, permanecem no melanossoma restítico (Jung et al., 1999). Estas fases acessórias (e.g. monazite, apatite e zircão) poderão não equilibrar com a fase fundida em virtude de (e.g. Barbey et al., 1990; Watt e Harley, 1993; Whitney e Irving, 1994): 1) a velocidade de extracção do fundido ser superior à da dissolução das fases acessórias, 2) estes minerais ficarem escudados durante a fusão e/ou extracção, 3) a subsaturação em H_2O levar à dissolução incompleta dos minerais acessórios.

Sawyer (1987) refere a existência de leucossomas em migmatitos com composições discordantes, de modo muito semelhante ao que se observa em Almansor. O autor refere a existência de uma forte variabilidade para as concentrações dos elementos incompatíveis (REE, Hf, Zr, Y e Th) onde um grupo de amostras com uma maior concentração de ETR exibe uma anomalia negativa em Eu (semelhante a AMS-17), enquanto que um segundo grupo com uma menor concentração em ETR exibe anomalias positivas em Eu (semelhante a AMS-1). Segundo o mesmo autor, esta heterogeneidade implica que a fraccionação do feldspato teve um papel importante na

petrogénese dos leucossomas, representando o primeiro tipo magma fraccionado, e o segundo cumulado.

De acordo com Johannes et al. (1995), a semelhança de perfis ETR para neossomas, melanossomas e leucossomas confirmam as fortes relações genéticas entre diferentes níveis migmatíticos ou granitos anatéticos. Ora, em Almansor, esta semelhança não se verifica ao nível dos ETR apontando, pelo contrário, como tem vindo a ser discutido, para diferentes fontes e/ou processos envolvidos na diversidade dos granitóides estudados (diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides). Por outro lado, a participação de fases acessórias, a presença ou não de uma fase fluida e eventuais mecanismos de mistura (quimica e/ou mecânica), são também factores que podem condicionar a variedade litológica e complexidade geoquimica observada para alguns elementos vestigiais.

6.3.3.1.4 Origem dos encraves ígneos (encraves andesíticos e encrave-MH)

As rochas que ocorrem sob a forma de encraves andesíticos boudinados e encraves com afinidade com o Maciço dos Hospitais (encrave-MH) apresentam características geoquímicas semelhantes, quer para elementos maiores quer para elementos vestigiais, sugerindo a existência de uma relação genética entre eles. Por outro lado, os dois tipos de encraves parecem apresentar ainda um forte enriquecimento em K_2O que, aparentemente, não é justificado pela composição modal primária.

Um dos objectivos do estudo do encrave-MH foi o de efectuar uma comparação com os tonalitos do MH de modo a limitar temporalmente o evento magmático presente na ribeira de Almansor. Se das observações de campo, análise petrográfica e química mineral parece ser evidente a associação, os dados geoquímicos não permitem estabelecer laços directos. Comparando o encrave-MH com os tonalitos do MH, as semelhanças são evidentes relativamente aos elementos maiores; considerando a sílica, o encrave-MH situa-se no extremo menos diferenciado, o que está de acordo com os seus teores mais elevados em MgO, TiO_2 e $Fe_2O_3^t$.

A composição oligoelementar corrobora, em parte, a hipótese levantada através dos elementos maiores. De facto, o perfil multi-elementar do encrave-MH é semelhante ao dos tonalitos do MH (fig. 6.68) o que, aliado ao facto da anomalia negativa em Ti ser menos pronunciada no encrave-MH ($(Sm_N/Ti)_N$: 2.64 e 4.88 para a média dos tonalitos e dacito, respectivamente; 2.95 para encrave-MH) e dos elementos V e Sc

apresentarem concentrações mais elevadas, estaria de acordo com a possibilidade das diferentes rochas estarem relacionadas, correspondendo os tonalitos do MH aos termos mais diferenciados. Porém, as maiores concentrações de K_2O e de elementos incompatíveis como o Th, Rb ou ETR ou diminuição em Sr no encrave-MH, relativamente aos tonalitos do MH, levariam a interpretar o encrave como um termo mais diferenciado, ao contrário do que foi anteriormente sugerido. Deste modo, o encrave-MH não deverá corresponder a um magma primitivo ou diferenciado "directo" do MH mas, antes, corresponder a um magma tonalítico que terá sofrido um grau de contaminação crustal mais expressivo.

De acordo com esta hipótese, os encraves-andesíticos mostram ainda valores relativamente elevados em Al_2O_3, repercutindo-se na peraluminosidade por eles apresentada. Numa primeira análise, esta forte peraluminosidade por eles apresentada para teores de sílica ~59% pode estar de acordo com a incorporação de material de proveniência metassedimentar. Assim, dada a natureza mais básica, comparativamente aos tonalitos do MH, do encrave-MH e dos encraves andesíticos, estes podem representar porções de magmas mais primitivos do MH sujeitas a contaminação crustal. As diferentes características texturais exibidas pelos dois tipos de encraves sugere que os encraves-andesíticos possam corresponder a filões sin-plutónicos da intrusão tonalítica.

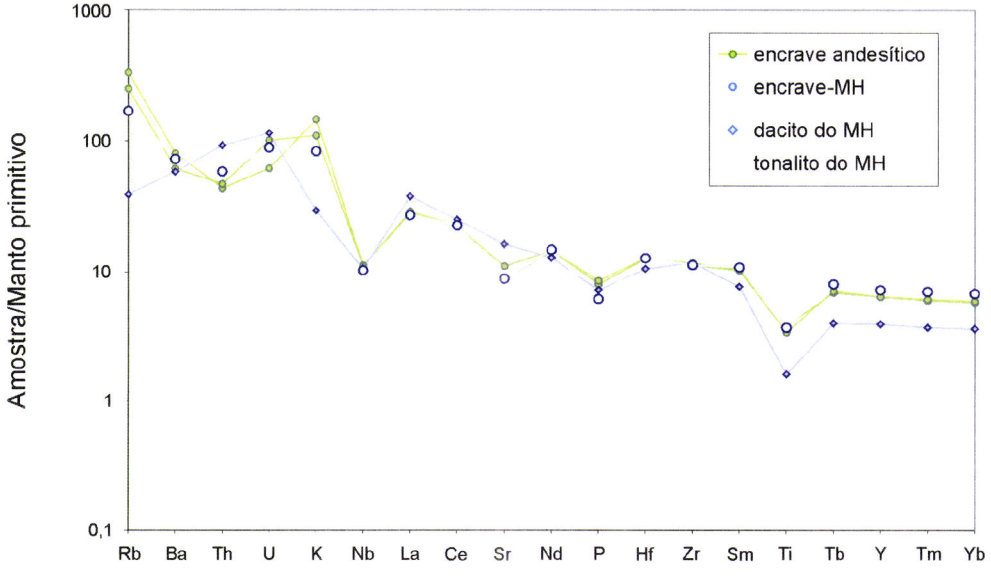


Figura 6.68 – Comparação dos encraves ígneos (encrave-MH e encraves-andesíticos) com os tonalitos e dacito do Maciço dos Hospitais. Normalização para manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

6.3.4.1.5 Origem encrave anfibolito-biotítico e do anfibolito a norte do MH

Do ponto de vista petrográfico não foi possível esclarecer a natureza do litótipo descrito como anfibolito-biotítico. Do mesmo modo, as características geoquímicas não o permitem de modo inequívoco. De facto, se elementos como o Fe, Mg, Ti, Mn, Al ou Si apontam para uma rocha de natureza máfica, aproximando-se da composição do anfibolito a norte do MH (Anf-N), já os elementos Ca, Na e em particular o K, afastam-se dos valores esperados para uma rocha daquele tipo. Para a generalidade dos elementos vestigiais continua a verficar-se uma proximidade com a composição do Anf-N sugerindo, uma vez mais, um composição máfica, mas muito enriquecida em Rb e empobrecida em Sr. Estes elementos parecem traduzir a presença de feldspato potássico e/ou mica e ausência de plagioclase no encrave anfibolito-biotítico, parecendo afastar a hipótese de um protólito máfico. Mantendo-se esta hipótese, seria necessário invocar um metassomatismo potássico, acompanhado por um incremento em Rb. Porém, como descrito no ponto 3.4.1.2, a existir um eventual processo metassomático, este não parece afectar os litótipos que ocorrem sob a forma de encraves metamórficos, nomeadamente o encrave agora descrito. Como alternativa, o encrave poderia corresponder a um metapelito, explicando deste modo a presença abundante de mica, K_2O e Rb, mas necessariamente rico em Mg. Porém, neste caso seria de esperar também uma maior concentração em Al. A natureza deste protólito será discutida, uma vez mais, com base nos dados de geoquímica isotópica (cap. VIII-Geocronologia e geoquímica isotópica).

O anfibolito a norte do MH, ao contrário da generalidade dos litótipos estudados, não exibe uma assinatura de arco, mas sim um empobrecimento em elementos incompatíveis e perfis ETR muito horizontalizados de acordo com assinatura de MORB-N. De igual modo, os diagramas discriminantes indicam tratar-se de basaltos de afinidade com a crista média oceânica. Este anfibolito enquadra-se, do ponto de vista geoquímico, com outras ocorrências de anfibolitos que ocorrem ao longo do TAME e TMME e são referidas por Pereira et al., (2005) e Pereira et al. (2006).

6.3.4.2 Origem dos gnaisses e granitóides associados (Valverde)

Os ortognaisses de Valverde são rochas de composição granítica que, de acordo com os critérios de Barker (1979), correspondem a trondjhemitos e granitos *s.s.* (fig. 6.51). O seu quimismo é ligeiramente peraluminoso (fig. 6.52 e 6.53-c), correspondendo a granitóides do tipo I (Chappell e White, 1974) e exibindo uma assinatura calco-alcalina

dada pela anomalia negativa de Nb e Ti (fig. 6.56). As restantes amostras estudadas nesta área correspondem aos pares "gnaisse-fundido" que comparativamente aos ortognaisses, apresentam diferenças muito ténues para os teores em elementos maiores e vestigiais. Correspondem a rochas trondjhemíticas sem diferenças geoquímicas significativas e/ou sistemáticas entre os eventuais protólitos ("gnaisse") e "fundidos". São rochas metaluminosas, e tal como os ortognaisses, exibem uma assinatura calco-alcalina dada pela anomalia negativa de Nb e Ti nos perfis multi-elementares (fig. 6.65). O facto dos granitóides serem muito diferenciados, amplifica, o papel das fases minerais acessórias que podem condicionar fortemente os teores em oligoelementos e, deste modo, promover uma dispersão nos diagramas discriminantes,

Nos vários litótipos amostrados de Valverde, sobressai a forte semelhança entre eles com elevados valores em sílica que são acompanhados por teores generalizadamente baixos nos restantes óxidos, não sendo possível observar qualquer tipo de tendência nos diagramas macroelementares. A diferença mais significativa está relacionada com o sódio baixo e potássio elevado nos ortognaisses, o que está de acordo com a sua natureza mais micácea. De igual modo, os elementos vestigiais exibem uma forte semelhança, não permitindo uma clara separação entre os vários litótipos. As diferenças mais significativas são registadas nos elementos móveis, como o Rb, Ba e Sr, que parecem estar de acordo com o comportamento do sódio e potássio; ou seja valores mais elevados em Rb e Ba nos ortognaisses que contêm mica. O Sr, em menores concentrações nestas rochas poderá reflectir, tal como o sódio, uma menor quantidade modal de plagioclase.

Os dados geoquímicos parecem mostrar, em concordância com a petrografia e em aparente contradição com as observações de campo, que a separação efectuada entre eventuais protólitos e fundidos (pares "gnaisse-fundido") parece não existir. Se do ponto de vista macroscópico existiam razões para essa individualização (existência de litótipos com e sem anisotropia), a petrografia e a geoquímica parecem apontar para que os "fundidos" correspondam a pequenas estruturas de segregação magmática. Esta eventual segregação não terá induzido uma diferenciação significativa uma vez que, de acordo com o descrito nos pontos 6.2.2.2 e 6.2.2.3, as diferenças intra-par não são significativas ou sistemáticas. Ou seja, os litótipos amostrados como "gnaisses" poderão estar a exibir uma textura que é, em grande parte, consequência de fluxo em material fundido, como já foi proposto neste trabalho para os granitóides de Almansor (vide pontos em relações de campo: 3.4.1.1 e 3.2 e

petrografia: 4.4.1.1 e 4.3). Neste caso os pares "gnaisse-fundido" deverão resultar da cristalização do mesmo líquido magmático.

A baixa aluminosidade dos ortognaisses de Valverde acompanhada pelos pequenos valores de Rb e Ba apontam para uma natureza ígnea félsica (ortognaisse) em detrimento de uma natureza sedimentar (paragnaisse). Esta origem está de acordo com o descrito por Chichorro (2006), o qual estabelece uma origem ígnea hipabissal para os ortognaisses de Valverde com base na morfologia dos zircões. A sua assinatura geoquímica poderá resultar de uma diferenciação extrema a partir de magmas mais básicos.

Para os restantes litótipos (pares "gnaisse-fundido") o estudo dos elementos maiores, em particular a baixa aluminosidade, teores elevados de Na_2O e baixo de K_2O, parecem afastar a hipótese dos litótipos derivarem de metassedimentos pelíticos. De igual modo, as baixas concentrações em Rb e Ba acompanhadas pela baixa razão Rb/Sr, ou Rb/Ba estão de acordo com a fusão, provavelmente na presença de água, de uma fonte rica no componente feldspático comparativamente ao componente micáceo. Numa fusão na presença de água o componente feldspático tende a ficar no fundido enquanto o Rb e Ba tendem a permanecer na mica que assim não participa na fusão. Nesta hipótese, a anomalia negativa de Eu seria necessariamente herdada da fonte.

O facto do Rb e Ba estarem empobrecidos e o Sr ligeiramente enriquecido nos pares (amostras VLV-6 a VLV-9) comparativamente aos ortognaisses, poderia indicar que os primeiros resultam dos segundos de acordo com o mecanismo de anatexia acima discutido. A presença de anfíbola nos fundidos parece contrariar uma origem a partir de rochas com biotite, mas, ao admitir-se uma fusão com água e a actuar essencialmente na plagioclase (sem participação de biotite) e nos óxidos de ferro, seria provável a formação de um fundido com composição propícia à cristalização de anfíbola.

A ausência de núcleos herdados nos zircões dos ortognaisses (Pereira et al., 2006b; Chicorro, 2006) parece indicar a inexistência de um antecessor mais antigo (Precâmbrico). Deste modo, a assinatura de arco-magmático, verificada nos ortognaisses (fig. 6.59 e 6.60), colide com o ambiente distensivo do Câmbrico. Porém, pode ser colocada a hipótese de ter ocorrido uma dissolução de zircões de protólitos antigos de acordo com um aumento da peralcalinidade do magma (Watson, 1979). De

acordo com este autor, em magmas peralcalinos, a solubilidade do zircónio aumenta até 3.9% para A/NK~0.5. Apesar de os ortognaisses de Valverde não corresponderem a magmas peralcalinos, apresentam porém, valores de A/NK relativamente baixos: 1.13;1.35. Neste caso, a fraccionação de feldspato (plagioclase) poderia assim conduzir a uma "peralcalinidade transitória" responsável pela eventual dissolução de zircões da fonte. A assinatura calco-alcalina seria assim compatível com o magmatismo félsico orogénico contemporâneo da orogenia cadomiana. Nesta hipótese os ortognaisses correspondem a fundidos câmbricos a partir de uma fonte de idade precâmbrica.

Em conclusão, para a área de Valverde, parece ser possível invocar uma fonte de idade câmbrica, materializada pelos ortognaisses, cuja migmatização varisca terá originado os fundidos observados ao longo das margens, com diferentes intensidades de anisotropia planar (granitóides de anatexia: pares "gnaisse-fundido"). A diferença no quimismo dos litótipos de Valverde, comparativamente a Almasor, vem reforçar as diferenças ao nível da fonte e/ou participação de água nos processos de migmatização no TAME.

6.3.5 Rochas intrusivas (Maciço dos Hospitais e Granitóides do Alto de São Bento) e fundidos crustais

Uma discussão particularmente acesa diz respeito aos mecanismos de fusão parcial e processos através dos quais o magma é extraído, transportado e acumulado em plutões de grandes dimensões (e.g. Clemens, 1998; Solar e Brown, 2001). Esta questão advém da dificuldade em estabelecer relações directas entre zonas de fusão crustal (migmatitos) e plutões graníticos. (e.g. Sawyer, 1996; 1998). Sendo este um dos objectivos da presente dissertação, importa agora confrontar o quimismo dos granitóides que constituem os corpos intrusivos de maiores dimensões (tonalito do MH e granitóides do ASB) com os magmas que parecem representar fundidos crustais, em particular os diatexitos da ribeira de Almansor.

A natureza máfica dos tonalitos dos Hospitais parece afastar a participação de magmas crustais na sua génese, ou a existir, será em proporções muito limitadas. Porém, para os granitóides do ASB, apesar dos fortes indícios para uma filiação com magmas máficos/intermédios como foi referido em pontos anteriores, é importante considerar uma interação com magmas crustais. Como discutido anteriormente, o leucogranito de duas não deverá materializar o extremo crustal do mecanismo de

mistura para os granitóides do ASB. De igual modo, os fundidos (pares "gnaisse-fundido") estudados em Valverde não deverão constiuir um pólo crustal na mistura de magmas referida para os granitóides do ASB, dada a reduzida aluminosidade daquelas rochas. Porém, é possível ponderar uma hipótese em que o extremo crustal, no processo de mistura dos granitóides do ASB, esteja materializado pelos diatexitos, ou seja, fundidos de metassedimentos da Série-Negra.

No contexto dos granitóides do ASB, a fácies que melhor representa a participação de um fundido crustal (metassedimento) é o leucogranito de duas micas. As concentrações por ele apresentado apontam, de facto, para uma filiação pelítica de acordo com os parâmetros de Miller (1985) e Harris e Inger (1992) (tab. 6.2) e como já foi referido no ponto 6.3.2. Deste modo, a hipótese de relação do granito do ASB com fundidos de Valverde fica posta de parte uma vez que estes não apresentam uma composição pelítica. Por outro lado, a comparação entre os perfis multi-elementares ou ETR com os fundidos crustais que ocorrem em Almansor (diatexitos) revela grandes diferenças, apontando para perfis muito empobrecidos no leucogranito de duas micas (comparar fig. 6.33 e 6.34 com 6.45-a, 6.46-a). Ou seja, a ser um fundido a partir de uma fonte semelhante, representa baixos graus de fusão e/ou terá sofrido necessariamente uma forte diferenciação por cristalização fraccionada que conduziu ao empobrecimento generalizado dos elementos maiores e vestigiais

Na figura 6.69 pretende-se ilustrar as principais hipóteses avançadas para a relação entre os vários litótipos estudados ao longo das diferentes áreas.

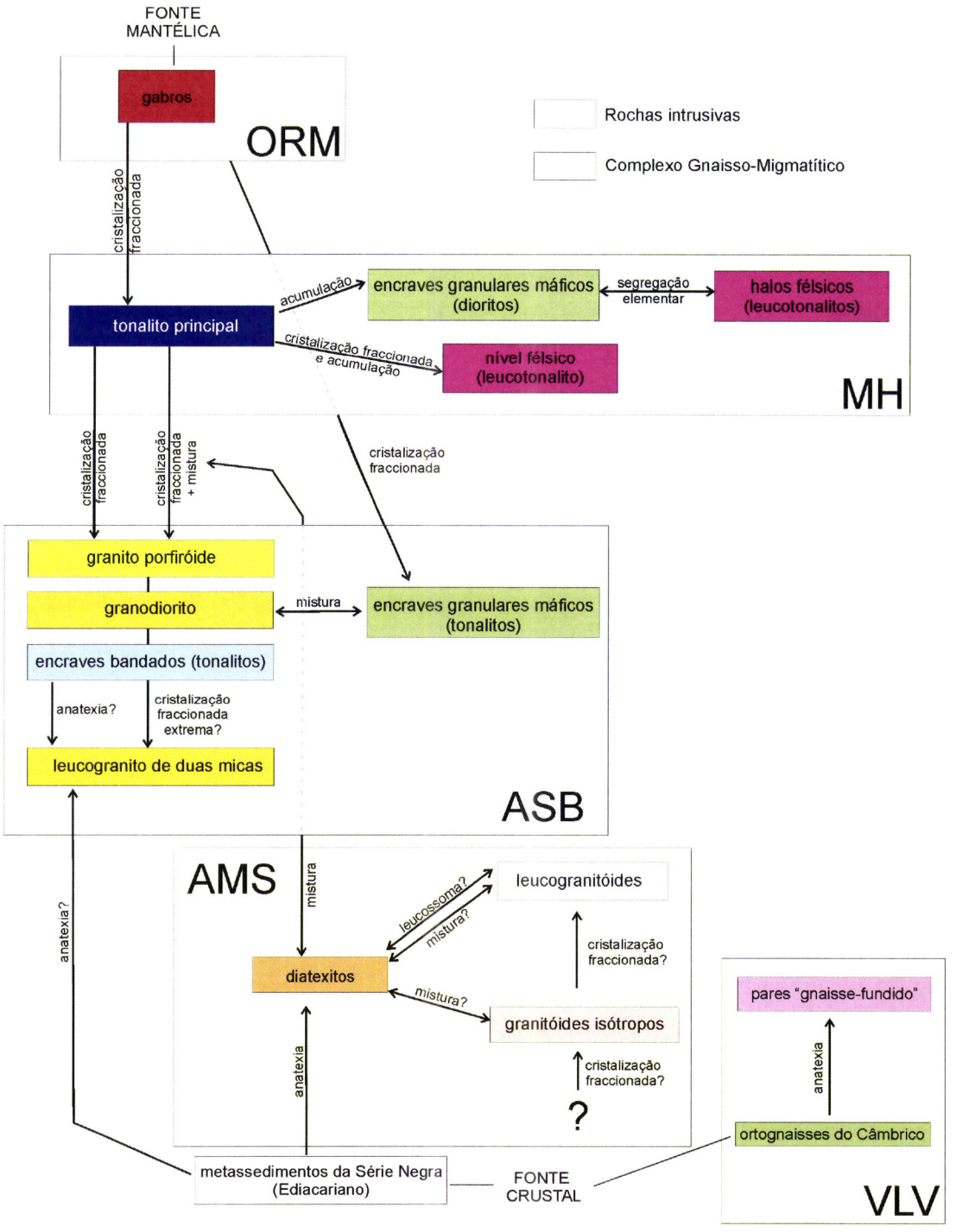


Figura 6.69 – Esquema ilustrativo das principais hipóteses levantadas ao longo do ponto 6.3 para a origem dos diferentes litótipos estudados, pretendendo realçar eventuais relações entre áreas/magmas: ORM – Ocorrências de rochas máficas; MH – Maciço dos Hospitais; ASB – Alto de São Bento; AMS – Almansor; VLV – Valverde.

6.4 Comparação com estudos experimentais

Neste ponto, os dados obtidos para os granitóides relativamente aos elementos maiores são comparados com os dados experimentais de fundidos crustais (Patiño Douce, 1999). Pretende-se assim, em traços gerais, avaliar/identificar possíveis fontes e estimar a participação dos magmas máficos em processos de mistura.

Como consequência da reduzida quantidade de água na crosta continental (Yardley e Valley, 1997) a generalidade das reações de fusão crustal ocorrem em condições anidras por reacções de desidratação (e.g. Thompson, 1982; Clemens e Vielzeuf, 1987). Nestas reacções, os minerais hidratados presentes nas rochas metamórficas quebram a sua estrutura de modo incongruente, fornecendo água e componente feldspático para a fase fundida e MgO, FeO, CaO e Al_2O_3 para as fases minerais refractárias (Patiño Douce, 1999). No essencial, e de acordo com este autor são três as fases hidratadas susceptíveis de sofrer fusão por desidratação na crosta continental: moscovite, biotite e hornblenda.

Patiño Douce (1999) reuniu e sistematizou dados relativos à composição de fundidos gerados experimentalmente, a partir de protólitos naturais. No referido trabalho, o autor apresenta uma série de campos composicionais (fig. 6.70) que representam a composição dos fundidos experimentais a partir de pelitos félsicos (moscovite, ±plagioclase, ±biotite), pelitos máficos (biotite e aluminosilicatos, ±moscovite ou plagioclase) e grauvaques (biotite e plagioclase). Patiño Douce (1999) desenha ainda linhas de mistura/reacção (HP:12-15 kbar e LP: <5 kbar) assumindo um componente pelítico (linhas a negro na fig. 6.70) ou grauvacóide e um componente máfico derivado do manto.

De entre os granitos naturais, apenas os leucogranitos peraluminosos mostram um intervalo de valores em SiO_2 comparável aos fundidos experimentais (Patiño Douce, 1999). Os outros grupos considerados pelo autor apresentam valores em SiO_2 inferiores aos que resultam da fusão de rochas quartzo-feldspáticas a temperaturas admitidas para a crosta continental. Assim, os leucogranitos peraluminosos serão o único grupo de granitos que representam magmas anatéticos crustais puros. Todas as outras rochas menos siliciosas deverão ser explicadas por outros processos que não têm de ser exclusivos, nomeadamente: incorporação de fases residuais ou peritéticas nos magmas e mistura (magmas híbridos) entre magmas crustais e magmas máficos derivados do manto (Patiño Douce, op. cit.).

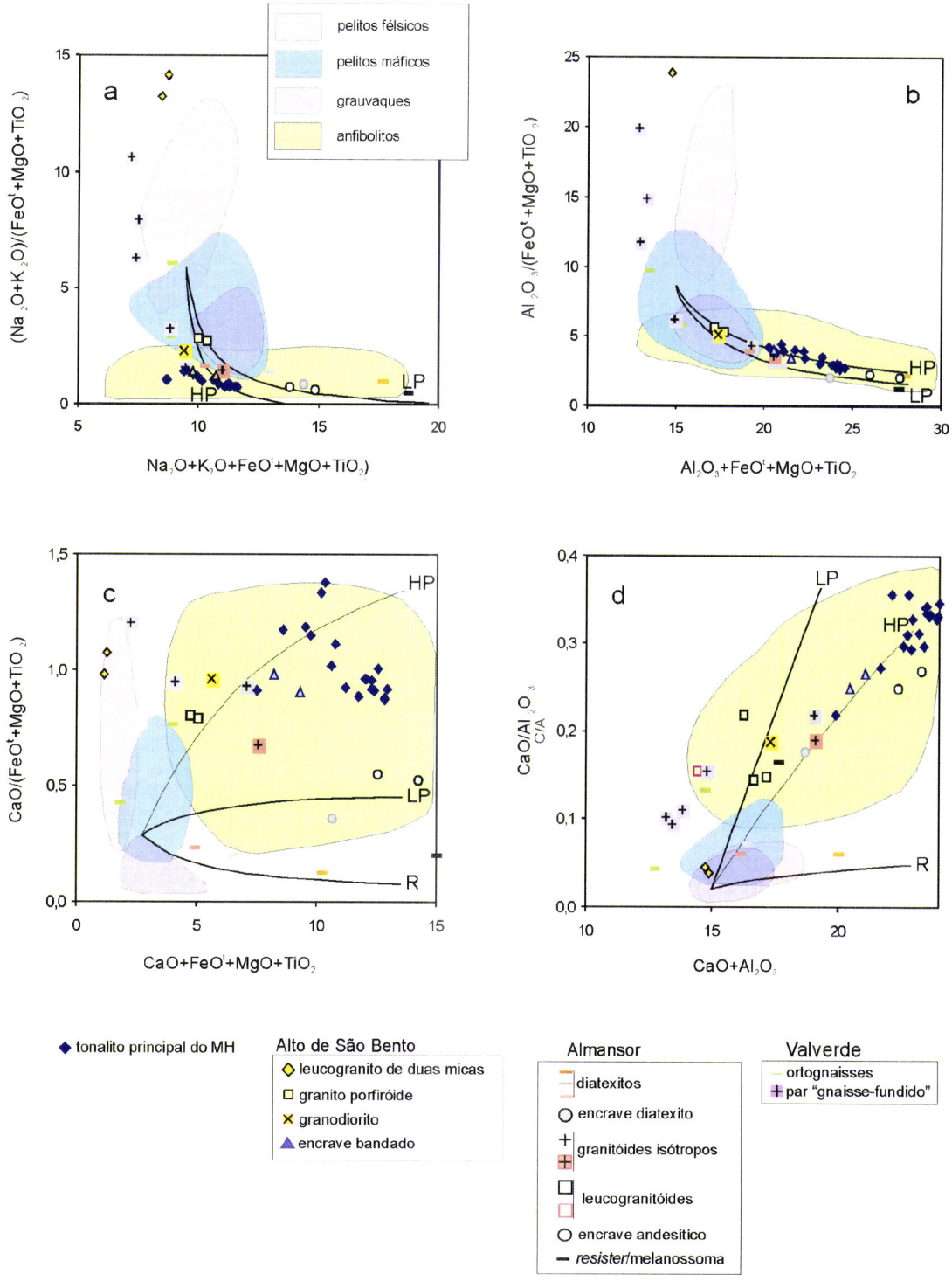


Figura 6.70 – Comparação dos granitóides estudados com os fundidos determinados experimentalmente (adaptado de Patiño Douce, 1999). HP- curvas de reacção determinadas para P=12-15 kbar, LP curvas de reacção determinadas para P<=5 kbar com metapelito; R- mistura com componente restítico.

Com base na projecção dos granitóides estudados (Fig. 6.70), nos campos definidos por Patiño Douce (1999), verifica-se que os tonalitos do MH se projectam sempre fora de qualquer um dos campos acima considerados, pelo que não descrevem fundidos

puros de fontes metasedimentares. Os tonalitos do MH correspondem a granitóides calco-alcalinos que, de acordo com as características gerais definidas pelo autor, são do tipo Cordilheira. Este tipo de granito é interpretado por Patiño Douce (1999) como um magma híbrido (grauvaque e derivado mantélico) formado a baixa pressão (<5 kbar).

Porém, do ponto de vista macroelementar, importa salientar que os tonalitos do MH diferem, em alguns aspectos, dos granitos Cordilheira. Comparativamente, aqueles tendem a acompanhar a curva de mistura de alta pressão (fig. 6.70, a, b), apresentam razões $Na_2O+K_2O/(FeO+MgO+TiO_2)$, $(Na_2O+K_2O)/CaO$ e K_2O/Na_2O baixas e projectam-se próximo do extremo máfico (fig. 6.70, b,c,d). Estas razões são compatíveis com os dados experimentais obtidos através da fusão por desidratação de anfibolitos com composição basáltica (campo a verde na fig. 6.70). Valores baixos naquelas razões também são, contudo, expectáveis em magmas com uma diferenciação intermédia. Mais uma vez, e de acordo com o que tem vindo a ser argumentado, tendo em conta a aproximação feita por Patiño Douce (1999) para elementos maiores não parece ser necessário invocar um mecanismo de mistura de magmas para a génese do MH. A existir, o componente crustal terá uma participação reduzida e a mistura será um processo a ocorrer na interface manto-crosta.

Considerando os granitos porfiróides, o granodiorito e os encraves bandados da pedreira do ASB, verifica-se que, tal como os tonalitos do MH, aqueles não representam fundidos puros de sedimentos. De facto, na figura 6.70 verifica-se que os granitos porfiróides e o granodiorito não se projectam sempre no campo dos fundidos de sedimentos grauvacóides/pelitos máficos. No conjunto, os vários litótipos projectam-se, grosso modo, ao longo da uma curva-HP (alta pressão) que une os granitos porfiróides aos tonalitos. Assim, a distribuição observada sugere que os referidos granitóides do ASB correspondem a rochas híbridas entre um componente crustal e um componente máfico ou tonalítico? De acordo com Patiño Douce (1999) a mistura poderia ser efectuada com uma forte participação de rochas básicas (até 50% basalto) e sem que os granitóides se tornem metaluminosos, desde que tal processo ocorra a pressões elevadas.

Os leucogranitos de duas micas correspondem aos granitos peraluminosos segundo a classificação de Patiño Douce (1999). De acordo com este autor, os leucogranitos peraluminosos constituem pequenos corpos intrusivos associados a rochas de médio a alto grau metamórfico e relacionados com episódios de espessamento crustal.

Incluem granitos de duas micas, granitos com turmalina e moscovite e granitos com moscovite e granada. Os leucogranitos de duas micas do ASB projectam-se em consonância com os granitos peraluminosos, ou seja, incluso ou projectando-se próximo do campo dos fundidos de pelitos félsicos. Este litótipo corresponde, assim, a um fundido crustal puro derivado de fusão por desidratação da moscovite.

Os diatexitos presentes na ribeira de Almansor projectam-se ao longo da curva definida como "R" (fig. 6.71-c, d), encontrando-se os diatexitos acinzentados próximo do campo correspondente ao dos fundidos de pelitos máficos. Assim, os diatexitos poderão corresponder a fundidos gerados a partir de pelitos máficos cuja componente restítica é importante, em particular no termo diatexito alaranjado, justificando a sua forte peraluminosidade. Em ambiente migmatítico é provavel que existam mais termos "puros" e não apenas os resultantes da fusão de pelitos félsicos como refere Patiño Douce (1999) não sendo necessário invocar, neste caso, uma mistura com magmas máficos. Relativamente ao encrave-diatexítico verifica-se que se projecta ora concordante com os restantes diatexitos, ora se aproxima da curva de mistura "LP" o que sugere a existência de algum componente de mistura neste encrave.

Os granitóides isótropos não representam fundidos sedimentares puros projectando-se em posições intermédias entre uma composição crustal (grauvacóide/pelito máfico) e um magma máfico. De acordo com as curvas de mistura definidas por Patiño Douce (1999) poderão resultar de um mecanismo de mistura associado a pressões intermédias.

Utilizando as escalas escolhidas por Patiño Douce (1999) os leucogranitóides apenas se projectam na figura 6.71-d. Nas restantes, caem em composições extremas e afastadas de qualquer um dos campos definidos. Apesar deste tipo de rochas trondhjemíticas não ser referenciado nos diagramas, tais composições podem ser justificadas por fusão, na presença de água, de sedimentos ricos em potássio e em equilíbrio com mica e granada residuais (Patiño Douce e Harris, 1996). A presença de água baixa o ponto de fusão da associação plagioclase + quartzo sem destabilizar a mica (e.g. Conrad et al., 1988; Barbey et al., 1996; Patiño Douce e Harris, 1998) dando origem à fusão a temperaturas inferiores à da desidrataçã o da mica. Os magmas

assim formados são especialmente enriquecidos na razão Na_2O/K_2O quando comparado com uma fusão anidra e a maior temperatura dos mesmos sedimentos (Vielzeuf e Holloway, 1988; Patiño Douce, 1999). Segundo alguns autores (e.g. Barker

e Arth, 1976; Martin, 1987; Wyllie et al., 1996) é ainda possivel gerar magmas trondhjemíticos a partir da fusão, por desidratação, de anfibolitos. Porém, a composição dos LG afasta-se muito dos resultados experimentais obtidos para aquele tipo de rocha. As restantes hipóteses avançadas (e.g constituirem diferenciados) permanecem em aberto.

Como referido em pontos anteriores, os litótipos "gnaisses-fundidos" amostrados em Valverde não reflectem uma origem metassedimentar. Em particular não deverão corresponder a fundidos a partir de pelitos félsicos como sugere a fig. 6.71-a,b. Os resultados obtidos estão de acordo com a diferenciação a partir de magmas máficos tal como Patiño Douce (1999) ou Shannon et al. (1997) atribuem para magmas metaluminosos ricos em álcalis, ou seja, os pares "gnaisse-fundido" poderão resultar da anatexia de magmas deste tipo (ortognaisses).

VII GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Os isótopos constituem uma ferramenta de enorme importância na determinação de idades absolutas das rochas e minerais, mas também, tal como os oligoelementos, são indicadores petrogenéticos úteis na compreensão dos processos de geração de magmas e sua evolução. Neste sentido, são agora apresentados dados isotópicos de modo a, primeiro, delimitar do ponto de vista temporal os episódios magmáticos (sub capítulo 7.1-Geocronologia) e, posteriormente, obter informação sobre os processos petrogenéticos (sub capítulo 7.2-Geoquímica isotópica).

7.1 Geocronologia

A complexidade do estudo da Zona de Ossa-Morena (ZOM) advém, em grande medida, da falta de dados de cariz geocronológico, fundamentais no estabelecimento de relações entre os diferentes eventos tectono-metamórfico-magmáticos. Com este subcapítulo, irão ser apresentados novos dados geocronológicos, que serão integrados e interpretados, na medida do possível, com os dados disponíveis por outros autores (tab. 7.1), de modo a estabelecer uma cronologia evolutiva das rochas plutónicas associadas ao Complexo Gnaisso-Migmatítico do Maciço de Évora (ME).

Um dos principais alvos a datar foi o tonalito do Maciço dos Hospitais, para o qual se aplicaram os seguintes métodos geocronológicos: isócrona de rocha total e isócronas internas para o sistema Rb-Sr, bem como datações de minerais com os métodos K-Ar e Ar-Ar. Procedeu-se ainda à datação, por isócrona interna (Rb-Sr), do leucogranito de duas micas do Alto de São Bento. Os dados de Rb-Sr foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (vide anexo F) e os dados K-Ar e Ar-Ar foram obtidos no *Activation Laboratories* Canadá (vide anexo F). Para o tratamento dos resultados Rb-Sr e obtenção de isócronas foi utilizado o programa ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003).

7.1.1 Rochas intrusivas

7.1.1.1 Maciço dos Hospitais – idades de rocha total (método Rb-Sr)

Com o objectivo de datar o Maciço tonalítico dos Hospitais tentou-se obter, numa primeira fase, uma isócrona de rocha total que considerasse os litótipos cogenéticos e naturalmente contemporâneos. De acordo com o que tem vindo a ser discutido, é plausível considerar a génese dos tonalitos a partir das rochas básicas que ocorrem

Tabela. 7.1 – Resumo de dados geocronológicos para granitóides e litótipos mais relevantes no SW da ZOM.

Idade (Ma)	Método	Rocha	Interpretação	Referência
344	Rb-Sr, biotite Isócrona de rocha total	Ortognaisse de Montemor-Arraiolos	-	Mendes (1967/68)
~540 370	U-Pb SHRIMP em zircões	Ortognaisse de Alcáçovas	Protólito cadomiano Metamorfismo varisco	Cordani et al. (2006)
~540 323	Núcleo zircão; U-Pb monazites	Ortognaisse Valverde	Magmatismo cadomiano Migmatização	Pereira et al. (2006b)
371 ±17	Sm-Nd: RT-gt Ar-Ar; glaucófano	Eclogitos de Safira Xistos Azuis Alvito	Alta-pressão/subducção	Moita et al. (2005a)
369 ±26	Isócrona Sm-Nd	Campo Maior	Cristalização	Lopes (2004)
~362 368 ±23 358 ±18	Rb-Sr: Felds-bt K-Ar anfíbola	Vale de Maceira- gabro e diorito shoshonítico	Cristalização	Moita et al. (2005b)
352 ± 4	U-Pb zircão	Complexo de Beja (gabro)	Cristalização	Pin et al. (1999)
340	U-Pb: Bordo Zircão	Filão granodiorito Arraiolos	Cristalização	Chichorro (2006)
323-338	K-Ar bt e anf	Complexo gabro-diorítico de Cuba-Alvito	Cristalização	Gomes (2000)
318 ±11	K-Ar, anfíbola	Granodiorito Viana do Alentejo	Cristalização	Rosas (2003)
315 ±3	Rb-Sr: feld-anf	São Manços (tonalito)	Cristalização (NE Alentejano)	Antunes (2006)
312 ± 60	Rb-Sr	Reguengos de Monsaraz (granodiorito)	Errócrona mas concordantes com granitos tardios	Vinhas e Pinto (2006)
301 e 305	"isócronas" Rb-Sr, micas	Granito de Pedrógão	-	Mendes (1967/68)
~300 299 ± 18 306 ±7.9 298 ±2.8	Rb-Sr, RT-felds-bt Rt-felds Rt-bt	Granito Sesmarias	Cristalização (<300ºC) errócrona Arrefecimento (<500ºC) Arrefecimento (<300ºC)	Moita et al. (2005b)
298 ±3	Rb-Sr: felds-anf	Reguengos de Monsaraz(granodiorito)	Cristalização	Antunes (2006)
305 ±2.3	Rb-Sr: RT-Feld-Anf-Bt	Figueira de Barros (tonalito)	Cristalização (NE Alentejano)	Antunes (2006)

Tabela 7.2 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd para litótipos do MH, ocorrências de rochas máficas (Fonte do Cortiço) e litótipos do ASB. TP-tonalito principal, HF-halo félsico, EGM-encrave granular máfico, GP-granito porfiróide, EB- encrave bandado, Gd- granodiorito, LGM-leucogranito de duas micas. 2s=2 sigma.* Análises obtidas no *Activation Laboratories* (Canadá). Razões iniciais calculadas para 323 Ma.

amostra	clss.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	erro (2s)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erro (2s)	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	εSr_i	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	erro (2s)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	erro (2s)	$^{143}Nd/^{144}Nd_i$	εNd_i
Ocorrências de rochas máficas																	
FC-2	gabro	14	438	0,0960	0,003	0,705891	(51)	0,70545	19	4	16	0,1441	0,004	0,512439*	(07)	0,512134	-1,71
FC-3	gabro	20	345	0,1650	0,005	0,706320	(52)	0,70556	20	29	6	2,8981	0,004	0,512381	(09)	0,512114	-2,10
Maciço dos Hospitais																	
MM-25	TP	40	256	0,4510	0,013	0,708563	(59)	0,70649	34	3	14	0,1389	0,004	0,512354	(07)	0,512060	-3,16
MM-31	TP	26	343	0,2180	0,006	0,707193	(62)	0,70619	29	3	10	0,1650	0,005	0,512409	(9)	0,512060	-3,16
MM-47	TP	26	335	0,2270	0,006	0,707371	(48)	0,70633	31	3	11	0,1553	0,004	0,512423*	(04)	0,512095	-2,49
MM-56	TP	35	322	0,3170	0,009	0,707959	(51)	0,70650	34	3	12	0,1328	0,004	0,51238	(1)	0,512099	-2,40
MM-17-T	TP	34	330	0,3000	0,008	0,707881	(5)	0,70650	34	3	10	0,1573	0,004	0,512386	(08)	0,512053	-3,29
MM-54-T	TP	41	261	0,4510	0,013	0,708588	(51)	0,70652	34	3	14	0,1337	0,004	0,512403	(1)	0,512120	-1,99
MM-47-H	HF	6	329	0,0530	0,002	0,706513	(48)	0,70627	30	3	8	0,1800	0,005	0,512449	(1)	0,512068	-3,00
MM-17-E	EGM	14	261	0,1600	0,005	0,707124	(51)	0,70639	32	17	51	0,2056	0,005	0,512531*	(03)	0,512096	-2,46
MM-47-E	EGM	6	375	0,0460	0,001	0,706675	(54)	0,70646	33	7	24	0,1853	0,005	0,512516	(11)	0,512124	-1,91
Alto de São Bento																	
ASB-6	EB	58	296	0,567	0,016	0,709070	(38)	0,706463	33	4	17	0,142	0,004	0,512277	(1)	0,511976	-4,81
ASB-7	Gd	168	123	3,96	0,110	0,724928	(36)	0,706731	37	4	22	0,110	0,003	0,512177	(1)	0,511944	-5,42
ASB-8	LGM	307	10	92,71	2,620	1,145137	(7)	0,718939	210	1	3	0,202	0,006	0,512280	(24)	0,511853	-7,19
ASB-9	EGM	211	196	3,118	0,088	0,719808	(33)	0,705472	19	5	27	0,112	0,003	0,512402	(15)	0,512165	-1,11

na região, as quais foram identificadas como ocorrências de rochas máficas (vide 6.3.1). Deste modo, para a construção da isócrona consideraram-se 6 amostras de tonalitos, 2 encraves granulares máficos e 1 halo félsico do MH, assim como 2 rochas básicas da ocorrência da Fonte do Cortiço. Os resultados encontram-se representados na tab. 7.2.

Os dados relativos ao conjunto das 11 amostras seleccionadas resulta numa errócrona (fig. 7.1) correspondendo a uma "idade" de 401±120 Ma e um MSWD[1] de 185, pelo que não deverá ter existido equilíbrio isotópico entre os magmas de que as diferentes rochas resultam, ou, a ter existido, ele foi fortemente perturbado. Deste modo a "idade" não deverá ter qualquer significado geocronológico. Em particular, a razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ verificada nos gabros é claramente elevada e/ou a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ baixa, sugerindo que pode ter ocorrido abertura do sistema isotópico em causa, ou que, as rochas básicas não estão geneticamente relacionadas com os tonalitos do MH. Considerando apenas as rochas tonalíticas ou a associação tonalitos-halo-encraves verifica-se uma tendência para a obtenção de idades mais jovens, mas ainda com erros muito elevado (fig. 7.1).

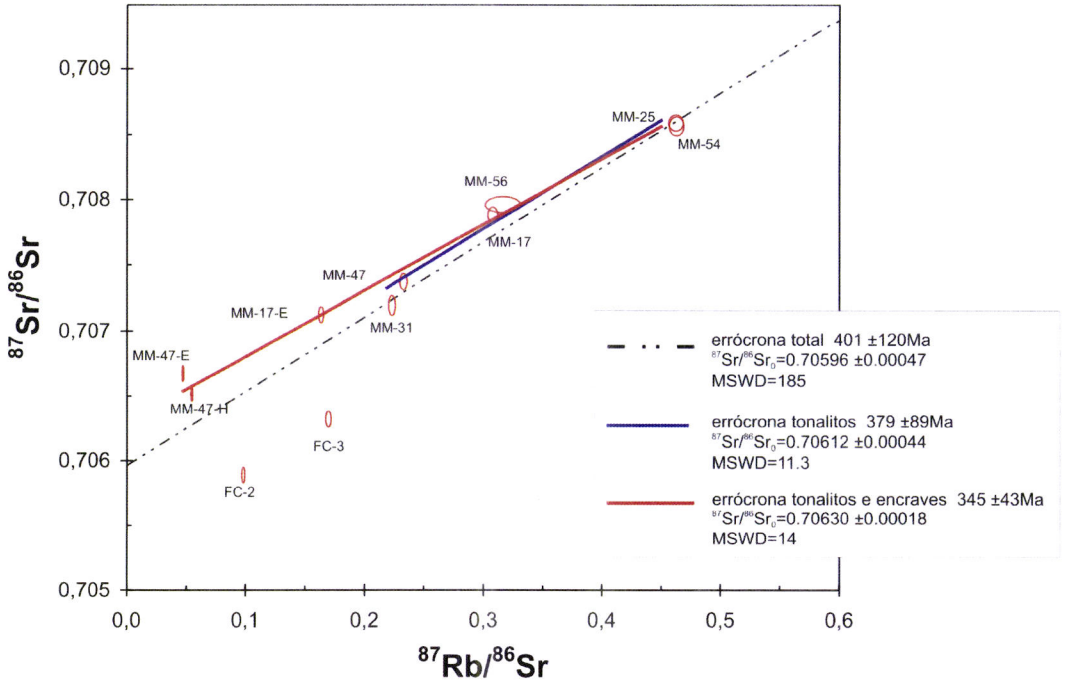


Figura 7.1 – Projecção $^{87}Sr/^{86}Sr$ *vs* $^{87}Rb/^{86}Sr$ para as amostras de 6 tonalitos, 2 encraves granulares máficos e 1 halo félsico do MH em conjunto com duas amostras de gabros pertencentes à ocorrência da Fonte do Cortiço.

[1] MSWD-Mean Square Weight Deviation

A datação pelo método da isócrona de rocha total revelou-se, assim, inexequível uma vez que a dispersão dos valores apresentados para a razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ ser muito reduzida, como consequência da pequena variedade litológica apresentada pelos tonalitos, o que implica erros muito elevados. Com efeito, pequenas oscilações das razões reflectem-se em diferenças significativas no cálculo das idades.

7.1.1.2 Maciço dos Hospitais: idades rocha total-minerais e mineral-mineral (método Rb-Sr)

Com o propósito de obter isócronas internas para o Maciço dos Hospitais procedeu-se, para duas amostras de tonalito (MM-25 e MM-31) já usadas na "isócrona" de rocha total, à separação das fases minerais (anexo F) plagioclase, biotite e anfíbola. As amostras em causa foram seleccionadas para datação tendo em conta a ausência de alteração, a localização dentro do MH (posição central e marginal respectivamente, vide mapa amostragem-anexo A) e o tipo de anfíbola presente (hbh e hbl±cmg-gr). Os concentrados minerais foram analisados por IDMS[2] para o sistema isotópico Rb-Sr cujos resultados se encontram representados na tab. 7.3. Obtiveram-se duas isócronas internas com quatro pontos (rocha total, plagiclase, anfíbola e biotite; fig. 7.2) que forneceram resultados de 327 ±19 Ma, para a amostra MM-31, e de 330 ±20 Ma, para a amostra MM-25, mas ambas com MSWD elevado, em particular no caso da amostra MM-25.

Tabela 7.3 – Dados isotópicos Rb-Sr para concentrados minerais (anfíbola, plagioclase e biotite), obtidos a partir das amostras MM-31 e MM-25 (vide tab. 7.2 para rocha total), do Maciço dos Hospitais. 1- horneblenda ± cumingtonite-grunerite, 2- horneblenda. 2s-2 sigma. Os dados isotópicos de rocha encontram-se na tab. 7.2.

	MM-31(tonalito)			MM-25 (tonalito)		
	Anfíbola[1]	Plagioclase	Biotite	Anfíbola[2]	Plagioclase	Biotite
Rb (ppm)	5,336	0,85	221,0	3,56	2,3	261
Sr (ppm)	17,2	251	4,9	65,9	223,7	5,6
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0,900	0,0115	138,6	0,1563	0,0295	143,8
erro (2s)	0,025	0,0003	3,9	0,0044	0,0008	4,1
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,710010	0,706212	1,354049	0,707564	0,707206	1,38370
erro (2s)	0,000030	0,000051	0,000091	0,000066	0,000069	0,00029

As idades obtidas poderiam ser interpretadas como o tempo decorrido desde o arrefecimento pós-cristalização abaixo da temperatura de fecho[3] (Dodson, 1973) da

[2] IDMS – Diluição isotópica e espectrometria de massa.

[3] A temperatura de fecho efectiva (T_f), é definida, segundo Dodson (1973), como a temperatura do sistema correspondente à idade do sistema. O valor da T_f dependerá da história do arrefecimento de um

plagioclase (500º; Jager et al., 1967 em Munhá e Tassinari, 1999- tab.7.4) e/ou da apatite (394ºC; Munhá e Tassinari, 1999 e bibliografia inclusa), porque apesar de, dos vários minerais presentes na rocha, ser a biotite o que possui a temperatura de fecho mais baixa (300ºC; Jager, 1979; tab. 7.4), o sistema fecha, efectivamente, quando não são possíveis trocas de Sr radiogénico com outro reservatório (mineral). Tratando-se de um sistema fechado, seria a fase com a T_f imediatamente superior à da biotite que marcaria, efectivamente, o fecho do sistema isotópico (Giletti, 1991; Long et al., 2006). Jenkin et al. (1995) admitem, porém, que a composição modal da rocha tem um efeito significativo na T_f dos minerais. Deste modo, considerando que, nos tonalitos estudados, a plagioclase é uma fase claramente dominante sobre a biotite (vide 4.1.1), aquela funcionará como reservatório infinito, relativamente ao Sr, mesmo a temperaturas inferiores a 500 ºC. Deste modo, o sistema fechará mais próximo da T_f da biotite, ou seja, ~300 ºC.

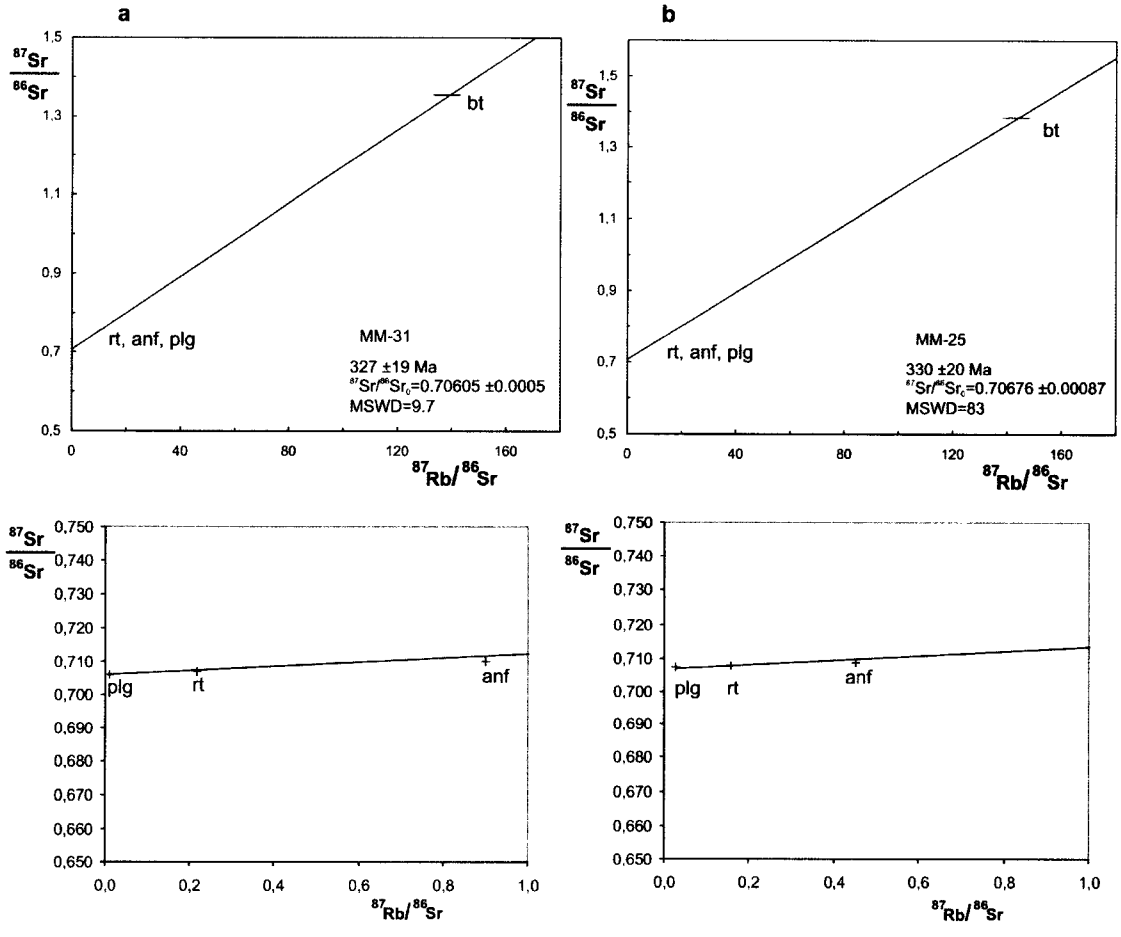


Figura 7.2 – Isócronas internas Rb-Sr para rocha total (rt), anfíbola (anf), plagioclase (plg) e biotite (bt): **a)** amostra MM-31, **b)** amostra MM-25.

determinado sistema (taxa de arrefecimento); quanto mais lento for o arrefecimento mais longo será o intervalo de tempo em que se dá a perda do isótopo radiogénico e consequentemente mais baixa será a idade aparente.

Para a amostra MM-31, considerando em separado as isócronas internas rocha total-biotite, rocha total-plagioclase e rocha total-anfíbola (tab. 7.5), verifica-se que os dois primeiros pares fornecem valores coerentes com a isócrona interna total (fig. 7.2-a) mas que a utilização da anfíbola tende a fornecer idades mais jovens mesmo dentro do erro considerado. Para a amostra MM-25 as idades obtidas com as isócronas internas parciais (tab. 7.5), quer com a plagioclase quer com a anfíbola, tendem a ser mais baixas enquanto que a isócrona rocha total-biotite apresenta um valor compatível com o da isócrona interna com 4 pontos (fig. 7.2-b). Estes resultados são aparentemente contraditórios, uma vez que as idades mais antigas são obtidas através do mineral com a temperatura de fecho mais baixa (tab. 7.4), ou seja a biotite.

De facto, num processo de arrefecimento de um corpo ígneo, sem perturbações térmicas ou mecânicas, os minerais com temperaturas de fecho mais elevadas (anfíbola e plagioclase) deveriam apresentar as idades mais antigas (Jenkin et al., 1995; Jenkin 1997; Munhá e Tassinari, 1999). Porém, considerando a grande proximidade dos pontos rocha total, plagioclase e anfíbola pequenas oscilações na razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ promovem, diferenças significativas no cálculo das idades. Ou seja, as idades calculadas com dois pontos afastados – com biotite – fornecem valores mais robustos. Em particular, as idades demasiado jovens obtidas com a anfíbola poderão, adicionalmente, traduzir uma perturbação no sistema Rb-Sr. Em síntese, parece ser correcto afirmar que a idade obtida em torno dos 327-330 Ma representa a cristalização e arrefecimento do tonalito do MH, em torno dos 300ºC.

Tabela 7.4 – Temperatura de fecho para as diferentes fases minerais, usadas neste trabalho, de acordo com os diferentes métodos radiométricos. 1- Jager et al. (1979); 2- Grove e Harrison (1996); 3- Harrison (1981); 4- Jager et al. (1967).

	Método radiométrico	Temperatura de fecho
Biotite	Rb-Sr	300 ºC [1]
	K-Ar	300 ºC [2]
Anfíbola	Rb-Sr	500 ºC [3]
	K-Ar	500 ºC [3]
	Ar-Ar	500 ºC [3]
Plagioclase	Rb-Sr	500 ºC [4]
Moscovite	Rb-Sr	500 ºC [4]

Tabela. 7.5 - Idades obtidas com diferentes isócronas internas (2 pontos) para as amostras MM-31 e MM-25 do tonalito do MH.

Isócrona interna	Idade MM-31	Idade MM-25
Rocha total – biotite	328 ±9.1Ma	331 ±9.2 Ma
Rocha total – plagioclase	325 ±22 Ma	226 ±14 Ma
Rocha total – anfíbola	290 ±12 Ma	238 ±20 Ma
Plagioclase-biotite	328±9.1Ma	331 ±9.1Ma
Plagioclase-anfíbola	300 ±9.1Ma	198 ±45 Ma

7.1.1.3 Maciço dos Hospitais: idades de minerais (métodos Ar-Ar e K-Ar)

A partir de duas amostras de tonalito do MH (MM-25 e MM-31), obtiveram-se 2 concentrados de anfíbola e 2 concentrados de biotite que foram sujeitos aos métodos de datação isotópica referidos na tabela 7.5. Dos métodos usados destaca-se o Ar-Ar em anfíbola que, de acordo com a figura 7.3, mostra um patamar constante aos ~323 Ma. A temperatura de fecho mais elevada da anfíbola (~500 ºC, Harrison, 1981; tab. 7.4) associada à robustez atribuída a este método sugere que esta idade deve reflectir a idade de arrefecimento e cristalização abaixo da referida temperatura de fecho. Os resultados obtidos pelo método K-Ar, na amostra MM-31, quer para a anfíbola quer para a biotite (317 e 321 Ma, respectivamente) parecem corroborar o valor referido anteriormente. Tendo em conta que o método K-Ar não permite separar os efeitos de perturbações tardias da idade do evento principal, ao contrário do que se pode observar na aplicação das datações Ar-Ar, considerar-se-á que a idade Ar-Ar será a que está mais próxima de representar a cristalização magmática neste conjunto de resultados.

Tabela 7.6 – Resultados de geocronologia absoluta obtidos para o tonalito do Maciço dos Hospitais. 1 horneblenda, 2- horneblenda ±cumingtonite-grunerite

	Método radiométrico	Mineral	Idade
MM-25 (tonalito)	K-Ar	Biotite	307.4 ±7.9 Ma
	Ar-Ar	Anfíbola[1]	323.5 ±5.2 Ma
MM-31 (tonalito)	K-Ar	Biotite	321.2 ±8.4 Ma
	K-Ar	Anfíbola[2]	317.1 ±8.3 Ma

A idade mais jovem (~307 Ma) obtida em biotite da amostra MM-25 pelo método K-Ar parece reflectir uma evolução térmica diferente do registado nos restantes casos. A obtenção de idades mais jovens "discordantes" pode dever-se a perda de Ar

radiogénico por manutenção de condições isotérmicas prolongadas (Dahl, 1996; Dunlap, 2000), intervenção de fluidos (Baldwin et al., 1990; Miller et al., 1991) ou deformação e recristalização (Sharp et al., 1988; Worden et al., 1990).

Tendo em consideração as várias hipótese acima referidas, não é de excluir a hipótese do valor de 307 Ma obtido na biotite corresponder a um valor anómalo e sem significado geocronológico no contexto do Maciço de Évora, como resultado de perda de Ar radiogénico por parte do mineral analisado. De facto, tendo em conta por um lado a forte tendência das idades obtidas para o MH situarem-se próximo dos 323 Ma e ainda o valor de 331Ma obtido por isócrona interna Rb-Sr (RT-biotite) na mesma amostra, esta parece ser a hipótese mais simples.

A ter significado geológico, a existência de uma idade mais jovem na biotite poderia ser interpretada, à luz de uma eventual reactivação do cisalhamento ao longo da qual se havia dado a instalação do MH (vide 3.1 e 3.3). Porém, as evidências petrográficas da amostra MM-25 não apoiam esta hipótese, visto não se observar qualquer testemunho de recristalização e/ou deformação na biotite ou nas restantes fases que com ela permanecem em equilíbrio.

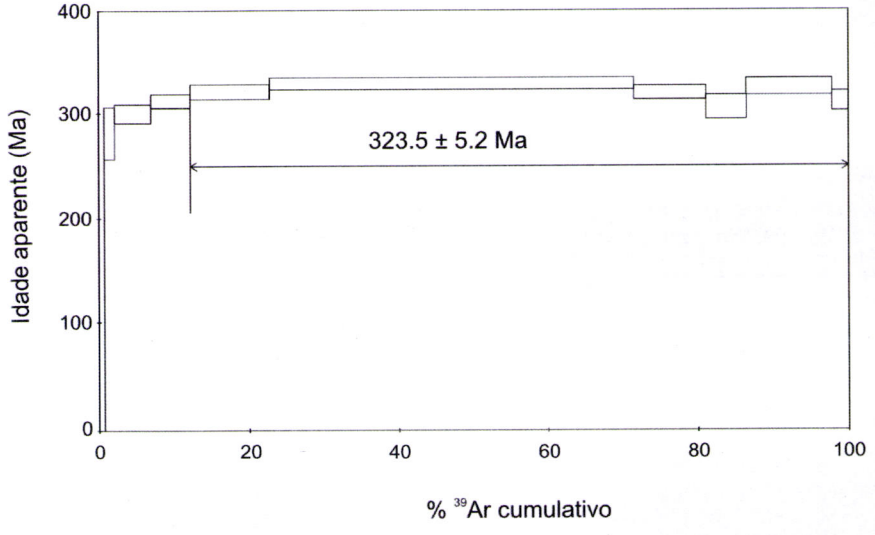


Figura 7.3 – Espectro de idades Ar-Ar em anfíbola horneblendica (amostra MM-25). O patamar obtido indica uma idade de 323.5 ±5.2 Ma e é caracterizado por 88% de ^{39}Ar liberto.

Finalmente, as idades de ~305 Ma (Mendes,1967; 1968) para um quartzodiorito de Évora, 306 Ma (Moita et al., 2005) para o granito de Sesmarias e 306 Ma (Antunes, 2006) para o tonalito de Figueira de Barros[4] (tab. 7.1) coincidem com o valor mais

[4] Apesar deste maciço estar localizado no NE Alentejano encontra-se relativamente próximo do ME.

jovem obtido na biotite no MH. Este valor poderia, assim, ser interpretado como o testemunho da abertura do sistema isotópico K-Ar na biotite aquando da intrusão dos referidos granitóides (Moita et al., 2005). A abertura do sistema ocorreria acima dos 300 °C (temperatura de fecho da biotite) mas necessariamente abaixo dos 500 °C não produzindo qualquer efeito na anfíbola. Mais, se for considerada a hipótese de um *resetting*, este evento térmico assume uma expressão local que não atinge a globalidade do maciço. O facto da amostra MM-25 aflorar no bordo do maciço é concordante com a maior facilidade de abertura do sistema, em comparação com a amostra MM-31, que se encontra numa zona mais interna do MH. A dificuldade desta explicação advém da dificuldade de nas proximidades do MH não ocorrerem (ou porque não existem, ou porque foram erodidas) intrusões mais jovens.

7.1.1.4 Leucogranito de duas micas (Alto de São Bento): idades rocha total-minerais e mineral-mineral (método Rb-Sr)

Para avaliar a contemporaneidade dos granitóides do ASB com as intrusões tonalíticas (MH) que ocorrem ao longo do TAME, procedeu-se à datação, por isócrona interna, do leucogranito de duas micas. Obtiveram-se concentrados de 3 fases minerais, feldspato, moscovite e biotite, aos quais se juntou a análise de rocha total (ASB-8), encontrando-se os dados representados na tab. 7.7. Apesar do MSWD associado ser elevado, a idade obtida de 322 ±16 Ma (fig. 7.4) está de acordo com os valores obtidos anteriormente, por isócrona interna, para a idade do tonalito do MH.

Tabela 7.7 – Dados isotópicos Rb-Sr para concentrados minerais (moscovite, biotite, feldspato) e rocha total (RT) da amostra ASB-8 (leucogranito de duas micas do ASB). Nota: 2s- 2 sigma.

	RT	Moscovite	Biotite	Feldspato
Rb (ppm)	307	985	2149	239
Sr (ppm)	10	3	5	10
$^{87}Rb/^{86}Sr$	92,71	1764	2944	68,68
Erro (2s)	2,62	50	83	1,94
$^{87}Sr/^{86}Sr$	1,145137	8,644048	14,341819	0,997254
Erro (2s)	0,000070	0,00034	0,00063	0,000052

A análise individual das linhas para os pares indicados na tabela 7.8 revela os aspectos realçados no ponto 7.1.1.2, ou seja, que as idades calculadas com moscovite e biotite (projectando-se muito longe dos pontos que representam a rocha total ou o feldspato) deverão ter significado geocronológico ao invés da "idade" incongruente e afectada de um erro maior, do par rocha-total e feldspato (definida por dois pontos muito próximos). Assim, uma idade em torno dos ~320 Ma poderá representar a

cristalização e arrefecimento do leucogranito de duas micas do ASB, indicando uma contemporaneidade (ou, pelo menos, uma grande proximidade temporal) para os granitóides estudados (em particular o MH) no TAME.

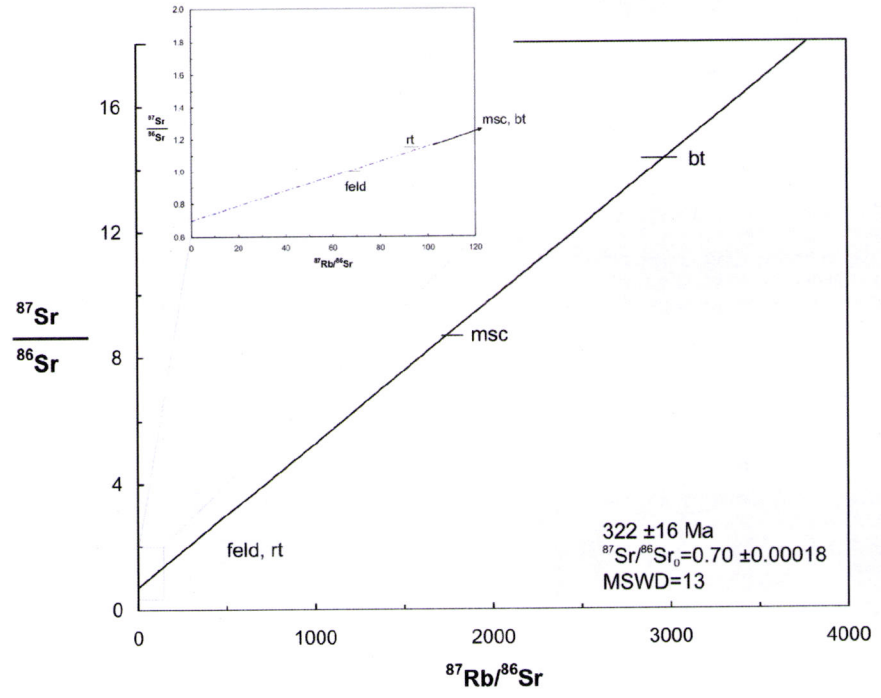


Figura 7.4 – Isócrona interna Rb-Sr para o leucogranito de duas micas da pedreira do Alto de São Bento. Isócrona com quatro pontos: rocha total (rt), feldspato (feld: plagioclase ± feldspato potássico), moscovite (msc) e biotite (bt).

Tabela 7.8 – Idades obtidas com diferentes isócronas internas Rb-Sr (2 pontos) para o leucogranito de duas micas da pedreira do Alto de São Bento.

Isócrona interna	Idade	$^{87}Sr/^{86}Sr_0$
Rocha total – biotite	325 ±9.3 Ma	0.716 ±0.015
Rocha total – moscovite	315 ±9.2 Ma	0.729 ±0.015
Rocha total – feldspato	432 ±57 Ma	0.688 ±0.064
Feldspato-moscovite	317 ±9.1 Ma	0.688 ±0.013
Feldspato-biotite	326 ±9.5 Ma	0.6785 ±0.0090

7.2 Geoquímica isotópica Rb-Sr e Sm-Nd

No sentido de identificar e caracterizar a(s) fonte(s) para os vários litótipos estudados, assim como para avaliar as diferentes hipóteses levantadas anteriormente, foram obtidos dados isotópicos para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd. Estes dados resultam de

análises efectuadas no Laboratório de Geologia isotópica da Universidade de Aveiro, Portugal (vide anexo E) e no *Activation Laboratories*, Canadá (vide anexo E).

7.2.1 Rochas intrusivas

7.2.1.1 Maciço dos Hospitais e ocorrências de rochas máficas

Os resultados obtidos para os litótipos do Maciço dos Hospitais e para as ocorrências de rochas máficas encontram-se representados na tabela 7.2 e projectados na fig. 7.5. Das amostras analisadas, fazem parte um par tonalito-encrave (MM-17-T e MM-17-E) e um trio tonalito-encrave-halo (MM-47-T, MM-47-E e MM-47-H). As razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ e os valores de εNd e εSr foram calculados para 323 Ma, ou seja, a idade assumida para a cristalização do MH, de acordo com o ponto anterior. Para determinação dos valores *Bulk Earth* (fig. 7.5-a) usou-se o modelo de Taylor e McLennan (1985) que fornece um valor de 0.70431 calculado igualmente para 323 Ma.

Os gabros apresentam valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ elevados quando comparados com o manto empobrecido e semelhantes entre si (0.70545 e 0.70556), enquanto que os litótipos do MH apresentam, para a mesma razão, valores ligeiramente mais elevados num intervalo também bastante restrito e limitado por rochas tonalíticas com valores entre 0.70619 e 0.70652 (εSr_{323}: 29.36-3.96). O halo e os encraves granulares máficos projectam-se dentro do grupo definido pelos tonalitos. Os valores de εNd_{323} são próximos para todo o conjunto das amostras referidas mostrando uma sobreposição parcial entre os gabros e os tonalitos: os gabros tendem a exibir valores mais elevados entre -1.71 e -2.10, enquanto os tonalitos apresentam valores entre -1.99 e -3.16. O halo projecta-se entre os valores dos tonalitos, enquanto que os encraves apresentam valores que se sobrepõem quer aos gabros quer aos tonalitos (εNd_{323}: -2.46 e -1.91).

Relativamente às amostras espacialmente associadas (trios e pares do MH) verifica-se que, apesar de não existirem diferenças significativas (fig. 7.5-a), os encraves tendem a apresentar os valores mais elevados para o εNd_{323}, comparativamente ao tonalito hospedeiro, apresentando o halo um valor mais baixo do que o tonalito. Em termos das razões isotópicas de Sr as diferenças observadas não são, uma vez mais, significativas e não parece existir uma variação sistemática. Este tipo de relação entre os isótopos de Sr e Nd, em que os encraves são sempre menos negativos εNd_i que o

seu hospedeiro respectivo, mas não necessariamente inferior a outros tonalitos do mesmo corpo intrusivo, encontra-se também descrita por Dodge e Kistler (1990) para encraves em granitos da Sierra Nevada.

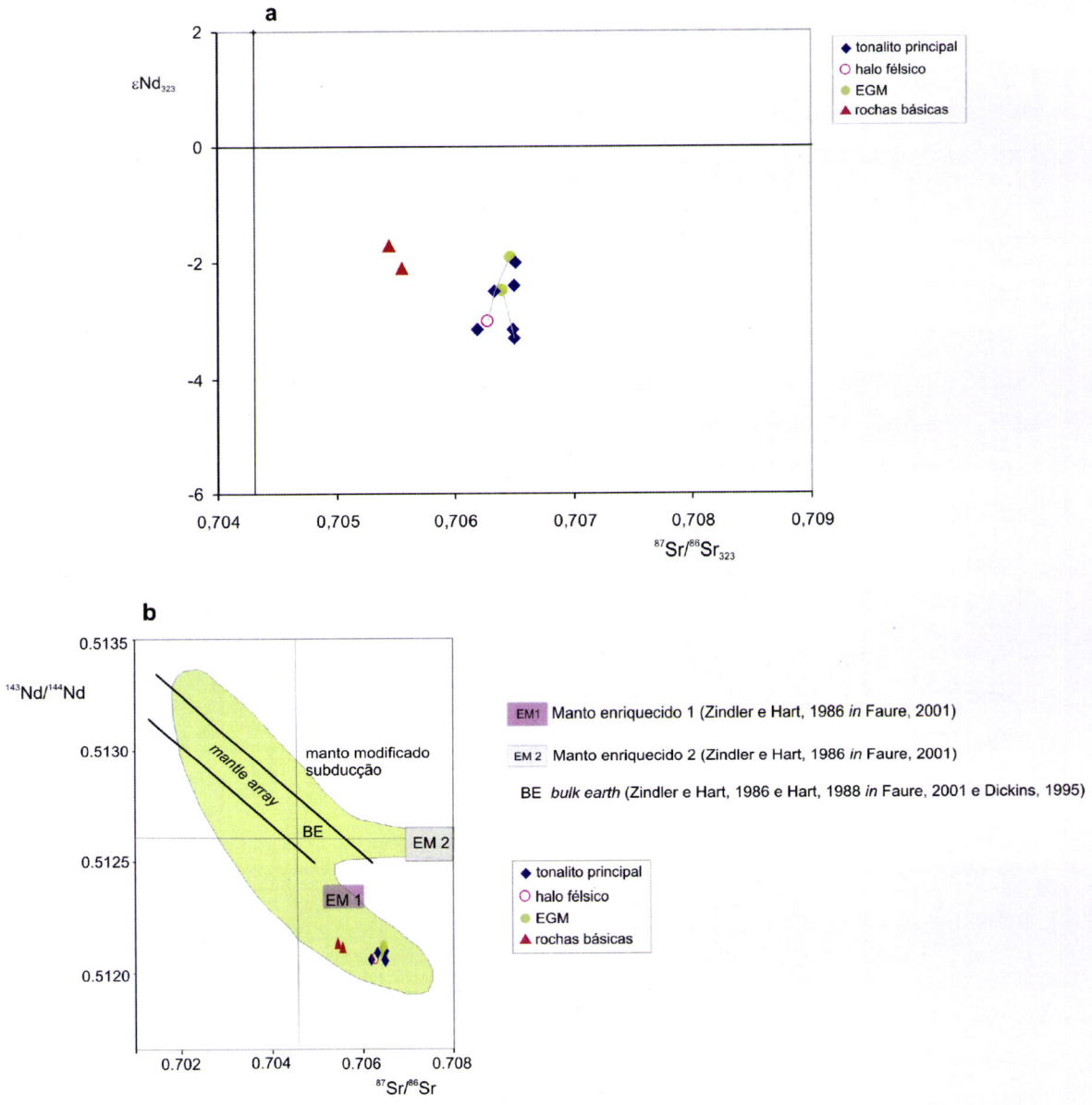


Figura 7.5 – **a)** Projecção dos litótipos do MH e ocorrências de rochas máficas no diagrama εNd_{323} vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ para 323 Ma. As linhas unem as amostras que constituem o trio MM-47 (tonalito-halo-encrave) e o par MM-17 (tonalito-encrave); **b)** Diagrama $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ Comparação entre os reservatórios mantélicos enriquecidos (EM1 e EM2) de Zindler e Hart (1986 *in* Faure, 2001) a partir de rochas basálticas jovens, os litótipos do MH e ocorrências de rochas máficas. *Mantle array* segundo DePaolo e Wasserburg, (1979). O manto modificado por subducção é obtido com base no estudo de xenólitos litosféricos subcontinentais de Menzies (1983, em Wilson, 1989).

Comparando os valores obtidos para os gabros e litótipos do MH verifica-se, de acordo com a figura 7.5-b, que a totalidade das amostras é projectada no campo definido como "manto modificado por subducção" por Wilson (1989) a partir de Menzies (1983).

Em particular, os gabros projectam-se abaixo do campo EM 1, ou seja, um manto enriquecido pela subducção de sedimentos pelágicos oceânicos (Weaver, 1991), ou pela delaminação da litosfera sub-continental (Woohead et al., 1993). Quer os gabros quer os litótipos do MH projectam-se abaixo do campo definido como "*mantle array*" (DePaolo e Wasserburg, 1979). Valores deste tipo estão descritos na bibliografia para basaltos de arco continental (Deruelle et al., 1983; Hawkesworth et al., 1979) e são interpretados como o resultado da assimilação de magmas da cunha mantélica por crosta continental.

Tendo em conta os vários reservatórios geoquímicos associados a um contexto geodinâmico do tipo orogénico/margem continental activa é natural a existência de um manto modificado (enriquecido) pela participação dos componentes resultantes da fusão e/ou desidratação da placa subductada. Mais ainda, a participação de magmas mantélicos estaria de acordo com o crescimento da crosta continental, ao longo do tempo, em zonas de arco continental. Em particular, a assinatura isotópica obtida para os gabros afasta a hipótese de uma origem a partir de um manto empobrecido, sugerindo um reservatório ligeiramente enriquecido o que está de acordo com o ambiente geotectónico de supra-subducção já sugerido. Assim, os gabros estudados são interpretados como resultantes de uma fonte mantélica quimicamente modificada como também invocado para outras rochas básicas hercínicas (e.g. Dias e Leterrier, 1994; Moreno-Ventas, 1995). De facto, existem evidências deste tipo de enriquecimento em xenólitos peridotíticos de proveniência mantélica em vários domínios do orógeno hercínico (e.g. Downes e Duthou, 1988) e, deste modo, a composição das rochas básicas pode reflectir porções de magmas geradas no manto sublitosférico.

Por outro lado, a projecção dos gabros no quadrante IV do diagrama εNd_i *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, abaixo do *mantle array* pode sugerir que aqueles tivessem um componente crustal (Moreno-Ventas et al., 1995). Ou seja, após o desenvolvimento de um magma primário, poderiam ocorrer processos na crosta que conduzissem à modificação das razões isotópicas iniciais. Também, segundo Faure (2001) e bibliografia inclusa, a projecção de rochas vulcânicas jovens sobre, ou para além, do campo EM1 (fig. 7.6-b) não é justificada apenas por alteração metassomática da cunha mantélica, implicando a participação de rochas da crosta continental. Assim, para os gabros do TAME parece provável a interacção de magmas mantélicos com rochas infracrustais félsicas, com longo período de residência na crosta inferior (baixos εNd_i e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$). No entanto, esta contaminação não deverá ter sido extensa uma vez a natureza pouco

evoluída dos gabros, em particular os do ASB, não parece compatível com uma forte contaminação. Um processo de contaminação ou assimilação crustal extenso tenderia a mudar a sua composição elementar (Dias e Leterrier, 1994).

Relativamente à origem dos tonalitos do MH, uma hipótese já referida, é a de eles resultarem da fusão de uma fonte crustal meta-ígnea. Neste caso teria de ser uma fonte enriquecida em Nd e empobrecida em isótopo radiogénico de Sr, ou seja, material meta-ígneo de crosta inferior (e.g. Downes e Duthou, 1988; Villaseca et al., 1999). Porém, considerando a natureza pouco evoluída dos tonalitos a fonte não se coaduna com uma natureza félsica. Por outro lado, e apesar da sua composição básica, os valores positivos de εNd_i obtidos para os anfibolitos do Maciço de Évora (Pereira et al., 2006e) também, dificilmente fazem destes uma fonte crustal para os tonalitos (fig. 7.6).

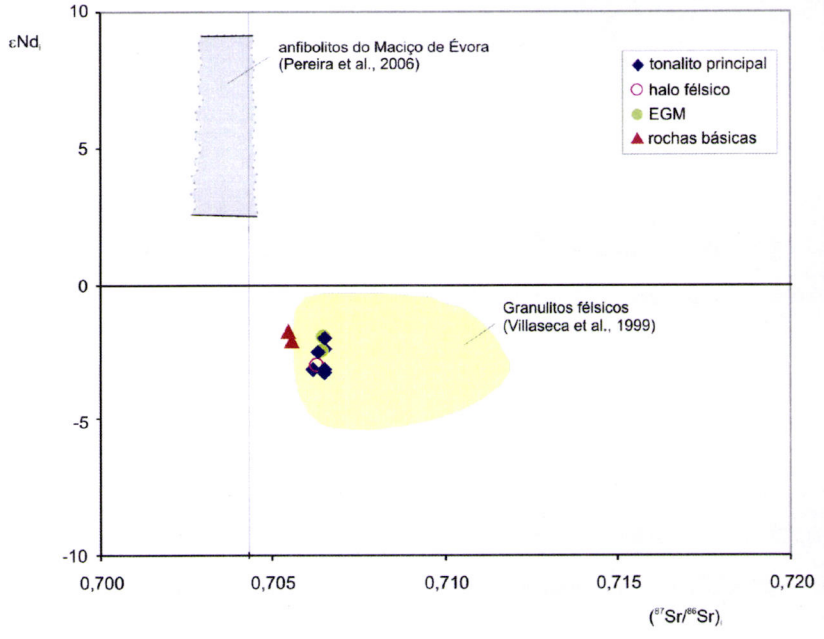


Figura 7.6 – Diagrama εNd_i *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ exibindo os campos dos anfibolitos do maciço de Évora (dados de Pereira et al., 2006 referentes apenas a Nd) e dos granulitos félsicos da Zona Centro Ibérica (Villaseca et al., 1999), ambos recalculados para 323 Ma.

Como tem vindo a ser discutido nos capítulos anteriores, se os tonalitos do MH resultassem dos gabros por cristalização fraccionada, seria de esperar que tivessem as mesmas composições isotópicas de Sr e Nd, uma vez que este mecanismo não altera as composições isotópicas inicias. De facto, em termos de isótopos de Nd, parece ser possível identificar os gabros como magmas parentais dos tonalitos do MH, pois os valores apresentados para os gabros são semelhantes aos obtidos para os vários litótipos do MH.

Uma remobilização tardia de Sr, e consequentemente afectando a razão de Sr, associada aos gabros poderia justificar as diferenças encontradas para a razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre os gabros e os tonalitos. Esta hipótese está de acordo com o facto das rochas básicas apresentarem evidências de alteração ao contrário do que acontece com os litótipos do MH[5]. Tendo havido um processo de alteração poder-se-ia esperar que tal devesse resultar numa divergência nos valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ nos gabros. Porém, segundo Foland et al. (2000), diferentes amostras de rochas básicas, que tenham estado sujeitas ao mesmo processo de lixiviação, tendem a mostrar razões de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ semelhantes entre si e inferiores aos valores originais. Segundo aqueles autores, verificam-se diminuições máximas de 0.002 (de 0.7055 para 0.7035) na razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ sem implicação no comportamento do Nd radiogénico o qual tende a permanecer imóvel. Assim, a assinatura isotópica primária dos gabros poderia ser semelhante à encontrada para os tonalitos, estabelecendo deste modo uma filiação dos últimos relativamente às rochas básicas.

Considerando, em alternativa, que a diferença na razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ entre os gabros e os tonalitos tem origem primária, é possível sugerir que (1) os tonalitos resultam da fraccionação de um magma básico, mais enriquecido em Sr radiogénico, implicando uma fonte mantélica heterogénea[6] ou (2) os tonalitos correspondem a um magma híbrido entre um magma básico e um fundido crustal. Como realçado por Falkner et al. (1995), o problema da distinção, entre a existência de contaminação crustal ou fontes mantélicas enriquecidas, como causa de magmas enriquecidos é de difícil resolução tendo sido amplamente debatido para ambientes geotectónicos semelhantes ao aqui invocado (e.g. Dias e Leterrier, 1994; Feuerbach et al., 1993; Miller e Wooden, 1994; Moreno-Ventas, 1995; Falkner et al., 1995). Porém, para os granitóides que se projectam no quarto quadrante, mesmo que próximo dos valores do *Bulk Earth* (como os tonalitos do MH) é frequentemente invocada uma origem crustal ou mantélica com forte contributo crustal (e.g. Pin et al., 1990; Holden et al., 1987). De facto, apesar de não existirem evidências de campo e/ou petrográficas para a participação de um componente crustal na génese dos tonalitos do MH é possível admitir uma contaminação com materiais crustais. Uma homogeneização intensa poderia camuflar eventuais testemunhos de um contributo crustal mais radiogénico.

[5] Uma amostra de tonalito do Maciço dos Hospitais (MM-23), rejeitada após análise isotópica por ter sido detectada calcite secundária, exibe uma assinatura isotópica que se sobrepõe aos gabros [$^{87}(Sr/^{86}Sr)_{323}$ =0.70535 e εNd_{323} =-1.88].

[6] Bryce e DePaolo (2004) defendem a existência de grandes heterogeneidades isotópicas no manto para pequenas distâncias, como consequência da não homogeneização por convecção.

Em síntese, considerando as evidências isotópicas e geoquímica elementar tratadas no capítulo VI (pontos 6.1.1 e 6.3.1), o que parece mais provável é uma relação genética muito forte dos gabros com os tonalitos, por cristalização fraccionada, estando provavelmente mascarada por perturbação no Sr ou dos tonalitos resultarem de uma conjugação, de diferenciação por cristalização fraccionada, com uma interacção (hibridização) com materiais crustais.

7.2.1.1.1 Tonalitos, encraves e halos félsicos: equilíbrio ou magmas cognatos?

Os dados isotópicos apresentados para os litótipos do MH, indicam que as diferenças isotópicas entre os encraves e os hospedeiros não são significativas para o Sr e são inferiores a uma unidade para o εNd. Segundo Pin et al. (1990), é possível invocar vários modelos para explicar esta semelhança para a assinatura isotópica dos encraves granulares e hospedeiro: (1) existência de homogeneização isotópica praticamente completa entre os encraves e o magma hospedeiro provenientes de magmas parentais distintos, (2) encraves e granitóides gerados a partir da mesma fonte crustal (de acordo com os autores de composição máfica/intermédia); neste caso os encraves representariam magmas derivados de protólitos ou magmas parentais menos evoluídos ou concentrações de minerais associados a uma cristalização precoce, (3) mistura entre um magma basáltico proveniente de um manto empobrecido e um volume significativamente maior de magma crustal na crosta inferior, (4) mistura de um magma derivado de uma fonte mantélica enriquecida.

Por outro lado, a natureza cogenética de encraves granulares máficos e granitóides hospedeiros, é baseada nos seguintes argumentos (Dodge e Kistler, 1990): (1) os minerais máficos dos encraves têm uma composição idêntica à das rochas hospedeiras; (2) as variações dos elementos maiores e vestigiais apresentam diferenças sistemáticas entre os encraves e os granitóides; (3) os encraves projectam-se ao longo das isócronas definidas pelos granitóides não mostrando, além disso, variações significativas nos valores εSr e εNd.

Para o maciço tonalítico dos Hospitais tem vindo a ser sugerida (de acordo com os pontos (1) e (2) de Dodge e Kistler, *op.cit.*; vide 4.3; 5.3.1 e 6.3.1.3) uma associação genética entre os encraves granulares máficos e o tonalito hospedeiro, que é agora reforçada pela forte semelhança isotópica entre eles. Deste modo, os encraves granulares máficos deverão ser cognatos do tonalito. A associação entre os tonalitos e

os EGM parece, assim, resultar de uma mistura, de fracções magmáticas cogenéticas (afim da hipótese 2 de Pin et al. *op.cit* [7]) à semelhança do defendido por Pin et al. (1990) para o Maciço Central Francês, por Dodge e Kistler (1990) para encraves em granitos da Sierra Nevada ou por Donaire et al. (2005) para o maciço de Los Pedroches (Espanha). De facto, atendendo aos dados disponíveis, os encraves não parecem testemunhar um componente mantélico primitivo, mas antes porções de níveis de acumulação precoce de minerais máficos, submetidos a processos de fragmentação e dispersão no seio do magma tonalítico.

O facto de serem os encraves a apresentar valores de εNd_i mais elevados, comparando com o respectivo hospedeiro, pode não ser casual, tendo situações semelhantes sido referidas por Dodge e Kistler (1990). Estes autores atribuem o facto à separação dos encraves a partir de um magma heterogéneo durante os estádios iniciais de uma mistura incompleta de magmas. Este mecanismo não justificaria, contudo, o carácter empobrecido do halo comparativamente ao tonalito ou o facto, do enriquecimento dos encraves em Nd radiogénico relativamente ao tonalito hospedeiro e deste em relação ao halo ser concordante com a quantidade de anfíbola nas referidas fácies (vide 4.1.1.1, 4.1.1.2).

No caso do MH, como já foi referido anteriormente, é plausível que o magma tonalítico não tenha derivado de líquidos gabróicos simplesmente por cristalização fraccionada, devendo ter ocorrido algum grau de mistura com material de origem crustal (vide 6.3.1.2 e 7.2.1.1). Aquando dessa mistura, é provável que tivessem subsistido cristais de minerais ferromagnesianos (provavelmente piroxenas) precipitadas a partir do magma básico e retendo uma assinatura isotópica relativamente rica em Nd radiogénico. Subsequentemente, as anfíbolas agora encontradas nas rochas do MH ter-se-ão gerado por reacção entre os minerais máficos precoces, com razões $^{143}Nd/^{144}Nd$ superiores às do magma hibridizado, e este líquido. Caso, nesta sequência de eventos, não tenha ocorrido uma total homogeneização isotópica, é de esperar que as anfíbolas retivessem uma memória isotópica do magma básico, enquanto a plagioclase se aproximaria mais do componente crustal. Deste modo, as diferenças $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ entre tonalito hospedeiro, encrave máfico e halo leucocrata poderão ser o resultado das diferentes concentrações de anfíbola com herança de assinatura "mantélica" nesses três tipos de composição. Esta conclusão está, aliás, de acordo com a hipótese já colocada aquando da discussão sobre geoquímica elementar (vide

[7] Apesar do princípio considerado ser o mesmo, Pin et al. (1990) propõem uma fonte crustal para os granitóides e encraves, ao contrário do que é defendido no presente trabalho.

6.3.1.3) de os encraves e os tonalitos serem cogenéticos e aqueles representarem os primeiros processos de acumulação.

7.2.1.2 Granitóides do Alto de São Bento

Para a caracterização da geoquímica isotópica relativa aos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd dos granitóides do ASB, foi analisada uma amostra de cada tipo litológico: leucogranito de duas micas, granodiorito, granito porfiróide[8], encrave granular máfico e encrave bandado, sendo que a amostra do leucogranito de duas micas foi usada anteriormente para obtenção de isócrona interna (7.1.1.4). Os valores obtidos para os litótipos estudados do ASB, representados na tab. 7.2 e projectados na figura 7.7 para uma idade de 323 Ma, mostram comparativamente aos litótipos do MH, uma maior heterogeneidade do ponto de vista isotópico, indicando a existência de fontes distintas para os granitóides do ASB.

O encrave granular máfico do ASB denuncia uma natureza mais primitiva, projectando-se próximo dos valores das rochas básicas, sugerindo uma fonte semelhante a este litótipo, ou seja, de manto enriquecido, com um eventual contributo crustal, como discutido no ponto anterior (7.2.1.1). Por outro lado, a concentração mais elevada em Sr radiogénico e baixo εNd_i no leucogranito de duas micas é compatível com valores de crosta continental superior, pelo que, é eliminada a hipótese do leucogranito de duas micas resultar de cristalização fraccionada a partir de magmas correspondentes aos restantes granitóides. Num mecanismo de fusão em equilíbrio (provável quando envolvidas grandes quantidades de magma), as razões isotópicas do fundido são iguais às da fonte (e.g. Clarke, 1992). Deste modo, a grande diferença observada nos valores de εNd_{323} e $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$, entre os encraves bandados e os leucogranitos de duas micas, parece afastar a hipótese, discutida em capítulos anteriores (e.g. 6.3.2.1), dos primeiros constituírem o protólito (fonte) dos segundos.

A forte heterogeneidade observada, associada à curva definida pela projecção do encrave bandado e do granodiorito, impede que se considere um simples mecanismo de cristalização fraccionada para justificar a variabilidade isotópica dos granitóides do ASB. Sugere, antes, a hipótese de intervenção de processos de mistura entre dois extremos: um pólo máfico materializado, no conjunto das litologias amostradas, pelo encrave granular máfico e um pólo félsico representado pelo leucogranito de duas

[8] Os dados isotópicos da amostra GPAS-1 foram considerados anómalos e portanto não são apresentados, nem considerados na discussão.

micas. Como discutido nos capítulos anteriores, é de facto provável a existência de um mecanismo de mistura na evolução dos granitóides do ASB. Porém, da análise macro e oligoelementar, e como referido nos pontos 6.3.2 e 6.3.3, os extremos dessa mistura dificilmente correspondem aos litótipos acima referidos. A hipótese de mistura voltará a ser abordada no ponto 8.2.2.

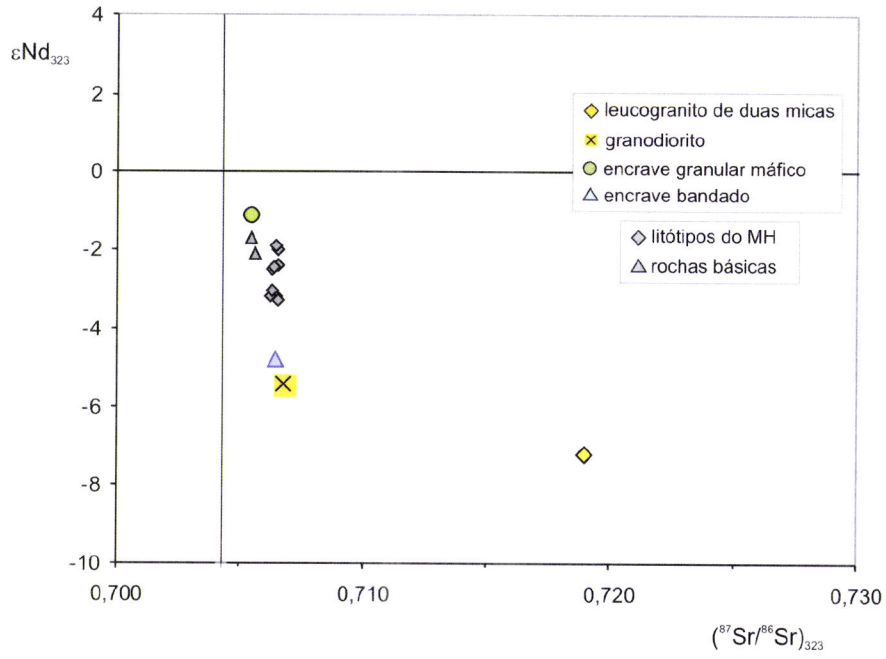


Figura 7.7 – Projecção dos litótipos do Alto de São Bento no diagrama εNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ para 323 Ma. Para efeitos de comparação encontram-se igualmente representados os dados da ocorrência de rochas máficas da Fonte do Cortiço e dos litótipos do ASB.

7.2.2 Complexo Gnaisso-Migmatítico

7.2.2.1 Migmatitos e granitóides associados (Almansor)

Para a caracterização do ponto de vista isotópico dos diferentes litótipos presentes em Almansor, tendo em vista o esclarecimento relativo à identificação de fontes e processos magmáticos envolvidos, foram usadas amostras de diatexitos, granitóides isótropos, leucogranitóides, de um encrave ígneo andesítico, um encrave anfibolito-biotítico e do *resister*/melanossoma. Os dados estão representados na tab. 7.9 e projectados no diagrama εNd *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr$ (fig. 7.8) para uma idade de 323 Ma tido como uma idade aproximada para a cristalização dos granitóides e migmatização.

Tabela 7.9 – Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd para os litótipos do Complexo-gnaisso migmatítico (Almansor e Valverde) 2s=2 sigma; Dtx-diatexito, Gl-granitóide isótropo, LG-leucogranitóide, Eand-Encrave andesítico, *Rst*/Mls-*resister*/Melanossoma, Eanf-bt-encrave anfibolito-biotítico, ortgss-ortognaisse, gss-gnaisse. Razões inicias calculadas para 323 Ma.

amostra	clss.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	erro (2s)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	erro (2s)	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	εSr_i	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	erro (2s)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	erro (2s)	$^{143}Nd/^{144}Nd_i$	εNd_i
Almansor																	
AMS-4	Dtx	156	131	3,452	0,098	0,728440	(39)	0,712569	120	8	37	0,125	0,004	0,512029	(14)	0,511765	-8,92
AMS-18	Dtx	87	132	1,909	0,054	0,720399	(37)	0,711621	106	6	32	0,113	0,003	0,511984	(12)	0,511745	-9,32
AMS-2	Gl	69	169	1,182	0,033	0,712754	(36)	0,707321	45	1	4	0,153	0,153	0,512344	(14)	0,512021	-3,93
AMS-15	Gl	97	151	1,860	0,053	0,715735	(29)	0,707184	43	3	9	0,202	0,006	0,512366	(11)	0,511940	-5,51
AMS-1	LG	6	147	0,118	0,003	0,708328	(35)	0,707785	52	1	3	0,115	0,003	0,512272	(11)	0,512028	-3,79
AMS-17	LG	7	175	0,116	0,003	0,712318	(37)	0,711786	109	4	15	0,161	0,005	0,512251	(2)	0,511910	-6,09
AMS-10	Eand	159	185	2,489	0,07	0,718351	(32)	0,706907	40	5	20	0,151	0,004	0,512369	(12)	0,512050	-3,36
AMS-12	*Rst*/Mls	185	144	3,72	0,11	0,729139	(36)	0,712016	112	7	27	0,157	0,004	0,512343	(09)	0,512011	-4,12
AMS-14	Eanf-bt	263	42	18,26	0,52	0,788266	(41)	0,704321	3	5	19	0,159	0,005	0,512699	(15)	0,512362	2,74
Valverde																	
VLV-3	ortgss	78	20	11,36	0,32	0,779239	(42)	0,727003	325	7	31	0,137	0,004	0,512323	(13)	0,512034	-3,67
VLV-6	"fundido"	6	109	0,159	0,005	0,710031	(33)	0,709298	73	5	23	0,132	0,004	0,512340	(12)	0,512061	-3,13
VLV-7	"gss"	5	89	0,163	0,005	0,709884	(35)	0,709137	71	6	24	0,151	0,004	0,512358	(18)	0,512038	-3,58
VLV-8	"fundido"	10	62	0,467	0,013	0,711198	(44)	0,709052	70	8	29	0,167	0,005	0,512376	(17)	0,512023	-3,89
VLV-9	"gss"	8	86	0,269	0,008	0,710294	(38)	0,709057	70	7	26	0,163	0,008	0,512375	(12)	0,512030	-3,74

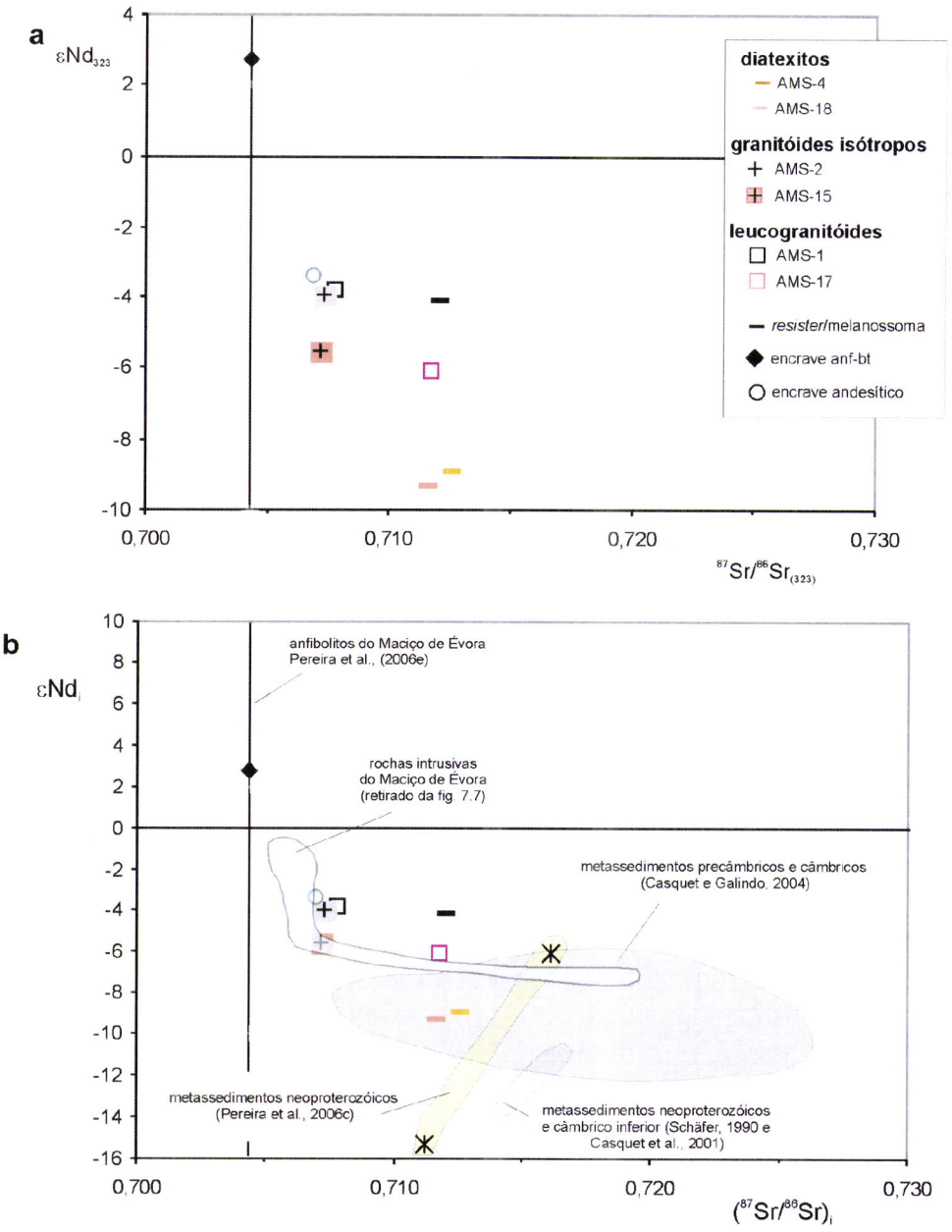


Figura 7.8 – **a)** Projecção dos litótipos de Almansor (Complexo gnaisso-migmatítico) no diagrama εNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ para uma idade de 323 Ma; **b)** idem e para efeitos de comparação encontram-se igualmente representados os dados relativos às rochas intrusivas (MH, ASB e ocorrência de rochas máficas) do ME apresentadas nos pontos anteriores (a partir da fig.7.7) e rochas metassedimentares de idades neoproterozóico e câmbrico inferior da ZOM e anfibolitos do ME. Os dados estão corrigidos para uma idade de 323 Ma, com excepção da mancha de Casquet e Galindo (2004) desenhada para uma idade de 338 Ma.

Do ponto de vista isotópico, os diatexitos e os granitóides isótropos (GI) definem dois grupos distintos, quer para valores de εNd_i quer para valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, enquanto que as duas amostras de leucogranitóide se afastam entre si: uma amostra (AMS-1) exibe valores semelhantes ao grupo dos GI enquanto que a outra amostra (AMS-17) se aproxima dos diatexitos, mas apenas para valores de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$. A estrutura que tem vindo a ser interpretada como *resister*/melanossoma apresenta valores na razão

inicial de Sr semelhante aos diatexitos mas valores comparativemente elevados em Nd radiogénico. O encrave andesítico apresenta valores semelhantes aos encontrados nas rochas intrusivas do ME, nomeadamente quando considerados os tonalitos, enquanto o encrave anf-bt se projecta de modo distinto na transição entre os quadrantes I e II sugerindo uma origem distinta das demais litologias.

As diferenças encontradas entre os grupos diatexitos e GI são concordantes com o referido na interpretação da geoquímica (ponto 6.3.2.1), ou seja, sugerem diferentes fontes e processos na génese destes granitóides. Para os diatexitos, confirma-se uma fonte essencialmente crustal, com razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ elevadas e valores de εNd_i muito baixos.

Considerando os diatexitos, para os quais se sugere uma fonte metassedimentar, verifica-se que estes se projectam no campo definido pelos metassedimentos de idade précâmbrica e câmbrica da ZOM (fig. 7.18) de Casquet e Galindo (2004) e, muito próximo, dos sedimentos neoproterozóicos, também da ZOM, definidos por Pereira et al. (2006c). É de referir, que apesar da forte variabilidade encontrada para os metassedimentos da ZOM (fig. 7.10, Schafer, 1990; Casquet e Galindo, 2001; Casquet e Galindo, 2004; Pereira et al., 2006c), os diatexitos apresentam, em particular, valores de εNd_i muito próximos dos obtidos para um metassedimento de idade ediacariana (Série Negra) do ME (amostra BSC-1[9]: εNd_{323}= -7.67). Deste modo, parece confirmar-se a forte associação dos diatexitos a um mecanismo de anatexia de sedimentos de idade ediacariana (Série Negra), de acordo com o proposto Carvalhosa e Zbyszewski (1994).

Os GI, contrariamente aos diatexitos, não traduzem um componente crustal "puro", uma vez que apresentam valores relativamente baixos para $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ e elevados para o εNd_i. Os dados isotópicos sugerem que os GI têm uma fonte distinta da dos diatexitos, reflectindo, muito provavelmente, um mecanismo de mistura entre um magma básico e um magma crustal. Ao considerar-se os GI, regista-se uma discrepância nos valores εNd_i (~1.6) das duas amostras analisadas, em contraposição à homogeneidade para a composição isotópica de Sr. Este tipo de situação tem sido descrita na bibliografia (Ben Othman et al., 1984; Holden et al, 1987; Eberz et al., 1990, Gasquet et al., 1992; Dias e Leterrier, 1994), sendo habitualmente relacionada

[9] A amostra BSC-1 corresponde a um paragnaisse de idade neoproterozóica do ME (Pereira *com. oral*) para o qual só existe informação relativa à razão isotópica de Nd e, por isso não se encontra representada na fig.7.8.

com o comportamento distinto dos dois sistemas isotópicos durante os reequilíbrios sin- a pós-magmáticos. Holden et al. (1987) sugeriram que o arrefecimento lento dos feldspatos, principal reservatório de Sr, permite troca isotópica e equilíbrio, enquanto que a cristalização prévia de fases acessórias (zircão, apatite, monazite), principais reservatórios de ETR podem ter impedido o equilíbrio para os isótopos de Nd. De igual modo, os trabalhos experimentais de Lescher (1990) indicam que, entre dois magmas, os isótopos de Nd deverão equilibrar mais lentamente do que os de Sr. A projecção dos GI, sobre ou junto ao campo definido pelas rochas intrusivas do Maciço de Évora (fig. 7.8-b), sugere que eles representem também termos de processos de processos de misturas, como os já propostos na secção 7.2.1.2.

Uma das hipóteses avançadas para a génese dos leucogranitóides (vide 6.3.2.1.3) foi a de constituírem magmas muito diferenciados com acumulação de plagioclase a partir dos granitóides isótropos. Neste caso, a forte semelhança isotópica entre AMS-1 (LG) e AMS-2 (GI) parece vir corroborar uma correlação por cristalização fraccionada do primeiro a partir do segundo, uma vez que, num mecanismo de cristalização fraccionada, as razões isotópicas deverão manter-se constantes. Esta interpretação está de acordo com o aspecto mais "tardio" de AMS-1 (LG) e a sua associação espacial a AMS-2 (GI) (vide ponto 3.2.1).

Esta interpretação não pode, contudo, ser usada para justificar os resultados obtidos por AMS-17 (LG), que deve representar uma das seguintes situações: (A) ao contrário do que tem vindo a ser sugerido, corresponde um magma félsico distinto; (B) terá existido algum reequilíbrio isotópico local que alterasse a sua assinatura isotópica. Ou seja, e de acordo com as hipóteses colocadas, a amostra AMS-17 (LG) ou representa um leucossoma (fundido) a partir de um protólito crustal não amostrado (situação A) ou reflecte um equilíbrio isotópico selectivo (para o Sr) com as rochas que lhe estão associadas espacialmente (situação B).

Não sendo de excluir liminarmente a hipótese A, será, no entanto, um exercício de mera especulação, considerar um protólito (e.g. ortognaisse, vide 6.3.2.1.3) com uma assinatura isotópica compatível com o referido LG. Relativamente à hipótese B, tendo em conta a forte associação espacial entre AMS-17 (LG) e AMS-18 (diatexito), assim como, a espessura reduzida do LG (vide fig. 3.17-b), é possível assumir um re-equilíbrio isotópico pós-magmático para o Sr como proposto por Holden et al. (1987) e Lescher (1990). O facto do valor de εNd_i na amostra AMS-17 (LG) ser semelhante à da amostra AMS-15 (GI) sugere assim, que a primeira esteja relacionada com os GI

(em particular com AMS-15 ou seu equivalente) por cristalização fraccionada, e posteriormente sujeita ao re-equilíbrio referido para o Sr.

Uma hipótese levantada (6.3.2.1.1) para a amostra AMS-12 (*resister*/melanosoma) é a de representar um resíduo refractário, num processo de anatexia, associado aos diatexitos. Neste sentido, o seu valor mais elevado em εNd_i pode estar relacionado com um enriquecimento em Nd radiogénico preservado em fases retentoras de ETR. De facto, esta amostra possui dos teores mais elevados em P_2O_5 no espectro litológico de Almansor, de acordo com uma eventual "retenção" de apatite.

A assinatura isotópica do encrave anfibolito-biotítico (EAnf-bt), claramente distinta do observado para os restantes litótipos de Almansor, vem de certo modo confirmar as ilações retiradas pelas observações de campo (pontos 4.4.1.4 e 4.3) e interpretação de geoquímica (6.2.1 e 6.3.1.5), ou seja, que este litótipo máfico não terá participado nos mecanismos de anatexia. O valor de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ próximo do *Bulk Earth* assim como os valores de εNd_i positivos afastam uma origem sedimentar para esta rocha. Assim, e apesar da sua natureza não ficar indubitavelmente esclarecida, deverá estar relacionada com rochas anfibolíticas que ocorrem ao longo do Complexo gnaisso-migmatítico. De facto, apesar de não existirem dados isotópicos de Sr relativamente aos anfibolitos do ME (próximos das zonas estudadas) os dados isotópicos de Nd para estas rochas (Pereira et al., 2006e) abrangem o valor obtido para o encrave anfibolito-biotítico de Almansor (fig. 7.8-b).

7.2.2.2 Gnaisses e fundidos associados (Valverde)

Para a análise isotópica dos litótipos da Herdade da Mitra e ribeira de Valverde foram usadas uma amostra de ortognaisse e os dois pares "gnaisse"-fundido, cujos resultados se encontram representados na tab. 7.9 e projectados na fig. 7.9.

As razões isotópicas de Sr obtidas nos litótipos de Valverde mostram uma forte semelhança para os pares "gnaisse"–fundido, enquanto que o ortognaisse se destaca por apresentar um valor $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ significativamente mais elevado (fig. 7.9). Valores desta ordem, ou mesmo mais elevados, encontram-se descritos para ortognaisses da ZCI (Zona Central Espanhola, Villaseca et al., 1998). Relativamente aos valores de εNd são idênticos para a totalidade das amostras.

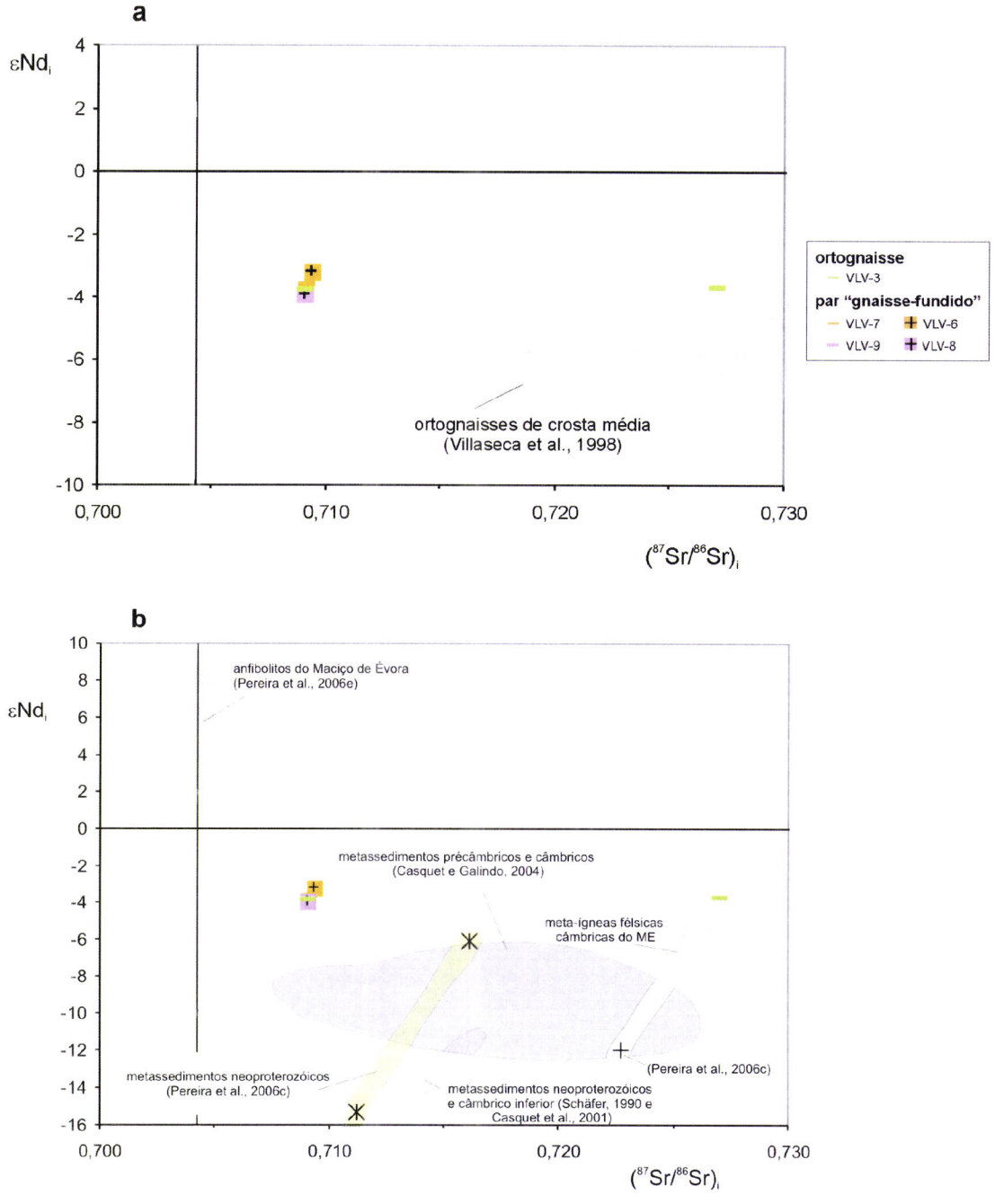


Figura 7.9 – **a)** Projecção dos litótipos de Valverde (Complexo gnaisso-migmatítico) no diagrama εNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ para uma idade de 323 Ma. Para efeitos de comparação encontram-se igualmente representados os dados relativos aos ortognaisses de crosta média obtidos por Villaseca et al. (1998) para a Zona Central espanhola e recalculados para 323 Ma; **b)** idem para comparação com rochas metassedimentares de idades neoproterozóico e câmbrico inferior da ZOM, meta-ígnea félsica do câmbrico e anfibolitos do ME. Os dados estão recalculados para uma idade de 323 Ma, com excepção da mancha de Casquet e Galindo (2004) desenhada para uma idade de 338 Ma.

O ortognaisse (VLV-3) de Valverde, datado do Câmbrico (Chichorro, 2006; Pereira et al., 2006), exibe, comparativamente aos metassedimentos précâmbricos e câmbricos e meta-ígnea câmbrica da ZOM (fig. 7.9-b), um valor mais elevado quer de εNd_i quer

de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$. Para além deste trabalho, os valores de εNd_i mais elevados foram detectados na ZOM em metassedimentos do câmbrico (εNd_i = -4.39 a -7.65, Pin et al., 2002[10]) e numa amostra de um ortognaisse do Maciço de Évora, atribuído ao câmbrico (εNd_i = -1.91: ESC-101[11]).

De acordo com a hipótese levantada no ponto 6.3.2.2, os pares "gnaisse"-fundido poderiam resultar da fusão a partir dos ortognaisses estudados. Deste modo, seriam expectáveis razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i^{fonte} = (^{87}Sr/^{86}Sr)_i^{fundido}$, igualdade esta, que não se observa entre os ortognaisses e os referidos pares. Porém, a diferença observada não invalida a hipótese levantada. De facto, a ausência de protólitos crustais com composições isotópicas apropriadas é uma característica comum em áreas hercínicas (Pirinéus, Maciço Armoricano, Maciço da Boémia; Bickle et al., 1988, Bernard-Griffiths et al., 1985, Liew et al., 1989 todos *in* Villaseca et al., 1998). Esta ausência tem sido atribuída à interacção dos fundidos com magmas mantélicos (Rudnck, 1992; Dias e Leterrier, 1994; Moreno-Ventas et al., 1995), à existência de protólitos não amostrados (Bernard-Griffiths et al., 1985), à modificação da razão isotópica durante o metamorfismo (Bickle et al., 1988) ou a processos de fusão em desequilíbrio (Barbero et al., 1995).

As duas primeiras justificações não são aplicáveis ao caso em estudo, tendo em consideração a proximidade (~20 m) entre o eventual protólito e fundidos. Relativamente à terceira hipótese, Bickle et al. (1988) mostraram que as assinaturas isotópicas são fortemente afectadas por altos graus de metamorfismo e anatexia, sugerindo que metapelitos e ortognaisses possam manter as suas composições em termos de elementos maiores e traço, mas podendo ser fortemente modificados do ponto de vista isotópico. De acordo com os referidos autores e Villaseca et al. (1998), os dados disponíveis para rochas meta-ígneas ácidas-intermédias da crosta inferior (e.g. Downes e Duthou, 1988 e Turpin et al., 1990) em vários segmentos orogénicos parecem indicar um desvio, nas composições isotópicas Sr-Nd, para valores de *Bulk Earth* quando comparadas com as mesmas rochas metamórficas na crusta média-superior. Os ortognaisses da crosta inferior e na fácies granulítica tendem a diminuir as suas razões isotópicas em Sr de modo mais marcado do que as razões isotópicas para o Nd (fig. 7.10). Deste modo, as assinaturas isotópicas dos líquidos graníticos

[10] Os dados, para metassedimentos da ZOM, disponíveis em Pin et al. (2002), são relativos apenas a isótopos de Nd e, por isso, não se encontram representados na fig. 7.9.
[11] A amostra ESC-101 corresponde a um ortognaisse de idade câmbrica do ME (Pereira *com. oral*) para o qual só existe informação relativa à razão isotópica de Nd e, por isso, não se encontram representados na fig. 7.9.

gerados numa fonte em profundidade não têm de coincidir com o equivalente metamórfico ao nível de instalação do granitóide (Villaseca et a., 1998). No entanto, esta justificação não é compatível, uma vez mais, com a proximidade entre a fonte e o líquido e em particular com o facto da migmatização ser, de acordo com as observações de campo e Pereira et al. (2006b), *in situ* (vide 3.2.2).

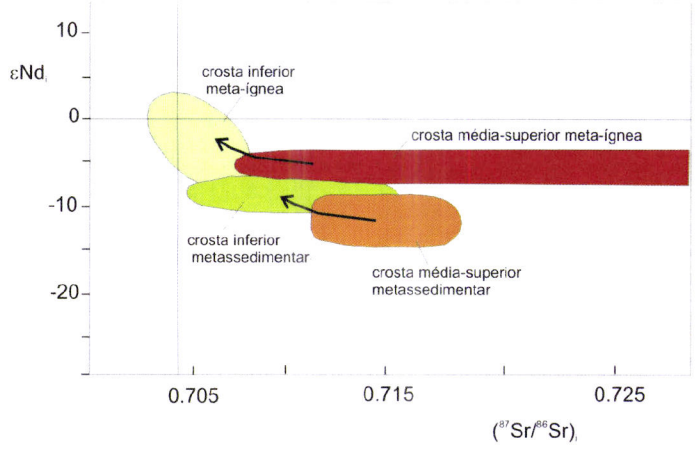


Figura 7.10 – Diagrama εNd_i *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ da crosta inferior e superior (meta-ígnea e metassedimentar) com os campos definidos a partir do Maciço Central Francês (retirado de Villaseca et al., 1998, a partir de Turpin et al., 1990 e Downes e Duthou, 1988). As setas indicam o desvio nas composições isotópicas Sr-Nd, para valores de *Bulk Earth*, quando comparadas com as mesmas rochas metamórficas na crosta inferior e média-superior.

Finalmente, a quarta hipótese, invocada para explicar as diferenças isotópicas com o aumento do grau metamórfico, consiste no desequilíbrio isotópico durante a fusão parcial. Em zonas de anatexia, em que há relações semelhantes ao verificado em Valverde, foram registados *resettings* incompletos durante a formação de migmatitos e relações isotópicas do tipo reportadas (Villaseca et al., 1998). Segundo Hammouda et al. (1994 *in* Villaseca et al., 1998) resultados experimentais indicam que é a estequiometria das reacções de fusão, juntamente com a cinética do processo que constituem os principais factores que controlam as composições isotópicas dos fundidos e não a composição total da fonte. Um enriquecimento em biotite e minerais acessórios nos mesossomas em relação aos leucossomas poderia explicar as diferenças isotópicas observadas pelos autores e no presente trabalho. De facto, nas rochas estudadas em Valverde, foi defendido que o mecanismo de fusão seria processado essencialmente à custa do feldspato e dos óxidos sem a participação significativa de biotite. Deste modo, o magma formado estaria empobrecido em Rb (associado à biotite) e consequentemente em Sr radiogénico.

A forte semelhança das assinaturas isotópicas entre os pares "gnaisse-fundido" (fig. 7.9-a) vem, uma vez mais, apoiar a hipótese de não testemunharem relações do tipo

fonte *vs* líquido magmático, como defendido em capítulos anteriores (4.4.2.2, 5.3.2, 6.3.2.2). De facto, ao contrário do que as relações de campo pareciam indicar, os pares "gnaisse"-fundido correspondem antes a segregações (com maior ou menor anisotropia) a partir do mesmo líquido magmático.

7.3 Discussão e interpretação

Ao considerar-se o arrefecimento/cristalização do MH contemporâneo da sua orientação geral e da foliação magmática que o caracteriza (vide ponto 3.3), sugere-se que a idade de 323 Ma testemunha, não só a intrusão de granitóides sintectónicos mas também, a deformação regional de orientação WNW-ESE. Um aspecto que parecia contrariar a contemporaneidade do MH e dos granitóides do Alto de São Bento era o facto do primeiro apresentar uma foliação subvertical, interpretada como essencialmente magmática, bem marcada, ao contrário da generalidade dos granitóides do ASB, isótropos, ou com um *fabric* planar magmático sub-horizontal (granito prorfiróide, Ribeiro, 2006). Porém, como já abordado nos capítulos sobre relações de campo (Capítulo III) e geoquímica (Capítulo VI), diferentes estilos e/ou intensidade de deformação não implicam eventos magmáticos distintos (Stalfors e Ehlers, 2005). De facto, não só os dados geocronológicos agora obtidos, como ainda a identificação (vide 3.1.3.3.) de granodioritos no ASB com uma foliação subvertical, parecem corroborar a hipótese da generalidade das intrusões félsicas no TAME serem aproximadamente contemporâneas, em torno dos 323 Ma.

Tendo em conta as idades obtidas, através dos vários métodos radiométricos, para o MH e as diferentes temperaturas de fecho para a anfíbola e biotite, é possível estimar a taxa de arrefecimento do corpo intrusivo. A diferença de ~200 ºC nas temperaturas de fecho dos referidos minerais e a semelhança nas idades obtidas (dentro do erro) sugere taxas de arrefecimento relativamente elevadas, superiores a 100 ºC/Ma (fig. 7.11). Este valor está de acordo com os referidos por Paterson e Tobisch (1992), Zeck et al. (1992) e Dunlap (2000) para a instalação pouco profunda de corpos intrusivos em ambiente de arco magmático.

Os dados geocronológicos existentes para o Complexo Gnaisso-Migmatítico são de 344 Ma (isócrona Rb-Sr com biotite), num ortognaisse na região de Montemor-Arraiolos (Mendes, 1967; 1968 *in* Pinto, 1985), enquanto que Pereira et al. (2006) obtiveram, para o ortognaisse de Valverde (VLV-3), idades de 504 ±5 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) e 322 ±6 Ma (U-Pb SHRIMP, monazite). Estas duas idades foram

interpretadas como a idade do protólito (Câmbrico) e a idade da migmatização (Carbónico), respectivamente. Considerando a diferença na robustez dos métodos utilizados por Pereira et al (*op. cit.*) e Mendes (*op. cit.*), a idade de 344 deverá corresponder a um *resetting* parcial do sistema isotópico Rb-Sr acima dos 300 °C (temperatura de fecho da biotite para o sistema Rb-Sr) aquando do evento térmico durante o Carbónico inferior no TAME.

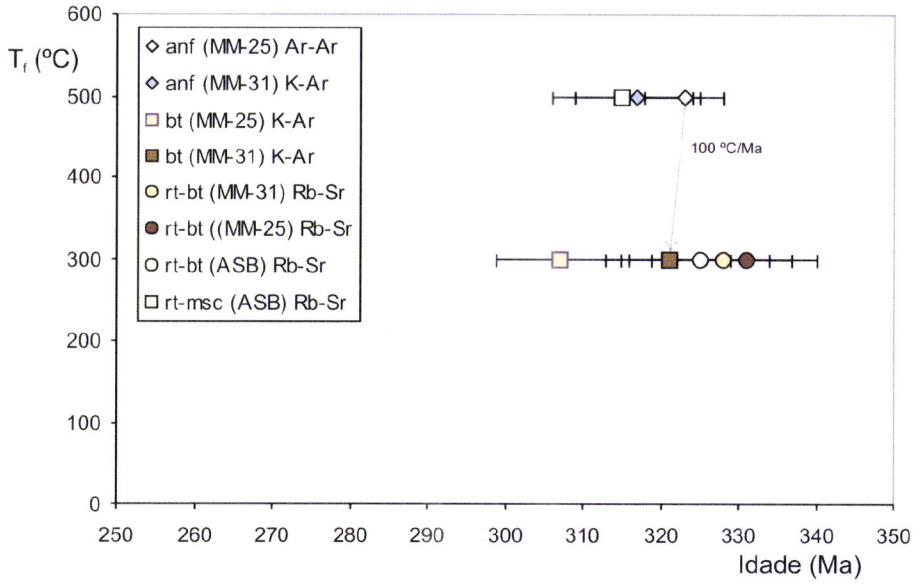


Figura 7.11 – Projecção das temperaturas de fecho dos diferentes minerais analisados *vs* idade obtida. A taxa de arrefecimento obtida através do par indicado é de 100°C/Ma. As linhas horizontais representam o erro associado a cada idade indicado nas tabelas 7.5, 7.7 e7.8.

A informação geocronológica disponível no Maciço de Évora indica uma prevalência de idades próximas dos 320-330 Ma (Carbónico inferior - Namuriano), quer para o magmatismo sintectónico (gabros, tonalitos, granodioritos), quer para o evento de migmatização (tab. 7.1). Esta uniformidade nas idades obtidas, sugere que os eventos térmicos deverão ter sido contemporâneos e/ou muito próximos no tempo. De facto, a ascensão de magmas básicos e intermédios na crosta permite o transporte de calor gerador de um gradiente geotérmico elevado capaz de conduzir a uma migmatização generalizada.

Dos dados de geoquímica isotópica apresentados ao longo do ponto 7.22, parece ser possível confirmar que, ao longo do TAME, existem evidências de um mecanismo generalizado de anatexia que atingiu, não só protólitos da Série Negra (Carvalhosa e Zbyszewski, 1994), mas também protólitos do câmbrico inferior (Pereira et al., 2006d): em Almansor os fundidos crustais (diatexitos) revelam uma fonte compatível com metassedimentos ediacarianos, enquanto que os granitóides de anatexia de Valverde

(pares "gnaisse-fundido") podem ter origem numa fonte meta-ígnea de natureza félsica e idade câmbrica.

A curvatura definida pelas rochas intrusivas (apresentadas no ponto 7.2.1) e sua relação com os campos definidos pelos protólitos metassedimentares précâmbricos e câmbricos da ZOM (fig. 7.12), indica que o mecanismo de mistura deverá ter ocorrido com um pólo crustal deste tipo (linhas a tracejado na figura 7.12). Em particular, a referida curvatura é sugestiva de uma mistura com um pólo que possua valores de εNd_i baixos como os apresentados pelos diatexitos. O leucogranito de duas micas, deverá corresponder ao único magma crustal "puro", no contexto dos vários granitóides intrusivos, derivado de um protólito précâmbrico ou câmbrico. No entanto, considerando a sua composição elementar (pontos 6.1.2, 6.3.2, 6.3.3, 6.4.4) e a sua composição isotópica não deverá constituir um extremo de mistura (vide 8.2.2 para avaliação de mistura).

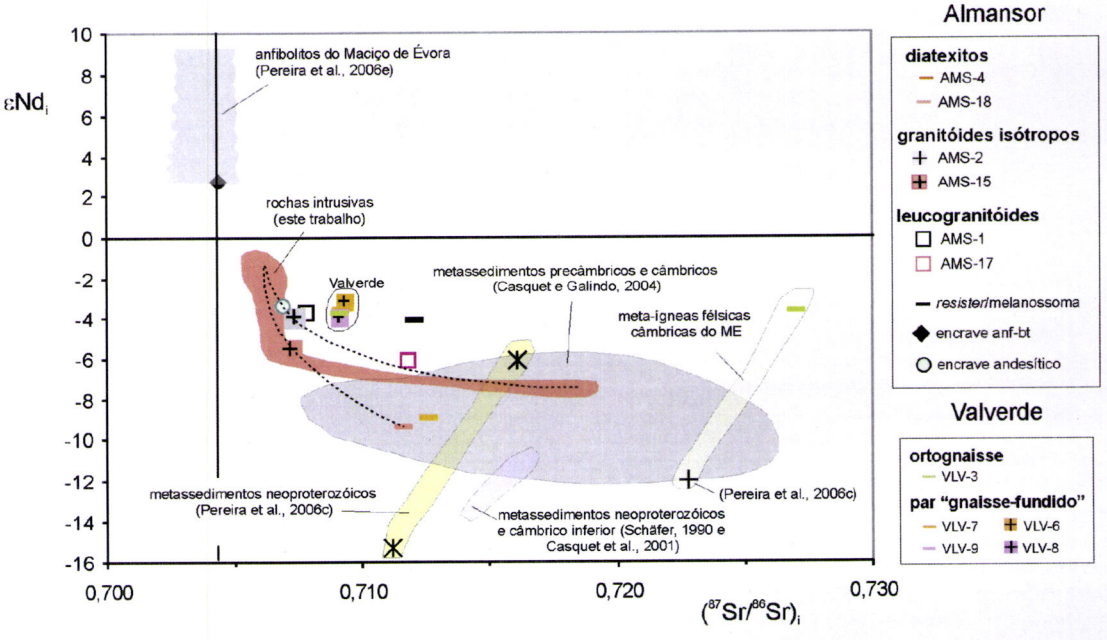


Figura 7.12 – Projecção da totalidade das amostras (rochas intrusivas e Complexo gnaisso-migmatítico) no diagrama εNd_i *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ para comparação com rochas metassedimentares e metaígneas de idades neoproterozóicas e câmbrica inferior da ZOM. Os dados estão recalculados para uma idade de 323 Ma, com excepção da mancha de Casquet e Galindo (2004) que foi obtida para uma idade de 338 Ma. As linhas a tracejado marcam hipotéticas curvas de mistura entre magmas básicos/intermédios e magmas crustais (diatexitos e leucogranito de duas micas).

Segundo Casquet e Galindo (2004) o magmatismo melhor conhecido do ciclo varisco está representado por uma série de corpos plutónicos localizados no Anticlinal de Olivenza e na banda metamórfica de Aracena. Em particular, para o magmatismo metaluminoso (Montero et al., 2000) da parte espanhola da ZOM, os dados

geocronológicos indicam, comparativamente às rochas intrusivas estudadas (MH e leucogranito de duas micas), uma idade mais antiga de ~330-340 Ma. Para as várias ocorrências é sugerida uma mistura com um componente crustal que é mais reduzida em Burguilos del Cerro (Casquet e Galindo, 2004).

Os dados obtidos por Antunes (2006) para vários corpos intrusivos do ME (tonalitos e granodioritos das intrusões do Redondo, Graça do Divor) mostram uma certa sobreposição com as das rochas intrusivas apresentadas neste trabalho, assim como com a associação metaluminosa apresentada por Casquet e Galindo (2004). Porém, parece ainda permanecer uma tendência para valores mais empobrecidos em Sr radiogénico, comparativamente ao magmatismo da parte espanhola (fig. 7.13). Importa referir que a generalidade dos valores obtidos por Antunes (2006) para o εNd_i são superiores a -6.80 pelo que a dispersão para valores de εNd_i mais baixos é dada apenas por uma amostra com um valor de -12.62.

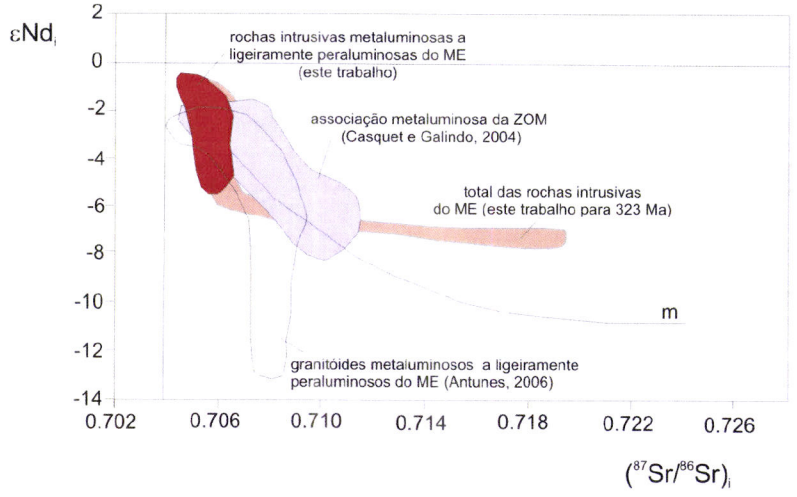


Figura 7.13 – Comparação dos dados Nd_i *vs* $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ das rochas intrusivas metaluminosas do Maciço de Évora com dados de associações metaluminosas que ocorrem na parte Espanhola da ZOM (Casquet et al., 2001; Salman, 2002; Casquet e Galindo, 2004) e granitóides metaluminosos a ligeiramente peraluminosos do ME (Antunes, 2006). Idades calculadas para 340 Ma. "m"- Representa a curva de mistura entre um magma basáltico e um magma crustal (metassedimentos précâmbricos e câmbricos) segundo Casquet e Galindo (2004).

Os dados isotópicos das rochas metaluminosas intrusivas do Maciço de Évora (MH, ASB e ocorrências de rochas máficas) foram recalculados para 340 Ma (fig. 7.13) verificando-se que, comparativamente ao magmatismo metaluminoso da região espanhola (a NE do Maciço de Évora), exibem valores mais primitivos (em particular para os tonalitos). Deste modo, o magmatismo que ocorre associado ao ME, localizado no bordo SW da ZOM, parece traduzir um contributo crustal menos significativo, provavelmente como consequência da sua posição marginal numa zona de sutura/arco.

VIII. PETROGÉNESE

A geração de magmas intermédios a ácidos em zonas de arco é atribuída a três processos essenciais: 1) diferenciação de magmas básicos primários por cristalização (Pearce et al., 1984; Whalen, 1985); 2) fusão por desidratação de crosta meta-ígnea (Chappell et al., 1987; Chappell e Stephens, 1988; Chappell e White, 1991, 1992; Atherton e Petford, 1993; Wolf e Wyllie, 1994; Johannes e Holtz, 1996; Roberts et al., 2000) e 3) envolvimento de fundidos mantélicos e crustais através de mecanismos de mistura de magmas. Em particular, o papel dos mecanismos de mistura associado à petrogénese dos granitóides do tipo I, de composição intermédia, ricos em sódio, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, com razão isotópica de Sr baixa, tem sido amplamente debatido (e.g. Vernon, 1984; Castro et al., 1990, 1991a,b; Castro e Stephens, 1992; Didier e Barbarin, 1991; Poli e Tommasini, 1991, 1999; Bateman, 1995; Poli et al., 1996; Wiebe, 1996; Wiebe e Collins, 1998; Wilcox, 1999; Perugini et al., 2002). Os vários processos enunciados podem ocorrer de modo simultâneo, com o calor e os cosntituintes voláteis, principalmente H_2O, libertos pelos magmas primários a despoletarem a fusão crustal (Annen e Sparks, 2002; Annen et al., 2005).

Como tem vindo a ser apresentado ao longo da presente dissertação são várias as hipóteses levantadas para a génese dos granitóides do MH e do ASB. Assim sendo, pretende-se nos pontos seguintes, avaliar, através de modelação e integração dos vários dados qual(is) o(s) mecanismo(s) mais viável(s).

8.1. Avaliação dos processos envolvidos na génese dos tonalitos do Maciço dos Hospitais

8.1.1 Cristalização fraccionada a partir de magmas básicos

As características petrográficas e geoquímicas, em particular a assinatura isotópica muito semelhante, sugerem que os tonalitos resultam de um mecanismo de cristalização fraccionada a partir de rochas máficas sem participação significativa de material crustal. De acordo com as considerações efectuadas no ponto 6.3.3.1, as rochas máficas mais primitivas devem estar materializadas pelas ocorrências gabróicas próximas da pedreira do Alto de São Bento (e.g. ASB-2), pelo que foram consideradas como possível magma parental.

A figura 8.1, na qual se projecta a composição química dos diferentes litótipos juntamente com a composição dos minerais analisados nos gabros, pretende ilustrar,

aplicando os critério descritos por Cox et al. (1979), o maior envolvimento das fases ferromagnesianas no referido processo de cristalização fraccionada dos gabros para os tonalitos. Em particular, para o magma parental considerado, a diferenciação pode resultar da cristalização fraccionada de clinopiroxena e olivina com menor intervenção de anfíbola e plagioclase. De acordo com linha evolutiva traçada ("CF") e com a regra da alavanca relativamente à linha ol-cpx a proporção de fraccionação de clinopiroxena é dominante sobre a olivina, para os óxidos considerados.

Com excepção de um encrave granular máfico do ASB, que se insere na tendência anterior, os restantes litótipos desta área definem um traçado distinto, sugerindo uma mudança na paragénese que cristalizou (vide ponto 8.2).

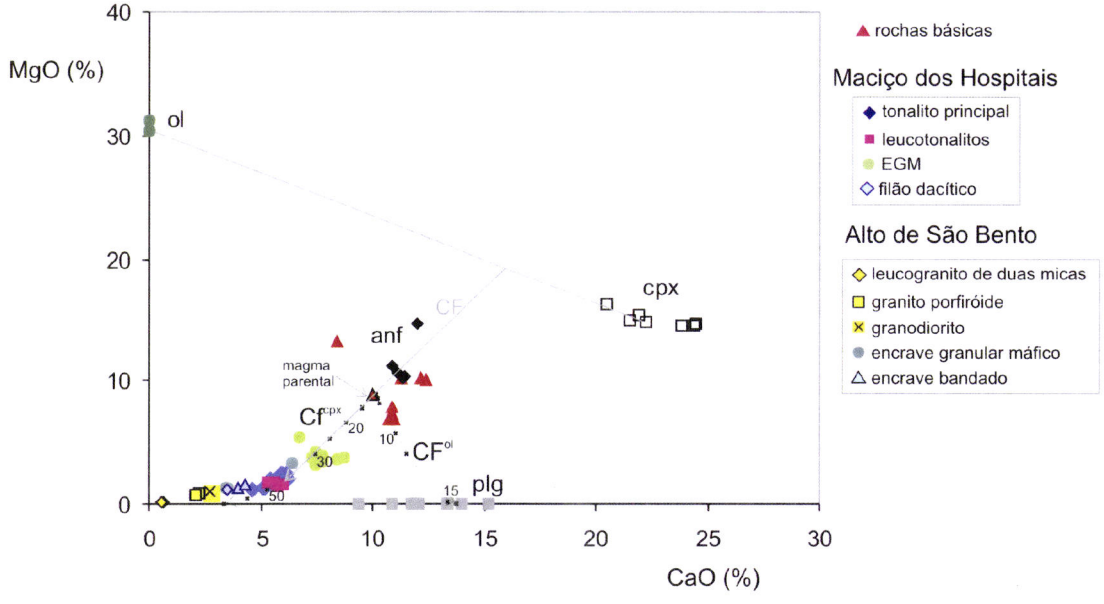


Figura 8.1 – Projecção MgO (%) *vs* CaO (%) das análises de rocha total para gabros, encraves, tonalitos e níveis félsicos do MH e litótipos do ASB em conjunto com as análises de química mineral efectuadas nos gabros. Legenda: cpx-clinopiroxena, ol-olivina, plg-plagioclase, anf-anfibola, CF-linha evolutiva do magma parental para os tonalitos. CF^{ol} e CF^{cpx}- evolução do magma por cristalização fraccionada de clinopiroxena e olivina obtida através do PETROLOG-2.1 (Danyushevsky, 2003). Os números representam percentagens de cristalização fraccionada.

Se a projecção gráfica aponta para um papel dominante da clinopiroxena na fraccionação, já os resultados obtidos através da utilização do software CRYSTALLIZ para cristalização fraccionada de elementos maiores (Albarède, 1987) parecem contrariar esta hipótese. Neste caso, considerando várias combinações de fases minerais efectuadas a partir do *input* considerado (tab. 8.1), não foi possível obter uma composição tonalítica a partir dos magmas gabróicos incluindo a clinopiroxena como fase a fraccionar (tab. 8.1). Uma hipótese levantada para o impedimento de incorporação da clinopiroxena, como fase cumulada de acordo com o modelo de

Albarède (1987), pode dever-se ao facto desta fase não estar em equilíbrio com a composição do magma.

Tabela 8.1 – Dados obtidos através da modelação utilizando como magma parental (C) uma composição média dos gabros do ASB (ASB-2 e ASB3) e como líquido residual (LR) a média dos tonalitos (MM-42; MM-46 e MM-47). As composições são recalculadas para 100%, Anf- anfíbola, AN-anortite pura, AB-albite pura, IL-ilmenite, MGT-magnetite, F–proporção do magma restante durante a cristalização fracionada, R^2-erro.

input	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3t	MgO	CaO	Na2O	K2O
C	48,81	0,92	17,34	9,38	11,27	9,39	2,23	0,68
LR	63,01	0,59	17,71	5,59	2,33	5,91	3,62	1,24
OL	36,20	0,00	0,00	33,89	29,91	0,00	0,00	0,00
CPX	52,65	0,38	1,80	7,73	15,23	22,21	0,00	0,00
Anf	45,95	1,61	12,09	10,60	15,10	12,23	2,15	0,27
AN	55,72	0,00	30,97	0,00	0,00	13,31	0,00	0,00
AB	60,89	0,00	33,85	0,00	0,00	0,00	5,26	0,00
IL	0,00	49,85	0,00	48,55	1,60	0,00	0,00	0,00
MGT	0,00	11,93	0,00	88,01	0,06	0,00	0,00	0,00

output	% mineral cumulados	%erro
olivina	9,10	2,12
albite	14,86	3,34
anortite	16,78	4,55
plagioclase	31,65	7,89
anfíbola	59,25	5,06
F	0,01	0,029
R^2	0,3158	

O coeficiente de partição[12] para a razão Fe/Mg entre a clinopiroxena e o líquido magmático (composição da rocha total) e entre a olivina e o líquido magmático tem servido como indicador de situações de equilíbrio para condições de cristalização a baixas pressões. De acordo com Putirka (2003) o valor para as situações de equilíbrio para a clinopiroxena é de 0.27 enquanto que Roeder e Emslie (1970) estabelecem um valor situado em torno de 0.3[13] para a olivina. A representação gráfica destas condições de equilíbrio, ilustradas na fig. 8.2, é dada pela equações:

$$K_D^{cpx/liq}{}_{Fe/Mg}=[(1-Mg\#_{cpx})*(Mg\#_{liq})]/[(Mg\#_{cpx})*(1-Mg\#_{liq})]$$

$$K_D^{ol/liq}{}_{Fe/Mg}=[(1-Fo_{ol})*(Mg\#_{liq})]/[(Fo_{ol})*(1-Mg\#_{liq})]$$

onde Fo corresponde ao componente forsterítico na olivina e $Mg\#=Mg/(Mg+Fe^{2+})$ na clinopiroxena e no líquido (rocha total). A projecção efectuada na figura 8.2 indica que ambas as fases ferromagnesianas, em particular a olivina, não estariam em equilíbrio

[12] $K_D^{cpx/liq}{}_{Fe/Mg}=[(X^{ol}{}_{FeO})]/[(X^{liq}{}_{FeO})]*\ [(X^{liq}{}_{MgO}]/[(X^{ol}{}_{MgO})]$ onde X corresponde à fraccção molar (Beattie et al., 1993).

[13] As condições de equilíbrio testadas em magmas não toleíticos têm vindo a revelar valores de $K_D^{ol/liq}$ substancialmente diferentes de 0.3 (Gerke et al., 2005 e referências inclusas).

com o magma hospedeiro se este correspondesse à composição da rocha que as contém impedindo, deste modo, a modelação de acordo com os critérios de Albarède (1980). Quer a olivina, quer a clinopiroxena exibem composições mais evoluídas (valores baixos de componente forsterítico na olivina e de Mg# na piroxena) do que seria expectável se estivessem em equilíbrio com magmas com Mg# elevados. Por outro lado, a diferença entre a %Fo na olivina (62-64 %) e o Mg# calculado na clinopiroxena (81-84 %) sugere igualmente um desequilíbrio entre estas fases (Tappe, 2004), pelo que teriam cristalizado em etapas distintas ou teriam sofrido processos significativos de re-equilíbrio *subsolidus*.

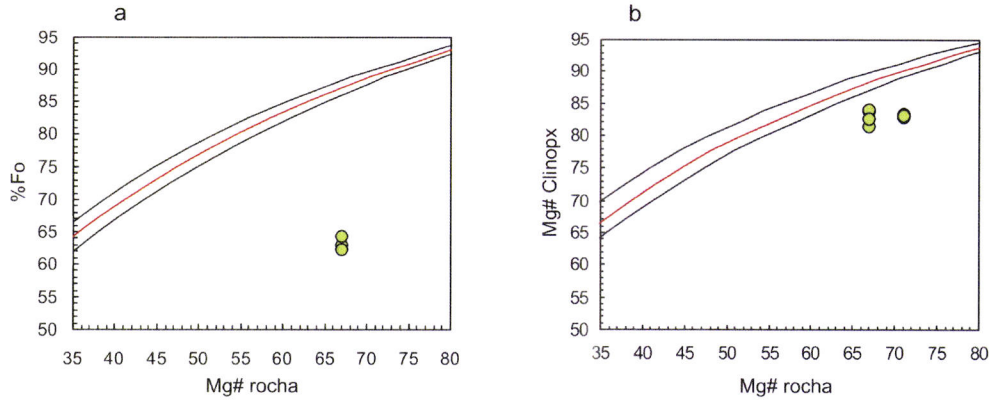


Figura 8.2 – a) Projecção da composição (em %Fo) dos cristais de olivina em função do Mg# do magma. As linhas definidas com base no coeficiente de partição $K_D^{ol/liq}{}_{Fe/Mg}$=0.3 ±0.03 permitem reconhecer as situações de equilíbrio entre a olivina e o liquido magmático; **b)** projecção da composição das clinopiroxenas (Mg#) em função do Mg# do magma. As linhas definidas com base no coeficiente de partição $k_D^{cpx/liq}{}_{Fe/Mg}$=0.27 (+0.03 e -0.05) permitem reconhecer as situações de equilíbrio entre a olivina e o liquido magmático.

A aplicação do programa PETROLOG-2.1 (Danyushevsky, 2003), especialmente concebido para composições básicas, permitiu desenhar as linhas evolutivas assumindo a cristalização individual da olivina (CF^{ol}) e clinopiroxena (CF^{cpx}). A modelação aplicada estima que a composição da olivina e da piroxena em equilíbrio com o magma da amostra ASB-2 seriam de Fo_{ol}=87.72 e $Mg\#_{cpx}$=87.91. Considerando composições das fases minerais em equilíbrio com o magma, a curva para a clinopiroxena (CF^{cpx}) ajusta-se à linha evolutiva "CF" (fig. 8.1), apoiando a participação desta fase no mecanismo de cristalização fraccionada.

Relativamente aos elementos vestigiais, foi modelado um mecanismo de cristalização fraccionada (Rayleigh) a partir da equação:

$$C_L = F^{(D-1)}C_0 \qquad (8.1)$$

onde C_L corresponde à concentração do elemento no líquido final, C_0 à concentração do elemento no líquido inicial, F à proporção de líquido restante e D ao coeficiente de partição global para as fases a cristalizar.

A figura 8.3 mostra as curvas de evolução da composição de um magma de acordo com as várias fases minerais que podem participar no mecanismo de cristalização fraccionada acima referido: olivina, clinopiroxena, horneblenda e plagioclase, considerando os coeficientes de partição representados na tabela 8.2. Apesar da forte dispersão de resultados, em particular para as rochas máficas, os tonalitos mostram um ligeiro enriquecimento em Sr, relativamente ao magma parental considerado (amostra ASB-2), de acordo com as curvas para a horneblenda, clinopiroxena e olivina (CF-1). A distribuição verificada sugere, uma vez mais, que a diferenciação se poderá ter dado, essencialmente, à custa destes minerais ferromagnesianos, com um contributo menos significativo por parte da fraccionação de plagioclase. Deste modo seria justificado a ausência de anomalia negativa em Eu em alguns dos tonalitos. É de referir porém que esta modelação aparenta estar em contradição com as observações petrográficas (vide cap. IV-Petrografia) uma vez que a plagioclase constitui uma fase importante e precoce relativamente à piroxena. De facto, o comportamento incompatível de Sr não significa que não cristalizou plagioclase mas antes que foi atenuada pelo papel preponderante dos minerais ferromagnesianos na cristalização (olivina, clinopiroxena, anfíbola e óxidos).

Tabela 8.2 – Coeficientes de participação para líquidos basálticos a partir da compilação de Rollinson, (1993) e GERM (*).

	cpx	ol	hbl	plg
Th	0.03	0.014*	0.5	0.01
Sr	0.06	0.014	0.46	1.83

A projecção dos encraves granulares do MH no mesmo diagrama (fig. 8.3) indica que eles não representam líquidos produzidos pelo mecanismo de cristalização fraccionada considerado, devendo antes resultar de processos de acumulação tal como proposto em capítulos anteriores.

Mesmo as várias rochas gabróicas apontam no sentido de representarem líquidos resultantes de mecanismos de diferenciação, relativamente a magmas mantélicos (primitivos), por cristalização fraccionada de fases ferro-magnesianas e/ou associados a mecanismos de acumulação de plagioclase.

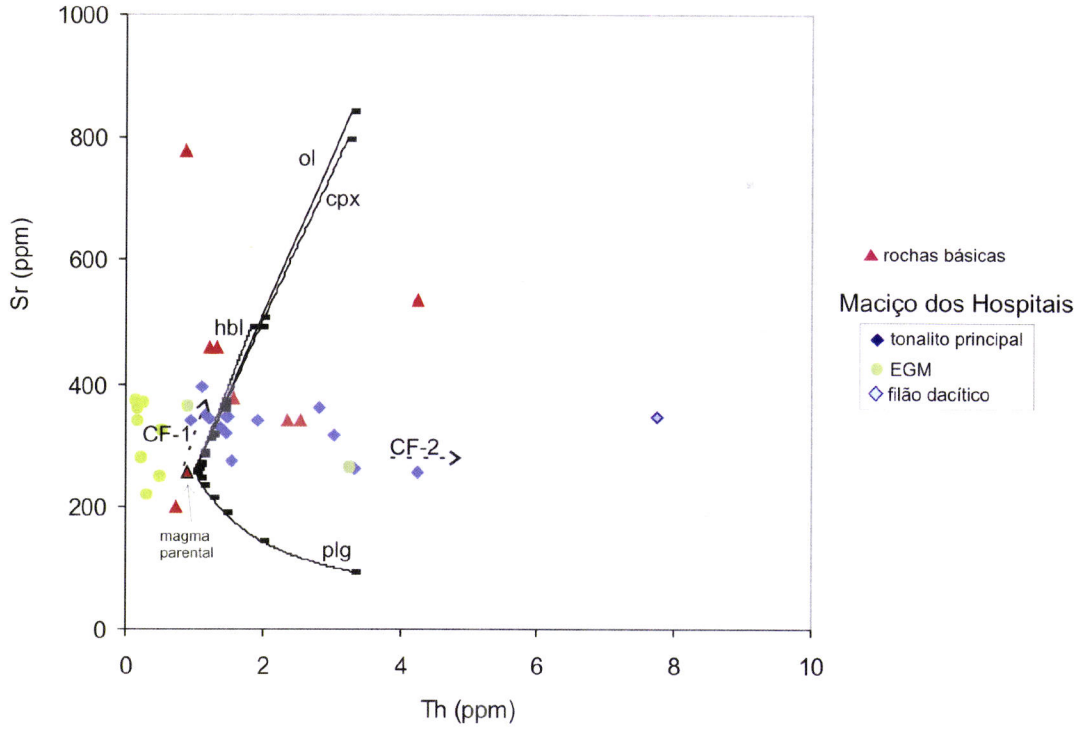


Figura 8.3 – Projecção das linhas evolutivas para diferentes fases minerais, obtidas por cristalização fraccionada segundo a equação de Rayleigh (8.1), para os elementos Sr e Th e utilizando como magma parental a amostra ASB-2. Legenda: cpx-clinopiroxena, ol-olivina, plg-plagioclase, anf-anfibola. CF-1: cristalização fraccionada a partir do magma parental (ASB-2) para os tonalitos, CF-2: cristalização fraccionada dentro da série dos tonalitos (sombreado).

A forte dispersão observada para elementos vestigiais nos tonalitos (fig. 6.13 e 6.14) dificulta a modelação de cristalização fraccionada fazendo pressupor que não é este processo que condiciona de modo mais significativo as variações observadas dentro da série. Estas reflectem, provavelmente, diferentes proporções modais nomeadamente de fases acessórias. Porém a diminuição do V e Sc com o aumento da sílica (fig. 6.11 c,d) está de acordo com a fraccionação de fases máficas (horneblenda, cumingtonite-grunerite e biotite), assim como a distribuição linear registada pelos tonalitos na fig. 8.3 (sombreado) pode ser explicado por fraccionação de anfíbola e plagioclase.

8.1.2 Fusão de rochas meta-ígneas (anfibolitos)

Os magmas tonalíticos podem ter origem na fusão de anfibolitos (Martin, 1983, 1987; Anderson e Cullers, 1987; Barker e Arth, 1976; Arth e Barker, 1976; Beard e Lofgren, 1989; Defant e Drumond, 1990; Sajona et al., 1993; Sen e Dunn, 1994; Peacock et al., 1994, Winther, 1996, López e Castro, 2001), em particular quando associados a elevados gradientes geotérmicos, nomeadamente subducção de crusta oceânica

quente, como é defendido actualmente para os equivalentes vulcânicos actuais dos TTG[14] – os adaquitos (Defant e Drumond, 1990; Sajona et al., 1993).

Neste sentido, avaliou-se igualmente a hipótese dos tonalitos do MH resultarem da fusão de rochas anfibolíticas, como proposto inicialmente por Moita et al. (2003). Como representante de protólito provável utilizou-se a amostra de anfibolito (anf-N: MM-37) que contacta a norte com o MH. Considerou-se uma composição inicial constituída por 45% horneblenda, 45% plagioclase e 10% quartzo, de acordo com as observações petrográficas e com o perfil muito plano para ETR. Para a fusão parcial admitiu-se um modelo de *batch melting* com percentagens de fusão de 10 e 50% (Martin, 1987). De acordo com Anderson e Cullers (1987) procedeu-se a modelação para uma fusão não modal, com relação plagioclase: horneblenda: quartzo=0.6:0.15:0.25, cujos resultados estão ilustrados na figura 8.4-a. Contudo, segundo Sen e Dunn (1994), numa primeira fase, a fusão deveria ser do tipo modal, pelo que se considerou igualmente esta hipótese, obtendo-se os resultados apresentados na figura 8.4-b.

As equações aplicadas foram, para *batch melting* modal,

$$C_L/C_0=1/(D+F-FD) \qquad (8.2)$$

e, para *batch melting* não modal,

$$C_L/C_0=1/(D_0+F-FP) \qquad (8.3)$$

onde C_L é a concentração no líquido, C_0 a concentração no sólido original, D o coeficiente de partição global, D_0 o coeficiente de partição global na rocha e P o coeficiente de partição global para as fases que entram no líquido. Não obstante qual dos modelos utilizado, os resultados são muito semelhantes, à excepção dos lantanídeos pesados quando considerado o modelo com 50% de fusão modal. Apesar dos perfis obtidos apresentarem um traçado geral compatível com o dos tonalitos usados para comparação (composições intermédia - MM-17- e evoluída - MM-58), em particular para os ETR, verificam-se algumas diferenças para os elementos Sr e Ba,

[14] TTG – Tonalitos- trondjhemitos e granodioritos (Martin, 1993). Associação típica de rochas granitóides do Arcaico e explicadas por fusão de crosta oceânica subductada. Os correspondentes actuais são os adaquitos (Defant e Drummond, 1990).

cujos valores são sistematicamente inferiores aos dos tonalitos, considerando os dois valores de fusão.

Tabela 8.3 - Coeficientes de participação para líquidos dacíticos a partir da compilação de Rollinson, (1993) e GERM (*).Hbl-horneblenda, plg-plagioclase.

	hbl	plg
Rb*	0,014	0,048
Sr*	0,022	2,84
Ba*	0,044	0,36
Th*	0,16	0,048
Nb*	2,5	0,06
Y*	11,3	0,1
La*	0,26	0,28
Ce	0,899	0,24
Nd	2,89	0,17
Sm	3,99	0,13
Eu	3,44	2,11
Gd	5,48	0,9
Tb	6	0,072
Dy	6,2	0,086
Er	5,94	0,084
Yb	4,89	0,077
Lu	4,53	0,062

As pequenas discrepâncias observadas na modelação efectuada não inviabilizam, numa primeira análise, a hipótese do anfibolito corresponder à fonte dos magmas tonalíticos. Porém, os vários anfibolitos presentes no Maciço de Évora (Pereira et al., 2006e), não apresentam assinaturas isotópicas de Nd compatíveis com os tonalitos (fig. 7.6). De facto, os valores de εNd, calculados para uma idade de 323 Ma, são sistematicamente positivos e distintos dos encontrados nos tonalitos sendo assim difícil justificar a génese dos tonalitos através da fusão de anfibolitos.

Um problema adicional ao mecanismo agora invocado, diz respeito às condições físicas necessárias para fusão de rochas anfibolíticas. De facto, a fusão deste tipo de rochas requer temperaturas demasiado elevadas para o que é de esperar na crosta. De acordo com Flierdt et al. (2003), dependendo da composição global a fusão por desidratação de anfibolitos daria 10 a 60% de magma a temperaturas de 900-1000 °C, enquanto que, rochas saturadas em água permitem percentagens semelhantes de fusão a temperaturas entre 850 e 900 °C. No entanto, segundo aqueles autores, a composição dos magmas é diferente em ambos os casos: os líquidos produzidos por desidratação são mais máficos do que os líquidos formados por fusão na presença de água. Para justificar uma composição tonalítica seria, assim, necessário considerar a

fusão na ausência de uma fase hidratada (Beard e Lofgren, 1989; Flierdt et al., 2003) e necessariamente temperaturas elevadas dificilmente obtidas na crosta.

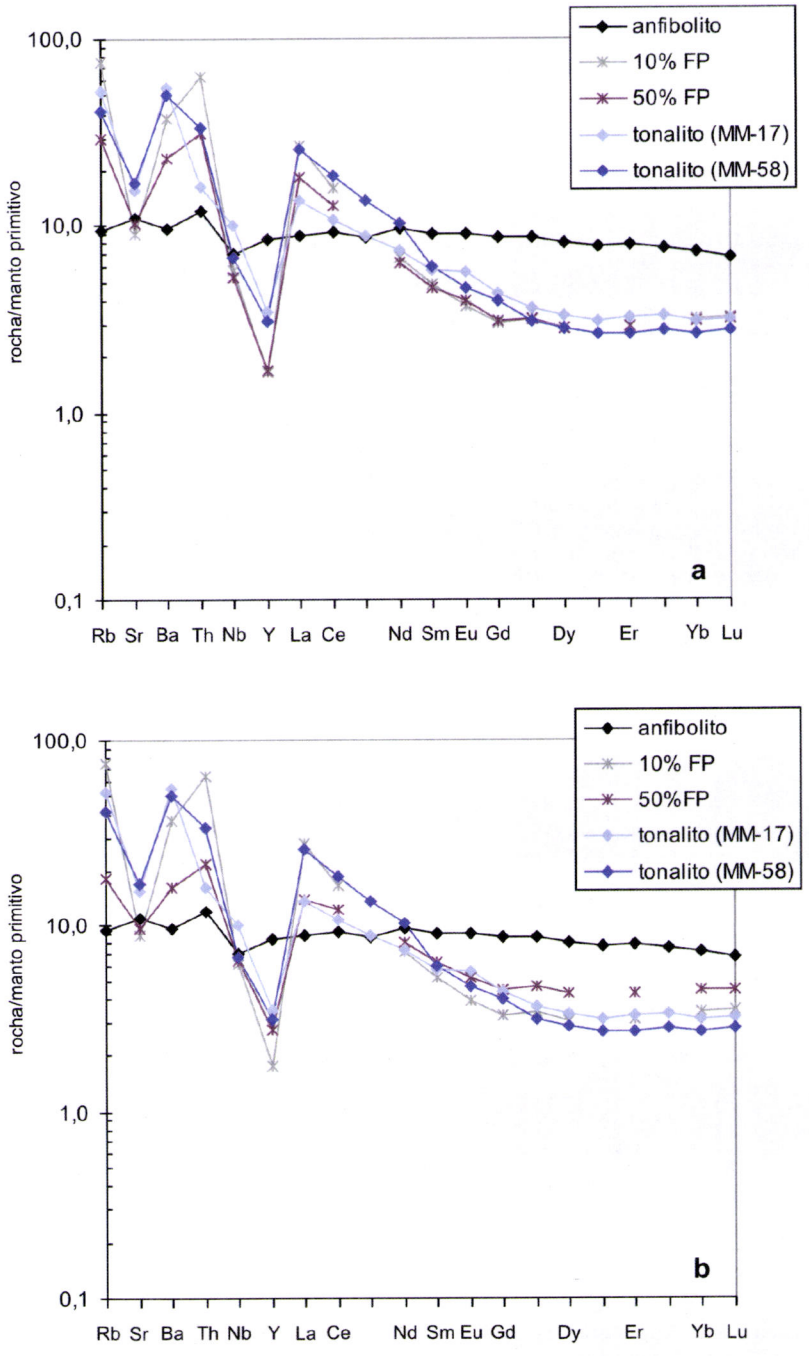


Figura 8.4 – Ilustração da modelação de fusão parcial (10 e 50%) por *batch melting* a partir de um anfibolito: **a)** não modal **b)** modal.

Em síntese, parece poder-se afirmar que apesar das composições elementares dos tonalitos tanto poderem ser explicadas por cristalização fraccionada, a partir de magmas máficos, como por fusão parcial de crosta meta-ígnea máfica, quer a assinatura isotópica, quer o facto daquele tipo de fusão requerer temperaturas muito

elevadas, levam a considerar como pouco provável que os tonalitos estudados resultem de processos de anatexia crustal.

8.1.3 Mecanismo de acumulação na origem dos encraves granulares máficos do Maciço dos Hospitais

Do que foi apresentado e discutido anteriormente, sobre as várias características dos encraves magmáticos máficos presentes no tonalito do MH, surgiu como uma forte hipótese a de eles serem cogenéticos do granitóide hospedeiro, derivando provavelmente de um processo de acumulação. Não exibem uma textura típica de acumulado mas esse efeito está bem patente nos perfis de lantanídeos e nas concentrações de Y e Nb. Mesmo em relação aos elementos maiores, projectando as análises de anfíbola em conjunto com os gabros, encraves e tonalitos (fig. 8.5), verifica-se que há um incremento em MnO no sentido das anfíbolas, de acordo com a hipótese de existir um processo de acumulação destas fases minerais.

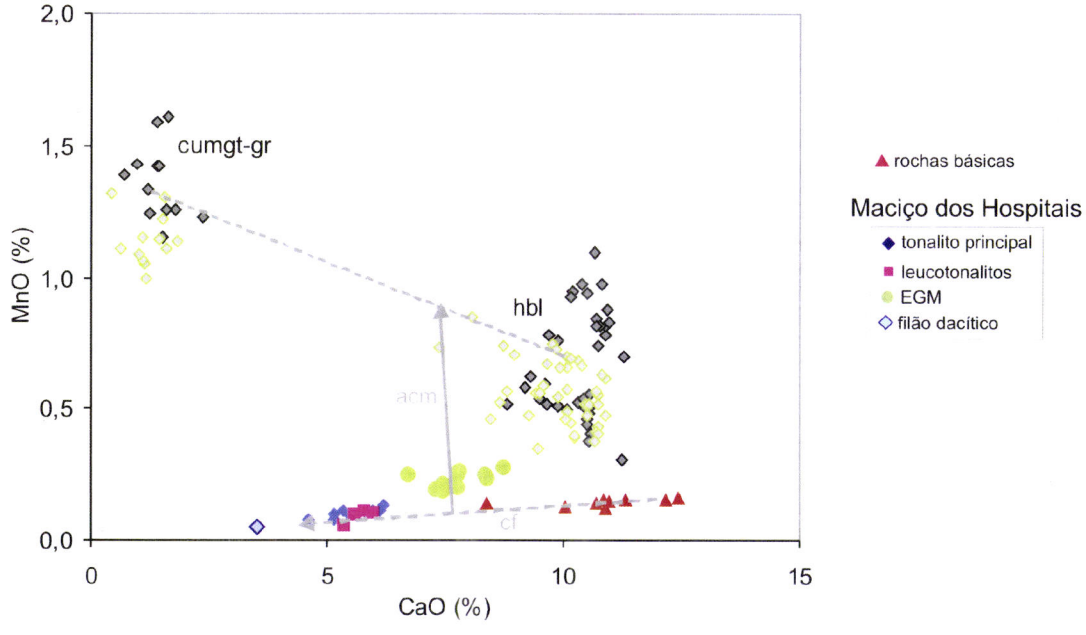


Figura 8.5 – Projecção das análises de rocha total para gabros, tonalitos e níveis félsicos do MH em conjunto com as análises de anfíbolas efectuadas nos tonalitos e nos encraves do MH. Legenda: cumgt-gr-cumingtonite-grunerite (símbolos verdes nos encraves e cinzentos no tonalito principal), hbl-hornblenda (símbolos verdes nos encraves e cinzentos no tonalito principal), "cf" - linha evolutiva dos dos gabros para os tonalitos e "acm" - linha evolutiva por acumulação.

A aplicação da equação de Fourcade e Allègre (1981) (eq. 8.4) permite avaliar/quantificar a existência de um mecanismo de acumulação para elementos maiores. Se a acumulação ocorrer, para cada elemento é possível escrever a expressão:

$$C_{EGM}-C_{ton} = F(C_{acm}-C_{ton}) \quad (8.4)$$

onde F corresponde à proporção de acumulação, C_{EGM} à concentração no encrave, C_{ton} concentração no tonalito e C_{acm} concentração na paragénese acumulada. Numa projecção $C_{EMM}-C_{ton}$ *vs* $C_{acm}-C_{ton}$ (fig. 8.6), caso tenha ocorrido um mecanismo de acumulação, os pontos projectam-se ao longo de uma linha recta cujo declive corresponde à proporção da acumulação.

Considerando a existência de dois tipos de encraves, com um ou dois tipos de anfíbola, foram testadas as seguintes hipóteses:

a) Encrave Hbl-Cumg-gr (MM-47-E) = tonalito (MM-47) + acumulação (30%) de cumingtonite-grunerite e horneblenda;

b) Encrave Hbl-Cumg-gr (MM-47-E) = tonalito (MM-47) + acumulação (80%) de cumingtonite-grunerite + horneblenda+ plagioclase;

c) Encrave Hbl (MM-17-E) = tonalito (MM-17) + acumulação (20%) de horneblenda;

d) Encrave Hbl (MM-17-E) = tonalito (MM-17) + acumulação (90%) de horneblenda + plagioclase.

Os valores usados e os cálculos com os melhores ajustes encontram-se resumidos na tabela 8.4 e ilustrados na figura 8.6.

Tabela 8.4 – Quadro resumo com a análise de rochas e minerais usadas na modelação do par tonalito-encrave cumingtonite-grunerite- horneblenda e tonalito-encrave horneblenda. As referências referem-se às análises de rocha total e quimica mineral (vide anexos B e D). Os valores estão expressos em %; (*) para uma paragénese de acumulação constituída por 75%horneblenda + 25% cumingtonite-grunerite, (**) para uma paragénese de acumulação constituída por 59% plagioclase+31%horneblenda + 10% cumingtonite-grunerite.

	tonalito	hbl	plg	cumgt-gr	encrave	Acumulação	
	(MM-47)	(C144)	(D152)	(C143)	(MM47-E)	0,3* (a)	0,8** (b)
SiO_2	62,31	45,06	56,89	52,97	54,87	57,73	54,73
Al_2O_3	17,93	9,36	27,45	1,93	18,86	14,80	19,02
CaO	5,96	8,81	9,05	1,14	7,74	6,24	7,74
MgO	2,03	9,84	0,00	14,40	3,83	4,71	4,00
FeO	4,98	21,59	0,06	26,71	8,01	10,35	8,52
Na_2O	4,05	1,00	6,06	0,19	4,17	3,07	3,93
K_2O	1,00	0,39	0,03	0,02	0,36	0,79	0,31
MnO	0,11	0,57	0,00	1,00	0,20	0,28	0,24
TiO_2	0,57	0,96	0,00	0,17	0,55	0,63	0,37
P_2O_5	0,18	0,00	0,00	0,00	0,10	0,13	0,04

	tonalito	hbl	plg	encrave	Acumulação	
	(MM-17)	(D42)	(B38)	(MM-17-E)	0,2* (c)	0,9** (d)
SiO_2	62,88	43,15	57,26	53,55	58,93	48,84
Al_2O_3	17,53	11,14	27,42	16,26	16,25	20,10
CaO	5,45	10,73	8,81	7,77	6,51	8,74
MgO	2,02	8,06	0,00	3,99	3,23	3,03
FeO	4,87	21,26	0,10	11,68	8,15	7,13
Na_2O	3,81	1,25	6,28	3,19	3,30	4,18
K_2O	1,14	0,44	0,11	0,73	1,00	0,22
MnO	0,10	0,40	0,00	0,25	0,16	0,18
TiO_2	0,57	0,40	0,00	0,66	0,54	0,14
P_2O_5	0,17	0,00	0,00	0,12	0,14	0,00

Ponderando apenas a acumulação de anfíbolas para tentar obter a composição do encrave MM-47-E (8.6-a) há valores que caem no campo considerado proibitivo (dadas pelos declives f=1 e 0) segundo Fourcade e Allégre (1981) inviabilizando assim a paragénese considerada. Do mesmo modo, para o encrave MM-17-E, existem igualmente valores, para os elementos considerados, que caem no campo proibitivo, pelo que, a plagioclase não deverá constituir um papel significativo no mecanismo de acumulação destes encraves. Os resultados obtidos mostram assim um melhor ajuste para os encraves de duas anfíbolas assumindo uma paragénese de 90% de acumulação constituída por plagioclase e anfíbolas (hipótese-b; fig. 8.6) enquanto que para o encrave com horneblenda o melhor ajuste verifica-se assumindo apenas 20 % de acumulação desta anfíbola (hipótese-c; fig. 8.6). Apesar da forte semelhança geoquímica entre os vários encraves parecem existir diferentes proporções de minerais acumulados/concentrados onde a horneblenda tem um papel preponderante como já sugerido pelos perfis ETR.

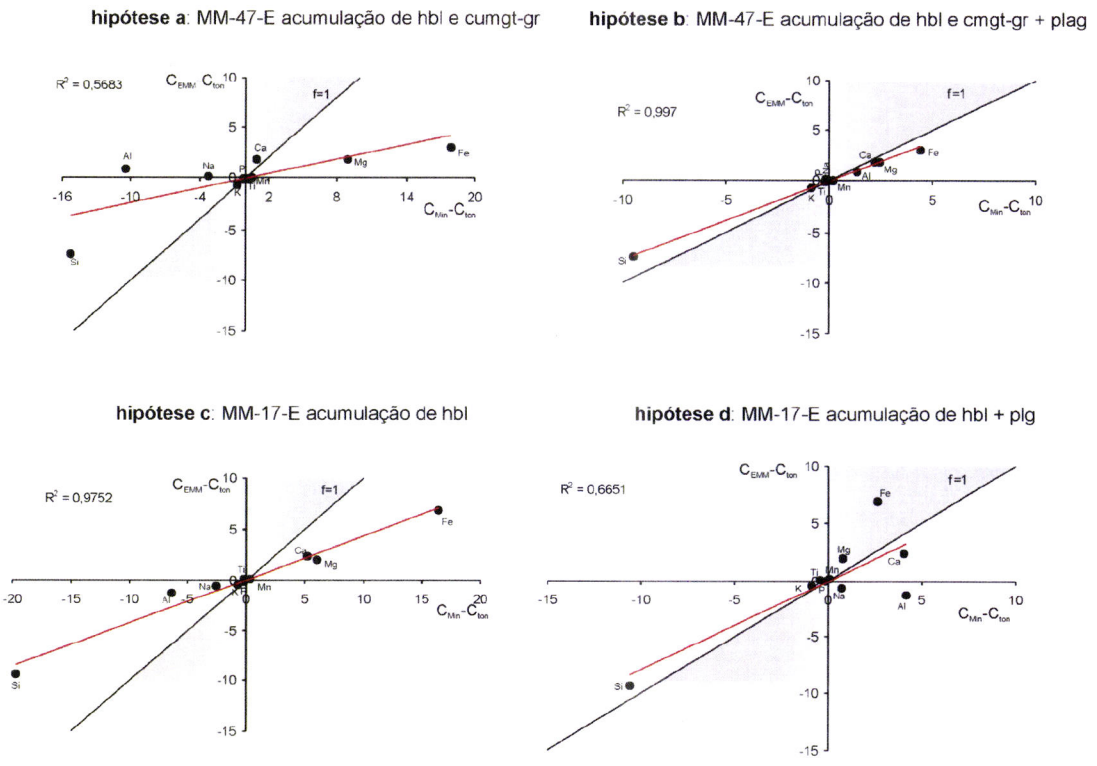


Figura 8.6 – Ilustração da aplicação da equação de Fourcade e Allègre (1981) para avaliação dos mecanismos de acumulação, considerando elementos maiores, para os encraves MM-47-E (horneblenda e cumingtonite-grunerite) e MM-17-E (horneblenda). As áreas sombreadas correspondem a domínios impeditivos, segundo os autores acima referidos.

8.2 Avaliação dos processos envolvidos na génese dos granitóides do Alto de São Bento

8.2.1 Cristalização fraccionada a partir de magmas tonalíticos (Maciço dos Hospitais)

O forte paralelismo entre os tonalitos do MH e os granitóides do ASB para os perfis multi-elementares e ETR, sugere a existência de laços parentais por cristalização fraccionada, apesar da sua eventual associação a um mecanismo de mistura (vide 6.3.2; 7.2.1.2). Deste modo, foi testada a hipótese de se obter o espectro composicional dos granitóides mais félsicos a partir dos tonalitos por cristalização fraccionada. A projecção conjunta dos vários granitóides com as análises de química mineral relativas aos tonalitos do MH (fig. 8.7) sugere que a evolução destas rochas se possa ter dado, essencialmente, por fraccionação de horneblenda e plagioclase segundo as linhas evolutivas representadas. De acordo com as projecções gráficas e a regra da alavanca para as linhas "hbl-plg" as referidas fases deverão ter cristalizado em proporções semelhantes.

Relativamente aos elementos traço as linhas de evolução por cristalização fraccionada foram obtidas pela aplicação da equação 8.1 para os minerais horneblenda, biotite, plagioclase e feldspato potássico, considerando os coeficientes de partição em magmas dacíticos (tab. 8.5). A dispersão para elementos em traço, já mencionada, entre os vários tonalitos dificulta a escolha de um magma "primário", pelo que se seleccionou um dos litótipos com menor concentração em SiO_2 e Ba e maior concentração em Sr (MM-39). A figura 8.8-a mostra as curvas de evolução obtidas para os elementos Ba e Sr, considerando a cristalização separada de cada fase. A evolução dos granitóides do ASB no sentido de acompanharem uma linha evolutiva (CF) entre as curvas da plagioclase e horneblenda favorece a ideia dos granitos porfiróides, granodiorito e encraves bandados resultarem de uma fraccionação das referidas fases. A fraccionação de plagioclase está de acordo com o aumento da anomalia negativa em Eu presente nos litótipos referidos. Apesar da biotite observada nos tonalitos esta não parece ter contribuído de modo significativo para a evolução do Ba nos referidos granitóides. A figura 8.8-b, relativa à evolução para o Sr e Th, está de acordo com a participação de plagioclase, anfíbola e/ou biotite na evolução dos granitóides do ASB a partir dos tonalitos do MH.

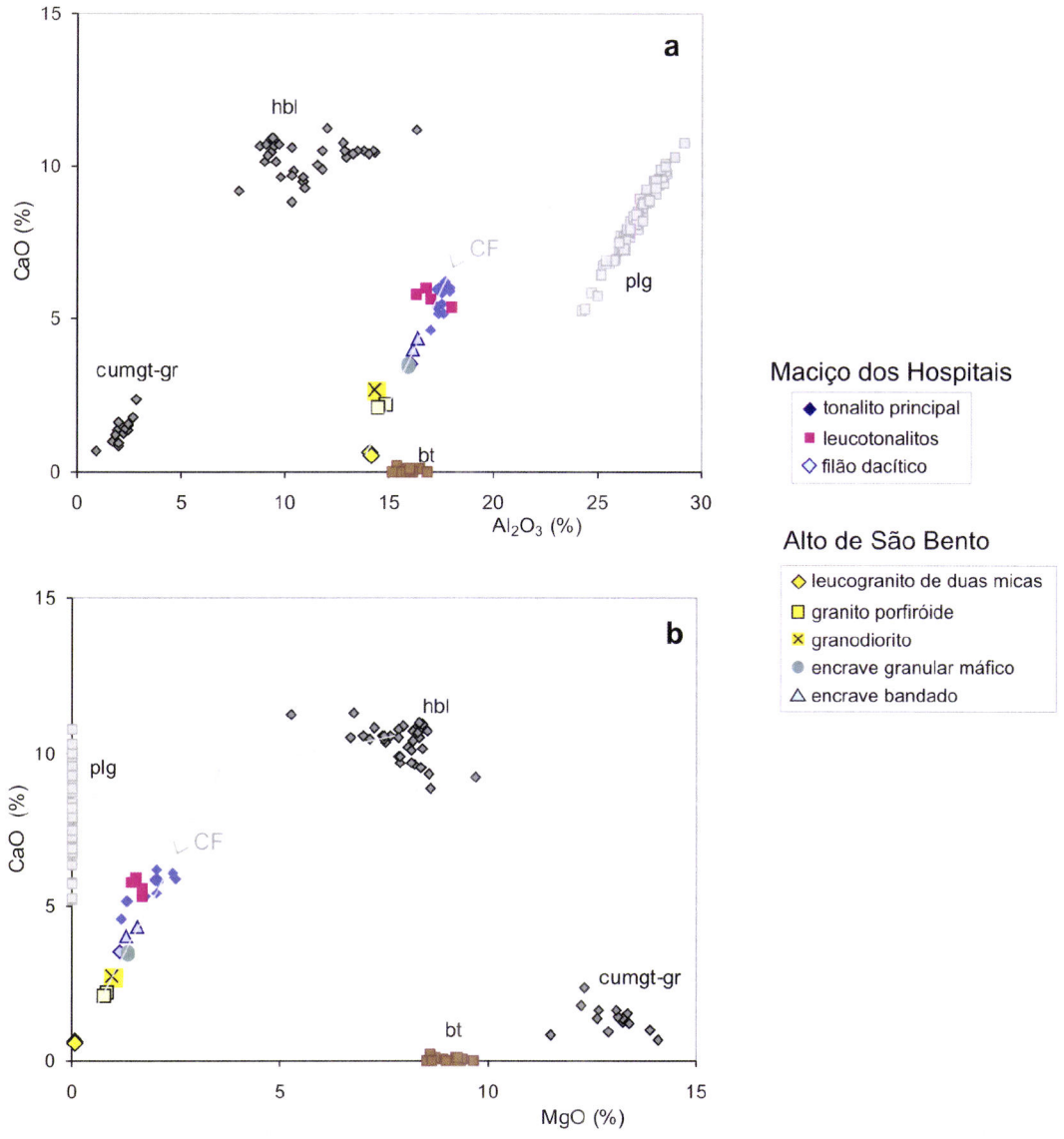


Figura 8.7 – Projecção das análises de rocha total para tonalitos e níveis félsicos do MH e litótipos do ASB em conjunto com as análises de química mineral efectuadas nos tonalitos do MH. **a)** CaO (%) *vs* Al_2O_3 (%) e **b)** CaO (%) *vs* MgO (%). Legenda: plg-plagioclase, hbl-horneblenda, cumgt-gr-cumingtonite-grunerite, bt-biotite, "CF"-linha evolutiva dos tonalitos para os granitóides do ASB.

Os encraves granulares máficos e os leucogranitos parecem traduzir um comportamento distinto do das demais litologias, sugerindo a fraccionação de um fase responsável pela diminuição do Ba. Considerando os dois diagramas apresentados (fig. 8.8-a e b) o leucogranito de duas micas pode resultar de uma forte fraccionação de feldspato potássico, mas os encraves, parecem testemunhar a fraccionação conjunta de plagioclase e biotite. Como referido no ponto anterior, os encraves granulares máficos estudados no ASB deverão corresponder a um magma derivado por cristalização fraccionada a partir de magmas mais básicos (gabros) e não de magmas tonalíticos.

Tabela 8.5 – Coeficientes de participação para líquidos dacíticos segundo a compilação de Rollinson, (1993) e GERM (*). O valor de Ba para a horneblenda é relativo a um líquido andesítico. Hbl-horneblenda, bt-biotite, plg-plagioclase, F-K-feldspato potássico

	hbl	bt	plg	F-K
Ba	0.28*	6.36*	0.36*	6.12*
Th	0.16*	0.12	0.032*	0.007
Sr	0.022	0.31	2.84	3.87

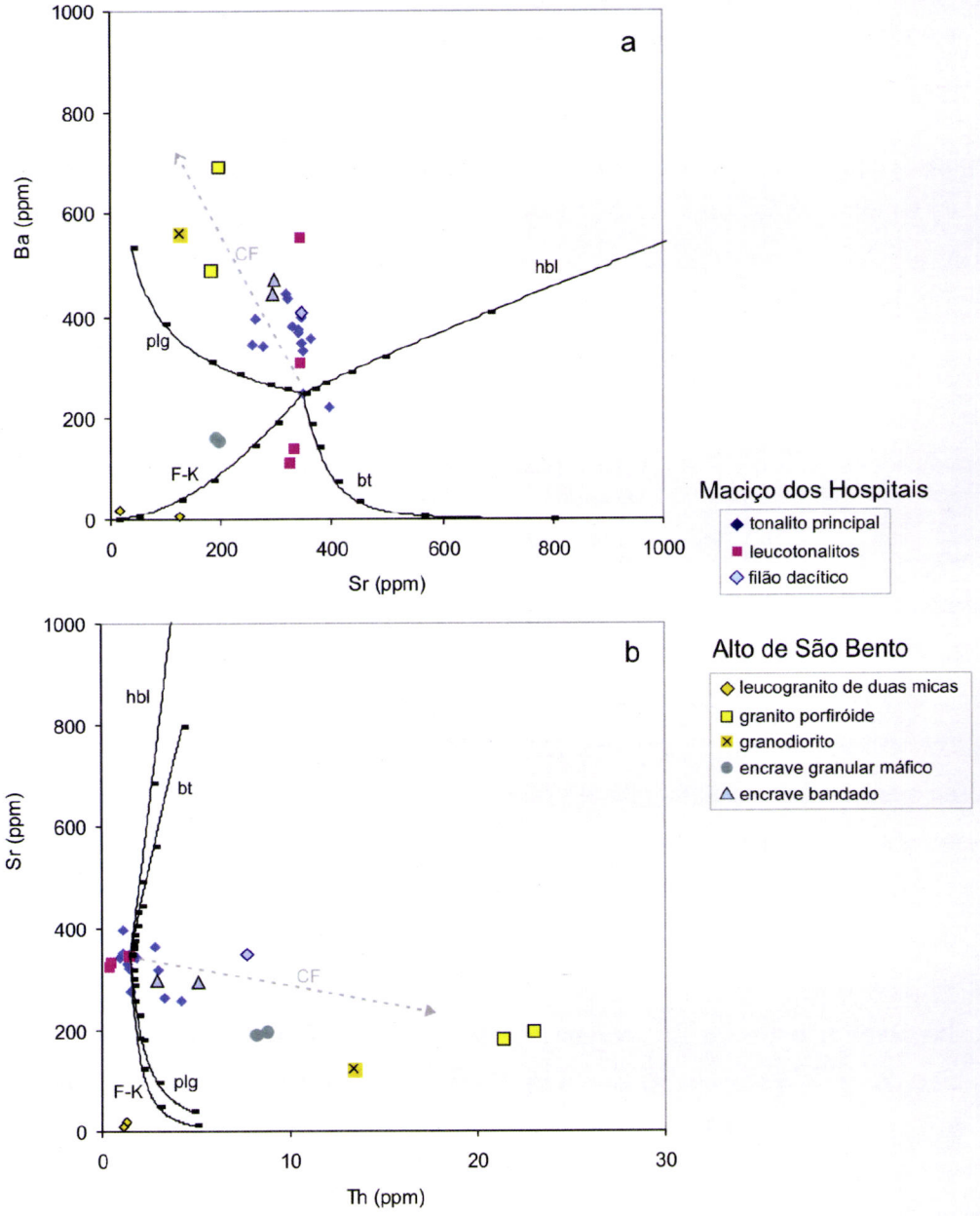


Figura 8.8 – Projecção das linhas evolutivas para diferentes fases minerais, obtidas por cristalização fraccionada segundo a equação de Rayleigh (8.1), para os elementos **a)** Ba e Sr, **b)** Sr e Th e utilizando como magma parental a amostra de tonalito MM-39. Legenda: plg-plagioclase, hbl-horneblenda, bt-biotite, F-K- feldspato potássico, "CF"-linha evolutiva proposta por cristalização fraccionada dos tonalitos para os granitóides do ASB.

8.2.2 Mecanismo de mistura de magmas básicos/intermédios e crustais

Se a modelação efectuada anteriormente não desmente um mecanismo de cristalização fraccionada na génese do sgranitóides do ASB, é necessário, no entanto, avaliar a existência de um mecanismo de mistura. De facto, não só o forte alinhamento observado nos diagramas de variação, entre as várias litologias plutónicas estudadas (vide 6.1.2), como também a existência de assinaturas isotópicas projectando-se ao longo de uma curva hiperbólica no diagrama εNd vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ (vide 7.2.1.2; fig. 7.7), sugerem uma variação da importância relativa dos contibutos de materiais primários máficos (mantélicos?) e félsicos (crustais).

A figura 8.9 pretende ilustrar curvas de mistura considerando vários extremos de uma mistura simples cujas curvas dão definidas segundo Langmuir et al. (1978) do seguinte modo

$$R^X_M = \frac{R^X_A X_A f + R^X_B X_B{}^*(1-f)}{X_A f + X_B{}^*(1-f)} \qquad (8.5)$$

onde R^X_M é a razão isotópica de X na mistura dos componentes A e B, X_A e X_B são as concentrações de X em A e B e f é a proporção de A definido como A/(A+B).

Verifica-se que dificilmente se consegue ajustar os encraves bandados e o granodiorito do ASB à curva de mistura, tendo por pólo crustal o leucogranito de duas micas. Esta observação parece confirmar a conclusão de o termo mais félsico do ASB dificilmente constituir um extremo de mistura, o que aliás, está de acordo com o facto das concentrações em alguns elementos (Zr, Ba, Th e La) não correspondem a valores extremos. De facto, as distribuições observadas parecem indicar que a mistura se efectuou com um pólo menos radiogénico relativamente aos isótopos de Nd. Foi, assim, avaliado um mecanismo de mistura simples com o diatexito (fig. 8.10), uma vez que, dos vários litótipos estudados, é o que apresenta valores mais baixos em εNd.

Considerando o espectro de rochas intrusivas (gabros, tonalitos, encrave bandado, granodiorito) e os diatexitos, observa-se (fig. 8.10-a) que definem, grosso modo, uma curva hiperbólica consistente com um mecanismo de mistura entre os dois pólos: máfico (e tendo provavelmente origem em magmas primários mantélicos ou tonalitos) e félsico (diatexito, resultando de anatexia de metasedimentos). Padrões deste tipo estão descritos em vários granitóides hercínicos (e.g. Allègre e Ben Othman, 1980; Duthou e Pin, 1988; Liew e Hofman, 1988; Moreno-Ventas et al., 1995; Casquet e Galindo, 2004).

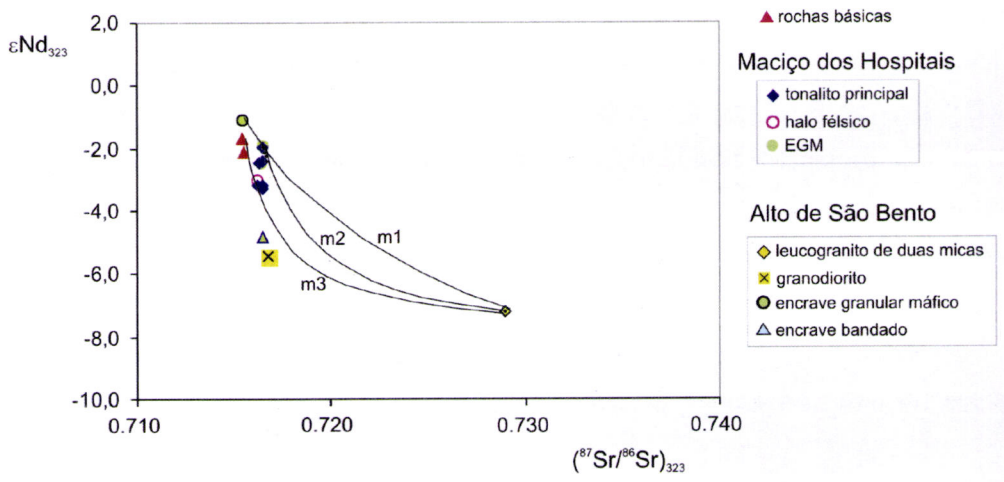
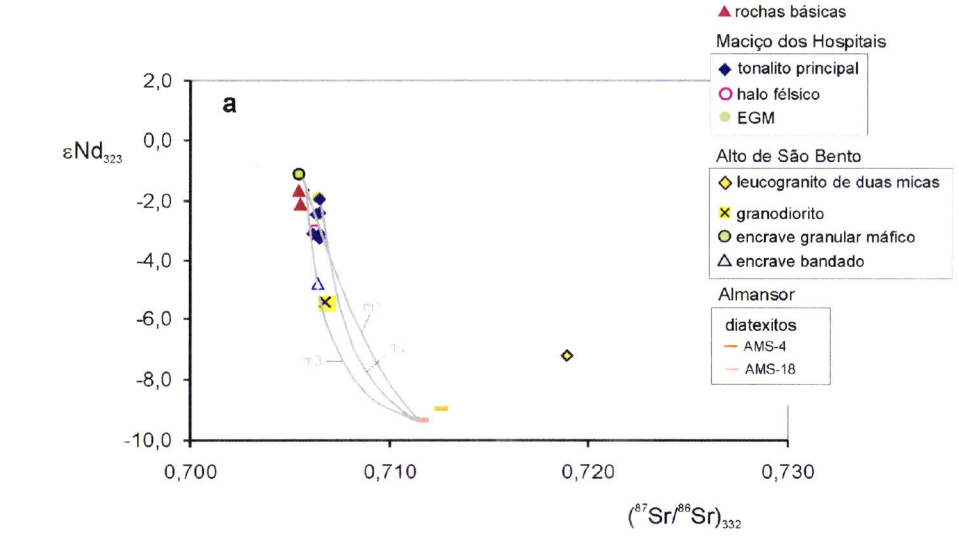


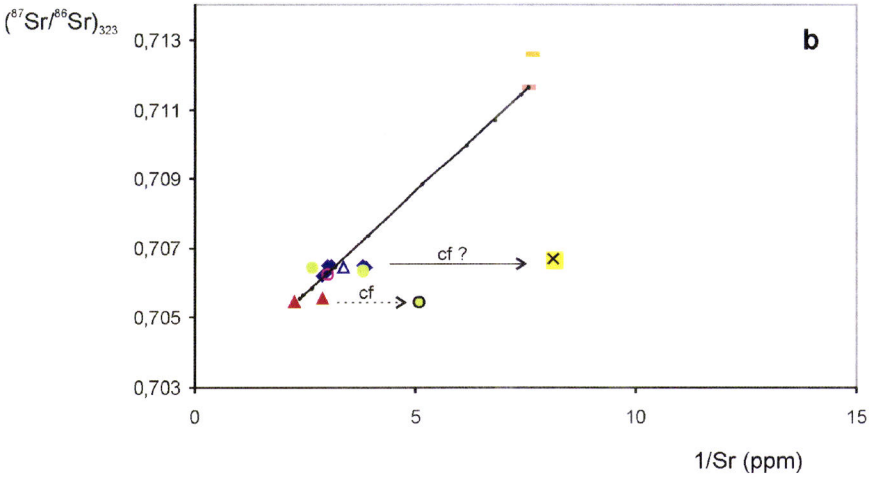
Figura 8.9 – Curvas de mistura simples ("m") para as rochas intrusivas admitindo o leucogranito de duas micas (ASB-8) como pólo crustal e vários pólos básicos e intermédios: **m1**- encrave magmático máfico (ASB-9), **m2**- tonalito (MM-54) do MH, **m3** - gabros (FC-2).

Porém, a projecção $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ *vs* 1/Sr (fig.8.10-b) mostra que os dados isotópicos não devem conduzir a um menosprezo do papel da cristalização fracionada. De facto, o encrave bandado apresenta valores para $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ e 1/Sr que se sobrepõem aos dos tonalitos do MH, e o granodiorito exibe uma diminuição do valor de Sr mas com a razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ igual à dos tonalitos. Estas variações podem ser explicadas com base num mecanismo de cristalização fraccionada, com um percurso semelhante ao tonalito do MH no caso dos encraves bandados, e mais pronunciado no caso do granodiorito, o que está de acordo com a geoquímica elementar. O encrave granular máfico do ASB sugere, uma vez mais, um mecanismo de cristalização a partir de rochas básicas uma vez que não se verifica qualquer variação na razão $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ e apresenta valores de 1/Sr mais elevados relativamente às rochas máficas

A projecção dos tonalitos do MH segundo a linha de mistura (equação 8.5) entre os gabros e os diatexitos poderia sugerir que aqueles contivessem internamente um componente de mistura. Porém, a variação observada (~0.01) é inferior a limites de variação encontrados para rochas consideradas cogenéticas e relacionadas ente si por cristalização fraccionada (e.g. Pin et al., 1990; Dias e Leterrier, 1994; Flierdt et al., 2003; Alther e Siebel, 2002) e, além disso, no caso do εNd, existe uma sobreposição de valores considerando o conjunto gabros-tonalitos. Os encraves granulares máficos do MH traduzem o efeito da acumulação da anfíbola dado pelo aumento da concentração em Nd e mantendo os valores εNd dos gabros e tonalitos.

Considerando a projecção εNd *vs* Nd (fig. 8.10-c) parece ser exequível uma mistura entre um pólo máfico (tonalitos ou gabros) e os diatexitos, de modo a explicar as composições isotópicas do encrave bandado e do granodiorito. É possível verificar que estes litótipos se projectam ao longo de uma linha de mistura simples entre aqueles pólos, de acordo com uma mistura em que o componente félsico corresponderia a ~30%, para o encrave bandado, e a 40%, para o granodiorito. Esta hipótese de mistura com os diatexitos (fundidos de Série Negra-metassedimentos ediacarianos) está de acordo com a presença de núcleos herdados precâmbricos, em zircões provenientes de um granodiorito, próximo de Arraiolos (Chichorro, 2006). O encrave granular máfico do ASB parece, uma vez mais, e agora relativamente ao Nd, reflectir não um pólo de mistura, como podia ser sugerido pelo elevado valor εNd, mas um processo de cristalização fraccionada a partir de um magma básico com uma assinatura isotópica ligeiramente mais empobrecida do que a dos gabros analisados.





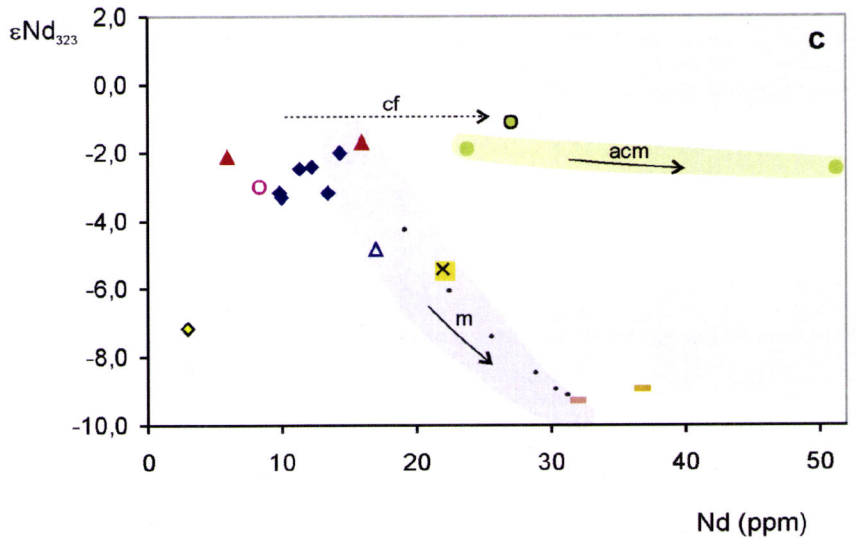


Figura 8.10 – a) Diagrama εNd_{323} *vs* $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ mostrando curvas de mistura simples para as rochas intrusivas admitindo o diatexito de Almansor (ASM-18) como pólo crustal e vários pólos máficos (m1-engrave granular máfico do ASB, m2-tonalito MM-54, m3-gabro FC-2); **b)** diagrama $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{323}$ *vs* 1/Sr mostrando a recta de mistura entre o gabro (FC-2) e o diatexito (AMS-18); **c)** diagrama εNd_{323} *vs* Nd onde a mancha sombreada a roxo engloba as curvas de mistura considerando os pólos máficos (tonalito – MM-54 e gabro-FC-2), "m" – mistura, "cf" – cristlização fraccionada, "acm" – acumulação.

8.2.3 Avaliação experimental da hipótese do leucogranito de duas micas resultar da fusão dos encraves bandados

Os processos envolvidos na geração do leucogranito de duas micas, parecem ser distintos dos considerados para as restantes rochas intrusivas do ME, em particular para os granitóides do ASB. Se a geoquímica macro e oligoelementar podia suportar a hipótese de este litótipo corresponder a um diferenciado extremo a partir de magmas intermédios, já a sua assinatura isotópica, claramente enriquecida em Sr radiogénico, sugere o envolvimento de fonte e mecanismo distintos.

Segundo Villaseca et al. (1998) e Castro et al. (1999a) leucogranitos peraluminosos podem ter gamas de razões isotópicas distintas apesar de exibirem a mesma composição em termos macro e oligoelementares. Esta semelhança reflecte, segundo Castro et al. (1999a), o facto dos fundidos leucograníticos corresponderem a composições eutéticas e, deste modo, a fusão por desidratação de diferentes protólitos micáceos (com razões isotópicas distintas) originar fundidos com intervalos composicionais, em termos de geoquímica elementar, restritos (Patiño Douce e Johnston, 1991; Castro et al., 1999a). White e Chappel (1977) apresentam como critérios para identificação de fundidos mínimos os seguintes pontos: 1) completa

ausência de plagioclases zonadas e/ou núcleos de plagioclase que são indicativos de restitos; 2) ausência de cordierite restítica; 3) teores de Mg, Cr e Ni devem ser próximos de zero; 4) teor de SiO_2 deverá ser cerca de 76%.

No Alto de São Bento, o leucogranito de duas micas preenche os requisitos acima referidos, podendo ser considerado um fundido mínimo: a plagioclase ocorre como inclusão no feldspato potássico, mas parece corresponder a uma fase de cristalização precoce; os testemunhos de cordierite são escassos e têm características texturais mais compatíveis com uma origem magmática; o teor de SiO_2 ronda os 76% e os de MgO e TiO_2, Cr e Ni são muito baixos. Mais: comparando as análises dos leucogranitos de duas micas do ASB com fundidos mínimos de White e Chappel (1977) e Williamson et al. (1997) (tab. 8.6), verifica-se uma forte semelhança entre as várias composições, com excepção dos valores de $Fe_2O_3^t$ e CaO que são significativamente inferiores nas amostras estudadas neste trabalho.

Tendo em conta a associação espacial entre os leucogranitos de duas micas e os encraves bandados, bem como o aspecto estrutural/textural destes últimos, permitiu colocar a hipótese de eles representarem uma litologia metamórfica. Deste modo, decidiu-se avaliar de forma preliminar e de modo experimental, a possibilidade dos encraves bandados constituírem o protólito crustal dos leucogranitos.

A experiência decorreu nos laboratórios da Universidade de Huelva e os procedimentos seguidos foram os que se encontram descritos em Castro et al. (2000). Para a experiência, utilizou-se a amostra moída (pó), a qual que esteve sujeita a condições de fusão anidras, com uma temperatura de 900ºC e uma pressão de 6 kbar durante 3 dias de modo a obter condições de equilíbrio. A amostra foi posteriormente observada em SEM-EDS[15] (JEOL-JSM5410; microscópio electrónico de varrimento munido de detector de energia dispersiva) que permitiu a identificação das fases cristalinas e análise da composição do vidro para elementos maiores. O resultado da experiência pode ser observado na figura 8.11.

[15] SEM-EDS: *Scanning Electron Microscopy e Energy Dispersive Spectrometer.*

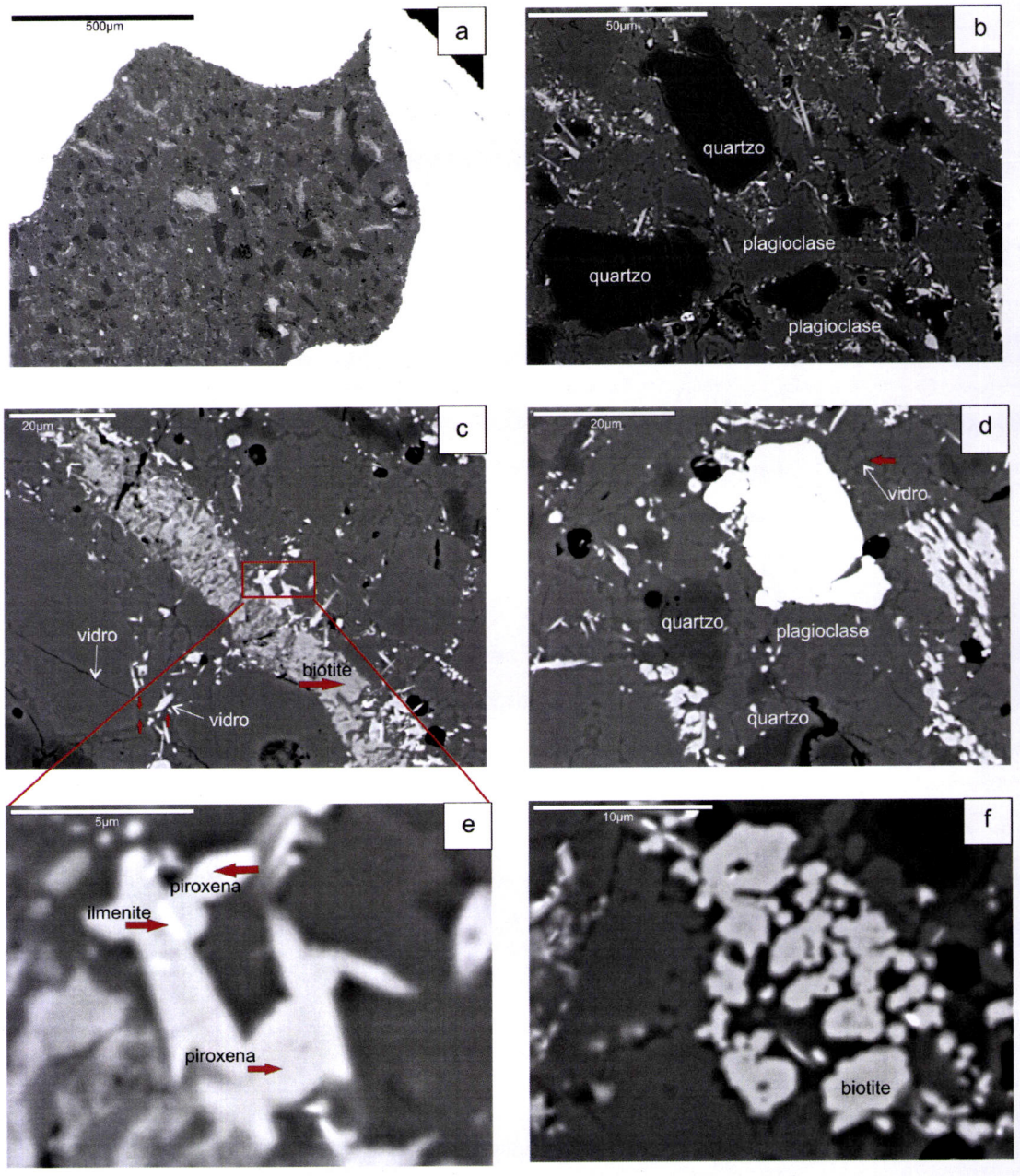


Figura 8.11 – Texturas representativas dos produtos da experiência efectuada na amostra ASB-6 (tonalito) a 6 kbar e 900 ºC. As fotografias foram obtidas através de SEM com electrões retrodifundidos. As setas vermelhas indicam os locais onde se efectuaram análises de minerais e/ou vidro por EDS. **a)** Envólucro e amostra pulverizada após fusão; **b)** pormenor textural de plagioclase e quartzo essencialmente angulares; **c)** aspecto esquelético de biotite e vidro; **d)** pormenor de vidro associado a plagioclase; **e)** ilmenite e piroxena euédrica peritética; **f)** pormenor do aspecto esquelético de biotite indicando a sua participação na fusão.

O protólito usado (amostra ASB-6) tem uma composição tonalítica descrita como EB1 no capítulo IV-Petrografia (ponto 4.1.3.1.1). As figuras 8.11-a e b mostram a paragénese original (pulverizada) sem a formação aparente de vidro. Observa-se o forte predomínio de plagioclase, quartzo (contornos muito angulares e tom mais escuro), biotite (contornos muito irregulares e reflectância intermédia) e pontualmente

alguns óxidos (minerais com maior reflectancia). Já a uma escala maior (fig. 8.11-c e d) observam-se "veios" (limites entre grãos) e interstícios muito finos preenchidos por material com menor reflectancia que corresponde a vidro (material fundido). Não obstante a presença de vidro, a sua quantidade é muito reduzida e deverá corresponder apenas a 1-2% do volume total. O aspecto esquelético (desenvolvimento de golfos de corrosão) da biotite (fig. 8.11-c e f) indica o predomínio destas fases no processo de fusão parcial. Os cristais euédricos (fig. 8.11-e) de piroxena (ortopiroxena) representam a fase peritética.

Foram efectuadas análises de vidro em quatro locais (fig. 8.11-c e d) cujos resultados se encontram representados na tabela 8.6. Os fundidos experimentais apresentam totais muito baixos devido aos elevados teores em água pelo que a comparação, com composições de rocha total, deve ser efectuada com os dados recalculados para um total de 100% e assumindo uma perda de 30% no sódio inicial (López et al., 2005) devido à sua volatilidade. Os fundidos apresentam valores muito elevados em sílica (>73%) o que é expectável numa fusão incongruente, por desidratação, de mica + quartzo (Patiño Douce, 1999). De acordo com este autor, o forte enriquecimento em sílica do fundido reflecte o facto da mica ser consumida antes do quartzo. A elevada peraluminosidade (A/CNK:1.10-1.43) comparativamente ao protólito (metaluminoso) está de igual modo concordante com a participação da biotite. Segundo Castro (*com. pess.*) 60% dos elementos constituintes do fundido são provenientes da biotite.

Tabela 8.6 – Tabela comparativa de: análises dos leucogranitos de duas micas do ASB (LGM), fundidos mínimos do tipo S (S-FM): 1- White e Chappel (1977), 2- Williamson et al. (1997) e resultados obtidos para a composição do vidro (#1 a 4) resultante da fusão de cerca de 1-2% de uma composição tonalítica. Valores recalculados para 100% assumindo uma perda de 30% em Na.

	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3^t$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	A/CNK
LGM (GPAS)	75.99	14.04	0.77	0.054	0.08	0.63	3.90	3.90	0.030	0.18	1.19
LGM (ASB-8)	74.6	14.12	0.74	0.05	0.08	0.55	4.13	3.85	0.02	0,2	1.18
"S-FM" [1]	75.07	12.85	1.69	0.31	0.31	1.11	3.08	4.81	0.28	0.06	
"S-FM" [2]	74.39	14.86	1.07	0.035	0.32	1.14	3.35	4.90	0.175	0.171	
Vidro-1	75.7	13.13	2.53	0.00	0.38	1.31	3.29	3.31	0.37	-	1.16
Vidro-2	78.1	11.75	2.5	0.14	0.61	1.2	1.68	3	0.23	-	1.43
Vidro-3	74.1	15.27	1.26	0.03	0.00	2.08	3.91	3.35	0.31	-	1.10
Vidro-4	73.8	15.36	1.87	0.00	0.16	2.09	3.61	3.61	0.39	-	1.13

Comparando as composições dos leucogranitos de duas micas do ASB (GPAS e ASB-8), quer com os fundidos agora obtidos, quer com os fundidos mínimos de White e Chappel (1977) e Williamson et al. (1997), verifica-se uma grande semelhança para os

teores de SiO_2, Al_2O_3, Na_2O e K_2O mas elevadas discrepâncias para o Fe_2O_3 e CaO. O fundido gerado pelo encrave bandado (tonalito) apesar de peraluminoso e de composição granodiorítica a granítica (fig. 8.12), é muito enriquecido em ferro e cálcio comparativamente ao leucogranito. As composições granodioríticas obtidas devem-se à ausência de feldspato potásico na fonte e à participação de plagioclase de modo efectivo. Os aspectos mencionados, em conjunto com as assinaturas isotópicas distintas, sugerem que o encrave usado experimentalmente é um protólito improvável, para a produção de um magma como o dos leucogranitos. Outro factor no mesmo sentido é o da baixa fertilidade do material considerdo. A reduzida produção de magma, para temperaturas relativamnete elevadas (limite superior das temperaturas exibidas por rochas granulíticas regionais, e.g. Bucher e Frey, 1994) a partir do encrave bandado pode dever-se à pequena proporção de mica, o que faz com que esta litologia seja relativamente anidra, quando comparada com rochas metassedimentares (Patiño Douce e Johnston 1991; Patiño Douce, 1997; Castro et al., 1999a).

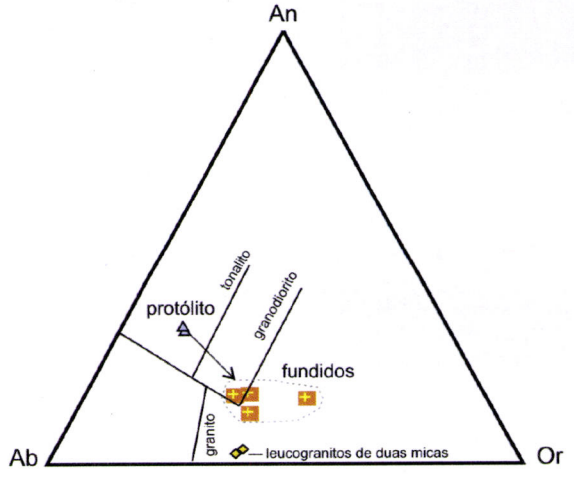


Figura 8.12 – Comparação das composições normativas (CIPW) do protólito (encrave bandado), dos vidros resultantes da fusão e dos leucogranitos de duas micas do ASB.

Concluindo, a conjugação dos dados experimentais com os dados apresentados (vide e.g. 6.1.2; 6.3.2; 6.3.2.2; 7.2.1.2) levam a considerar que o encrave bandado não é provavelmente um protólito para o leucogranito de duas micas.

8.3. Avaliação das condições físicas – geotermobarometria convencional

Apesar dos plutões calco-alcalinos serem sujeitos a uma grande diversidade de estudos geoquímicos, a avaliação das condições de cristalização (temperatura, pressão e fugacidade de água e oxigénio) apresenta dificuldades importantes, devido a uma série de factores (e.g. Cotkin e Medaris, 1993; Anderson, 1996):

- Os plutões deste tipo são predominantemente constituídos por quartzo, plagioclase, feldspato-K, biotite e horneblenda os quais são estáveis num largo espectro de condições crustais;
- Muitas rochas calco-alcalinas não têm associações minerais favoráveis para a análise de equilíbrio de fases;
- Geralmente, não é mantido o equilíbrio entre os minerais e o líquido parental;
- O reequilíbrio *subsolidus* é normalmente generalizado;
- Frequentemente, alterações deutéricas obliteram as associações primárias.

Porém, a correcta aplicação de geotermómetros, geobarómetros fornecem estimativas razoáveis de condições de cristalização e o desequilíbrio mineral-fundido e o reequilíbrio *subsolidus* pode ser transformado em vantagem para a construção da história evolutiva de um plutão.

8.3.1 Condições de fusão: temperatura do magma na fonte

As dificuldades acima referidas, acrescem aquando da determinação dos parâmetros físicos de fusão. Não obstante, a saturação em Zr fornece um meio simples mas robusto (Miller et al., 2003) para a determinação da temperatura do magma. A equação empírica de saturação em Zr (Watson e Harrison, 1983) é dada por

$$T_{Zr}=12900/(2.95+0.85M+\ln(496000/Zr_{magma}) \quad (8.6)$$

onde: M é igual a (Na+K+2Ca)/(Al*Si) e é expresso sob a forma de fracções catiónicas; Zr corresponde à concentração deste elemento, em ppm, no magma; T é a temperatura, em °K. A solubilidade do Zr é insensível à pressão e desvia-se da equação apenas para baixos teores em água (<1.5%) ou magmas peralcalinos (Watson, 1979), pelo que pode ser aplicado à generalidade dos magmas intermédios e félsicos na crosta.

As temperaturas obtidas, através da equação 8.6, podem ser interpretadas como a temperatura de extracção do magma a partir da fonte, assumindo que não houve nem cristalização fraccionada nem retenção no magma de xenocristais (Jung et al., 1999). Nestes casos, as temperaturas corresponderão a valores mínimos (que podem reflectir condições de cristalização) ou máximos, respectivamente. A interpretação dos resultados está assim muito condicionada pela existência, ou não, de zircões herdados. A adicionar ao problema levantado, é necessário referir que, tendo em

consideração que a génese de alguns granitóides estudados deverá estar condicionada por um processo de cristalização fraccionada, se deve ter em conta o controle que este processo pode exercer na concentração do Zr (Kemp et al., 2005). A equação 8.6 foi aplicada aos granitóides estudados e os resultados encontram-se resumidos na tab. 8.7.

Tabela 8.7 – Temperaturas estimadas para saturação em Zr segundo a equação 8.6 (Watson e Harrison, 1983).

Localização	Rochas	Zr (ppm)	T_{Zr} (°C)
Maciço dos Hospitais	Tonalito principal	77-131	780-829
Alto de São Bento	Granitos porfiróides	139;140	830;830
	Granodiorito	133	825
	Encraves bandados	104;108	807;809
	Leucogranito de duas micas	21;23	674;681
Almansor	Diatexitos	155-191	839-862
	Encrave de diatexito	255	896
	Granitóides isótropos	52;82	745-784
	Leucogranitóides	40;57	719;747
Valverde	Ortognaisses	98;152	793;835
	"Gnaisses-fundidos"	77-233	772-878

Como tem vindo a ser discutido para os granitóides do MH e do ASB a génese destas rochas está de acordo com evolução por cristalização fraccionada a partir de magmas básicos/intermédios associado a mistura de magmas (vide VI-Geoquímica e VII-Geoquímica isotópica, ponto 8.1 e 8.3). Deste modo, as temperaturas obtidas com a equação de Watson e Harrison (1983) não deverão caracterizar as condições de extracção fonte. As temperaturas obtidas deverão, antes, corresponder a temperaturas mínimas de magma que se poderão aproximar das condições de cristalização.

Os valores obtidos para os tonalitos (MH e encraves bandados: 780 e 829 °C) e para os granitos porfiróides/granodiorito (825-830 °C) situam-se dentro do intervalo de variação obtido por Miller et al. (2003) para os "granitóides quentes" (*hot granites*), com poucos ou nenhuns zircões herdados. Para estes granitóides, os autores citados referem que a sua origem tanto pode ser por fusão da crosta como por desidratação ou por fraccionação de magmas mantélicos, com ou sem contaminação crustal. Em

concordância com esta afirmação, verifica-se, na figura 8.13, que as temperaturas obtidas são inferiores quer às das curvas (Wyllie e Wolf, 1993; López e Castro, 2001) obtidas para a fusão por desidratação de anfibola (quando consideradas pressões plausíveis para a situação estudada e valores significativos de percentagens de fusão), quer à da linha *liquidus* para composições tonalíticas (~950 °C: Stern et al., 1975; Huang e Wyllie, 1986).

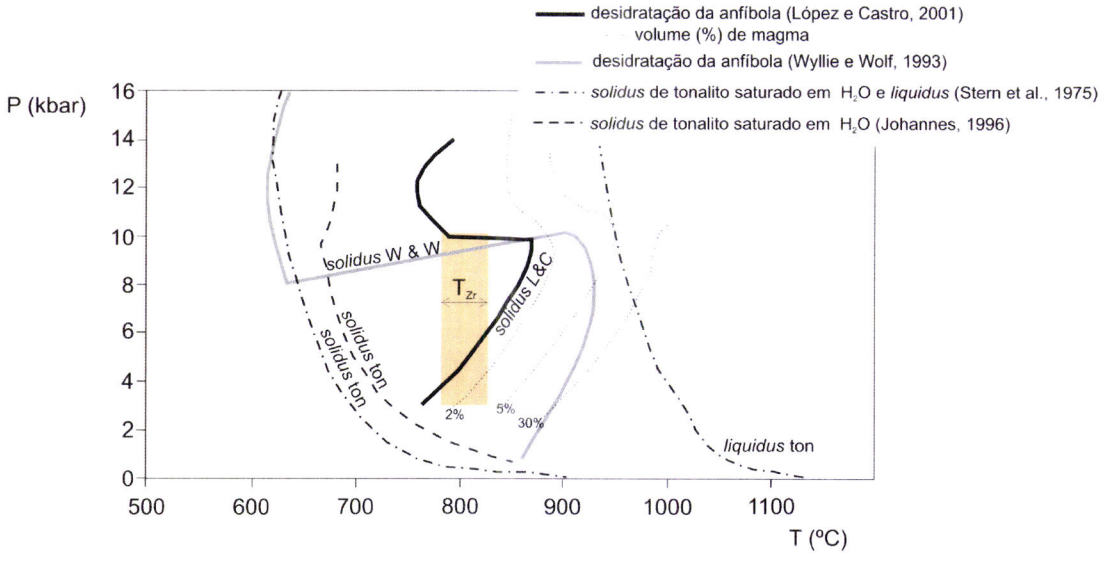


Figura 8.13 – Diagrama pressão-temperatura para mostrar as curvas de desidratação da anfíbola de acordo com dados experimentais e curvas *solidus* e *líquidus* para composições tonalíticas. Adaptado de López e Castro (2001). O sombreado laranja assinala o intervalo de temperaturas obtidas para a T_{Zr} dos granitóides do MH e do ASB (com excepção do leucogranito de duas micas).

Os leucogranitos de duas micas, exibem concentrações em Zr que determinam temperaturas baixas (674-681 °C), comparativamente aos valores obtidos por Miller et al. (2003) para magmas de origem crustal com zircões herdados. Se estes valores representam valores de extracção do magma na fonte a fusão seria possível através da quebra da moscovite (a ~2-3 kbar) ou implicando a forte participação de água no magma de acordo com a figura 8.14. Porém, o empobrecimento em Zr pode dever-se à cristalização de zircão, numa etapa mais precoce, ou à retenção de Zr nas fases residuais na fonte conduzindo, em ambos os casos, à obtenção de temperaturas mais baixas. Deste modo, a temperatura obtida pode corresponder a uma temperatura mínima.

Relativamente ao Complexo gnaisso-migmatítico em Almansor, os valores obtidos para a T_{Zr} nos diatexitos são relativamente elevados (836-862°C), mas dentro de valores expectáveis para magmas anatéticos, ultrapassando claramente a curva de

desidratação da biotite. Os valores obtidos estão assim de acordo com os elevados graus de fusão admitidos para estes litótipos. Dado o elevado contributo de componente restítico nestes litótipos é de esperar que existam igualmente zircões herdados da fonte. Assim as temperaturas estimadas deverão corresponder a valores máximos, em particular para o encrave de diatexito que apresenta concentrações de sobressaturação em Zr (255 ppm) e, consequentemente, uma temperatura demasiado elevada (896 ºC).

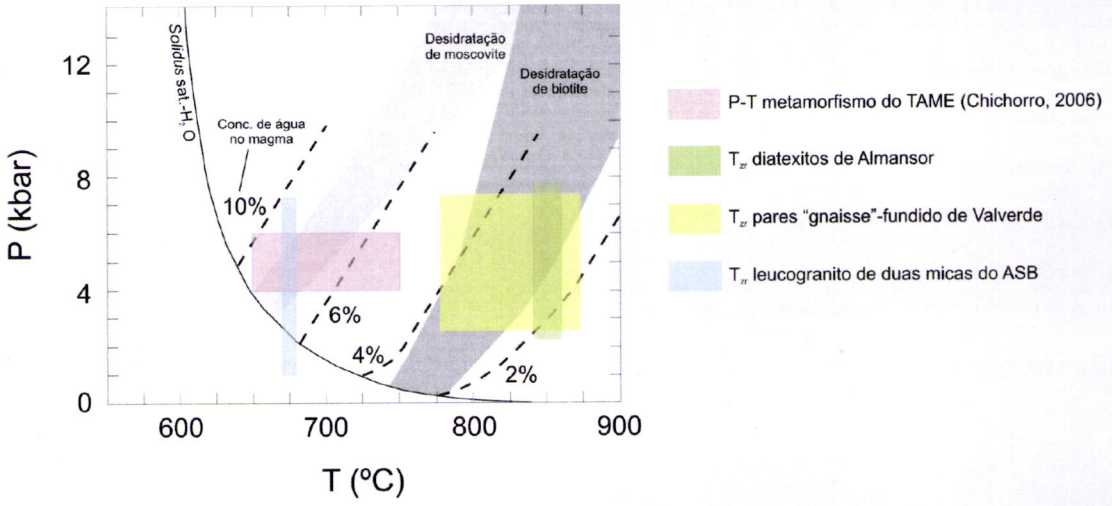


Figura 8.14 – Curva *solidus* para granito hidratado, teores mínimos de água para magmas félsicos e intervalos aproximados de desidratação para a moscovite e biotite. Adaptado de Miller et al. (2003).

Para os granitóides isótropos de Almansor as concentrações de Zr permitiram obter temperaturas de 745 e 789 ºC o que leva a que se coloquem duas hipóteses: 1) estas rochas corresponderem a magmas muito fraccionados e as temperaturas testemunharem o arrefecimento; 2) as temperaturas serem, de facto, baixas (inferiores à da desidratação da biotite), pelo que seria necessário invocar um mecanismo de fusão com a forte participação de água. Ambas as hipóteses estão de acordo com o que foi discutido no ponto 6.3.2.1.2. Porém, considerando os dados isotópicos (vide 7.2.2.1) não parece provável, uma origem por anatexia de metassedimentos pelo que se favorece a primeira hipótese.

Para os leucogranitóides não estão preenchidas as condições de aplicação do termómetro de saturação em Zr, uma vez que não se observaram cristais de zircão. Assim sendo, a temperatura obtida corresponde a um valor mínimo, não contribuindo para o esclarecimento das condições físicas que presidiram à formação dos migmatitos e granitóides associados.

O largo espectro de temperaturas (772-878°C) obtidas para os trondjhemitos ("gnaisses"-fundidos) não permite conclusões definitivas quanto ás temperaturas de anatexia: deixa em aberto a hipótese de participação de água no processo de fusão, como defendido em capítulos anteriores (6.3.2.2 e 7.2.2.2) no caso das temperaturas mais baixas, mas também, a fusão por decomposição da biotite no caso onde a temperatura é mais elevada.

8.3.2 Condições de cristalização

Para a determinação dos parâmetros físicos da instalação e cristalização dos tonalitos do MH, encraves bandados da pedreira do ASB e trondjhemitos de Valverde aplicaram-se o geotermómetro de Holland e Blundy (1994) e os geobarómetros de Schmidt (1992) e Anderson e Smith (1995) que utilizam os minerais horneblenda e a plagioclase.

Os geobarómetros de Schmidt (1992) e Anderson e Smith (1995) baseiam-se no pressuposto de que o Al^{tot} presente na horneblenda magmática se correlaciona com a pressão aquando da cristalização magmática, de acordo com a reacção

2quartzo+2 anortite+biotite=ortoclase +tschermaquite na anfíbola.

Os valores de pressão são obtidos a partir das equações 8.7 (Schmidt,1992) e 8.8 (Anderson e Smith, 1995):

$$P(\pm 0.6\ kbar) = -3.01+4.76Al^{tot} \quad (8.7)$$

$$P(\pm 0.6\ kbar) = 4.76Al^{tot}-3.01-[(T(°C)-675/85)x(0.530Al^{tot}+0.005294(T(°C)-675)] \quad (8.8)$$

onde Al^{tot} representa o total de Al p.f.u..

Os resultados obtidos sugerem pressões de cristalização entre 4 e 10 kbar (calculadas para 700 °C) para o conjunto dos litótipos do MH (fig. 8.15). Os valores obtidos são elevados comparativamente aos obtidos por Cotkin e Medaris (1993) que estimam valores próximos de 3 kbar para complexos calco-alcalinos em arcos magmáticos. Porém, a presença de epídoto nestas rochas, apesar de não ser muito abundante, sugere de facto, pressões de cristalização superiores a 4-6 kbar (Schmidt, 1993) ou 8 kbar (Zen e Hammartsron, 1984). A cristalização relativamente precoce de alanite (observada nos tonalitos do MH) em magmas tonalíticos poderia mesmo, segundo Schmidt e Thompson (1996), dar-se em condições de pressão de 10 kbar.

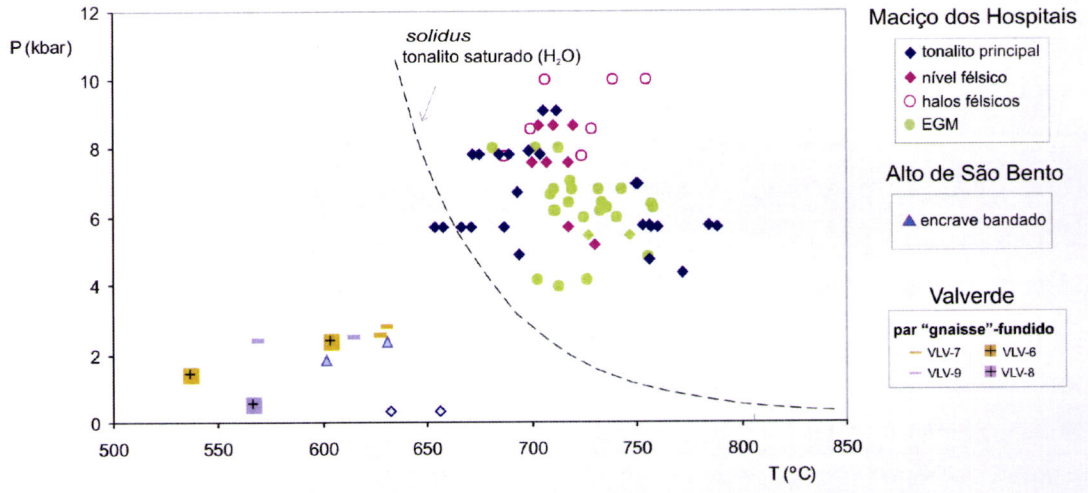


Figura 8.15 – Condições de P e T obtidas através dos pares horneblenda-plagioclase para os tonalitos do MH, encraves bandados e trondjhemitos de Valverde, obtidas pelo geobarómetro de Schmidt (1992) e geotermómetro de Holland e Blundy (1994). Curva *solidus* para tonalito saturado segundo Anderson e Smith (1995).

Relativamente à aplicação dos geobarómetros de Schmidt (1992) ou Anderson e Smith (1995) são vários os factores que podem justificar, quer a forte dispersão, quer os valores elevados de pressão. De acordo com Anderson e Smith (1995), os bordos das horneblendas em contacto com quartzo mostram uma grande dispersão de resultados (>4 kbar no trabalho referido). A ausência de feldspato potássico parece não afectar significativamente o Al na anfíbola (Anderson e Smith, 1995) mas os autores sugerem alguma precaução principalmente quando os teores em anortite são superiores a An_{35} (frequente nos tonalitos estudados). Neste caso pode-se registar aumento de Al como consequência de uma substituição edenítica e não em relação com um real aumento de pressão. Segundo Castro et al. (1995) as variações em Al tetraédrico podem estar relacionadas com reequilíbrio durante o arrefecimento magmático ou com condições *subsolidus*.

Da observação da figura 8.15, verifica-se ainda que, parece existir uma tendência para, no Maciço dos Hospitais, os litótipos félsicos apresentarem os valores mais elevados de pressão, enquanto que os mais baixos são dados por anfíbolas presentes em encraves. Apesar de Anderson e Smith (1995) referirem que a pressão de cristalização pode variar dentro de um corpo plutónico, a diversidade de valores registados no MH não deverá traduzir uma variação efectiva da pressão, mas antes estar relacionada com a génese dos encraves e halos. Tendo em conta a provável migração de elementos aquando da geração dos halos félsicos (tal como foi abordado em 6.3.1.4) e o facto do Al ter baixa mobilidade (Watson, 1982; Castro e Stephens,

1992), não é de estranhar que as anfíbolas presentes nesses halos sejam mais aluminosas do que as restantes e conduzam a valores de pressão provavelmente exagerados. Assim, os valores mais representativos das condições de pressão (4-9 kbar) deverão ser obtidas no tonalito principal, onde não se terão feito sentir de modo significativo as perturbações causadas por variações composicionais locais. Os valores mais baixos da gama obtida nos tonalitos poderão estar relacionados com cristalização durante descompressão (ascensão do magma), o que estaria de acordo com a existência de núcleos reabsorvidos na plagioclase (vide 4.1.1). Em síntese, parecem existir evidências para uma cristalização que se terá iniciado a pressões relativamente elevadas em concordância com as conclusões Hollister et al. (1987) que estimam valores até 8 kbar em magmas calco-alcalinos, a qual terá prsseguido até ao nível estrutural da instalação do plutão.

A aplicação directa dos referidos geobarómetros aos restantes liótipos com a associação paragenética horneblenda+plagioclase (encraves bandados do Alto de São Bento, trondhjemitos de Valverde, encrave-MH de Almansor) sugere pressões de cristalização consideravelmente inferiores às do MH. Porém, a razão de $Fe^{3+}/(F^{3+}+Fe^{2+})$ destas anfíbolas é inferior aos valores para os quais os geobarómetros foram calibradas (0.2 Clowe et al., 1987; ~0.25, Anderson e Smith, 1995) pelo que a extrapolação das equações pode acarretar diferenças significativas. Se a presença de ortoclase permite uma melhor tamponização do equilíbrio Al-horneblenda algumas plagioclases são demasiado albíticas (An<0.25) podendo influenciar a substituição tshermaquítica. Em particular, os valores encontrados para o encrave MH (AMS-11) e para uma das amostras de trondjhemito (VLV-8) traduzem um reequilíbrio *subsolidus* a baixas pressões.

A aplicação do geobarómetro de Massonne & Schreyer (1987), baseado na composição celadonítica da mica branca, permitiu obter pressões, para o leucogranito de duas micas, entre os 2 e 4 kbar, assumindo uma temperatura de 675 °C. Este geobarómetro, que obedece à equação:

$$P(kbar)= -2.67886Si^2+43.975Si+0.01253T(°C)-113.9995 \quad (8.9)$$

onde Si é o número de catiões na fórmula da mica branca (para 11 oxigénios), tem no entanto, associada uma grande incerteza (causada quer pela variação da temperatura, quer pelo erro na análise da mica), a qual pode atingir os ±2kbar. No entanto, os

valores obtidos parecem estar de acordo com uma instalação em níveis crustais superiores aos da intrusão tonalítica do MH.

O geotermómetro de Holland e Blundy (1994) assenta na equação edenite+albite=richerite+anortite e os valores para a temperatura são obtidos do seguinte modo:

$$T_B\,(^oK)= \frac{78.44+Y_{ab\text{-}an}-33.6X_{Na}^{M4}-(66.8-2.92P)X_{Al}^{M2}+78.5X_{Al}^{T1}+9.4X_{Na}^{A}}{0.00721-R\ln(27X_{Na}^{M4}.X_{Si}^{T1}.X_{an}^{plg}/(64.X_{Ca}^{M4}.X_{Al}^{T1}.X_{ab}^{plg})} \qquad (8.10)$$

onde X_x^y representa a fracção molar do elemento *x* na posição/mineral *y*, R a constante dos gases perfeitos (0.0083144 kjK^{-1}) e o parâmetro $Y_{ab\text{-}an}$ é igual a 3.0kj se $X_{ab}>0.5$ ou, caso contrário, $Y_{ab\text{-}an}$ é igual a $12(2X_{ab}-1)+3$ kj. A figura 8.15 mostra os resultados obtidos usando o geobarómetro de Schmidt e o geotermómetro de Holland e Blundy (1994).

As temperaturas obtidas para os tonalitos, de acordo com a equação 8.10, situam-se no intervalo entre 650 e 800 °C e, apesar de sujeitos a um erro de ±40 °C, estão de acordo com a T_{Zr} determinada anteriormente. Considerando os valores mais elevados eles são, para as pressões obtidas, superiores à curva *solidus* para uma rocha saturada em água de composição tonalítica (Anderson e Smith, 1995 -fig. 8.13 - ou Schmidt & Thompson, 1996).

Relativamente aos restantes litótipos, aos quais se aplicou o geotermómetro de Holland e Blundy (1994), obtiveram-se temperaturas mais baixas que deverão reflectir reequilíbrio *subsolidus*. Em particular, os valores obtidos para os trondjhemitos de Valverde estão no limite de aplicabilidade do geotermómetro em relação ao teor em molécula anortítica (An>0.1), uma vez que as plagioclases são muito sódicas.

Considerando as temperaturas do metamorfismo da ZCMN (Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo) a 500-600°C (Chichorro, 2006) é possível sugerir que o encaixante das intrusões básicas/intermédias no TAME (Terreno de Alto Grau Metamórfico) estaria pelo menos a estas temperaturas. Assim, o calor produzido pelas intrusões de rochas básicas e tonalíticas seria suficiente para produzir o incremento térmico necessário à fusão. De acordo com a equação (Bucher e Frey, 1994):

$$T_{final}=T_0+1/2\Delta T \qquad (8.11)$$

onde T_0 é a temperatura do encaixante e delta T é a diferença de temperatura entre a intrusão e o encaixante. Considerando um encaixante a 500-600°C a intrusão de um corpo tonalítico a 800 °C (mínimo) produziria uma temperatura de 650 a 700°C compatível com a fusão por desidratação da moscovite.

A estimativa das temperaturas de equilíbrio para as fases plagioclase-feldspato potássico, coexistentes em granitóides, pode ser efectuada com o geotermómetro Whitney e Stormer (1977). Os feldspatos são tratados como sistemas binários uma vez que nos minerais analisados o teor de An no feldspato potássico não excede 1.4% e o teor de Or na plagioclase não excede 2.4%. No entanto, a aplicação deste geotermómetro aos granitóides de Almansor (diatexitos), Valverde (gnaisses e trondjhemitos) e ASB (leucogranito de duas micas e granito porfiróide) revelou temperaturas muito baixas (400-500°C) indicando reequilíbrio *subsolidus* entre os feldspatos.

Em síntese, para as rochas intrusivas, não foi possível estimar as condições da fonte, e deste modo, os valores obtidos devem antes traduzir condições de arrefecimento. A ausência de paragéneses favoráveis, neste grupo de rochas, permitiu a aplicação de geobarómetros e geotermómetros apenas aos litótipos do MH que conduziu a valores de cristalização magmática estimados em cerca de 4 a 9 kbar e 650 a 800 °C. As condições de pressão e temperatura deverão ser representadas pelas amostras do tonalito principal que não terá sofrido efeitos de variações composicionais locais aquando da génese dos encraves. Os valores obtidos de pressão e temperatura para o encrave bandado do ASB deverão traduzir condições *subsolidus*. O leucogranito de duas micas do ASB parece testemunhar pressões de cristalização inferiores (2 a 4 kbar) às do MH em concordância com as relações mesoscópicas (vide 3.3).

Em relação a Almansor (Complexo Gnaisso-Migmatítico) os valores obtidos através da T_{Zr}, nos diatexitos (839 e 862 °C), deverão corresponder a temperaturas máximas de fusão, compatíveis com a desidratação da biotite, enquanto que para os granitóides isótropos as temperaturas de 745 e 784 °C foram interpretados como testemunhos das condições de cristalização. Para os trondjhemitos (pares "gnaisse"-fundido) de Valverde o intervalo de temperaturas (772-878 °C) é demasiado amplo para permitir conclusões difinitivas sobre qual o mecanismo de anatexia crustal prevalecente (decomposição ou não da biotite). Nestes litótipos os valores obtidos através da aplicação de geobarómetros e geotermómetros nos pares horneblenda-plagioclase foram interpretados como condições *subsolidus*.

IX DISCUSSÃO FINAL E CONSIDERAÇÕES REGIONAIS

Uma questão fulcral na petrologia ígnea diz respeito à origem de rochas magmáticas intermédias a siliciosas, tais como os batólitos volumosos do tipo Cordilheira (dioritos, tonalitos, granodioritos e granitos) e rochas vulcânicas (andesitos, dacitos e riólitos), associadas a fronteiras de placa destrutivas. A crosta continental parece ter uma composição global andesítica a dacítica, com uma estratificação vertical caracterizada pela importância de rochas máficas na crosta inferior e pelo predomínio de materiais félsicos na crosta superior (Rudnick e Fountain, 1995). A origem das rochas intermédias a ácidas é por isso central para a compreensão da evolução da crosta continental (Annen et al., 2005).

9.1 Relações intrusivas entre fácies

O Terreno de alto grau metamórfico de Évora (TAME) evidencia uma grande diversidade de rochas ígneas plutónicas, com distintos modos de ocorrência, e zonas de intensa migmatização. Pelo que, do ponto de vista cartográfico, não é indubitável a contemporaneidade para a intrusão das diferentes fácies. As diferentes características estruturais registadas nas várias intrusões estudadas poderia levar a supor a existência de eventos claramente separados no tempo. Contudo os dados geocronológicos obtidos neste trabalho sugerem a contemporaneidade (ou pelo menos, uma grande proximidade temporal) entre as diferentes fácies plutónicas abordadas (Maciço dos Hospitais 323 Ma; Leucogranito de duas micas do ASB 323 $\pm$16 Ma). Esta hipótese de contemporaneidade de magmatismo de um vasto espectro composicional no sector ocidental da ZOM é ainda reforçada pela obtenção, por Gomes (2000), de uma idade muito semelhante às registadas no tonalito e no granito agora datados, no complexo gabro-diorítico de Cuba-Alvito (323-338 Ma)

As diferenças encontradas na intensidade e na orientação dos *fabrics* não implicam necessariamente eventos distintos (Pe-Piper et al., 2002; Bea et al., 2004; Stalfors e Ehlers, 2005). Tal como descrito por Brown e Solar (1998), também o aspecto discordante de algumas intrusões relativamente ao encaixante regional não implica necessariamente a impossibilidade de terem natureza sintectónica. A uma escala local, o MH poderá exibir um *fabric* verticalizado gerado por fluxo magmático associado à instalação ao longo de um cisalhamento. Num nível menos profundo, representado pelos afloramentos do ASB, o granito porfiróide, que ocorre sob a forma

de uma estrutura sub-horizontal, apresenta evidências de fluxo laminar (Ribeiro, 2006). No seu conjunto as rochas do MH e do ASB podem fazer parte de uma estrutura do tipo proposto por Stalfors e Ehlers (2005) (fig. 9.1). Recorrendo ao modelo deste autores, o magma granítico do ASB (granito porfiróide) poderia ser transportado no sentido ascendente ao longo de zonas de cisalhamento sub-verticais e ser instalado sob a forma de filões sub-horizontais com espessuras métricas. Por outro lado os magmas menos evoluídos (e.g. tonalito do MH) tenderiam a ficar preservados ao longo das zonas de cisalhamento sub-verticais sob forma de corpos mais alongados. A estrutura gerada serviria de repositório para a ascensão dos restantes impulsos que preservam também um *fabric* magmático nos encraves bandados e granodiorito. Neste modelo, os leucogranitos de duas micas, geometricamente anteriores aos restantes litótipos do ASB (Ribeiro, 2006), serviriam para estabilizar as estruturas horizontais. Como sugerido pelo modelo de Stalfors e Ehlers (2005), intrusões anteriores sub-horizontais formariam áreas que resistissem ou minimizassem a deformação causada pelo regime de deformação transcorrente ao longo do ME.

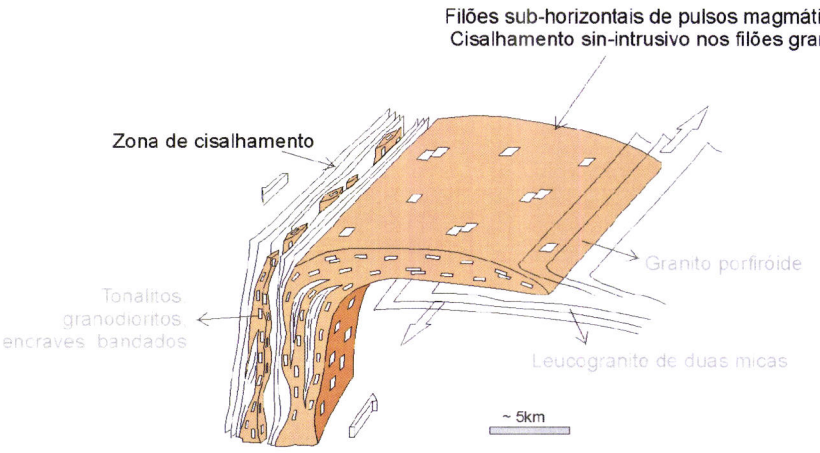


Figura 9.1 – Modelo para intrusão a uma escala local segundo Stalfors e Ehlers (2005). As diferentes intensidades e orientações de *fabrics* magmáticos observados no tonalito do MH e no granito porfiróide do ASB poderiam estar associados a um modelo deste tipo. A cinzento: correlação entre os modos de ocorrência e os vários litótipos das rochas intrusivas estudadas.

Os dados obtidos para a idade da migmatização no TAME, com base no crescimento de monazites, indicam que esta terá ocorrido em torno dos 323 Ma (Chichorro, 2006). Ou seja, ela deverá ser aproximadamente contemporânea da instalação do MH. Por outro lado, o facto de se encontrarem encraves, com *fabric* magmático herdado e afinidade geoquímica e petrográfica com os tonalitos do MH, nos granitóides isótropos de Almansor, leva a supor que a migmatização terá sido relativamente posterior aos referidos tonalitos. Deste modo, parece poder-se concluir-se que a intrusão de grandes volumes de corpos plutónicos e a migmatização foram eventos muito

próximos no tempo. Aliás, a ascensão de magmas terá sido um processo eficaz de transferência de calor desde o manto superior e os níveis crustais mais profundos, até à porção de crosta rica em materiais metassedimentares susceptíveis de sofrerem anatexia.

9.2 Origem e significado das ocorrências de rochas máficas (gabros e dioritos)

As rochas gabróicas são consideradas como resultantes de magmas de proveniência mantélica, mas sujeitos a alguma evolução como é indicado pelas concentrações relativamente baixas de MgO, Ni e Cr (vide discussão de geoquímica), pelo que não deverão corresponder a fundidos primários. A forte dispersão observada nos diagramas de variação leva a supor a existência de mecanismos de acumulação para algumas fases minerais (nomeadamente opacos e apatite), o que não é contrariado pela observação petrográfica. Fenómenos de alteração também ajudarão a explicar a dispersão no caso de elementos móveis.

São várias as características que apontam para uma natureza calco-alcalina destas rochas. Apesar de alguma dispersão, os diagramas de variação mostram a diminuição de Fe_2O_3 e TiO_2 com a SiO_2, o que é típico da diferenciação de magmas calco-alcalinos. Os diagramas discriminantes de ambientes geodinâmicos indicam uma afinidade com os basaltos de arco e as anomalias negativas em Nb-Ta e Ti são características geoquímicas geralmente atribuídas a um manto metassomatizado por processos de subducção (e.g. Wilson, 1989; Stolz et al., 1996, Proteau et al., 1999). Também a assinatura isotópica relativamente evoluída (εNd ligeiramente negativos; razões Sr_i baixas) está de acordo com um ambiente de zona de supra-subducção.

As assinaturas isotópicas encontradas e os padrões de anomalias verificados também podem ser gerados em magmas básicos intraplaca com contaminação por crosta empobrecida em Nb, Ta e Ti e enriquecida em Rb, K, Zr, Hf e Th (Wilson, 1989). Não obstante, os baixos valores encontrados para a razão Zr/Y (<4.4) e a variação irregular da razão Nb/La com a diferenciação parecem indicar uma reduzida contaminação crustal (Bolhar et al., 2003; Wilson, 1989).

9.3 Origem e significado dos tonalitos do Maciço dos Hospitais

Os dados geoquímicos relativos aos tonalitos do MH, nomeadamente os seus perfis oligoelementares e as assinaturas isotópicas, apontam para a existência de laços

UNIVERSIDADE DE ÉVORA

genéticos com as rochas gabróicas referidas no ponto anterior. As modelações efectuadas, quer para elementos maiores quer para elementos em traço, estão de acordo com uma intervenção relevante de fraccionação de olivina e clinopiroxena, que terá, em grande parte, mascarado o efeito da cristalização de plagioclase na transição dos magmas básicos para os tonalíticos. O quimismo metaluminoso a ligeiramente peraluminoso dos tonalitos, os baixos teores em K_2O desenhando, em conjunto com os gabros, uma série toleítica a calco-alcalina, associados à ausência de fases minerais aluminosas, indicam que, um hipotético contributo crustal não deverá ter afectado de modo determinante a assinatura geoquímica.

Apesar da generalidade das características apresentadas para os tonalitos estarem de acordo com a integração no grupo dos granitos de tipo I, esta classificação não pode ser interpretada no sentido estrito, uma vez que não se lhes está a atribuir uma origem por fusão de rochas máficas, mas sim uma forte relação com magmas mantélicos. De acordo com os critérios de Barbarin (1999), correspondem a rochas do tipo ATG: Granitóides Toleíticos de Arco, ou seja, rochas com uma forte afinidade mantélica (com um contributo limitado ou inexistente de rochas crustais) onde os mecanismos de cristalização fraccionada são importantes.

Origem e significado dos encraves granulares máficos e halos félsicos associados

Vários têm sido os autores que consideram os encraves granulares máficos como representando magmas cognatos do granitóide hospedeiro, formados por processos que ocorrem predominantemente em sistema fechado (Fehrstater e Borodina, 1977; Batman e Chappell, 1979; Phillips et al., 1981; Vernon e Flood, 1982; Wall et al., 1987; Dosge e Kistler, 1990, Fehrstater e Borodina, 1991; Barbaron e Didier, 1991; Donaire et al., 2005). No caso do Maciço dos Hospitais o estudo dos encraves favorece uma hipótese deste tipo, em particular devido à semelhança entre a composição das fases minerais presentes nos encraves e na rocha hospedeira (vide pontos 4.1.1.1; 4.1.1.2; 5.1), às relações geoquímicas entre encraves, hospedeiro e halo consistentes com as composições modais (vide pontos 6.1.1; 6.3.1.3; 6.3.1.4 e fig. 6.11 e 6.15), e às praticamente iguais assinaturas isotópicas (vide 7.2.1.1.1). Os cálculos efectuados permitem considerar que o quimismo dos encraves resulta essencialmente da concentração preferencial de certas fases minerais (horneblenda ou cumingntonite-grunerite+horneblenda+plagioclase consoante o tipo de encrave considerado) a partir de magmas muito semelhantes àquele de que resultou a rocha hospedeira.

De acordo com o mecanismo proposto por Daily (1933), encraves ígneos máficos poderiam representar cumulados formados por afundamento de cristais no interior da câmara magmática. Este modelo foi, contudo, criticado por Barbarin e Didier (1991), por se considerar que ele seria incompatível com a granularidade fina observada da generalidade dos encraves. Apesar do tamanho dos grãos nunca ser muito pequeno no MH, ele é sistematicamente inferior nos encraves quando comparado com o hospedeiro, sugerindo um arrefecimento relativamente mais rápido na formação das composições máficas. Este arrefecimento poderia ter ocorrido durante a ascensão ao longo de condutas que tivessem alimentado a instalação do MH. Não existem evidências de uma instalação por propagação de diques, mas o bandado vertical observado localmente (vide 3.1.1.1) poderia estar relacionado com este modo de instalação.

Um mecanismo possível para a concentração das fases minerais encontradas nos encraves consiste na cristalização *in situ*, como proposto por Langmuir (1989). Com base em dados experimentais, Naney e Swanson (1980) sugerem que a nucleação é mais rápida para os minerais máficos do que para os tectosilicatos e, deste modo, os produtos precoces de cristalização são enriquecidos em anfíbola. Assim, nos locais onde se inicia a cristalização podem gerar-se zonas ricas em fases máficas, os quais, de acordo com o modelo de Wall et al. (1987), tendem a formar agregados, de modo a reduzir a sua energia de superfície. Através de um mecanismo de convecção os agregados máficos podem vir a sofrer dispersão no seio do líquido magmático (do qual se originará a rocha hospedeira), resultando numa mistura interna (Hibbard, 1995).

Em alternativa, Barnes et al. (1992), baseados em Bacon (1986), sugerem um mecanismo de *filter pressing* que permitiria a remoção do magma intersticial dos encraves deixando um "resíduo" com características geoquímicas de cumulado mas sem a textura típica desse tipo de material. A pressão necessária para este mecanismo pode ser de natureza tectónica ou, mais provável, por entrada de magma adicional na base da câmara magmática crustal (Barnes et al., op.cit).

Tendo em consideração a formação de halos em torno dos encraves, sugere-se a ocorrência *in situ* de uma última etapa de desenvolvimento dos agregados máficos. Os limites originais dos encraves poderiam constituir "frentes básicas" (Raguin, 1976) que favorecessem a nucleação e o crescimento preferencial de anfíbola. No contacto com esta frente básica, a migração dos componentes ferromagnesianos (fig. 9.2) no sentido da segregação máfica produziria um halo correspondente à "frente siliciosa"

empobrecida naqueles componentes. Como consequência da maior concentração de plagioclase nos halos, estes tendem a exibir uma assinatura geoquímica de "acumulação" de plagioclase. Os halos em torno dos encraves podem assim ser vistos como os testemunhos de "frentes siliciosas", complementares do desenvolvimento dos encraves. Esta cristalização final *in situ* pode também justificar o desenvolvimento de bordos de granularidade mais grosseira (constituídos por horneblenda euédrica, vide fig. 4.1) relativamente ao núcleo do encrave. Acresce referir que o empobrecimento de elementos como o K, Rb e Ba nos halos, relativamente ao tonalito hospedeiro, está de acordo com uma migração destes elementos, para o tonalito principal, onde a cristalização de biotite foi mais importante

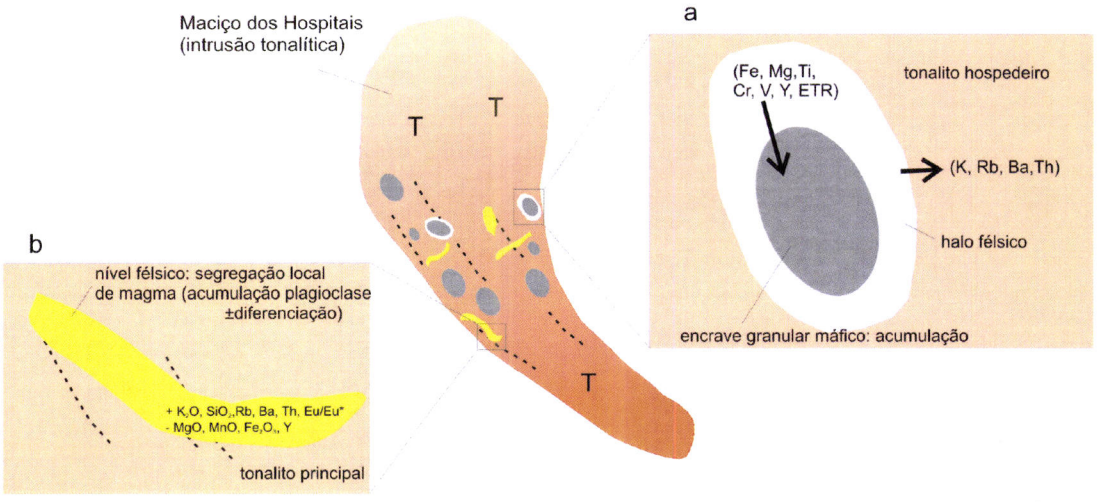


Figura 9.2 – Esquema ilustrativo (corte) das diferentes fácies litológicas que ocorrem no MH: **a)** desenvolvimento de encraves granulares máficos e halos félsicos associados; **b)** desenvolvimento de níveis félsicos.

Origem e significado dos níveis félsicos

As características dos níveis félsicos (fig. 9.2) sugerem um mecanismo diferente do defendido para os halos félsicos. Apesar de também ter estado envolvido um mecanismo de "acumulação" de plagioclase (mais marcado no nível félsico), constituem, adicionalmente, um líquido mais diferenciado relativamente ao tonalito principal (vide 6.3.1.4 e fig. 6.11 e 6.15). A sua diferenciação/acumulação e cristalização, ligeiramente posterior ao tonalito principal, pode estar condicionada por um mecanismo de segregação do magma, como defendido por Weinberg (2006) para plutões graníticos. Deste modo, os níveis félsicos surgem sob a forma de bolsadas (fig. 3.3-c) e níveis mais contínuos que truncam a foliação (fig. 3.3-a), testemunhando estruturas de segregação de magmas (Weinberg, 2006 e bibliografia inclusa). Não

obstante, não pode ser posta de parte a hipótese de que alguns dos níveis félsicos de aspecto anastomosado e com agregados de biotite (fig. 3.3-b), possam estar associados a um mecanismo semelhante ao defendido para o desenvolvimento de halos. Nesta hipótese, o mecanismo de "frente ferromagnesiana" actuaria a uma escala menor e os halos teriam sofrido coalescência.

9.4 Origem e significado dos granitóides do Alto de São Bento

Para os granitóides do ASB é necessário considerar dois grupos distintos; por um lado os granitóides metaluminosos a ligeiramente peraluminosos (granito porfiróide, granodiorito, encraves bandados e encraves granulares máficos) e por outro, o leucogranito peraluminoso de duas micas. O primeiro grupo parece testemunhar uma evolução por cristalização fraccionada a partir de magmas tonalíticos ou básicos (no caso do encrave granular máfico), em conjugação com mistura com magmas de natureza crustal gerados a partir de metasedimentos (provavelmente da Série Negra). Assim, a generalidade dos granitóides do ASB, que, de acordo com a classificação de Chappell e White (1974) correspondem a granitóides com afinidades do tipo I (vide tab. 1.1), traduzem essencialmente mecanismos de hibridização (granitóides tipo H, Castro et al., 1991). Segundo os critérios de Barbarin (1999), os encraves bandados, o granodiorito e os encraves granulares máficos correspondem a granitóides do tipo ACG (Granitóides Calco-alcalinos ricos em anfíbola) enquanto que o granito porfiróide se enquadra na categoria dos KCG (Granitóides Calco-alcalinos ricos em K). Ambos os tipos estão tipicamente associados a zonas de subducção em margens continentais, cujos processos de diferenciação incluem cristalização fraccionada e mistura de magmas embora com maior predomínio do primeiro processo no caso dos ACG (Barbarin, op. cit.).

Origem e significado dos granitos porfiróides

Muitos granitóides calco-alcalinos do tipo I e ricos em K contêm geralmente encraves microgranulares e formam plutões associados com outras rochas calco-alcalinas (Roberts e Clemens, 1993). Nesta situação encontra-se o granito porfiróide do Alto de São Bento.

Como referido em Roberts e Clemens (1993), existem dois cenários onde podem ser gerados magmas calco-alcalinos com elevado teor de K. Num deles, este tipo de rochas instala-se em ambientes de arco continental, semelhante ao dos Andes

(Pitcher, 1987). As características químicas e isotópicas dos magmas granitóides calco-alcalinos nestes ambientes deverão reflectir a geração de magmas na cunha mantélica, que foi sendo enriquecida pela interacção com os fluidos provenientes da desidratação da placa subductada. O enriquecimento adicional em elementos incompatíveis é visto como resultado da interacção dos magmas gerados ao longo da crusta continental espessada. O segundo modelo proposto é o de ambiente pós-colisional, onde a fusão da fonte ocorre como consequência de descompressão posterior ao espessamento crustal.

Segundo Roberts e Clemens (1993), um magma parental com uma determinada composição evolui por cristalização fraccionada apenas dentro de um determinado campo (excepto nas séries transicionais) do diagrama de Pecerillo e Taylor (1976) (apresentado no capítulo da geoquímica: 6.1.2.1, fig. 6.28). Para a sequência evoluir para os campos adjacentes é necessário invocar outros mecanismos, como por exemplo, uma mistura com um magma crustal do tipo S. Sparks e Marshall (1986) e Roberts e Clemens (1983) rejeitam os mecanismos de mistura na génese deste tipo de rochas, por ser pequena a eficácia da mistura entre um magma básico e outro félsico. Se os parâmetros termodinâmicos dificultam um mecanismo de mistura entre magmas de composição "extrema" (Sparks e Marshall, 1986; Frost e Mahood, 1987; Grasset e Albarède, 1994; Bateman, 1995), será mais viável uma mistura em que o pólo "máfico" corresponda a rochas de quimismo intermédio, como é o caso dos tonalitos do MH ou os EGM (também tonalíticos) do ASB.

Roberts e Clemens (1993) defendem que magmas granitóides de tipo I e ricos de K devem derivar apenas de fusão parcial, na crosta, de rochas meta-ígneas, máficas a intermédias (anfibolitos de composição andesítica ou basáltica andesítica), de quimismo calco-alcalino a calco-acalino rico de K. Para Roberts e Clemens (1993) as características químicas do magma resultam essencialmente da natureza da fonte (protólito).

Tal como foi discutido para os tonalitos do MH, não existem evidências de eventuais protólitos anfibolíticos com uma assinatura isotópica compatível com valores de εNd negativos (expectável em rochas graníticas), pelo que, aqui, se considera improvável a hipótese dos granitos porfiróides resultarem da fusão de rochas daquela natureza. Por outro lado, Winther (1996) e López et al. (2001) mostram ainda, de modo experimental, a dificuldade em originar magmas graníticos ou granodioríticos a partir de fontes básicas ou intermédias. Assim, juntamente com as evidências geoquímicas,

é apresentado como hipótese mais provável a diferenciação a partir de magmas intermédios com contaminação crustal de acordo com o modelo de Pitcher (1987) acima referido.

Origem e significado dos encraves granulares máficos

Os encraves granulares máficos, inclusos nos granitos porfiróides, parecem reflectir um mecanismo distinto do invocado para os encraves do MH. Com efeito, aqueles representam a composição de um líquido tonalítico, distinto do magma de que cristalizou a rocha hospedeira, testemunhando, assim, um mecanismo de mistura mecânica e química (?). A assinatura isotópica "primitiva" do encrave (tonalítico) associada às composições macro e oligoelementares relativamente diferenciadas sugere uma fraccionação significativa a partir de magmas básicos sem um contributo crustal significativo, a que se teria seguido interacção mecânica dos líquidos tonaliítico e granítico. A presença, nos encraves, de fenocristais de feldspato-potássico e plagioclase do granito hospedeiro, assim como os seus contornos arredondados, sugerem uma interacção, essencialmente no estado líquido, entre os dois magmas.

Origem e significado do granodiorito

O litótipo classificado como granodiorito exibe uma composição geoquímica coerente com os mecanismos defendidos para os restantes granitóides do tipo I que ocorrem no ASB. Tal como eles, deverá resultar de um mecanismo significativo de cristalização fraccionada a partir de magmas tonalíticos mas igualmente associado a contaminação com material crustal (provavelmente metassedimentos da Série Negra). Esta contaminação crustal é denunciada, principalmente, pela assinatura isotópica, não obstante também se terem verificado algumas biotites interpretadas como sendo de origem restítica.

Origem e significado dos encraves bandados

As rochas descritas como encraves bandados (tonalitos), apresentam uma assinatura geoquímica compatível com uma evolução comum à generalidade dos litótipos do ASB. Como discutido no ponto 6.3.2.2, a origem destas rochas, presentes no leucogranito de duas micas, parece estar intimamente relacionada com os restantes magmas do tipo I que ocorrem no ASB. A sua assinatura isotópica, discordante da do magma "hospedeiro", é compatível com o mecanismo de cristalização fraccionada a

partir de magmas intermédios (tonalitos menos diferenciados) seguido de mistura com material crustal (provavelmente metassedimentos da Série Negra).

As estruturas mesoscópicas (anisotropia dobrada e a tendência ocelada) serão, de acordo com esta interpretação, resultantes de processos ígneos (fluxo magmático) controlados por cisalhamento associado à sua instalação no leucogranito. A direcção da anisotropia medida nos encraves - subparalela relativamente aos seus limites bem como à orientação registada no granodiorito – é mais um indício a favor de se tratar de uma estrutura ou *fabric* magmático, contrariando, assim, a hipótese de os encraves provirem de encaixante metamórfico. Não obstante, seria importante verificar noutros locais o enraizamento destes "encraves" que, no modelo agora proposto, poderão ser fragmentos de diques.

Origem e significado dos leucogranitos de duas micas

O leucogranito de duas micas do ASB revelou ter afinidades do tipo S, segundo a classificação de White e Chapell (1977) (vide tab. 1.1) ou do tipo MPG (granitóides peraluminosos com moscovite) se for adoptada a de Barbarin (1999). Em ambos os esquemas de classificação se considera que os granitóides em causa resultam de fusão da crosta metassedimentar com importante componente pelítica. O papel da diferenciação por cristalização fraccionada nesses magmas crustais pode ser, em certos casos muito relevantes.

Leucogranitos de duas micas, como o do ASB, formam um pequeno mas geneticamente importante componente de intrusões graníticas em muitas cinturas orogénicas (Williamson et al., 1996). É geralmente aceite que magmas de composição granítica com moscovite e biotite contenham um teor relativamente elevado de voláteis, com cerca de ~8% H_2O (White, 1989; Zen, 1989, ambos em Williamson et al., 1996). Os equivalentes "anidros", por seu turno, contêm granada e/ou cordierite e/ou biotite (Burnham, 1979; White e Chappel, 1988).

O processo através do qual os magmas graníticos peraluminosos enriquecem em constituintes voláteis é objecto de controvérsia; de acordo com Zen (1989) granitos de duas micas podem ser produzidos por fusão parcial de fontes sedimentares. No entanto, White (1989) refere que esta origem é pouco provável porque os sedimentos se tornam empobrecidos em água muito antes de se atingirem as condições de pressão e temperatura para anatexia crustal.

Algumas características geoquímicas deste tipo de granitóides, como os valores elevados de Rb e baixos de Ba, Sr, ETR^{tot} e Eu/Eu*, podem ser explicadas quer por cristalização fraccionada de plagioclase ± fases acessórias (Downes e Duthou, 1988; White, 1990), quer por pequenos graus de fusão parcial em que a plagioclase permanece retida na fonte de forma residual (Chen et al., 2002). Ambos os processos levam a um aumento da água no magma e à cristalização de moscovite (Williamson et al., 1996).

As baixas concentrações de elementos compatíveis e o elevado teor de Rb podem ser explicadas por baixos graus de fusão parcial, à semelhança do sugerido por Harris e Inger (1992) e Williamson et al. (1996) para os leucogranitos do Maciço Central Francês. Quanto ao empobrecimento em ETRL, Th e Zr, tal pode ser uma consequência da baixa solubilidade, em líquidos félsicos, do zircão e da monazite (Williamson et al., 1996), que poderiam ficar retidos na fonte como fases residuais, ou dever-se à fraccionação de monazite (Yurimoto et al., 1990).

Tendo em conta o conjunto de características petrográficas, macroelementares, oligoelementares e isotópicas, considera-se, aqui, como mais provável que o leucogranito de duas micas do ASB derive de líquido gerado por pequenos graus de fusão parcial de metassedimentos. A composição dos leucogranitos de duas micas deverá, assim, corresponder a um fundido primário cuja generalidade dos elementos ficou retida nas fases residuais. Um dos problemas levantados neste processo, diz respeito à formação de grandes volumes de magma resultantes de pequenos graus de fusão parcial (Williamson et al., 1996). Porém, como defendido por estes autores, a presença de turmalina pode ser indicativa de uma temperatura *solidus* mais baixa (Bernard et al., 1985) enquanto que a moscovite primária pode indicar fundidos ricos em água e baixas viscosidades (White, 1990).

Não obstante o mecanismo prevalecente na génese do leucogranito ser o de fusão parcial (como defendido por Downes e Duthou, 1988 ou Willimanson et al., 1996 para este tipo de rochas), algumas das características geoquímicas (anomalia negativa de Eu, baixos teores de ETRL e de Th) poderão ter sido ampliadas/geradas por um mecanismo de cristalização fraccionada de plagioclase e monazite (como defendido por Downes e Duthou, 1988 ou Miller e Mittlefehldt, 1982 para magmas félsicos).

Apesar da assinatura isotópica do leucogranito do ASB ser distinta das observadas nos ortognaisses do Câmbrico ou nos diatexitos e sedimentos ediacarianos do ME, ela

enquadra-se no campo definido pelos metassedimentos precâmbricos e câmbricos da ZOM (Casquet e Galindo, 2004) (fig. 7.8). Deste modo, a fonte deste litótipo, não estando directamente relacionada com os protólitos estudados, pode representar um fundido (±cristalização fraccionada) de metassedimentos com aquelas idades.

9.5 Origem dos migmatitos e granitóides associados da ribeira de Almansor

A variabilidade observada nos litótipos de Almansor - considerando quer os granitóides (diatexitos, granitóides isótropos e leucogranitóides), quer os encraves (metamórficos e ígneos), quer ainda as estruturas interpretadas como restitos e *resister*/melanossomas - revela a forte variedade de fontes e processos que podem explicar o Complexo Gnaisso-Migmatítico. De facto, para este sector, foram invocados (vide 6.3.2.1.1;7.2.2.1) mecanismos de anatexia da Série Negra (génese de diatexitos), envolvimento de derivados de líquidos mais primitivos com eventual contributo de fundidos crustais (génese de granitóides isótropos) bem como diferenciação associada a mecanismos de acumulação (leucogranitóides).

De acordo com a classificação referida no capítulo introdutório (White e Chapell, 1977), os diatexitos apresentam características típicas de granitos do tipo S, enquanto que os granitos isótropos e os leucogranitóides possuem características do tipo I. A assinatura isotópica e os perfis oligoelementares dos diatexitos são muito coerentes entre si e semelhantes aos das rochas metassedimentares da Série Negra, sugerindo que eles representam magmas anatéticos. Os granitóides isótropos e os leucogranitóides exibem perfis oligoelementares e assinaturas isotópicas mais complexos que foram interpretadas como resultantes de uma forte diferenciação magmática a partir de magmas de composição intermédia(?) acompanhado por interacção com fundidos crustais. Como discutido a propósito dos restantes granitóides do tipo I, estes apresentam essencialmente características híbridas entre magmas diferenciados e magmas crustais.

Os magmas granitóides têm viscosidades três a quatro ordens de grandeza superiores às dos líquidos basálticos, pelo que ascendem na crosta de modo distinto (Fyfe, 1971 *in* White e Chappel, 1977). Se nos líquidos básicos é comum a incorporação de constituintes exógenos aquando da sua ascensão, a alta viscosidade dos magmas graníticos implica uma menor incorporação de material encaixante. White e Chappel (1977) referem que a presença de xenólitos é geralmente limitada e que a maior parte (provavelmente mais de 99%) corresponde a relíquias de material fonte. Se nos

diatexitos os encraves deverão, de facto, corresponder a materiais presentes na fonte (metapelitos félsicos e máficos, quartzitos negros, anfibolitos-biotíticos), já nos granitóides isótropos os encraves testemunham a incorporação de material não relacionado com a fonte (encrave-MH). Neste caso, os encraves correspondem a testemunhos do magmatismo, de composição intermédia (tonalito afim do MH), anterior ao episódio registado em Almansor.

Os testemunhos de anatexia crustal observados em Almansor – diatexitos – poderão estar relacionados com o aumento da temperatura, acima da curva de desidratação da biotite, causada pela intrusão de magmas básicos e intermédios, permitindo a formação de elevados volumes de magma anatéticos. De um modo geral, a quebra da moscovite em pelitos origina pequenas quantidades de fundido levando à formação de migmatitos (Williamson et al., 1997). No entanto, segundo Clemens e Vielzeug (1987), a decomposição da biotite em pelitos ocorre a maiores temperaturas podendo originar ~50 % volume de magmas graníticos a 850 ºC e 5 kbar. Esta temperatura está de acordo com os valores obtidos com a T_{Zr} para os diatexitos. A formação de estruturas como as de Almansor, onde o ambiente magmático se sobrepõe ao francamente migmatítico, parece estar de acordo com as elevadas quantidades de volume de magma diatexitico gerado. Elevados volumes de magma estão claramente de acordo com os valores propostos para que possa ocorrer escape da zona de fusão – *rheological minimum melt content* (>15%, Clemens e Vielzeuf, 1987; >26%, Sawyer, 1994; 30-50%, Wicklam, 1987).

Segundo Williamson et al. (1997), a ocorrência generalizada de restitos ricos em biotite pode ser consequência de não se ter atingido a temperatura necessária para a decomposição generalizada do referido filossilicato. Porém, em Almansor, apesar das elevadas temperaturas obtidas, através da T_{Zr} para os diatexitos, sugerirem o desaparecimento generalizado da biotite, verifica-se que algumas exibem características petrográficas/químicas compatíveis com uma natureza restítica. Inclusive, a diversidade dos diatexitos (que incluem composições quartzo-monzoníticas) parece traduzir diferentes proporções de material restítico (biotite).

Em síntese, o afloramento estudado ao longo da ribeira de Almansor, estruturalmente complexo e litologicamente heterogéneo, mais do que testemunhar uma migmatização *in loco* parece, antes, corresponder a uma zona complexa de mistura de magmas (mecânica ±química?) formados a partir de diferentes fontes e processos (anatexia,

mistura de magmas, cristalização fraccionada, acumulação), numa zona de cisalhamento.

9.6 Origem dos ortognaisses e granitóides associados de Valverde

Na área de Valverde e Herdade da Mitra, apesar da maior facilidade, comparativamente a Almansor, em acompanhar a "frente" de migmatização, o reconhecimento da fonte e do fundido (granitóide de anatexia) não é directo. A transição, do ponto de vista cartográfico, dos ortognaisses do Câmbrico para rochas com uma foliação bem marcada ("gnaisses"), associadas a uma maior profusão de veios (fundidos), não é acompanhada por variações elementares consistentes com um processo de anatexia; ou seja, em que os pares "gnaisse"-fundido representassem o líquido derivado do protólito de idade câmbrica (vide 6.2.2 e 6.3.2.2). Não obstante, observam-se diferenças na mineralogia e nas assinaturas isotópicas entre os ortognaisses e os granitóides anatéticos (pares "gnaisse"-fundido). A génese destas rochas, a partir dos ortognaisses, parece ser possível de justificar através da fusão com desequilíbrio isotópico, sem a decomposição da biotite e com a participação de água. Deste modo, os líquidos obtidos são mais metaluminosos (com anfíbola) e apresentam uma menor razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ comparativamente à fonte.

O que do ponto de vista cartográfico pareciam ser efeitos locais de anatexia (pares "gnaisse"-fundido) revelou apenas diferenças na foliação mesoscópica. As fortes semelhanças petrográficas, químicas (macro e oligoelementar), mineralógicas e isotópicas poderão ser explicadas pela geração de segregações magmáticas locais como descrito por Weinberg (2006), e à semelhança do já considerado neste trabalho a propósito dos níveis félsicos no seio do tonalito do Maciço dos Hospitais.

Um outro aspecto a ter em conta, é o facto da assinatura de arco-vulcânico nos ortognaisses, datados do Câmbrico, entrar em aparente contradição com o ambiente distensivo, que caracteriza a evolução estratigráfica da ZOM, durante o Paleozóico inferior. Porém, como discutido no ponto 6.3.2.2, é possível que a ausência de testemunhos – zircões precâmbricos – de um protólito mais antigo se tenha devido à sua dissolução como consequência de uma "peralcalinidade transitória". Deste modo, é defendida a hipótese de que a anatexia varisca verificada em Valverde actue em litótipos meta-ígneos félsicos câmbricos cuja assinatura geoquímica é herdada da orogenia cadomiana.

9.7 O Complexo Gnaisso-Migmatítico e as rochas intrusivas

As relações espaciais entre o Complexo Gnaisso-Migmatítico (em particular as evidências de anatexia crustal observadas em Almansor e Valverde) e as rochas intrusivas que formam corpos plutónicos de maiores dimensões (como o MH ou os granitóides do ASB), não são suficientemente esclarecedoras no sentido de revelarem uma relação genética entre esses dois conjuntos litológicos. Por outro lado, a presença de encraves de rochas tonalíticas (variscas?), com foliação magmática, no seio de fácies granitóides do CGM implicaria a existência de dois eventos que se sucedem no tempo: (1) instalação de rochas intrusivas com forte componente mantélico e (2) processos de migmatização.

Se os migmatitos, observados no nível de erosão actual, surgem em posição temporal posterior à intrusão dos granitóides tipo I, a geoquímica isotópica denuncia uma interacção por mistura em níveis mais profundos. Dada a espessura de sedimentos da Série Negra (Carbonell et al., 2003) na ZOM, estes constituem um bom candidato à produção de fundidos crustais em profundidade, os quais, por seu turno, poderiam participar em processos de mistura com magmas mantélicos e seus diferenciados. A fusão de litologias meta-ígneas félsicas do Câmbrico inferior, provavelmente menos férteis e de menor expressão na ZOM, não terá contribuído de modo significativo na hibridização.

O esquema apresentado na fig. 9.3, pretende resumir e sintetizar as propostas apresentadas na presente dissertação, devendo ter-se em conta, porém, que algumas hipóteses necessitam de fundamentação adicional.

9.8 Significado geodinâmico do Terreno de Alto-Grau Metamórfico de Évora

Segundo Barbarin (1999) nas zonas de convergência de litosfera oceânica e continental geram-se magmas tonalíticos e granodioríticos ricos em Ca e pobres em K, que formam corpos plutónicos paralelos às margens continentais. Os batólitos do tipo ACG (Granitóides Calco-alcalinos ricos em Anfíbola), ±ATG (Granitóides Toleíticos de Arco) ±KCG (Granitóides Calco-alcalinos ricos em K) na crosta situada acima da zona

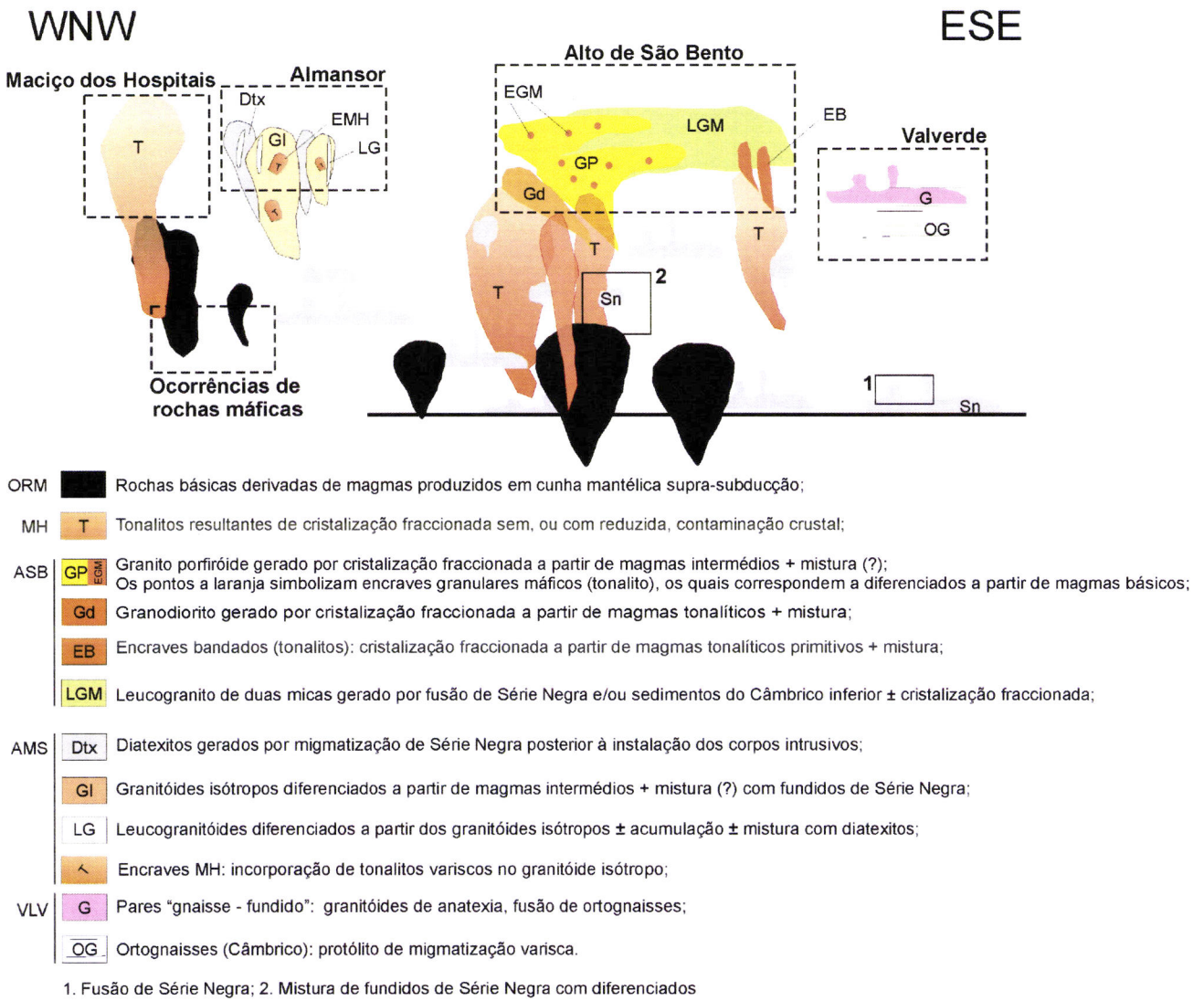


Figura 9.3 – Esquema ilustrativo que pretende resumir e sintetizar as propostas sugeridas para as diferentes áreas estudadas e principais litótipos.

de subducção tornam-se visíveis após a erosão dos testemunhos de vulcanismo andesítico volumoso. A grande variedade encontrada de granitóides, associada a um zonamento espacial – que compreende, desde o bordo para as zonas internas, alguns ATG, abundantes ACG raros KCG (e alguns granitóides peralcalinos – é típico de uma margem continental activa. Com o culminar da subducção e o início da colisão continental, a fusão da crosta produz fundidos granitóides peraluminosos que podem contribuir, por mistura, para o magmatismo calco-alcalino rico de K (KCG).

O TAME, próximo da sutura com a ZSP, parece testemunhar uma zona de raiz de arco continental. De facto, a variabilidade litológica, assim como a sucessão geocronológica relatada para este terreno, está de acordo com o zonamento descrito por Barbarin (1999). Por outro lado, na ZOM, incluindo na ZCMN, são conhecidos vários vestígios de vulcanismo de arco (e.g. Toca da Moura, Santos et al., 1987 e Cabrela, Chichorro, 2006). O facto de que no TAME e na ZCMN estar representada a mesma sucessão litoestratigráfica (Chichorro, 2006) e de aquele exibir um grau de metamorfismo mais elevado sugerem a subida do primeiro relativamente ao segundo. Deste modo, o vulcanismo calco-alcalino de arco é obliterado no TAME encontrando-se preservado apenas na ZCMN.

9.9 Considerações regionais

Ao longo da presente dissertação foi invocada a existência de um mecanismo de subducção que promoveria a modificação da cunha mantélica sobrejacente, conduzindo ao seu enriquecimento em LILE e consequentes reflexos nas assinaturas isotópicas. Esta hipótese está de acordo com o modelo (fig. 9.4) comummente aceite para o bordo meridional da ZOM, que envolve o fecho de um oceano (Rheic) entre os continentes Gondwana (Terreno Autóctone Ibérico-ZOM) e Laurentia-Avalónia (ZSP), por subducção da litosfera oceânica para norte (em coordenadas actuais) (e.g. Ribeiro et al., 1990; Araújo et al., 1993; Fonseca e Ribeiro, 1993; Rosas et al., 1993, Dias e Ribeiro, 1994, Quesada et al., 1994; Fonseca 1995; 1997; Rosas, 1996, 2003; Pedro, 1996, 2005; Moita, 1997; Leal, 2001; Moita et al., 2005). O processo de subducção seria ainda caracterizado pela obducção de crosta oceânica pertencente a uma bacia marginal (Araújo et al., 1993, 2005; Fonseca e Ribeiro, 1993; Quesada et al., 1994; Fonseca 1995; 1997) e de crosta oceânica que materializaria o oceano franco (sequências ofiolíticas internas, Pedro, 2005).

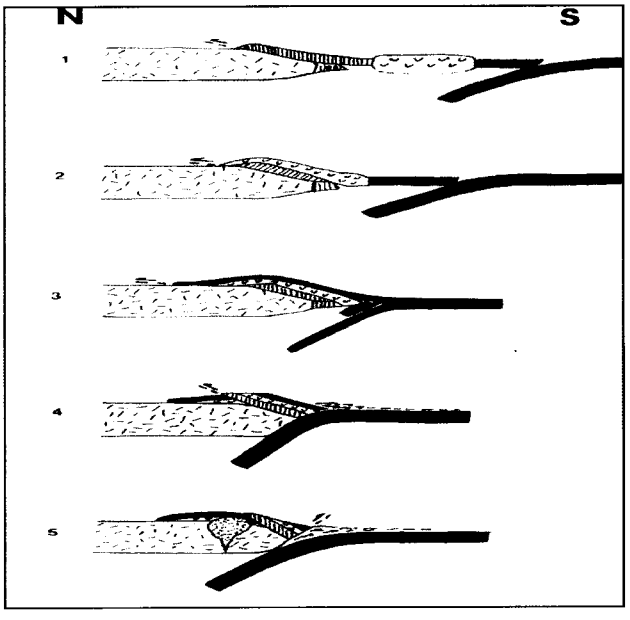


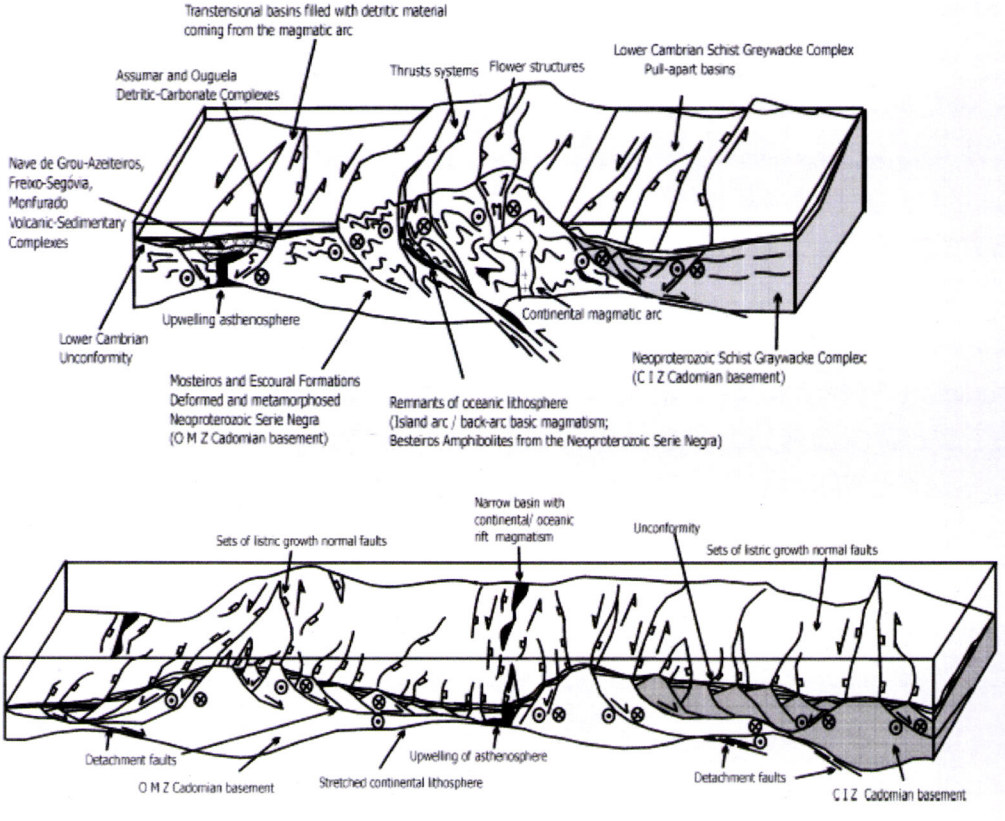
Figura 9.4 – Evolução da margem SW da ZOM com base no modelo da existência de duas bacias oceânicas (retirado de Araújo, 1995 e Pedro, 2005). 1- Obducção de crosta oceânica pertencente a bacia pós-arco (Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches), 2- Obducção de sequências associadas a um arco vulcânico, 3 – Obducção da bacia oceânica do terreno do Pulo do Lobo e de crosta oceânica (oceano franco - sequências ofiolíticas internas), 4 – Carreamentos colocando o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches sobre os mantos instalados em 1 e 2 e início da formação de um prisma acrecionário (Terreno Acrecionário do Pulo do Lobo), 5 – Instalação do Complexo Ígneo de Beja e Formação do cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

A proposta de existência de uma zona de subducção no SW ibérico durante a orogenia varisca resulta de uma série de dados de índole regional que incluem a vergência das estruturas variscas para sul-sudoeste, o zonamento geológico da sutura, a formação de um prisma acrecionário na ZSP, a presença de vulcanismo orogénico no bordo SW da ZOM e os testemunhos de metamorfismo de alta pressão (eclogitos e xistos azuis). Considerando que as rochas de alta pressão são indicadoras de zonas de sutura, a sua datação tem especial importância para localizar temporalmente os processos associados à subducção. A idade obtida para este metamorfismo (371 ±17 Ma; Moita et al., 2005) reforça os "laços temporais" do mecanismo de subducção com o magmatismo calco-alcalino que ocorreu entre os ~370 Ma e os ~320 Ma (este trabalho e referências da tab. 7.1).

Porém, considerando uma convergência continental muito oblíqua, Dallmeyer et al. (1993) defendem a "ausência de um arco magmático significativo" ao longo da zona de sutura e tendem, assim, a considerar limitado o papel da subducção na geração do magmatismo calco-alcalino. Este aspecto, em conjunto com a tectónica regional do tipo *strike-slip*, sugere, segundo os referidos autores, uma margem activa do tipo transformante. Dallmeyer et al. (1993) referem ainda que os altos gradientes geotérmicos no bordo da ZOM com a ZSP, durante o Carbónico inferior, tanto podem

estar associados ao fluxo térmico relacionado com a subducção como à sobreposição de um campo térmico resultante do *underplating* de magmas mantélicos em condições de transtensão.

Outros autores advogam que as evidências de subducção e colisão, a terem existido, estão actualmente mascaradas pela deformação do tipo de *strike-slip* (Simancas et al., 2003; Tornos et al., 2005). É neste contexto que Silva e Pereira (2004) e Pereira et al. (2007) defendem, ainda que não negando as interpretações "clássicas", um cenário de movimentação transcorrente esquerda, paralela ao orógeno, dominada por períodos de transpressão e transtensão no período entre o neoproterozóico e o carbónico inferior (fig. 9.5). A tectónica transtensiva, mais circunscrita, culminaria na exumação tectónica de rochas crustais profundas (eclogitos e migmatitos) ao longo das zonas de cisalhamento principais, na instalação dos granitóides variscos e na abertura diacrónica de bacias (e.g. Cabrela) colmatadas sintectonicamente. Importa, contudo, salientar que um modelo do tipo orógeno transcorrente (Badham, 1982) como proposto por Silva e Pereira (2004) para o bordo meridional da ZOM, não exclui a formação de rochas de alta-pressão e/ou a sua exumação, bem como a geração de magmas calco-alcalinos (e.g. Complexo Ígneo de Beja, Santos et al., 1987; 1990) associados a um mecanismo de subducção.



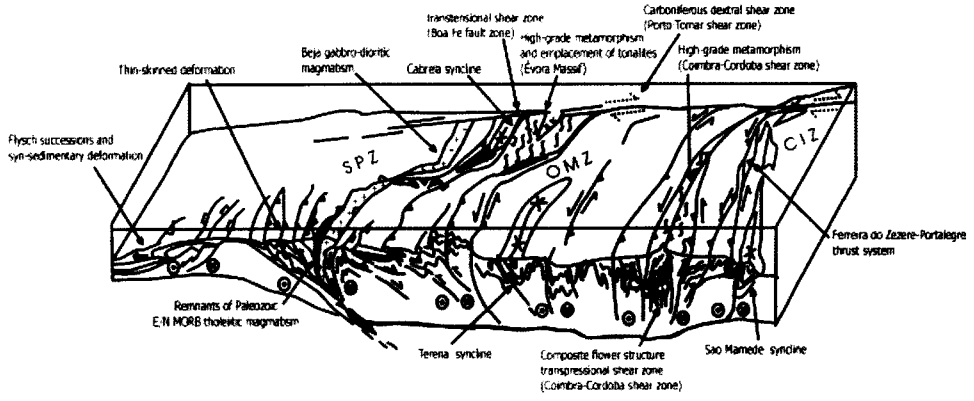


Figura 9.5 – Esquema do modelo de evolução tectónica desde o neoproterozóico até ao paleozóico superior para o SW ibérico (retirado de Silva e Pereira, 2004). Orogenia cadomiana na ZOM envolvendo um regime transpressivo tardi-neoproterozóico e transtensão no Câmbrico inferior. Durante o Paleozóico inferior (Câmbrico inferior - Silúrico) destaca-se o predomínio de um regime transtensivo com desenvolvimento de *drifting* e *rifting*. Orogenia varisca (Devónico-Carbónico) com desenvolvimento de regime traspressivo e transtensivo.

Recentemente, os dados geofísicos obtidos por Simancas et al. (2003) e Carbonell et al. (2003) permitiram reconhecer, na ZOM e parte da ZCI, um nível de espessura variável (até 5 km) e 140 km de comprimento – IRB (*Iberseis Reflective Body*) – que foi interpretado como um corpo ígneo de natureza máfica/ultramáfica, estruturalmente bandado, que terá intruído ao longo de um descolamento na crosta média (fig. 9.6). De acordo com vários autores (e.g. Simancas et al. 2003; Carbonell et al., 2003; Tornos et al., 2005), este corpo terá tido um papel importante quer na evolução petrológica, quer na origem das mineralizações que ocorrem na ZOM. A interpretação do IRB justifica, segundo os referidos autores, (1) a abundância de rochas máficas do Carbónico inferior (Casquet et al., 2001), (2) as mineralizações de Cu e Ni relacionadas com magmas mantélicos primários (Tornos et al., 2001, 2003), (3) as rochas de alto grau metamórfico (e.g. migmatitos e granulitos básicos) do Maciço de Aracena (Bard, 1977, Crespo-Blanc e Orozco, 1988; Díaz Azpiroz et al., 2004) associadas a magmatismo calco-alcalino (Dallmeyer et al., 1993; Castro et al., 1999b) e (4) as anomalias aeromagnéticas registadas na ZOM. Também do ponto de vista metalogenético, a introdução de chumbo primitivo, especialmente significativa durante a orogenia varisca (350-300 Ma), é interpretada como estando relacionada com a existência de um reservatório primitivo (Tornos e Chiaradia, 2004). Segundo estes autores, um arco de idade fanerozóica convencional dificilmente justifica a presença significativa de chumbo primitivo.

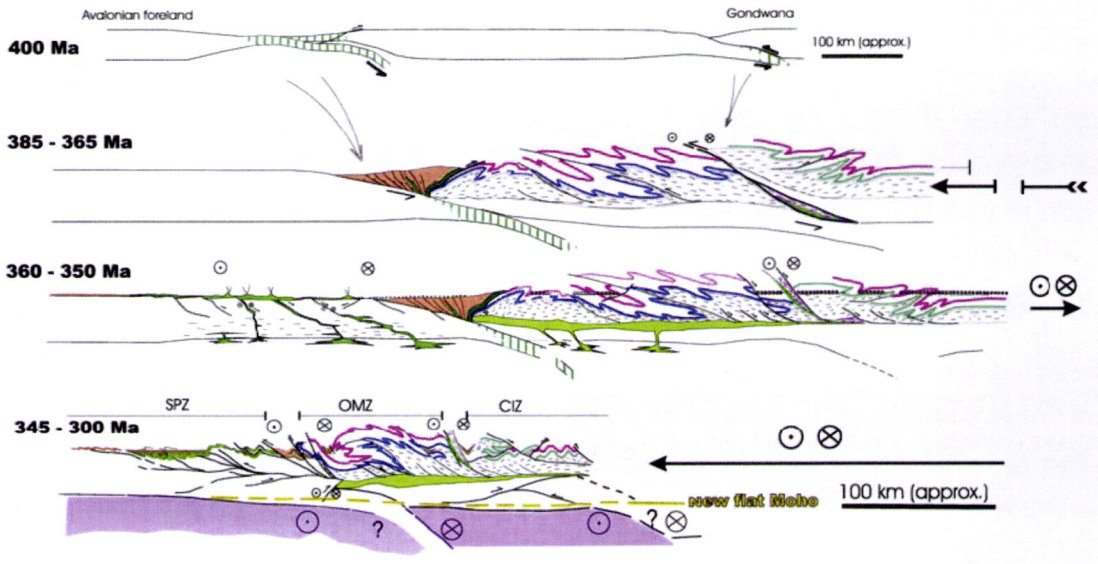


Figura 9.6 – Interpretação da evolução varisca no sudoeste ibérico (retirado de Simancas et al., 2003). Subducção na fronteira da ZSP/ZOM (com desenvolvimento de prisma acrecionário e obducção ofiolítica), Um estádio transtensional durante o Tournesiano está relacionado com a extrusão de rochas vulcânicas, essencialmente na ZSP, e com a intrusão de grandes volumes de magmas a níveis crustais médios na ZOM (IRB). Desde o Viseano, dominou um regime tectónico de encurtamento em regime transpressivo até à colisão final, originando a geometria final da crosta do SW ibérico.

O modelo proposto por Silva e Pereira (2004), acima referido, encontra assim fundamento no modelo de Simancas et al. (2003), os quais justificam a geração de magmas calco-alcalinos na ZOM sem invocar a existência de uma zona de subdução típica. Apesar da dificuldade, segundo Rosas (2003), em explicar a formação de rochas de alta pressão num modelo transcorrente, um mecanismo de *subduction erosion* (arraste por subducção de segmentos continentais da margem continental activa; Huene e Scholl, 1991) proposto para o bordo meridional da ZOM (Moita, 1997; Fonseca et al., 1999), poderia justificar o metamorfismo de alta pressão em crosta continental sem implicar colisão (Gerya e Stockerhert, 2006).

Segundo Tornos et al. (2003 em Tornos et al., 2005) a intrusão de um complexo básico na crosta média modificaria o balanço térmico da região, conduzindo à formação de zonas sobreaquecidas que promoveriam um regime metamórfico de elevada temperatura e baixa pressão e anatexia, bem como a interacção de magmas com a crosta e a geração de uma grande quantidade de fluidos hidrotermais. Este processo produziria igualmente, segundo aqueles autores, um magmatismo dominado

por líquidos de composição gabróica e tonalítica com uma assinatura calco-alcalina típica de arco.

A ocorrência de vulcanismo tardi-paleozóico e a instalação de soleiras e diques ao longo da Cadeia Varisca durante o Carbónico/Pérmico, têm sido relacionadas com a ascensão de plumas mantélicas (Carbonell et al., 2003 e bibliografia inclusa). Porém, Pous et al. (2004) referem que a elevada condutividade do IRB (Carbonell et al., 2003) não pode ser justificada exclusivamente pela presença de rochas ígneas. Assim, aqueles autores explicam a presença do corpo reflectivo e condutor (IRB) através de intrusões do tipo soleira intercaladas em níveis de rochas da Série Negra. Por outro lado, Tornos e Chiaradia (2004) referem que a assinatura isotópica de chumbo na ZOM é "dramaticamente diferente quando comparada com a da ZCI", sendo que aqui não se encontra uma assinatura mantélica. Considerando que o IRB se prolonga para a ZCI, além da zona de sutura, e dado a eventual relevância desta estrutura, seria expectável alguma semelhança nas características magmáticas e/ou metalogénicas entre a ZOM e ZCI. De igual forma, a instalação de um corpo de natureza máfica (IRB) tenderia a criar condições para a geração de magmas contemporâneos com características distintas (calco-alcalino, metaluminoso e peraluminoso, Carbonell et al., 2004; Tornos et al., 2004). Contudo, esta contemporaneidade não é observada, verificando-se um decréscimo generalizado nas idades (Tornos et al., 2004 e bibliografia inclusa) do magmatismo metaluminoso (350-330 Ma) para o peraluminoso (330-300 Ma).

O metamorfismo registado no bordo sul da ZOM (Cintura Metamórfica de Aracena) é materializado por ocorrências de migmatitos, gnaisses migmatíticos, rochas calco-silicatadas e granulitos básicos cujos protólitos correspondem à Série Negra e provavelmente a rochas do câmbrico inferior (Crespo-Blanco, 1991). Este metamorfismo, caracterizado por elevadas temperaturas e baixas pressões (Bard, 1969), bem como a presença de boninitos (andesitos com elevados teores de Mg) e gradientes metamórficos invertidos, levaram Castro et al. (1996) a proporem a existência de uma subducção de uma crista oceânica (fig. 9.7), durante o Silúrico-Devónico. Mais tarde, et al. (1999b) e Díaz Azpiroz et al. (2004; 2006) posicionam temporalmente a subdução da crista oceânica durante o Carbónico inferior (Tournaisiano-Viseano), ou seja, no mesmo intervalo temporal atribuído ao IRB.

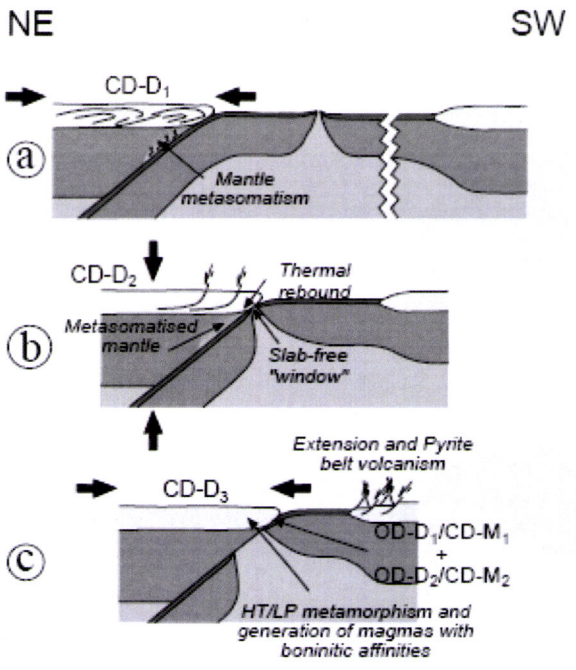


Figura 9.7 – Modelo tectónico proposto para a evolução varisca da cintura metamórfica de Aracena (retirado de Díaz Azpiroz et al., 2004); a) depois da formação da crista oceânica entre o autóctone Ibérico e a ZSP, a placa oceânica é subductada sob a placa Ibérica (Devónico?); b) subducção da crista oceânica como consequência da migração do ponto triplo (Carbónico inferior; Tournaisiano-Viseano) e produção de magmas do tipo boninitos; c) subducção da restante placa oceânica (Viseano-Namuriano) e desenvolvimento de um gradiente metamórfico invertido.

Do que foi sendo apresentado neste ponto, verifica-se a grande diversidade de modelos para a evolução do SW ibérico, durante a orogenia varisca, motivados pela existência de problemas específicos, aquisição de novos dados, evolução do conhecimento ou até pela mais fácil interpretação dentro do paradigma científico de que cada autor é intelectualmente adepto. Porém, desde o reconhecimento do IRB têm surgido modelos (e.g. Tornos et al., 2004) no sentido de explicar a evolução magmática, metalogenética e hidrotermal recorrendo à instalação, na crosta, de um magma derivado de manto primitivo em detrimento de um papel significativo de um ambiente de arco e manto modificado. Não obstante, relativamente ao contexto geológico das rochas metaluminosas calco-alcalinas de idade carbónica que ocorrem na região espanhola da ZOM, mesmo em trabalhos de síntese recentes como o de Casquet e Galindo (2004), é admitido um ambiente geodinâmico do tipo arco continental que condiciona o magmatismo da região. Em concordância, no TAME não há evidências de um componente mantélico primitivo, parecendo também mais provável que haja uma sequência calco-alcalina normal de termos básicos, intermédios e ácidos. No TAME, tratando-se, em particular, de uma área próxima da sutura, é natural que os efeitos de um mecanismo de subducção se façam, sentir de modo mais acentuado, quando comparando com zonas mais internas da ZOM.

Relativamente à existência de um ponto triplo (subdução de crista oceânica, segundo o modelo de Castro et al., 1996), seria expectável a ocorrência de magmatismo do tipo adaquítico, do qual não se conhecem evidências. Reconstruir a evolução geodinâmica de zonas próximas de suturas em orógenos antigos leva a que se invoquem fontes e processos diversos, como fizeram Kozlovsky et al. (2006) ao defenderem a existência de manto enriquecido, manto empobrecido e manto metassomatizado, associados à margem continental activa do paleocontinente asiático. De facto, os modelos não têm de ser necessariamente exclusivos dada a complexidade dos processos naturais e, em particular, a dificuldade na preservação dos registos geológicos. Deste modo, não negando a existência de um ponto triplo ou uma intrusão básica/ultrabásica que contribua para o magmatismo da região, o modelo aqui adoptado considera a maior importância de um ambiente de arco vulcânico.

9.9.1 Modelo adoptado para a evolução do plutonismo carbónico no TAME (bordo SW da ZOM)

A figura 9.8 pretende ilustrar de modo esquemático a evolução geodinâmica proposta para o bordo da ZOM, com particular ênfase no magmatismo.

I. Posteriormente ao período extensional do Paleozóico inferior e médio, terá tido lugar um período de convergência litosférica (fig. 9.8-I) que se iniciou com a subducção de litosfera oceânica, entre a ZOM e ZSP, para norte (coordenadas actuais, Araújo, 1995). Dado o quimismo toleítico continental dos eclogitos (Pedro, 1996; Moita 1997; Leal, 2001) estes resultam, provavelmente, do arraste do bordo da placa continental da ZOM por *subduction erosion* (Moita, 1997; Fonseca et al., 1999). Esta etapa de convergência (Devónico?) fica registada pelas várias ocorrências de rochas eclogíticas e xistos azuis (e.g. Alvito, Safira) cujo metamorfismo de alta pressão corresponde a uma idade de ~371 ±17 Ma (Moita et al., 2005). Este mecanismo de subducção terá conduzido a um metassomatismo da cunha mantélica, como invocado por Díaz Azpiroz et al. (2004) para a região de Aracena.

II. Concomitantemente, ocorrem rochas vulcânicas da Unidade de Odivelas do Maciço de Beja, com intercalações sedimentares de idade devónica superior (Conde e Andrade, 1974), cujo quimismo é toleítico de arco a calco-alcalino (Santos, 1990), indicando uma etapa relativamente imatura de desenvolvimento de um arco magmático (fig. 9.8-III) As restantes manifestações de rochas básicas de natureza

toleítica a calco-alcalina terão continuado no tempo com a instalação do Complexo Ígneo de Beja (352 ±4 Ma, Pin et al., 1999).

III. Os dados geocronológicos existentes para o magmatismo félsico (fig. 9.8-III; metaluminoso de afinidade calco-alcalina a francamente peraluminoso) indicam uma instalação contemporânea ou ligeiramente após ao magmatismo básico, sendo registado no TAME pela intrusão granodiorítica de Arraiolos aos 340 Ma (Chichorro, 2006), pela intrusão metaluminosa do tonalito do maciço dos Hospitais aos 323 Ma e pela intrusão peraluminosa do leucogranito de duas micas do Alto de São Bento aos 322 Ma. O magmatismo básico perdura até aos 338-325Ma com o Complexo gabro-diorítico de Cuba-Alvito (Gomes, 2000). As várias características geoquímicas dos corpos plutónicos, quer de composição gabróica, quer de composição tipicamente granitóide, indicam uma participação importante de um componente mantélico, provavelmente enriquecido por processos de subducção, para a sua génese. Um mecanismo de cristalização fraccionada, associado a diferentes graus de interacção com os líquidos resultantes da fusão dos metassedimentos da Série Negra, é susceptível de originar a variabilidade litológica observada nos granitóides do Maciço de Évora.

A instalação das rochas plutónicas parece ter sido controlada pela presença de zonas de cisalhamento importantes. Silva e Pereira (2004), Pereira et al. (2006b) e Chichorro (2006) mostraram a importância de movimentos transtensivos ao longo do TAME, cuja orientação está intimamente relacionada com a orientação e foliação magmática dos corpos intrusivos. Estas zonas extensionais, à escala da crosta, num regime transpressivo dominante, parecem ser fundamentais para a instalação de magmas (Crawford et al., 1999).

A semelhança de idades entre o episódio de anatexia que afecta as rochas do Câmbrico inferior (323 Ma, Chichorro, 2006; Pereira et al., 2006b) e o plutonismo félsico do TAME, parece indicar que os eventos se sucederam rapidamente (ou coexistiram?) no tempo. Os eventos descritos para este sector do orógeno varisco terão assim ocorrido num curto espaço de tempo, como é também defendido por Castro et al. (1999b) para a cintura metamórfica de Aracena.

IV. A colisão continental terá originado a inversão das bacias sedimentares, dobramentos, inversão das falhas extensionais (as quais passam a funcionar como falhas inversas) e a instalação de alguns granitóides. Finalmente, a subida do TAME

relativamente à ZCMN coloca em contacto a mesma sequência litoestratigráfica com graus de metamorfismo distintos (fig. 9.8-IV). Esta diferença entre graus metamórficos pode ser acentuada por movimentos mais frágeis (como a zona de falha da Boa Fé que separa a ZCMN do TAME). Os testemunhos do vulcanismo calco-alcalino ficam preservados em bacias (Cabrela) da ZCMN.

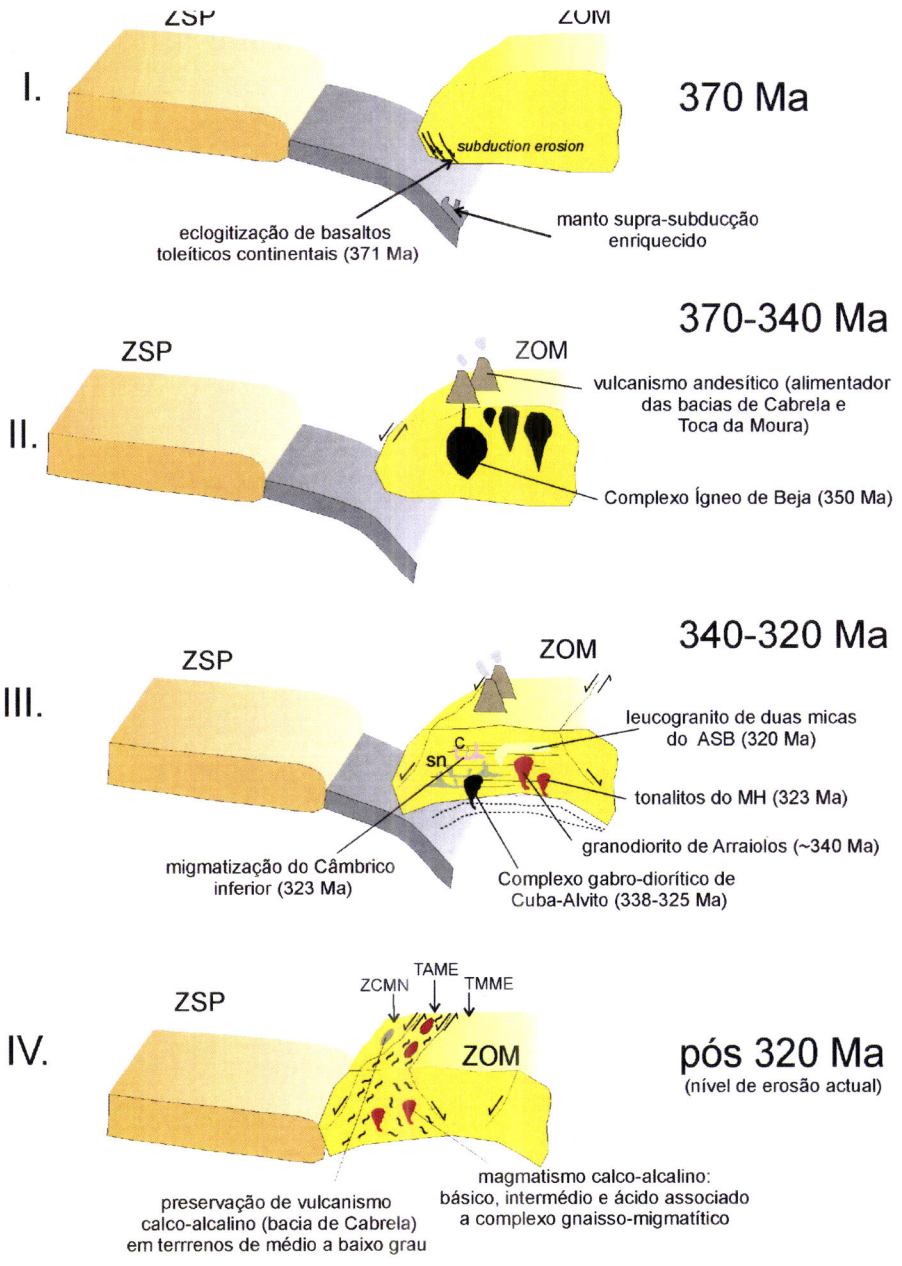


Figura 9.8 – Esquema simplificado das principais etapas que afectam o bordo SW da ZOM durante a orogenia varisca, com particular ênfase no magmatismo: **I)** (371Ma) metamorfismo de alta pressão: eclogitização de basaltos continentais e modificação da cunha mantélica; **II)** predomínio de magmatismo básico calco-alcalino (370-340 Ma); **III)** (340-320Ma) continuação de magmatismo básico calco-alcalino e magmatismo félsico calco-alcalino por diferenciação magmática e contaminação crustal. Fundidos peraluminosos crustais contemporâneos; **IV)** colisão continental (pós 320 Ma) e posterior subida do TAME associada a intensa migmatização e plutonismo calco-alcalino; sn- Série Negra, C_1-Câmbrico inferior, MH-Maciço dos Hospitais, ASB- Alto de São Bento.

X CONCLUSÔES

Nos capítulos anteriores procedeu-se à apresentação, análise e discussão, de modo tão exaustivo quanto possível, dos dados de campo, petrográficos, de química mineral, de geoquímica elementar e isotópica e geocronológicos. As implicações que resultam dessa análise serão aqui sintetizadas e relacionadas com a evolução do bordo SW da ZOM.

A maioria das rochas intrusivas, estudadas neste trabalho (gabros, tonalito do Maciço dos Hospitais e granitóides do tipo I do Alto de São Bento), pode ser explicada através de um modelo em que magmas básicos calco-alcalinos evoluíram por cristalização fraccionada, para originar uma série de líquidos diferenciados sujeitos a diferentes graus de interacção com material crustal. Esta hipótese assenta em larga medida na forte semelhança dos perfis oligoelementares para a generalidade das rochas referidas, na contemporaneidade da intrusão tonalítica do MH e dos granitóides mais diferenciadas do ASB e na evidência de mecanismos de mistura, nestes últimos, com base na análise isotópica. A maior dispersão observada nos diagramas de variação dos elementos vestigiais, em particular nas rochas básicas e nas litologias do MH, foi interpretada como estando condicionada por mecanismos de acumulação.

O tonalito principal do MH terá resultado de uma diferenciação por cristalização fraccionada a partir de magmas básicos representados pelos gabros que ocorrem no TAME, visto que: (1) os perfis oligoelementares são muitos semelhantes; (2) as assinaturas isotópicas dos gabros e tonalitos também são muito próximas, nomeadamente no que se refere ao εNd (parâmetro pouco afectado pela alteração); (3) A modelação efectuada evidencia o papel que a fraccionação da clinopiroxena ±olivina tiveram neste mecanismo.

O tonalito do MH exibe evidências de processos de acumulação local: os encraves granulares máficos do MH foram interpretados como testemunhando uma segregação de fases máficas nas primeiras fases de cristalização. Esses encraves, por seu turno terão determinado o desenvolvimento de halos félsicos, ao originarem processos de migração de constituintes químicos, com expressão à escala centimétrica a decimétrica. Os níveis félsicos que ocorrem no seio do tonalito principal parecem reflectir também fenómenos de acumulação, associados a uma diferenciação por

cristalização fraccionada. O filão dacítico corresponde a um diferenciado do tonalito principal e é interpretado como uma intrusão sin-plutónica.

Os granitóides do tipo I do ASB (ou seja, todos os granitóides com excepção do leucogranito de duas micas), apesar de modos de ocorrência muito distintos parecem relacionar-se, entre si, com os tonalitos do MH e com os gabros, por um mecanismo de cristalização fraccionada. Contudo, as distintas assinaturas isotópicas requerem que se invoque, para alguns dos litótipos, um mecanismo adicional de mistura com magmas crustais; ou seja, os vários granitóides do ASB não deverão resultar de um simples processo petrogenético, requerendo um modelo mais complexo que combine a cristalização fraccionada e a mistura de magmas.

Deste modo, os encraves bandados (tonalitos) e o granodiorito do ASB representam diferenciados a partir de rochas intermédias (tonalitos do MH e tonalitos relativamente pouco diferenciados) com um contributo crustal que, de acordo com a melhor adaptação à curva de uma mistura simples, deve corresponder a fundidos crustais da Série Negra (sedimentos ediacarianos), como os testemunhados pelos diatexitos de Almansor.

Os encraves granulares máficos (tonalitos) do ASB são interpretados como diferenciados, a partir de magmas máficos, onde foi preservada a assinatura isotópica mais primitiva. Os granitos porfiróides são provavelmente o resultado do mesmo processo de cristalização fraccionada mas, dado que não se conseguiu obter a sua assinatura isotópica, é difícil avaliar o efeito de uma eventual contaminação crustal.

Os leucogranitos de duas micas deverão representar magmas resultantes de fusão crustal eventualmente a partir de sedimentos da Série Negra ou do Câmbrico. A sua composição eutética, deverá estar associada a pequenos graus de fusão parcial e/ou a uma diferenciação extrema.

A evolução das rochas intrusivas foi interpretada como estando intimamente associada ao desenvolvimento de um arco magmático numa zona de crosta continental. A ascensão, ao longo de cisalhamentos, de importantes volumes de magma durante o Carbónico inferior (340 a 323 Ma), terá induzido o desenvolvimento de uma orientação preferencial. Esta, marcada pelos minerais ferromagnesianos encontra-se melhor preservada em litótipos relativamente menos diferenciados (tonalitos). Apesar da incerteza na determinação de parâmetros físicos prevalecentes durante a

cristalização/instalação, estes sugerem uma diminuição nos valores de pressão dos tonalitos do MH para o leucogranito do ASB.

O magmatismo associado ao Complexo Gnaisso-Migmatítico reflecte naturalmente um maior componente crustal. Em Almansor, os perfis oligelementares e a assinatura isotópica dos diatexitos estão de acordo com elevados graus de fusão a partir de sedimentos da Série Negra. Este processo de fusão é compatível com as temperaturas obtidas de 830-862 °C para a extracção na fonte, as quais implicam a decomposição da biotite. Os granitóides isótropos parecem traduzir essencialmente uma diferenciação a partir de magmas mais máficos, mas a que provavelmente se adicionou uma mistura com magmas diatexíticos. Finalmente, os leucogranitóides correspondem a diferenciados a partir dos granitóides isótropos. Nos granitóides isótropos e nos leucogranitóides parece ainda relevante a existência de mecanismos de acumulação (plagioclase e fases acessórias).

A variabilidade de encraves metamórficos observada em Almansor traduz a presença de materiais representativos de litologias férteis da fonte dos fundidos anatéticos (encrave metapelítico félsico), de fragmentos de rochas encaixantes refractárias (encrave anfibolito-biotítico) e de estruturas interpretadas como representando fraccções residuais das rochas que sofreram anatexia (restitos biotíticos e *resister*/melanossoma). Os encraves de natureza ígnea (encrave andesítico e encrave-MH) são correlacionáveis com as intrusões tonalíticas (equivalente menos diferenciado do MH com provável contaminação crustal) já arrefecidas e cristalizadas, implicando uma sucessão de eventos entre a anatexia, observada em Almansor, e aquelas intrusões.

Em Valverde os processos de anatexia estão relacionados com protólitos muito diferenciados (ortognaisses) de idade câmbrica. A fusão destas rochas, a temperaturas superiores a 772 °C, deverá ter envolvido a participação de água sem a decomposição significativa da biotite. O mecanismo de fusão à custa de plagioclase, quartzo e opacos, e com uma assinatura isotópica de Sr menos radiogénica do que a da fonte, terá criado um magma metaluminoso propício à cristalização de anfíbola. Os magmas anatécticos, de composição trondhjemítica, assim gerados, terão localmente desenvolvido estruturas de segregação que originaram texturas com e sem anisotropia mesoscópica (pares "gnaisse-fundido").

Os mecanismos de anatexia de protólitos precâmbricos e câmbricos deverão ter sido despoletados quer pela diminuição da pressão associada ao período transtensivo quer por um aumento do gradiente geotérmico induzido pela intrusão de magmas básicos e intermédios. Os processos de anatexia observados ao nível de erosão actual, ao longo do CGM, reflectem essencialmente processos locais, sem contribuírem para a génese de corpos plutónicos de grandes dimensões. A hibridização de magmas gerados por diferenciação a partir de magmas básicos e intermédios com magmas crustais derivados da série Negra, registada na assinatura isotópica das litologias estudadas, terá ocorrido a níveis crustais mais profundos do que os agora expostos.

XI. BIBLIOGRAFIA

Albarède, F. (1987) – Microsoft Basic Programa " CRYSTALLIZ" Software para Machintosch.

Allègre, C. e Ben Othman, D. (1980) – Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286: 335-342.

Anderson, J. e Cullers, R. (1987) – Crust-enriched mantle-derived tonalites in the early proterozoic penokean orogen of Wisconsin. *J. Geol.*, vol. 95, 2: 139-154.

Anderson, J. e Smith, D. (1995) – The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Min.* 80:549-559

Anderson, L. (1996) – Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 87: 125-138.

Andrade, A. (1979) - Aspectos geoquímicos do ofiolitóide de Beja. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 64: 39-48.

Annen, C. e Sparks, R. (2002) - Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203: 937-955.

Annen, C., Blundy, J. e Sparks, R. (2005) – The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.*, 47(3): 505-539.

Antunes I. (2006) – Mineralogia, Petrologia e Geoquímica de Rochas Granitóides da área de Castelo Branco - Idanha-a-Nova Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, 453 pp.

Apalategui, O., Eguíluz, L. e Quesada, C. (1990) – The structure of the Ossa-Morena Zone. *In*: R. Dallmeyer e E. Martínez-García, (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag (Berlin), 399-409.

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 (não publicada), Universidade de Évora, 200 pp.

Araújo, A., Fonseca, P. e Ribeiro, A. (1993) – Obduction and flake tectonics in the Variscan of the SW Iberia. *Terra Abstracts Supplement*, 5 (6/24): 8

Arth, J. (1976) – Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their aplications. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*: 441-547.

Arth, J. e Barker, F. (1976) – Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology*, 4: 534-536.

Atherton M. e Sanderson, L. (1985) – The chemical variation and evolution of the super-units of the segmented costal batholith. *In*: Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E. e Beckinsale, R. (eds.), *Magmatism at a Plate Edge*. Halsted press (New York), 208-227.

Atherton, M. e Petford, N. (1993) - Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144-146.

Ayres, M. e Harris, N. (1997) – REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chem. Geol.*, 139: 249-269.

Azpiróz, M., Fernández, C., Castro, A. e El-Biad, M. (2006) – Tectonometamorphic evolution of the Aracena metamorphic belt (SW Spain) resulting from ridge-trench interaction during Variscan plate convergence. *Tectonics, 25: TC1001,* doi: 10.1029/2004TC001742

Bacon, C. (1986) – Magmatic inclusions in Silicic and intermediate Volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 91: 6091-6112.

Badham, J. (1982) - Strike-slip orogens – an explanation to the Hercynides. *J. Geol. Soc. London*, 139: 493-504.

Baldwin, S., Harrison, T. e FitzGerald, J. (1990) – Diffusion of ^{40}Ar in metamorphic hornblende. *Contrib. Min. Petrol.*, 105: 691-703.

Bandres, A., Eguíluz, L., Ibarguchi, J. e Palacios, T. (2002) – Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena zone, Iberian massif. *Tectonophysics*, 352: 105-120.

Barbarin B. (1990). Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *J. Geol.* 25: 227 – 238.

Barbarin, B. (1988) - Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Can. J. Earth Sci.*, 25: 49-59.

Barbarin, B. (1991). Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *In*: Didier, J. e Barbarin, B. (eds.) *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13.* Elsevier (Amsterdam), pp. 135–153.

Barbarin, B. (2005) – Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80: 155-177.

Barbarin, B. e Didier, J. (1991) – Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology. *Developments in Petrology 13.* Elsevier (Amsterdam): 253-261.

Barbey, P. (1991) - Restites in migmatites and autochtonous granites : their main features and their genesis. *In* : Didier P, Barbarin B (eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam : 479-492.

Barbey, P., Brouand, M., Le fort, P. e Pêcher, A. (1996) – Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in central Nepal. *Lithos*, 38: 63-79.

Barbey, P., Macaudière, J. e Nzenti, J. (1990) - High-pressure dehydration melting of metapelites. Evidence from the migmatites of Yaounde (Cameroon). *J. Petrol.*, 31: 401-427.

Bard, J. (1969) - Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Thèse d' Etat, Université de Montpellier, 397 pp.

Bard, J. (1977) - Signification tectonique des métatholeiites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bulletin de la Societé geologique de France*, XIX (2): 385-393.

Barker, F. (1979) – Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. *In*: Barker, F. (ed.), *Trondhjemite, dacites and related rocks*. Elsevier (Amsterdam), 1-12.

Barker, F. e Arth, J. (1976) – Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.

Barnes, C., Barnes, M. e Kistler, W. (1992) – Petrology of the Caribou Mountain Pluton, Klamath Mountains, California. *J. Petrol.*,33 (1): 95-124.

Barnes, C., Petersen, S., Kistler, R. Murray, R. e Kays, M. (1996) – Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains. *Contrib. Min. Petrol.*, 123: 40-60.

Bateman, P. e Chappell B. (1979) - crystallization, fractionation and solidification of the Tuolomne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 465-482.

Bateman, R. (1995) – The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth Sci. Rev.*, 39: 91-106.

Bea, F. (1996) - Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the chemistry of crustal melts. J. Petrol. 37 (3), 521 - 552.

Bea, F., Fershtater, G., Montero, P., Smirnov, V. e Molina, J (2004) – Deformation-driven differentiation of granitic magma: the Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, 81: 209-233.

Bea, F., Pereira, M. e Stroh, A. (1994) - Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chem. Geol.*,117: 291-312.

Beard, J. e Logfren, G. (1989) – Effect of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite. *Science*, 244: 195-197.

Ben Othman, D., Fourcade, S. e Allègre, C. (1984) – Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69(2): 290-300.

Benek R., Kramer W., McCann T., Scheck M., Negendank J., Korich D., Huebscher H-D. e Bayer U. (1996) - Termo-Carboniferous magmatism of the NE German Basin. *Tectonophysics*, 266: 379–404.

Bernard, F., Moutou, P. e Pichavant, M. (1985) - Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *J. Geol.*, 93: 271-291.

Bernard-Griffiths, J., Peucat, J., Sheppard, S. e Vidal, P. (1985) – Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rocks characteristics and age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 235-250.

Best, M. e Christiansen, E. (2001) – *Igneous Petrology*. Blackwell Science (Oxford), 458 pp.

Bickle, M., Wickham, S., Chapman, H. e Taylor, H.Jr (1998) – A strontium, neodymium and oxygen isotope study of hydrothermal metamorphism and crustal anatexis in the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France. *Contrib. Min. Petrol.*, 100: 399-417.

Bougault, H. e Hekinian, R. (1974) - Rift valley in the Atlantic Ocean near 36°50'N; petrology and geochemistry of basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 249-261.

Brown, G., Thorpe, R. e Webb, P. (1984) – The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, 141: 411-426.

Brown, M. (1994) – The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived connection in thickened orogens. *Earth Sci. Rev.*, 36: 83-130.

Brown, M. e D'Lemos, R. (1991) - The Cadomian granites of Mancellia, north-east Armorican Massif of France: relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *In*: Haapala, I. e Condie, K. (eds.), Precambrian Granitoids - Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. *Precambrian Research*, 51: 393-427.

Brown, M. e Solar, G. (1998) – Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.*, 20: 1365-1393.

Bucher, K. e Frey, M. (1994) - *Petrogenesis of metamorphic rocks.* 6th Ed., Springer-Verlag (Berlin), 318 pp.

Carbonell, R. Simancas, F., Juhlin, C., Pous, J., Pérez-Estaún, Gonzalez_Lodeiro, F., Muñoz, Heise, W. e Ayarza, P. (2004) – Geophysical evidence of a mantle derived intrusion in the SW Iberia. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L11601.

Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000. 1992. 5ª Edição, Coord: Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M. T. e Monteiro, J. H. 2 folhas. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

Carvalhosa, A. (1983) - Esquema geológico do Maciço de Évora. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69(2): 201-208.

Carvalhosa, A. (1999) - Carta Geológica de Portugal 1:50.000 - Notícia explicativa da folha 36-C, Arraiolos. Instituto Geológico e Mineiro, 52p.

Carvalhosa, A. e Zbyszewski, G. (1994) - Carta Geológica de Portugal 1:50.000 - Notícia explicativa da folha 35-D, Montemor-o-Novo. Instituto Geológico e Mineiro, 86 pp.

Carvalhosa, A., Carvalho, A., Alves, C. e Pina, H. (1969) - Carta Geológica de Portugal 1:50.000 - Notícia explicativa da folha 40-A, Évora. Serviços Geológicos de Portugal.

Casquet, C. e Galindo, C. (2004) – Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena. *In*: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*. Soc. Geol. España; IGME, Madrid, 194-198.

Casquet, C., Baldo, E., Pankhurst, R., Rapela, C., Galindo, C., Fanning, C. e Saavedra, J. (2001) - Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: U-Pb SHRIMP and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. *Geology*, 29 (8): 703-706.

Castro, A, Moreno-Ventas, I. e De la Rosa, J. (1990) - Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian Belt, Spain. *Geol. J.*, 25: 391-404.

Castro, A. Moreno-Ventas, I e De la Rosa, J. (1991a) – H-type (hybrid granitoids): a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.*, 31: 237-253.

Castro, A., Moreno-Ventas, I. e De la Rosa, J. (1991b) – Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing. *Geol. Rundsch.*, 80/1: 109-120.

Castro, A. e Stephens, W. (1992) – Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Can. Min.*, 30: 1093-1112.

Castro, A., De la Rosa, J., Fernández, C. e Moreno-Ventas (1995) – Unstable flow, magma mixing and magma-rock deformation in a deep-seated conduit: the Gil Márquez Complex, south-west Spain. *Geol. Rundsch.*, 84: 359-374.

Castro, A., Fernádez, C., De la Rosa, J., Moreno-Ventas, I., El-Hmidi, H., El-Biad, M., Bergamin, J. e Sánchez, N. (1996) - Triple junction migration during Paleozoic plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geol. Rundsch.*, 85:180-185.

Castro, A., Patiño Douce, A., Corretgé, L., De la Rosa, J., El-Biad, M. e El-Hmidi, H. (1999a) - Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif; Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contrib. Min. Petrol.*, 135: 255-276.

Castro, A., Fernández, C. El-Hmidi, H., El-Biad, M., Díaz, M., De la Rosa, J. e Stuart, F. (1999b) - Age constraints to the relationships between magmatism, metamorphism and tectonism in the Aracena metamorphic belt, southern Spain. *Int. J. Earth Sci.*, 88: 26-37.

Castro, A., Corretgé, L., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernández, C. e Patiño Douce, A. (2000) – Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. *J. Petrol.*, 41 (10): 1471-1488.

Castro, A. (2006) – Experimental petrology with potencial protoliths of granitic rocks of the Central Iberian Zone. *VII Congresso Nacional de Geologia, Livro de Resumos*, vol. III: 1223-1225.

Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. e Oliveira, J. (1983) – La estrutura de la Zona de Ossa-Morena. *In*: Comba, J. (coord), *Livro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I, IGME, Madrid, 490-504.

Chappell, B. e Stephens, W. (1988) - Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 79: 71 – 86.

Chappell, B. e White, A. (1992) - I– and S– type granites in the Lachland Fold Belt. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 83: 1 – 26.

Chappell, B., White, A. e Wyborn, D. (1987) - The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, 28: 1111-1138.

Chayes, F.e Kruskal, W. (1966) - An approximate statistical test for correlations between proportions. *J. Petrol.*, 74: 692–702.

Chen, B., Jahn, B. e Wei, C. (2002) – Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*, 60: 67-88.

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 não publicada, Universidade de Évora, 521 pp.

Clarke, D. (1992) - *Granitoid Rocks*. Chapman e Hall (New York), 283 pp.

Clarke, D. (1995) – Cordierite in felsic igneous rocks; a synthesis. *Min. Magazine*, 59 (2): 311-325.

Clemens, J.D. (1998) - Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 155: 843–851.

Coney, P., Jones, D. e Monger, J. (1980) - Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288: 329-333.

Conde, L e Andrade, A. (1974) – Sur la Faune Méso et/ou Néodévonienne des calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (massif de Beja). *Mem. Not. Univ. Coimbra*, 78: 141-146.

Cordani, U., Nutman A., Andrade A., Santos J., Azevedo M., Mendes M. e Pinto M. (2006) - New U–Pb SHRIMP zircon ages for pre-variscan orthogneisses from Portugal and their bearing on the evolution of the Ossa – Morena Tectonic Zone. *An. Acad. Bras. Cienc.* 78 (1): 133 – 149.

Costa, D., Viana, A. e Munhá, J. (1990) – Petrologia e geoquímica dos maciços de Veiros e Vale Maceira. *VIII Semana de Geoquímica, Resumo das comunicações*, Universidade de Lisboa.

Cotkin, S. e Medaris, L. (1993) – Evaluation of the crystallization conditions for the calcalkaline Russian Peak Intrusive Complex, Klamath Mountains, Northern California. *J. Petrol.*, 34: 543-571.

Cox K., Bell J. e Pankhurst R. (1979) - *The interpretation of igneous rocks*. George Allen & Unwin (London), 450 pp.

Cramer, J. e Kwak, T. (1988) – A geochemical study of zoned inclusions in granitic rocks. *Am. J. Sci.*, 288: 827-871.

Crawford, M., Klepeis, K., Gehrels, G. e Isachsen, C. (1999) – Batholith emplacement at mid-crustal levels and its exhumation within an obliquely convergent margin. *Tectonophysis*, 312: 57-78.

Crespo-Blanc, A. (1991) - Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche, Macizo Iberico Meridional. Un contacto mayor en la Cadena Hercinica Europea. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Granada, 327 pp.

Crespo-Blanc, A. e Orozco, M. (1988) - The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148: 221-227.

Cross, W., Iddings, J., Pirrson, L. e Washington, H. (1903) – *Quantitative classification of igneous rocks*. Univ. Chicago Press.

Dallmeyer, R. e Martínez García, E. (1990) - *Pre-Mesozoic geology of Iberia*. Springer-Verlag (Berlin), 416 pp.

Dallmeyer, R., Fonseca, P., Quesada e C. Ribeiro, A. (1993) – $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of a AVriscan suture in the southwest Iberia. *Tectonophysics*, 222: 177-194.

Danyushevsky, L. (2001) – The effect of small amounts of H2O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 110(3-4): 265-280.

De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude , P. e Marchal, M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.

Debon, F. e Le Fort, P. (1982) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions RSE Earth Sci.*, 73: 135-149.

Deer W., Howie R., Zussman J. (1962) - Sheet silicates. *Rock forming minerals*. V. 3 Longman (London), 270 pp.

Deer W., Howie R., Zussman J. (1966) - *An Introduction to the Rock Forming Minerals.* Longmans, Green e Co. Ltd (London). Versão Portuguesa: *Minerais Constituintes das Rochas – uma Introdução.* Fundação Calouste Gulbenkian (Lisboa), 237 pp.

Deer W., Howie R., Zussman J. (1962) - Sheet silicates. *Rock forming minerals.* V. 3 Longman (London), 270 pp.

Deer W., Howie R., Zussman J. (1997) – Single-chain silicates. *Rock forming minerals.* V2A Longman (London), 668 pp.

Defant, M. e Drummond, M. (1990) – Derivation of some modern arc magmas by melting of youg subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.

DePaolo, D. e Wasserburg, G. (1979) – Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 615-627.

Derelle, B., Harmon, R. e Moorbath, S. (1983) – Combined Sr-O isotope relationships and petrogenesis of Andean volcanics of South America. *Nature*, 302: 814-816.

Dias, G. e Leterrier, J. (1994) – The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). *Lithos*, 32: 207-223.

Dias, R. e Ribeiro, A. (1994) - The Ibero-Armorican Arc: a collision effect against an irregular continent? *In*: Dias, R. (Tese de Doutoramento inédita), *Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro-Ibérica: importância para a compreensão da génese do Arco Ibero-Armoricano*, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, V: 19-47.

Díaz Azpiroz, M., Castro, A., Fernández, C., López, S., Fernández Caliani, J., e Moreno-Ventas, I. (2004) – The contact between the Ossa-Morena and the South Portuguese zones. Characteristics and significance of the Aracena metamorphic belt, in its central sector between Aroche and Aracena (Huelva). *J. Iber. Geol.*, 30: 23-51.

Didier J., Barbarin B. (1991) - The different types of enclaves in granites. *In*: Didier J. e Barbarin B. (eds.), *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13.* Elsevier (Amsterdam): 19 – 24.

Didier, J. (1973) - *Granites and their enclaves: The bearing of enclaves on the origin of granites. Development in Petrology* 3. Elsevier (Amsterdam), 393 pp

Didier, J. (1987) - Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, 76: 41-50.

Didier, J. Duthou, J-L. e Lameyre (1982) – Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 125-132.

Didier, J. e Lameyere, J. (1969)- Les granites du Massif Central Français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Min. Petrol.*, 24: 219-238.

Dodge, F. e Kistler, R. (1990) – Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 95: 17841-17848.

Dodson, M. (1973) - Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Min. Petrol.*, 40: 259-274.

Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. e Duthou, J-L., (2005) – Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contrib. Min. Petrol.*, 149: 247-265.

Downes H. e Duthou J-L. (1988) - Isotopic and trace element arguments for the lower-crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.*, 68: 291 – 308.

Duthou, J. e Pin, C. (1988) - Sr, Nd isotope geochemistry of Hercynian granitoids from the western Massif Central (France). *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43: 525-530.

Eberz, G., Nicholls, I., Mass, R., McCulloch, M. e Whitford, D. (1990) - The Nd- and Sr-isotopic composition of I-type microgranitoid enclaves and their host rocks from the Swifts Creek Pluton, southeast Australia. *Chem. Geol.*, 85: 119-134.

Eguíluz,L., Ordóñes Casado, B., Ignacio, J., Ibarguchi, G., Apraiz, A. e Abalos, B. (1999) – Superposición de ciclos orogénicos: el ejemplo de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Trabajos de Geología* (Universidade de Oviedo), 21: 79-95.

Esperanca, S., Carlson, R. W. e Smith, D. (1997) - Dating crust–mantle separation: Re–Os isotopic study of mafic xenoliths from central Arizona. *Geology*, 25: 651–654.

Ewart, A. e Griffin, W. (1994) - Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 117: 251-284.

Ewart, A., Bryan, W., e Gill, J. (1973) - Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, southwest Pacific. *J. Petrol.*, 14: 429-465.

Falkner, C., Miller, C., Wooden, J. e Heizler, M. (1995) – Petrogenesis and tectonic significance of the calc-alkaline, bimodal Aztec Wash pluton, Eldorado Mountains, Colorado River extensional corridor. *J. Geophys. Res.*, 100: 10453-10476.

Faure, G. (2001) – *Origin of Igneous Rocks*. Springer-Verlag (New York), 496 pp.

Fershtater G. e Borodina N. (1977) - Petrology of autholiths in granitic rocks. *Int. Geol. Rev.*, 19: 458–468.

Fershtater G. e Borodina N. (1991) - Enclaves in the Hercynian granitoids of the Ural Mountains, USSR. *In*: Didier J. e Barbarin B. (eds.) *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology 13.* Elsevier (Amsterdam): 83–94.

Feuerbach, D. Smith, J., Walker, J. e Tangeman, J. (1993) – The role of the mantle during crustal extension: constraints from geochemistry of volcanic rocks in the Lake Mead area, Nevada and Arizona, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105: 1561-1575.

Flierdt, T., Hoernes, S., Jung, S., Masberg, P., Hoffer, E., Schaltegger, U. e Friedrichsen, H. (2003) – Lower crustal melting and the role of open-system processes in the genesis of syn-orogenic quartz diorite-granite-leucogranite associations: constraints from Sr-Nd-O isotopes from the Bandombaai Complex, Namibia. *Lithos*, 67: 205-226.

Foland, K., Gibb, F. e Henderson, C. (2000) – Patterns of Nd and Sr isotopic ratios produced by magmatic and post-magmatic processes in the Shiant Isles Main Sill, Scotland. *Contrib. Min. Petrol.*, 139: 655-671.

Foley, S., Tiepolo, M. e Vannucci, R. (2002) – Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417: 837-840.

Fonseca, P e Ribeiro, A. (1993) – The tectonics of Beja-Acebuches Ofiolite; a major suture in the Iberian Variscan Fold Belt. *Geol. Rundsch.*, 3: 440-447.

Fonseca, P. (1989) – Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa-Pulo do Lobo. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 127 pp.

Fonseca, P. (1995) – Estudo da sutura varisca do SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Lisboa, 325 pp.

Fonseca, P. (1997) – Domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena e limites com a Zona Sul Portuguesa: Metamorfismo de alta pressão relacionado com a sutura Varisca Ibérica, *In:* Araújo, A. e Pereira M.F. (eds.), *Estudos sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico). Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*, Universidade de Évora: 133-168.

Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A. e Leal, N. (1999) – Variscan ophiolites anh high-pressure metamorphism in Southern Ibéria. *Ophioliti*, 24 (2): 259-268.

Fourcaude, S. e Allègre, C. (1981) – Trace elements behaviour in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). *Contrib. Min. Petrol.*, 76: 177-195.

Frost B., Barnes C., Collins W., Arculus R., Ellis D. e Frost C. (2001) - A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42 (11): 2033–2048.

Frost, T. e Mahood, G. (1987) – Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 272-291.

Gasquet, D., Leterrier, J., Mrini, Z. e Vidal, P. (1992) - Petrogenesis of the Hercynian Tichka plutonic complex (Western High Atlas, Morocco): Trace element and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic constraints: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 108: 29–44.

GERM Particion Coefficient (Kd) Database. http://earthref.org(cgi-bin/er.cgi?s=germrd-s0-reservoir.cgi

Gerya, T. e Stöckhert, B. (2006) – Two-dimensional numerical modelling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins. *Int. J. Earth Sci.*, 95: 250-274.

Giletti, B (1991) – Rb and Sr diffusion in alkali feldspars, with implications for cooling histories of rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 1331-1343.

Gill, J. (1981) – *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag (Berlin), 401pp.

Gokhale, N. (1968) - Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40: 107-111.

Gomes, E. (2000) - Metamorfismo de rochas carbonatadas siliciosas da região de Alvito (Alentejo, Sul de Portugal). Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, 240 pp.

Goodspeed, G. (1947) - Xenoliths and Skialiths. *Am. J. Sci.*, 246: 515-525.

Grasset, O. e Albaréde, F. (1994) – Hybridization of mingling magmas with different densities. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121: 327-332.

Green, T. (1995) – Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chem. Geol.*, 120: 347-359.

Grove M. e Harrison T. M. (1996) - $^{40}Ar^{*}$ diffusion in Fe-rich phlogopite. *Am. Min.*, 81: 940–951.

Hammouda, T., Pichavant, M., e Chaussidon, M. (1994) – Mechanism of isotopic equilibration during partial melting: an experimental test of the behaviour of Sr. *Min Mag*, A 58: 368-369.

Hanson, G. (1978) – The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic compsition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 26-43.

Hanson, G. (1980) - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous rocks; *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8: 371-406.

Haraguchi, S., Ishii, T., Kimura, J. e Ohara, Y. (2003) – Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Daini Seamount, northern Kyushu-Palau Ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin) Mariana arc crust. *Contrib. Min. Petrol.*, 145: 151-168.

Harker, A. (1909) – *The natural history of igneous rocks*. (London), 384pp.

Harris, N. e Inger, S. (1992) – Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contrib. Min. Petrol.*, 110 (1): 46-56.

Harris, N., Pearce, J. e Tindle, A. (1986) – Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In*: Coward M. and Reis A. (eds.), *Collison tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc.*, 19: 67-81.

Harrison, T. (1981) – Diffusion of ^{40}Ar in horneblende. *Contrib. Min. Petrol.*, 78: 324-331.

Hawkesworth, C. e Vollmer, R. (1979) – Crustal contamination versus enriched mantle: ^{143}Nd-^{144}Nd and ^{87}Sr-^{86}Sr evidence from the Italian volcanics. *Contrib. Min. Petrol.*, 69: 151-165.

Hawkesworth, C., Norry, M., Roddick, J. e Baker, P. (1979) - $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42: 45–57.

Hibbard, M. (1995) - *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall (New Jersey), 587 pp.

Holden, P. Halliday, A. e Stephens, W. (1987) – Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature*, 330: 53-56.

Holland, T. (1990) - The charnockite series, a group of Archean hypersthenic rocks in peninsular India. *Geol. Surv. India Mem.*, 28: 215-218.

Holland, T. e Blundy, J. (1994) – Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Min. Petrol.*, 116: 433-447.

Hollister, L., Grissom, G., Peteres, E., Stowell, H. e Sisson, V. (1987) – Confirmation of the empirical correlation of the Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Min.*, 72: 231-239.

Huang, W-L. e Wyllie, P. (1986) – Phase relationships of gabbro-granite-water at 15 kbar with applications to differentiations and anatexis. *Am. Min.*, 71: 301-316.

Irvine, T. e Baragar, W. (1971) – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.

Jager, E. (1979) – Introduction to geochronoly. *In*: Jager, E. & Hunziker, J.C. (eds.), *Lectures in Isotope Geology*. Springer-Verlag (Berlin): 1-12.

Jahns, R. e Burnham, C. (1969) – Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmtites. *Econ. Geol.*, 64: 843-864.

Jenkin, G (1997) – Do cooling paths derived from mica Rb-Sr data reflect true cooling paths? *Geology*, 25 (10): 907-910.

Jenkin, G., Rogers, G., Fallick, A. e Farrow, C. (1995) – Rb-Sr closure temperatures in bi-mineralic rocks: a mode effect and test for different diffusion models. *Chem. Geol.*, 122: 227-240.

Jesus, A., Munhá, J. e Mateus, A. (2006) - O compartimento oeste da Sequência Gabróica Bandada de Beja: arquitectura interna e principais características petrogenéticas. *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, vol. 1, 171-174.

Johannes, W. e Holtz, F. (1996) – *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks.* Springer-Verlag (Berlin).

Johannes, W., Holtz, F. e Möller, P. (1995) – REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. *Lithos*, 35: 139-152.

Julivert M., Fontboté J., Ribeiro A., Conde L. (1974) - *Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.* Escala 1/ 1000000. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 133 pp.

Jung, S, Hoernes, S, Masberg, P. e Hoffer, E. (1999) – The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Orogen, Namibia): Evidence for disequilibrium melting, wall-rock contamination and crystal fractionation. *J. Petrol.*, 40: 1241-1269.

Jung, S. (2005) – Isotopic equilibrium/disequilibrium in granites, metasedimentary rocks and migmatites (Damara orogen, Namibia) – a consequence of polymetamorphism and melting. *Lithos,* 84: 168-184.

Kemp, A., Whitehouse, M., Hawkesworth, C. e Alarcon, M. (2003) – A zircon U-Pb study of metaluminous (I-type) granites of the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: implications for the high/low temperature classification and magma differentiation processes. *Contrib. Min. Petrol.*, 150: 230-249.

Kloeck, W. e Palme, H. (1988) - Partitioning of siderophile and chalcophile elements between sulfide, olivine, and glass in a naturally reduced basalt from Disko Island, Greenland. *In: Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference, vol.18.* Ryder, G. (ed.), Pergamon (New York): 471-483.

Kozlovsky, A., Yarmolyuk, V., Savatenkov, V. e Kovach, V. (2006) – Sources of basaltoid magmas in rift settings on active continental margins: Example from the bimodal association of the Noen and Tost ranges of the Late Paleozoic Gobi-Tien Shan rift zone, southern Mongolia. *Petrologiya*,14 (4): 358-383.

La Roche (1979) – Muscovitisation deutéric, caractère alumineux des leucogranites et classification des granites subsolvus. *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 87-93.

Langmuir, C. (1989) – Geochemical consequences of in situ crystallisation. *Nature*, 340: 199-205.

Langmuir, Vocke, R. e Hanson, G. (1978) – A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 1-25.

Leake, B. (1960) - Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites. *Am. Min.,* 45: 282-298.

Leal, N. (2001) – Estudo petrológico e geoquímico de rochas metamórficas máficas de alta pressão das regiões de Alvito-Viana do Alentejo e de Safira (Zona de Ossa-Morena, Maciço Ibérico). Tese de doutoramento (não publicada), Universidade de Lisboa, 402 pp.

Lesher, C. (1990) - Decoupling of chemical and insotopic Exchange during magma mixing. *Nature*, 344: 235-237.

Liew, T. e Hofmann, A. (1988) – Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Min. Petrol.*, 98: 129-138.

Liew, T., Finger, F. e Höck, V. (1989) – The moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chem. Geol.*, 76: 41-55.

Long, L., Castellana, C e Sial, A. (2006) – Cooling history of the Coronel João Sá, Bahia, Brazil. *Short Papers, IV-South American Symposium on Isotope Geology*. Uruguai: 92-94.

Lopes, L. (2004) - Contribuição para o conhecimento tectono-estratigráfico do Nordeste Alentejano. Transversal Terena-Elvas. Tese de doutoramento (não publicada), Universidade de Évora, 542 pp.

López, S. e Castro, A. (2001) – Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4-14 kbar. *Am. Min.*, 86: 1396-1403.

López, S., Castro, A. e Garcia-Casco, A. (2005) – Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generations of Archean TTG complexes. *Lithos*, 79: 229-250.

Lotze F. (1945) - Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* 6: 78–92.

Ludwig, K. (2003) – Users manual for Isoplot 3.00, *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 70 pp.

Mahood, G. e Hildreth, W. (1983) – Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 11-30.

Martin, H. (1986) – Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14: 753-756.

Martin, H. (1987) – Petrogenesis of archaean trondjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, 28: 921-953.

Martin, H. (1993) – The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust-Comparison with modern processes. *Lithos*, 30: 373-388.

Massonne, H. e Schreyer, W. (1987) - Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with Kfeldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Min. Petrol.*, 96: 212-224.

McCarthy, T. e Groves, D. (1979) – The Blue Tier Batjoloth, northern Tasmania. *Contrib. Min. Petrol.*, 71: 193-209.

Mendes, F. (1967-1968) - Contribution à l` étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 11, (1): 3-155.

Meschede, M. (1986) – A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.

Middlemost, E. (1989) – Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77: 19-26.

Miller C., McDowell S., Mapes R. (2003) - Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31: 529-532.

Miller, C. (1985) – Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *J. Geol.*, 93: 673-689.

Miller, C. e Miller, J. (2002) – Contrasting stratified plutons exposed in tilt blocks, Eldorado Mountains, Colorado River Rift, NV. USA. *Lithos*, 61: 209-224.

Miller, C. e Mittlefehldt, D. (1982) - Depletion of light rare-earth elements in felsic mgmas. *Geology*, 10: 129-133.

Miller, C. e Wooden, J. (1994) – Anatexis, hybridization, and the modification of ancient crust: Mesozoic plutonism in the Old Woman Mountains area, California. *Lithos*, 32: 111-133.

Miller, C., Stoddard, E., Bradfish, L. e Dollase, W. (1981) - Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Min.*, 19: 25-34.

Miller, W., Fallick, A. Leake, B., Macintyre, R. e Jenkin, G. (1992) – Fluid disturbed hornblende K-Ar ages from the Dalradian rocks of Connemara, Western Irland. *J. Geol. Soc.* London, 148: 985-992.

Milord, I. e Sawyer, E. (2003) – Schlieren formation in diatexite migmatite: examples from the St. Malo migmatite terrane, France. *J. Metamorphic Geol.*, 21: 347-362.

Milord, I., Sawyer, E. e Brown, M. (2001) – Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic Metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *J. Petrol.*, 42: 487-505.

Miyashiro, A. (1957) - Cordierite-indialite relations. *Am. J. Sci.*, 255: 43-62.

Miyashiro, A. (1978) - Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contrib. Min. Petrol.*, 66: 91-104.

Moita, P. (1997) – Caracterização petrográfica e geoquímica do metamorfismo de alta pressão no sector de Viana do Alentejo-Alvito (Zona de Ossa-Morena). Tese de Mestrado (não publicada), Universidade de Lisboa, 158 pp.

Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P., Pedro, J., Tassinari, C., Araújo, A. e Palácios, T. (2005a) - Phase equilibria and geochronology of Ossa Morena eclogites. *Actas do XIV Semana de Gequímica/VIII Congresso de geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, vol. 2: 463-466.

Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P., Tassinari, C., Araújo, A. e Palácios, T. (2005b) - Dating orogenic events in Ossa-Morena Zone. *Actas do XIV Semana de Gequímica/VIII Congresso de geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, vol. 2: 459-462.

Moita, P., Pereira, M. e Santos, J. (2005c) - Tonalites from the Hospitais massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal). I: Geological setting and petrograpy. *Geogaceta*, 37: 51-54.

Moita, P., Pereira, M., Santos, J., (2005d) - Tonalites from the Hospitais massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal). II: Geochemistry and petrogenesis. *Geogaceta*, 37: 55-58.

Moita, P., Santos, J. e Pereira, M. (2003) - Aspectos texturais e geoquímicos dos tonalitos dos Hospitais (Maciço de Évora, Zona de Ossa-Morena): implicações petrogenéticas. *1º Congresso de pós-graduação em Ciências da Terra, Clima e Espaço da Universidade de Évora*: 35-36.

Moita, P., Santos, J. e Pereira, M. (2004) - Evidence for internal mixing in the Variscan Hospitais tonalite. *Conference supplement to Geochimica et Cosmochimica Acta*, Copenhagen, Denmark, Goldschmidt Geochemistry, p. A651.

Moita, P., Santos, J., Pereira, M. e Chichorro, M. (2006) - Testemunhos de fusão crustal e diferenciação magmática no afloramento da ribeira de Almansor (Maciço de Évora). *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, vol. 1, 205-208.

Monier G., Mergoil-Danil J., Labernardière H. (1984) - Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranite du massif de Millevaches (Massif Central Français). *Bull. Minéral.*, 107: 55-68.

Montero, P., Salman, K., Bea, F., Azor, A., Expósito, I., Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. e Simancas, F. (2000) – New data on the geochronolgy of the Ossa Morena Zone, Iberian Massif Variscan. Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic Basement. Abstracts 15th *International Conference on the Basement tectonics*, Galicia, vol. 2000: 136-138.

Moreno-Ventas, I., Rogers, G. e Castro, A. (1995) – The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos Massif, Spain: inferences from Sr, Nd isotopes. *Contrib. Min. Petrol.*, 120: 137-149.

Munhá, J. e Tassinari, C. (1999) - Modelos de difusão em termocronologia metamórfica: aplicação aos granitos "pos-tectónicos" na Serra dos Orgãos, (Cinturão Ribeira, SE do Brasil). *Rev. Brasil. Geoc.*, Brasilia, 29 (4): 581-584.

Munhá, J., Oliveira, T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C. e Kerrich, R. (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo,* 2 (13): 31.

Murphy J., Oppliger, G., Brimhall Jr, G. e Hynes, A. (1998) – Plume-modified orogeny: An example from the western United States. *Geology*, 26 (8): 731-734.

Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J. e Carron J. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301 (11): 813 – 818.

Naney, M. e Swanson, S. (1980) – The effects of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *Am. Min.*, 65: 639-653.

Nockolds S. (1947) - The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245: 401–420.

O'Connor, J. (1965) – A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525B, B79-B84.

Obata, M., Yoshimura, Y., Nagakawa, K., Odawara, S. e Osanai, Y. (1994) - Crustal anatexis and melt migration in the Higo metamorphic terrane, west Central Kyushu, Kumamoto, Japan. *Lithos*, 32: 135–147.

Oliveira J., Oliveira V. e Piçarra J. (1991) - Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena: *Com. Serv. Geol. Portugal*, 77: 3-26.

Pabst, A. (1928) - Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. Publ., Dep. Geol. Sci.*, 17: 325-386.

Passchier, C. e Trouw, A. (1998) - *Micro-tectonics*. Springer-Verlag (Berlin), 289 pp.

Paterson, S. e Tobisch, O. (1992) - Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation, *J. Struct. Geol.*, 14: 297-300.

Paterson, S., Fowler Jr., T., Schmidt, K., Yoshinobu, A., Yuan, E. e Miller, R. (1998) – Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44: 53-82.

Patiño Douce, A. (1997) – Generation of metaluminous A-Type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743-746.

Patiño Douce, A. (1999) – What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? *In*: Castro, A., Fernández, C. e Vigneresse, J. (eds.). *Understanding granites. Integrating new and classical techniques. Spec Publ Geol Soc Lond.*, 168: 55-75.

Patiño Douce, A. e Johnston, A. (1991) – Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Min. Petrol.*, 107: 202-218.

Patiño Douce, A. e Harris N. (1998) – Experimental constraints on Hymalayan anatexis. *J. Petrol.*, 39 (4): 689-710.

Pattison, D. e Harte, B. (1988) - Evolution of structurally contrasting anatectic migmatites in the 3-kbar Ballachulish aureole, Scotland. *J. Metamorphic Geol.*, 6: 475-494.

Peacock, S., Rushmer, T. e. Thompson, A. (1994) – Partial melting of subduction oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121: 227-244.

Pearce J. e Parkinson I. (1993) - Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 76: 373 - 403.

Pearce, J. (1982) – Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: Thorpe R. (ed.), *Andesites*. Wiley (Chichester): 525-548.

Pearce, J. e Norry, M. (1979) – Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Min. Petrol.*, 69: 33-47.

Pearce, J., Harris, N. e Tindle, A. (1984) – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.

Pecerrillo, R. e Taylor, S. (1976) – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Min. Petrol.*, 58: 63-81.

Pedro, J. (1996) - Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo), Zona de Ossa-Morena. Tese de Mestrado (não publicada), Universidade de Lisboa, 69 pp.

Pereira M. (1999) - Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e o seu limite com a zona Centro Ibérica no Nordeste Alentejano. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Évora, 115 pp.

Pereira, M. e Silva, J. (2002) – The geometry and kinematics of enclaves in sheared migmatites from the Évora Massif, Ossa-Morena Zone (Portugal). *Geogaceta*, 31: 193-196.

Pereira, M. e Silva, J. (2004) – Transcurrent continental tectonics model for the Ossa-Morena Zone Neoproterozoic-Paleozoic evolution, SW Iberian Massif, Portugal. *Int. J. Earth Sci.*, 93: 886-896.

Pereira, M., Chichorro, M., Santos, J., Moita, P. e Silva, J. (2004) – Geochemistry of lower Paleozoic anorogenic basic rocks from the Evora Massif (Western Ossa-Morena Zone, Portugal). *Geogaceta*, 35: 87-90.

Pereira, M. e Quesada, C. (2006) - Ediacaran to Viséan crustal growth processes in the Ossa-Morena Zone (SW Ibéria). Conference Abstracts & Field Trip Guide of the IGCP 497 – The Rheic Ocean: Its origin, Evolution and correlatives, Évora Meeting. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de Espana*, 114 pp.

Pereira, M. e Lúcio, P. (2006) - Correspondence analysis applied to a structural study on migmatites. *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, vol. 1: 287-290.

Pereira, M., Silva, J., Chichorro, M., Moita, P., santos, J. Fernandez, C. e Azpiroz, M. (2006a) - Structural control of melts flow on the Évora High-grade Metamorphic terrains (Ossa-Morena Zone): example from the Almansor strearm. *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, vol. 1: 291-294.

Pereira, M., Chichorro, M. e Silva, J. (2006b) – Tectónica extensional Varisca no Maciço de Évora (Zona de Ossa-Morena): o corte geológico de Valverde. *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia,* vol. 1: 43-46.

Pereira, M., Medina, J., Chichorro, M. e Linnemann, U. (2006c) – Preliminary Rb-Sr and Sm-Nd isotope geochemistry on Ediacaran and Early Cambrian sediments from the Ossa-Morena Zone (Portugal). *Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia,* vol. I: 213-215.

Pereira, M., Chichorro, M., Linneman, U, Eguíluz, L. e Silva, J. (2006d) – Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): Paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research*, 144: 297-315.

Pereira, Z., Oliveira, V. e Oliveira, T. (2006e) - Palynosstratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela complexes, Ossa-Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Rev. Paleobotany and Palynology*, 139: 227-240.

Pereira, M., Silva, J., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J. , Apraíz, A. e Ribeiro, C. (2007) – Crustal growth and deformational processes in the northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberia, Portugal). *Geol. Soc. America,* Sp. Publ. *(in press).*

Perugini, D., Poli, G. e Gatta, G. (2002) - Analysis and Simulation of Magma Mixing Processes in 3D. *Lithos*, 65: 313-330.

Pin, C., Binon, M., Belin, M., Barbarin, B. e Clemens, J. (1990) – Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France*). J. Geophys. Res.*, 95: 17821-17828.

Pin, C., Paquette, J. e Fonseca, P. (1999) – 350 Ma (U-Pb zircon) igneous emplacement age and Sr-Nd isotopic study of the Beja Gabbroic Complex (S. Portugal), *XV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, Badajoz, Abstracts - Cambridge Publications, 4(3): 1019.

Pinto, M. (1984) – Granitóides caledónicos e hercínicos na Zona de Ossa-Morena (Portugal) – nota sobre aspectos geocronológicos. *Publ. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, 97: 81-94.

Pinto, M. (1985) – Escala geocronológica de granitóides portugueses ante-mesozóicos: uma proposta. *Publ. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, 99: 157-166.

Pinto, M., (1984) - Granitóides Caledónicos e Hercínicos na Zona de Ossa-Morena (Portugal) - Nota sobre aspectos geocronológicos. Memórias e notícias, *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra*, 97: 81-93.

Pitcher W. (1978) - The anatomy of a batholith. *J. Geol. Soc. London,* 135: 157-182.

Pitcher, W. (1987) - Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundsch.*, 76: 51-79.

Pitcher, W. (1993) - *The nature and origin of granite*. Blackie, Champman and Hall (Glasgow), 321 pp.

Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, W. e Beckinsale, R. (1985) – A model for the Coastal Batholiths. *In*: Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E. e Beckinsale, R. (eds.), *Magmatism at a Plate Edge*. Halsted press (New York): 239-240.

Poli, G. e Tommasini, S. (1999) – Geochemical modelling of acid-basic magma interaction in the Sardinia-Corsica Batholith: the case study of Sarrabus, southeastern Sardinia, Italy. *Lithos*, 46: 553-571.

Poli, G., Tommasini, S. e Halliday, A. (1996) - Trace element and isotopic exchange during acid–basic magma interaction processes. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 87: 225-232.

Pous, J., Muñoz, G., Heise, W., Melgarejo, J.C. e Quesada, C. (2004) – Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: the role of interconnected graphite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217: 435-450.

Putirka, K., Mikaelian, H., Ryerson, F. e Shaw, H. (2003) - New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *Am. Min.*, 88: 1542-1554.

Quesada, C. (1991) – Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.

Quesada, C. e Munhá, J. (1990) – Ossa-Morena Zone: Metamorphism. *In*: Dallmeyer, R. e Martínez Garcia, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag (Berlin): 314-320.

Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, T. e Ribeiro, A. (1994) - The Beja-Acebuches ophiolite (Southern Iberian Variscan Fold Belt): geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. y Min.*, 105 (1): 3-49.

Ribeiro A., Quesada C. e Dallmeyer R. (1990) - Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. *In*: Dallmeyer R. e Martínez Garcia, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag (Berlin): 399-409.

Ribeiro, A. (1983) – Relações entre formações do Devónico superior e o Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 267-282.

Ribeiro, M. (1993) – Granitos do ocidente ibérico: contribuição para a sua interpretação geodinâmica. *Cuaderno Lab. Xeolóxico Laxe*, 18: 7-25

Ribeiro, M. (2006) - A evolução geodinâmica de Portugal *In:* Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J. C. (eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*, Univ. Évora, 1-27.

Ribeiro, S., Machado, N., Medina, J., Azevedo, M.R. e Santos, J. (2006) – Análises isotópicas de Estrôncio e Neodímio em padrões geoquímicos por Espectrometria de Massa de Ionização Térmica (TIMS). *VII Congresso Nacional de Geologia, Livro de Resumos*, vol. I: 229-232.

Roberts, M e Clemens, J. (1993) – Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828

Roberts, M., Pin, C. Clemens, J. e Paquette, J. (2000) – Petrogenesis of Mafic to felsic plutonic rock associations: the Calc-alkaline Quérigut complex French Pyrenees. *J. Petrol.*, 41 (6): 809-844.

Roeder, P. e Emslie, R. (1970) – Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Min. Petrol.*, 29: 275-289.

Rollinson H. (1993) - *Using Geochemical Data: Evalution, Presentation and Interpretation.* Longman, UK, 352 pp.

Rollinson, H. (1983) – The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Archean greenstone of Sierra Leone. *Mineral. Mag.*, 47: 267-280.

Rosas, F., Madureira, P., Fonseca, P. e Ribeiro, A. (1993) - Complexo ofiolítico de Beja-Acebuches: estudo de afloramentos críticos ao longo desta sutura situada no segmento sul da Cadeia Varisca Ibérica. *Gaia*, 7: 36-53.

Rosas, F. (1996) - Estudo tectónico e cartografia geológica de pormenor do sector chave Alvito-Água de Peixe (Zona de Ossa Morena). Tese de Mestrado. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa, 147pp.

Rosas, F., (2003) - Estudo tectónico do sector de Viana do Alentejo-Alvito. Tese doutoramento (não publicada), Universidade de Lisboa, 364 pp.

Rudnick, R. e Fountain, D. (1995) - Nature and composition of the continental-crust - a lower crustal perspective: *Rev. Geophys.*, 33: 267–309.

Rudnick, R. e S. Gao (2003) - The composition of the continental crust. *In*: Holland, H. e Turekian, K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*, vol. 3. Elsevier (New York): 1 –64.

Sajona, F., Maury, R., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M. e Pubellier., M. (1993) – Initiation of subduction and the generation of salb melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007-1010.

Salman, K. (2002) – Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico de los granitoides del área Monesterio-Cala, Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Tesis doctoral, Univ. Granada, 232 pp.

Sanchez-Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E. e Carrecedo, M. (1990) – Igneous Rocks. *In*: Dallmeyer R. e Martínez Garcia, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag (Berlin): 292-313.

Santos, J. (1990) – Petrologia do sector ocidental da unidade de Odivelas (Maciço de Beja). Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Universidade de Aveiro, 226 pp.

Santos, J., Andrade, A. e Munhá, J. (1990) – Magmatismo orogénico varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 76: 91-124.

Santos, J., Mata, J., Gonçalves, F. e Munhá, J. (1987) – Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 73, (1/2): 29-48.

Sawyer, E. (1987) – The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *J. Petrol.*, 28 (3): 445-473.

Sawyer, E. (1996) - Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 87: 85–94.

Sawyer, E. (1998) – Formation and evolution of granitic magmas during crustal reworking: the significance of diatexistes. *J. Petrol.*, 39 (6): 1147-1167.

Schmidt, M. (1992) – Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in.hornblende barometer. *Contrib. Min. Petrol.*, 110: 304-310.

Schmidt, M. (1993) – Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650°C. *American Journal of Science*, 293: 1011-1060.

Schmidt, M. e Thompson, A. (1996) – Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Min.*, 81: 462-474.

Selbekk, R., Furnes, H. Pederson, R. e Skjerlie, K. (1998) – Contrasting tonalite genesis in the Lyngen magmatic complex, north Norwegian Caledonides. *Lithos*, 42: 243-268.

Sem, C. e Dum, T. (1994) – Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Min. Petrol.*, 117: 394-409.

Shand S. (1947) - *Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits.* 3rd Ed., John Willey & Sons (New York), 488 pp.

Sharp, Z., O'Neil, J. e Essene, E. (1988) – Oxygen isotope variations in granulite-grade iron formations: constraints on oxygen diffusion and retrograde isotopic exchange. *Contrib. Min. Petrol.*, 98: 490-501.

Shelley, D. (1993) - *Igneous and Metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations.* Chapman & Hall, 496pp.

Sheppard, S. Occhipinti, S. e Tyler, I. (2003) - The relationship between tectonism and composition of granitoid magmas, Yarlarweelor Gneiss Complex, Western Australia. *Lithos*, 66: 133-154.

Silva, M. (1995) – Mineralogia, petrologia e geoquímica de encraves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas. Tese doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, 288pp.

Silva, J. (1997) - Transpressive tectonics during the pré-Mesozoic cycles in west Ibéria. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vila Real de Trás-os-Montes: Evolução geológica do Maciço Ibérico e seu enquadramento continental. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 135: 159-181.

Silva, J. e Pereira, M. (2004) - Transcurrent continental tectonics model for the Ossa-Morena Zone Neoproterozoic-Paleozoic evolution (SW Iberian Massif, Portugal). *Int. J. Earth Sci.*, 93: 886-896.

Silva, M. e Pinto, M. (2003) – Geoquímica e petrologia dos granitóides e dioritos associados do plutão de Redondo, Zona de Ossa-Morena. *Livro de resumos do IV Congresso Ibérico de Geoquímica*: 99-101.

Silva, M. e Pinto, M. (2006) – Geoquímica das rocha ígneas do plutão de Reguengos de Monsaraz (Alto Alentejo). *Livro de resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, vol. 1: 249-251.

Simancas J.F., Carbonell R., Lodeiro F.G., Pérez Estaún A., Juhlin C., Ayarza P., Kashubin A., Azor A., Martinez Poyatos D., Almodóvar G.R., Pascual E., Sáez R. e Expósito I. (2003) - Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS), *Tectonics*, 22, 6: 1-11.

Skulski, T., Minarik, W. e Watson, E. (1994) - High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts. *Chem. Geol.*, 117: 127-147.

Solar, G. e Brown, M. (2001) – Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: Possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *J. Petrol.*, 42: 789-823.

Sollas, J. (1894) - On the volcanic district of Carlingford and Slieve Gullion, Part I. On the relation of the granite to the gabbro of Barnavave, Carlingford. *Trans. R. Irish Acad.*, 30: 477-512.

Sparks, R. e Marshall, L. (1986) – Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 29: 99-124.

Speer, J. (1984) – Micas in igneous rocks. *In*: S.W. Bailey (ed.), *Micas*. Mineral. Soc. America, *Reviews in Mineralogy*, 13: 299-356

Stålfors, T. e Ehlers, C. (2005) – Emplacement mechanisms of late-orogenic granites: structural and geochemical evidence from southern Finland. *Int J Earth Sci*, doi 10.1007/s00531-005-0049-3.

Stern, C., Hwang, W. e Wyllie, P. (1975) - Basalt-andesite-rhyolite-H_2O: Crystallization intervals with excess H_2O and H_2O undersaturated liquidus surface to 35 kilobars, with implication for magma genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 189-196.

Streckeisen, A. (1976) – To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.

Streickeisen, A. e Le Maitre, R. (1979) – A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Yahrb Mineral Abh*, 136: 169-206.

Sun, S. e McDonough, W. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. e Norry, M. (eds.), *Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 42: 313-345.

Tappe, S. (2004) - Mesozoic mafic alkaline magmatism of southern Scandinavia. *Contrib. Min. Petrol.*, 148: 312-334.

Thompson, R. (1982) – British Terciary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18: 49-107.

Tikoff, B. e Saint Blanquat, M. (1997) – Transpressional shearing and stike-slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. *Tectonics*, 16 (3): 442-459.

Tornos, F. e Chiaradia, M. (2004) - Plumbotectonic evolution of the Ossa Morena Zone, Iberian Peninsula: tracing the influence of mantle-crust interaction in ore-forming processes. *Econ. Geol.*, 99: 965-985.

Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., Velasco, F. e Canales, A. (2001) - A new style of Ni-Cu mineralization related to magmatic breccia pipes in a transpressional magmatic arc, Aguablanca, Spain. *Mineralium Deposita*, 36: 700–706.

Tornos, F., Casquet, C., Relvas, J., Barriga, F. e Sáez, R. (2002) - Transpressional tectonics and ore deposit formation: The southwestern margin of the Iberian Variscan belt. *In*: Blundell, D., Neubauer, F. e von Quadt, A. (eds.) *The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen. Geol. Soc. London Spec. Public.*, 206: 179–198.

Tornos, F., Casquet, C. e Galindo, C. (2003) - Hydrothermal iron oxide (-Cu-Au) mineralization in SW Iberia: Evidence for a multiple origin. *In*: Eliopoulos, D. *et al.* (eds.) *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress (Rotterdam): 395–398.

Tornos, F., Casquet, C. e Relvas, J. (2005) – Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: A model for the unusual metallogenesis of SW Iberia. *Ore Geol. Rev.*, 27: 133-163.

Turpin, L., Cuney, M., Friedrich, M., Bouchez, J. e Aubertin, M. (1990) - Metaigneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Min. Petrol.*, 104: 163 – 172.

Twist, D. e Harmer, R. (1987) – Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld Complex: genetic aspects and implications for tectonic discrimination diagrams. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32: 83-98.

Vernon, R. (1983) - Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings, Royal Society of New South Wales*, 116: 77–103.

Vernon, R. (1984) – Microgranitoid enclaves in granites globules of hybrid quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309: 438-439.

Vernon, R. (1991) - Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. *In*: Didier, J. e Barbarin, B. (eds.) *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13.* Elsevier (Amsterdam): 277-292.

Vernon, R. (2000) – Review of microstructural evidence of magmatic and solid and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5(2).

Vernon, R. e Flood, R. (1982) - Some problems in the interpretation of microstructures in granitoid rocks. *In*: Runnegar, B. e Flood, P. (eds) *New England Geology*. Univ. New England and AHV Club, Armidale, N.S.W., 210 pp.

Vernon, R. e Collins W. (1988) - Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16: 1126–1129.

Vielzeuf, D. e Holloway, J. (1988) – Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system. *Contrib. Min. Petrol.*, 98: 257-276.

Villaseca C. e Barbero L. (1994) - Chemical variability of Al – Ti – Fe – Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. *Eur. J. Mineral.*, 6: 691–710.

Villaseca, C., Barbero, L. e Rogers, G. (1998) – Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos,* 43: 55-79.

Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. e Barbero, L. (1999) – Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage. Inferences from granulitic xenoliths. *J. Petrol.*, 40 (10): 1465-1496.

von Huene, R. e Scholl, D.(1991) - Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev. Geophys.*, 29: 279-316.

Wall, V., Clemens, J. e Clarke, D. (1987) – Models for granitoid evolution and source compositions. *J. Geol.*, 95 (6): 731-748.

Watson, E. (1979) - Zircon saturation in FeMg liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Min. Petrol.,* 70: 407-419.

Watson, E. (1982) - Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contrib. Min. Petrol.*, 80: 73-87.

Watson, E. e Harrison, T. (1983) - Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 295-304.

Watt, G. e Harley, S. (1993) – Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contrib. Min. Petrol.*, 114 (4): 550-566.

Weaver, B. (1991) – The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 3810-3971.

Weaver, B. e Tarney, J. (1984) – Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310: 557-575.

Weinberg, R. (2006) – Melt segregation structures in granitic plutons. *Geology*, 34, (4): 305-308.

Whalen, J. (1985) - Geochemistry of an island-arc plutonic suite: the Uasilau-Yau Yau intrusive Complex, New Britain, P.N.G., *J. Petrol.*, 26 (3): 603-632.

White, A. e Chappell, B. (1990) – Per migma and magma downunder. *Geol. Journal*, 25: 221-225.

White, A., e Chappel, B. (1977) – Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.

Whitney, D. e Irving, A. (1994) – Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic magmatism and subsolidus processes. *Lithos*, 32 (3-4): 173-192.

Whitney, J. e Stormer, J. (1977) - The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between co-existing microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *Am. Min.*, 62: 687-691.

Wiebe, R. e Collins W. (1998) - Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *J. Struct. Geol.*, 20: 1273-1289.

Wiebe, R. (1996) - Mafic–silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and evolution in silicic magma chambers. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 87.

Wiebe, R., Blair, K.,Hawkins, D. e Sabine, C. (2002) – Mafic injections, in situ hybridization, and crystal accumulation in the Pyramid Peak granite, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114: 909-920.

Wilcox, R. (1999) – The idea of Magma Mixing: History of a struggle for acceptance. *J. Geol.*, 107: 421-432.

Williamson, B., Downes, H. e Thirlwall, M. (1992) – The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis: an example from the Velay granite complex, Massif Central, France. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83: 235-245.

Williamson, B., Downes, H., Thirlwall, M. e Beard, A. (1997) – Geochemical constraints on restite composition and unmixing in the Velay anatectic granite, French Massif Central. *Lithos*, 40: 295-319.

Williamson, B., Shaw, A., Downes, H. e Thirlwall, M (1996) – Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France. *Chem. Geol.*, 127: 25-42.

Wilson, M. (1989) - *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman & Hall (London), 466 pp.

Wimmenauer, W. e Bryhni, I. (2002) - Migmatites and Related Rocks. A proposal on behalf of the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. *Web version of 31.07.2002.*

Winther, K. (1996) – An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chem. Geol.*, 127: 43-59.

Wolf, M. e Wyllie, P. (1994) - Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Min. Petrol.*, 115: 369-383.

Wones, D. e Gilbert, C. (1982) – Amphiboles in the igneous environment. Vol. 9B, 355-390. In Veblen e Ribbbe - Reviews in Mineralogy, Amphiboles: Petrology and experimental phase relations.

Wood, D. (1980) - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 11-30.

Worden, R., Walkner, F., Parsons, I. e Brown, W. (1990) - Development of microporosity, diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars. *Contrib. Min. Petrol.*, 104: 507-515.

Wyborn, D. e Chappell, B. (1986) - The petrogenetic significance of chemically related plutonic and volcanic rock units. *Geol. Mag.*, 123: 619-628.

Wyborn, D., Chappel, B. e Johnston, R. (1981) - Three S-type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. *J. Geophys. Res.*, 86: 10335-10348.

Wyllie, P. e Wolf, M. (1993) - Amphibolite dehydration-melting: Sorting out the solidus. *In*: Prichard, H., Alabaster, T. e Harris, N. e Neary, C. (eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 76: 405-416.

Wyllie, P., Wolf, M. e vander Laan, S. (1996) - Conditions for formation of tonalites and trondhjemits: magmatic sources and products. *In*: De wit, M. e Asshwal, L. (eds.) *Tectonic evolution of greenstone belts*. Oxford University Press: 258-267.

Yardley, B. e Valley, J. (1997) - The petrologic case for a dry lower crust. *J. Geophys. Res.*, 102: 12173-12185.

Zen E., Hammarstrom J. (1984) - Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12: 515-518.

Zeng, L. Saleeby, J. e Asimov, P. (2005) - Nd isotope disequilibrium during crustal anatexis: A record from the Goat Ranch migmatite complex, southern Sierra Nevada, California. *Geology*, 33 (1): 53-56.

Zindler, A. e Hart, S. (1986) - Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493-571.

ANEXOS

A – Amostragem

A quantidade de amostra depende da granularidade da rocha. Assim para rochas granitóides foram colhidas cerca de 5 Kg de amostra para granularidades médias a grosseiras e cerca de 2 Kg para granularidades mais finas. Para alguns litótipos (e.g. encraves e halos) foi colhida a totalidade da amostra. As amostras encontravam-se de um modo geral frescas e sem capa de alteração.

Na colheita das amostras recorreu-se ao uso de marreta, serra e caroteador. Qualquer vestígio metálico deixado ficar pelos instrumentos de corte foi rejeitado. O caroteador foi essencial na colheita fina de amostras nos afloramentos lisos das ribeiras.

A localização das amostras apresenta-se de seguida.

Alvos de estudo	Estação	Amostra	Latitude	Longitude
Maciço dos Hospitais	P6	MM-25	N38°39.098'	W8°15.163'
		MM-26		
		MM-30		
		MM-54		
		MM-55		
		MM-63		
	P8	MM-17	N38°39.937'	W8°13.775'
		MM-18	N38°39.780'	W8°13.708'
		MM-19		
		MM-21		
	P9	MM-22	N38°42.921'	W8°18.125'
		MM-23	N38°43.181'	W8°18.129'
		MM-24		
	P10	MM-31	N38°40.562'	W8°17.683'
	P11	MM-33	N38°40.675'	W8°17.226'
	P12	MM-34	N38°40.141'	W8°17.785'
		MM-35		
		MM-36		
		MM-56		
	P15	MM-37	N38°43.358'	W8°18.119'
	P16	MM-38	N38°40.277'	W8°13.794'
		MM-39		
		MM-40		
		MM-41		
		MM-42		
		MM-43		
		MM-46		
		MM-47		
		MM-48		
		MM-49		
		MM-50		
	P18	MM-51	N38°41.480'	W8°17.993'
		MM-52		
	P20	MM-58	N38°41.583'	W8°17.738'
	P21	MM-66	N38°41.538'	W8°17.975'
	P23	MM-60	N38°42.332'	W8°19.873'
		MM-61		
		MM-62		
Ocorrências de rochas máficas	P22	FC-1	N38°42.312'	W8°12.322'
		FC-2	N38°42.314'	W8°12.284'
		FC-3		
		FC-4		
		FC-5		
	P28	FCT-1	N38°37.138'	W8°08.104'
		FCT-2	N38°37.341'	W8°08.293'

Alto de São Bento	P38	PFMAS	N38º34.848'	W7º56.259'
		PFPAS	N38º34.827'	W7º56.513'
		GPAS	N38º34.839'	W7º56.508'
		ASB-2	N38º34.974'	W7º56.028'
		ASB-5	N38º34.834'	W7º56.521'
		ASB-6		
		ASB-7	N38º34.820'	W7º56.545'
		ASB-8	N38º34.795'	W7º56.529'
		ASB-9	N38º34.758'	W7º56.505'
		ASB-10		
Almansor	P39	AMS-1	N38º38.773' (*)	W8º13.793' (*)
		AMS-2		
		AMS-3		
		AMS-4		
		AMS-9		
		AMS-10		
		AMS-11		
		AMS-12		
		AMS-13		
		AMS-14		
		AMS-15		
		AMS-17		
		AMS-18		
Valverde	P37	VLV-3	N38º31.792'	W8º01.220'
		VLV-4		
		VLV-6	N38º31.702'	W8º01.389'
		VLV-7		
		VLV-8	N38º31.700'	W8º01.397'
		VLV-9		

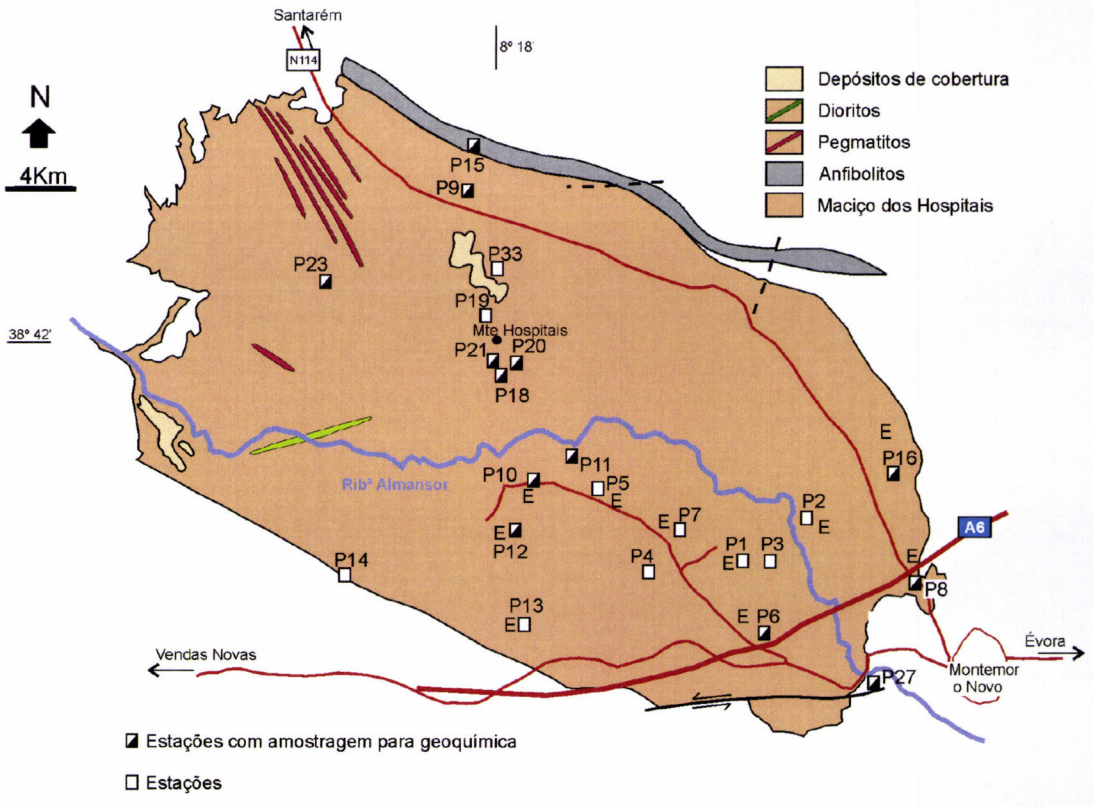


Figura 1A - Localização das amostras do Maciçodos Hospitais usadas para geoquímica de rocha total e/ou isotópica.

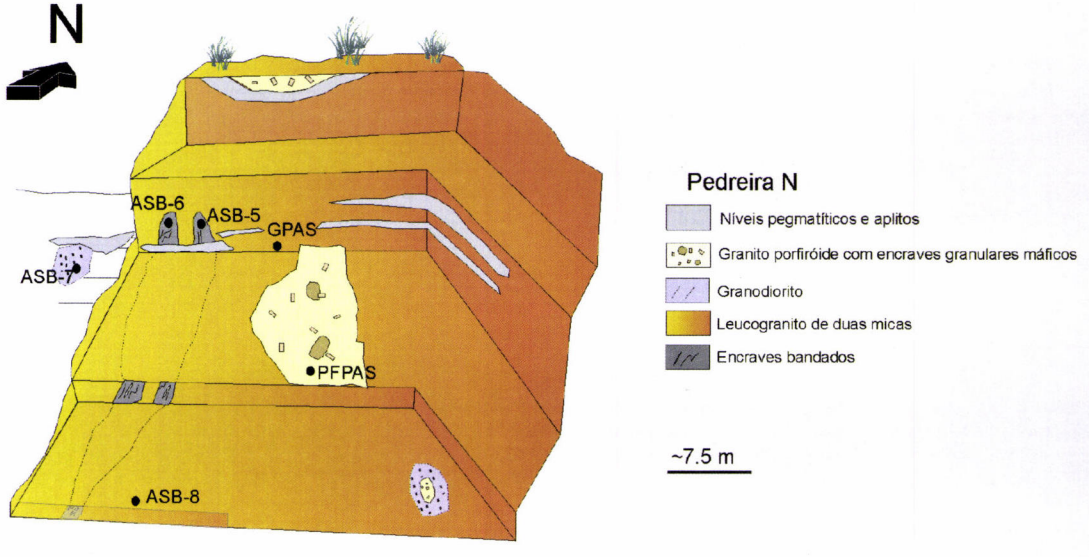


Figura 2A - Localização das amostras da pedreira N do Alto de São Bento usadas para geoquímica de rocha total e isotópica.

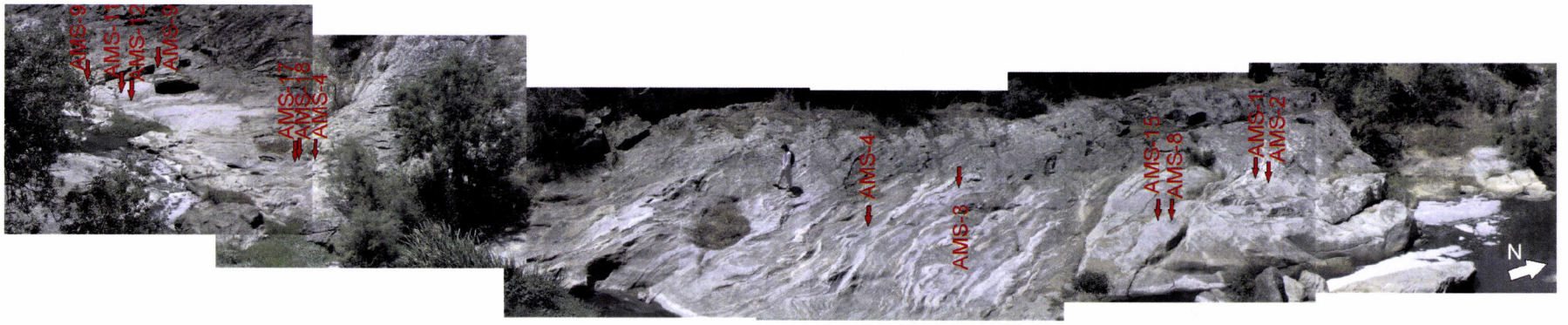


Figura 3A - Localização das amostras da ribeira de Almansor que foram analisadas para geoquímica de rocha total e/ou isotópica.

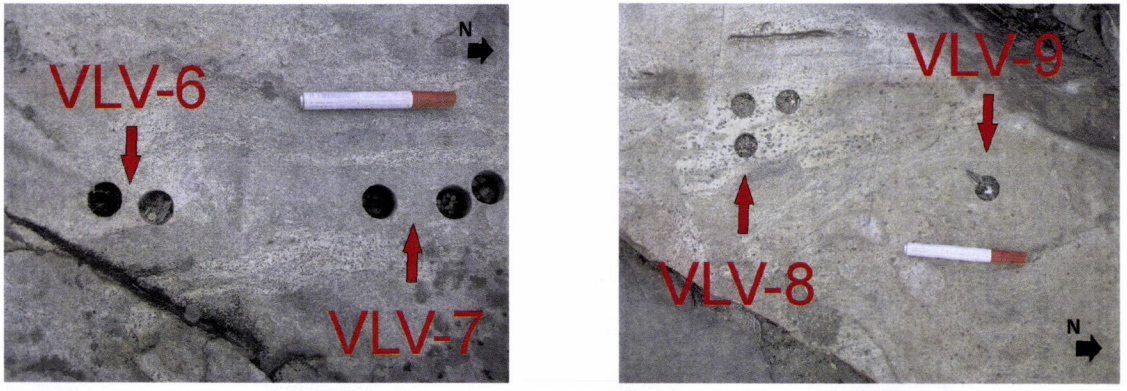


Figura 4A -- Relação/localização das amostras dos pares "gnaisse-fundido" da ribeira de Valverde usadas para geoquímica de rocha total e isotópica.

B - Química Mineral (Cap. IV)

Os dados obtidos para química mineral foram obtidos em lâminas polidas no departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Foi utilizada a microsonda electrónica JEOL Super Probe 733X instalada no laboratório do Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. As contagens originais foram corrigidas automaticamente segundo o método ZAFO e foram calibradas com padrões naturais (minerais) e metal puro-Cr. Como condições para as operações de rotina utilizaram-se potenciais de aceleração de 15Kv e corrente de emissão 25nA. A precisão dos métodos analíticos é inferior a 2% para os elementos maiores.

As contagens iniciais foram corrigidas automaticamente segundo o método ZAFO e calibradas em função de padrões naturais (Si – volastonite e olivina; Ca – volastonite; Ti e Na – quersutite; Ti – ilmenite; Al – distena; Fe e Mg – olivina; Mn – rodonite; K – adularia) e metais sintéticos puros (Cr, V e Ni).

Análises de feldspatos: ALMANSOR

continua...

	AMS-1(LG)								AMS-2 (GI)										
ref#	4-288	4-289	1-291	1-292	1-293	1-294	1-295	1-297	1-298	1-299	2-300	2-301	2-303	2-304	1-311	1-312	2-313	2-314	2-315
obs.	***b P27***	***int P27***	***in P28***	***int/c P28***	***int P28***	***int***	**-**	**-**	***c P29***	***b P29***	***in P30***	***c P30***	***peq***	***peq***	***P-29 int-c***	***P-29-b***	***P30-b***	***P30-c***	***in P30***
SiO_2	62,49	62,10	65,51	62,44	61,40	62,71	64,20	60,93	63,15	61,47	60,35	60,34	59,55	63,68	58,62	59,98	61,75	58,50	58,00
Al_2O_3	24,71	25,02	18,91	24,67	25,05	24,38	20,79	25,16	24,63	26,01	26,58	26,29	26,41	25,20	26,20	26,18	25,18	25,99	26,47
FeO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	0,05	0,00
CaO	5,04	5,37	0,01	5,13	5,31	4,85	1,43	5,48	5,24	6,51	7,16	6,94	7,18	5,14	7,19	6,55	5,43	6,92	7,39
Na_2O	8,57	8,30	0,26	8,45	8,29	8,15	2,80	8,22	8,28	7,57	7,03	7,28	7,11	8,22	7,33	7,79	8,52	7,56	7,19
K_2O	0,27	0,25	16,24	0,23	0,22	0,29	10,76	0,24	0,22	0,09	0,20	0,19	0,16	0,25	0,17	0,16	0,25	0,24	0,22
Σ Ox. (%)	101,10	101,04	100,94	100,92	100,27	100,39	99,98	100,03	101,52	101,66	101,33	101,08	100,42	102,53	99,53	100,69	101,14	99,26	99,28
	fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																		
Si	10,953	10,895	11,973	10,959	10,859	11,038	11,656	10,813	11,005	10,732	10,594	10,622	10,559	10,982	10,509	10,608	10,841	10,525	10,437
Al	5,105	5,173	4,074	5,102	5,221	5,057	4,448	5,261	5,059	5,352	5,498	5,454	5,519	5,122	5,537	5,457	5,211	5,511	5,614
Fe^{3+}	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,004	0,000
Ca	0,947	1,009	0,002	0,965	1,005	0,914	0,278	1,041	0,979	1,218	1,346	1,310	1,364	0,949	1,382	1,242	1,022	1,334	1,424
Na	2,913	2,825	0,093	2,875	2,841	2,781	0,985	2,829	2,797	2,562	2,394	2,486	2,444	2,748	2,547	2,671	2,899	2,637	2,508
K	0,061	0,055	3,787	0,051	0,049	0,066	2,492	0,054	0,048	0,021	0,046	0,043	0,035	0,055	0,040	0,037	0,056	0,056	0,051
ΣZ	16,060	16,069	16,048	16,062	16,080	16,096	16,104	16,074	16,064	16,083	16,091	16,077	16,078	16,107	16,047	16,067	16,053	16,039	16,052
ΣX	3,921	3,889	3,882	3,891	3,896	3,762	3,755	3,924	3,824	3,801	3,786	3,839	3,843	3,752	3,969	3,950	3,977	4,026	3,984
Or	1,57	1,41	97,56	1,32	1,26	1,76	66,37	1,37	1,25	0,55	1,20	1,13	0,92	1,47	1,01	0,93	1,42	1,39	1,29
Ab	74,29	72,64	2,40	73,89	72,93	73,94	26,22	72,10	73,15	67,39	63,24	64,75	63,59	73,24	64,17	67,63	72,89	65,48	62,97
An	24,15	25,95	0,04	24,79	25,81	24,31	7,41	26,53	25,60	32,05	35,55	34,12	35,49	25,29	34,82	31,44	25,69	33,13	35,74

Dtx	diatexito	**b**	bordo	**Pn**	análise no mesmo cristal de plagioclase
GI	granitóide isótropo	**c**	centro	**FKn**	análise no mesmo cristal de feldspato potássico
LG	leucogranitóide	**int**	intermédio	**reab.**	reabsorvido
Edtx	encrave diatexito	**in**	inclusão	**mirm.**	mirmequites
EAnf-bt	encrave anf-bt				
EMH	encrave MH				
Eand	encrave andesítico				
res/me	resister/melanossoma				

Análises de feldspatos: ALMANSOR

...continuação

continua...

	AMS-2 (GI)		AMS-3 (Dtx)										AMS-4 (Dtx)						
ref[a]	2-317	2-316	1-306	1-308	1-305r	4-310	1-318	1-319	1-320	2-321	3-322	3-323	1-18F	1-19F	1-22	1-23	1-24	3-33	4-36
obs.	***b***	***b***	***-***	***in F-K***	***-***	***-***	***b P31***	***c P31***	***c/ exsol.***	***F-K***	***b***	***micr.***	***n P1 in Fk***	***b P1 in F-k***	***int***	***in FK***	***FK-pertites***	***n***	***int***
SiO_2	61,47	59,21	67,16	67,63	64,42	63,60	64,53	65,19	64,10	64,91	64,89	64,35	64,18	67,46	64,39	68,28	62,41	65,29	65,27
Al_2O_3	23,95	25,61	21,18	21,97	23,52	23,92	22,35	21,99	21,99	18,85	22,30	18,72	23,21	20,69	22,49	20,30	19,35	22,67	22,33
FeO	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,05	0,03	0,05	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03
CaO	5,19	6,93	1,24	0,90	2,87	3,38	3,27	2,68	2,85	0,03	3,08	0,06	2,66	0,94	2,90	0,81	0,03	2,89	2,72
Na_2O	8,16	7,25	10,63	10,96	9,60	9,29	9,30	9,81	9,74	1,05	9,74	0,42	9,77	10,95	9,57	11,09	0,86	9,75	9,63
K_2O	0,19	0,21	0,07	0,08	0,18	0,21	0,18	0,20	0,11	15,21	0,25	15,86	0,15	0,10	0,29	0,15	16,49	0,24	0,31
Σ Ox. (%)	98,96	99,24	100,31	101,54	100,61	100,43	99,66	99,87	98,80	100,05	100,29	99,47	99,99	100,18	99,64	100,64	99,14	100,86	100,29
	fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																		
Si	10,996	10,627	11,715	11,651	11,270	11,167	11,395	11,477	11,418	11,945	11,402	11,943	11,296	11,784	11,377	11,864	11,720	11,394	11,446
Al	5,051	5,418	4,354	4,461	4,849	4,949	4,651	4,562	4,616	4,087	4,619	4,096	4,814	4,259	4,684	4,157	4,283	4,662	4,614
Fe^{3+}	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,003	0,004	0,002	0,004	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002
Ca	0,994	1,332	0,231	0,166	0,537	0,635	0,618	0,506	0,544	0,006	0,579	0,013	0,501	0,175	0,549	0,151	0,005	0,541	0,512
Na	2,832	2,522	3,596	3,661	3,257	3,162	3,185	3,350	3,365	0,375	3,317	0,151	3,333	3,710	3,277	3,738	0,312	3,299	3,276
K	0,042	0,047	0,016	0,019	0,041	0,046	0,042	0,045	0,026	3,570	0,055	3,756	0,033	0,021	0,065	0,034	3,951	0,054	0,069
ΣZ	16,047	16,047	16,070	16,112	16,120	16,119	16,048	16,039	16,035	16,032	16,023	16,042	16,113	16,046	16,061	16,021	16,003	16,058	16,063
ΣX	3,869	3,901	3,844	3,846	3,836	3,844	3,845	3,901	3,935	3,952	3,951	3,920	3,867	3,907	3,891	3,922	4,268	3,893	3,856
Or	1,10	1,22	0,43	0,49	1,07	1,20	1,08	1,14	0,66	90,33	1,39	95,82	0,86	0,55	1,68	0,86	92,58	1,38	1,78
Ab	73,20	64,64	93,55	95,20	84,92	82,27	82,84	85,89	85,52	9,50	83,95	3,86	86,19	94,97	84,21	95,30	7,30	84,72	84,94
An	25,70	34,15	6,02	4,32	14,01	16,53	16,08	12,97	13,82	0,16	14,66	0,33	12,95	4,48	14,11	3,84	0,12	13,89	13,28

Dtx	diatexito	**b**	bordo	**Pn**	análise no mesmo cristal de plagioclase
GI	granitóide isótropo	**c**	centro	**FKn**	análise no mesmo cristal de feldspato potássico
LG	leucogranitóide	**int**	intermédio	**reab.**	reabsorvido
Edtx	encrave diatexito	**in**	inclusão	**mirm.**	mirmequites
EAnf-bt	encrave anf-bt				
EMH	encrave MH				
Eand	encrave andesítico				
res/me	resister/melanossoma				

Análises de feldspatos: ALMANSOR

...continuação

continua...

	AMS-4 (Dtx)				AMS-5-B (restito)						AMS-10 (Eand)			AMS-11 (EMH)			AMS-12 (res/me)		
ref#	4-37	5-38	5-39	4-40	3-365	3-366	3-367	2-368	2-369	2-370	2-71	2-72	2-73	2-354	2-355	2-356	1-60	1-61	1-62
obs.	***int***	***b in FK1***	***in? FK***	***FK1***	***c P2***	***int***	***b P2***	***c P3***	***b P3***	***int***	***plg***	***plg***	***plg***	***c***	***c P4***	***b P4***	***int***	***int***	***int***
SiO_2	64,53	67,44	66,90	62,34	64,37	64,51	63,99	63,78	64,19	65,17	54,50	53,40	58,56	57,50	57,28	58,88	59,45	58,34	59,12
Al_2O_3	22,63	20,39	20,51	18,95	22,98	22,79	22,83	22,41	22,89	22,74	29,36	30,15	26,75	27,32	27,11	25,75	26,43	26,32	26,07
FeO	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,06	0,12	0,13	0,01	0,05	0,01	0,03	0,11	0,05
CaO	3,22	0,52	0,64	0,03	3,50	3,11	3,28	3,03	3,31	3,06	10,68	11,46	7,87	8,98	9,02	7,53	7,31	7,31	7,13
Na_2O	9,49	11,10	11,08	1,06	9,39	9,59	9,40	9,78	9,56	9,69	5,07	4,63	6,80	6,44	6,18	7,09	7,02	6,68	6,94
K_2O	0,31	0,16	0,11	16,33	0,21	0,25	0,25	0,19	0,12	0,22	0,08	0,14	0,15	0,00	0,00	0,11	0,19	0,12	0,15
Σ Ox. (%)	100,22	99,65	99,24	98,71	100,44	100,26	99,77	99,19	100,09	100,89	99,75	99,90	100,27	100,25	99,65	99,36	100,43	98,88	99,47
	fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																		
Si	11,350	11,833	11,792	11,758	11,296	11,335	11,305	11,337	11,303	11,374	9,834	9,654	10,435	10,270	10,287	10,568	10,546	10,510	10,580
Al	4,692	4,217	4,260	4,213	4,753	4,720	4,754	4,694	4,749	4,678	6,244	6,424	5,619	5,751	5,739	5,447	5,526	5,588	5,499
Fe^{3+}	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,004	0,008	0,009	0,001	0,003	0,001	0,002	0,007	0,003
Ca	0,607	0,099	0,121	0,006	0,657	0,586	0,620	0,577	0,625	0,572	2,065	2,219	1,502	1,718	1,736	1,447	1,389	1,411	1,367
Na	3,235	3,778	3,787	0,387	3,196	3,269	3,220	3,371	3,262	3,280	1,772	1,624	2,350	2,230	2,154	2,467	2,413	2,332	2,408
K	0,070	0,035	0,025	3,930	0,046	0,057	0,056	0,042	0,027	0,048	0,019	0,033	0,034	0,000	0,001	0,025	0,042	0,028	0,035
ΣZ	16,044	16,053	16,052	15,971	16,049	16,056	16,060	16,032	16,053	16,052	16,083	16,086	16,062	16,022	16,030	16,015	16,075	16,105	16,082
ΣX	3,912	3,911	3,933	4,323	3,899	3,912	3,895	3,990	3,915	3,900	3,857	3,876	3,887	3,947	3,891	3,939	3,844	3,772	3,810
Or	1,78	0,90	0,63	90,91	1,18	1,45	1,43	1,05	0,70	1,23	0,51	0,86	0,89	0,00	0,02	0,64	1,10	0,75	0,91
Ab	82,70	96,58	96,30	8,96	81,96	83,56	82,65	84,48	83,33	84,10	45,95	41,89	60,47	56,49	55,35	62,62	62,78	61,83	63,20
An	15,52	2,52	3,07	0,13	16,86	14,99	15,92	14,47	15,97	14,67	53,54	57,25	38,65	43,51	44,63	36,74	36,13	37,42	35,89

Dtx diatexito
GI granitóide isótropo
LG leucogranitóide
Edtx encrave diatexito
EAnf-bt encrave anf-bt
EMH encrave MH
Eand encrave andesítico
res/me resister/melanossoma

b bordo
c centro
int intermédio
in inclusão

Pn análise no mesmo cristal de plagioclase
FKn análise no mesmo cristal de feldspato potássico
reab. reabsorvido
mirm. mirmequites

Análises de feldspatos: ALMANSOR

...continuação

continua...

	AMS-12 (melss)			AMS-15 (GI)									AMS-17 (LG)					
ref[a]	1-63	1-64	2-70	1-41	1-42	1-43	1-44	2-48	2-49	4-50	4-51	4-52	4-53	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6
obs.	***int***	***int***	***int***	***FK in? P2***	***b P2***	***c P1***	***b P1***	***b***	***c***	***-***	***c P3***	***b? P3***	***c***	***int P1***	***int P1***	***P2 in msc***	***P2 in msc***	***int***	***b P3***
SiO_2	58,14	59,04	60,69	63,10	63,25	60,54	62,59	63,03	62,17	62,11	62,19	63,27	62,24	64,89	63,05	64,52	63,09	63,01	62,46
Al_2O_3	26,06	25,61	25,23	18,72	23,75	25,55	24,12	24,10	24,14	24,19	24,21	23,71	23,97	23,15	23,39	22,86	23,21	23,16	23,22
FeO	0,09	0,10	0,09	0,00	0,10	0,00	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02
CaO	7,29	6,70	5,95	0,01	4,59	6,46	4,99	4,33	4,63	5,05	5,04	4,41	4,63	3,18	3,55	3,36	3,41	3,57	3,69
Na_2O	6,61	7,18	7,72	0,87	8,53	7,51	8,30	8,76	8,65	8,30	8,33	8,61	8,32	9,35	9,31	9,50	9,42	9,50	9,22
K_2O	0,16	0,13	0,20	16,78	0,23	0,27	0,32	0,32	0,21	0,24	0,20	0,20	0,22	0,14	0,14	0,14	0,25	0,14	0,15
Σ Ox. (%)	98,35	98,76	99,88	99,47	100,46	100,33	100,33	100,59	99,84	99,89	99,97	100,19	99,42	100,70	99,45	100,40	99,39	99,38	98,75
	fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																		
Si	10,529	10,637	10,789	11,819	11,129	10,725	11,041	11,081	11,020	11,005	11,009	11,146	11,063	11,331	11,186	11,323	11,206	11,196	11,169
Al	5,562	5,437	5,286	4,132	4,925	5,335	5,014	4,993	5,044	5,052	5,051	4,922	5,021	4,763	4,891	4,727	4,859	4,850	4,893
Fe^{3+}	0,006	0,007	0,006	0,000	0,007	0,000	0,001	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001
Ca	1,415	1,294	1,134	0,002	0,866	1,225	0,942	0,816	0,879	0,959	0,955	0,832	0,882	0,595	0,675	0,631	0,649	0,679	0,707
Na	2,320	2,510	2,660	0,315	2,911	2,581	2,837	2,985	2,975	2,851	2,858	2,939	2,869	3,164	3,203	3,231	3,244	3,273	3,196
K	0,036	0,029	0,045	4,009	0,051	0,061	0,071	0,072	0,048	0,054	0,045	0,044	0,050	0,031	0,031	0,031	0,057	0,033	0,034
ΣZ	16,097	16,081	16,081	15,951	16,061	16,060	16,056	16,078	16,067	16,057	16,059	16,069	16,086	16,095	16,077	16,052	16,065	16,046	16,063
ΣX	3,771	3,833	3,839	4,326	3,828	3,868	3,851	3,873	3,902	3,864	3,858	3,815	3,800	3,790	3,909	3,893	3,950	3,985	3,937
Or	0,97	0,77	1,17	92,67	1,32	1,59	1,85	1,87	1,23	1,40	1,17	1,15	1,30	0,81	0,78	0,80	1,45	0,82	0,86
Ab	61,51	65,47	69,29	7,29	76,05	66,73	73,67	77,07	76,25	73,78	74,07	77,04	75,48	83,49	81,94	83,00	82,12	82,13	81,18
An	37,52	33,76	29,54	0,04	22,62	31,68	24,47	21,07	22,52	24,83	24,76	21,80	23,21	15,70	17,28	16,20	16,43	17,05	17,96

Dtx	diatexito	**b**	bordo	**Pn**	análise no mesmo cristal de plagioclase
GI	granitóide isótropo	**c**	centro	**FKn**	análise no mesmo cristal de feldspato potássico
LG	leucogranitóide	**int**	intermédio	**reab.**	reabsorvido
Edtx	encrave diatexito	**in**	inclusão	**mirm.**	mirmequites
EAnf-bt	encrave anf-bt				
EMH	encrave MH				
Eand	encrave andesítico				
res/me	resister/melanossoma				

Análises de feldspatos: ALMANSOR

...continuação

continua...

	AMS-17 (LG)					AMS-18 (Dtx)													
ref[a]	1-7	1-8	3-371	3-372	2-373	6-9	6-10	6-11	7-12	7-13	8-14	8-15	8-16	8-17	1-376	2-377	2-378	4-379	5-380
obs.	***c P3***	***int***	***b P5***	***c P5***	***c***	***FK***	***FK***	***FK***	***c P2 in FK***	***b P2 in FK***	***FK***	***c P3***	***b P3***	***FK***	***int***	***b P6***	***c P6***	**-**	***c***
SiO_2	63,19	64,04	63,46	63,88	63,94	62,07	62,42	62,82	63,86	66,26	61,68	63,84	65,89	61,60	62,68	62,70	63,51	66,34	65,64
Al_2O_3	23,15	23,04	23,04	22,69	23,34	19,19	19,30	19,42	23,12	21,03	19,27	23,32	21,80	19,19	23,52	23,86	23,06	21,31	22,00
FeO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,00
CaO	3,73	3,39	3,67	3,34	3,81	0,00	0,00	0,00	3,72	1,20	0,00	3,71	1,81	0,01	3,73	3,68	3,26	1,61	2,24
Na_2O	9,23	9,26	9,22	9,38	9,39	0,93	1,00	1,00	9,52	11,08	1,01	9,35	10,63	0,98	9,30	9,47	9,81	10,66	10,41
K_2O	0,17	0,20	0,18	0,23	0,20	16,67	16,64	16,55	0,22	0,13	16,21	0,17	0,11	16,71	0,21	0,23	0,30	0,07	0,13
Σ Ox. (%)	99,47	99,96	99,57	99,52	100,69	98,86	99,37	99,79	100,44	99,70	98,17	100,66	100,25	98,49	99,45	100,01	99,93	100,00	100,42
	fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																		
Si	11,212	11,287	11,242	11,313	11,214	11,711	11,712	11,722	11,231	11,662	11,696	11,215	11,545	11,682	11,138	11,092	11,230	11,635	11,494
Al	4,841	4,786	4,810	4,736	4,824	4,268	4,268	4,270	4,792	4,363	4,308	4,829	4,502	4,289	4,925	4,975	4,805	4,405	4,540
Fe^{3+}	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000
Ca	0,709	0,640	0,696	0,633	0,716	0,000	0,000	0,000	0,701	0,225	0,001	0,699	0,339	0,002	0,711	0,697	0,618	0,302	0,420
Na	3,175	3,164	3,166	3,222	3,194	0,341	0,363	0,361	3,247	3,783	0,370	3,183	3,612	0,359	3,203	3,249	3,362	3,623	3,534
K	0,038	0,045	0,041	0,052	0,044	4,011	3,983	3,940	0,049	0,029	3,920	0,039	0,024	4,043	0,047	0,051	0,068	0,015	0,029
ΣZ	16,052	16,075	16,053	16,049	16,039	15,979	15,981	15,992	16,024	16,025	16,004	16,061	16,047	15,971	16,064	16,072	16,035	16,041	16,035
ΣX	3,922	3,849	3,903	3,907	3,954	4,352	4,346	4,301	3,997	4,037	4,291	3,920	3,975	4,404	3,961	3,998	4,047	3,940	3,982
Or	0,97	1,17	1,05	1,34	1,11	92,16	91,65	91,61	1,23	0,72	91,36	0,99	0,60	91,81	1,19	1,28	1,68	0,38	0,72
Ab	80,95	82,20	81,11	82,46	80,78	7,83	8,35	8,39	81,24	93,70	8,62	81,19	90,87	8,15	80,86	81,28	83,06	91,96	88,74
An	18,08	16,62	17,84	16,20	18,10	0,00	0,00	0,00	17,53	5,58	0,02	17,82	8,53	0,05	17,95	17,44	15,26	7,66	10,54

Dtx	diatexito	**b**	bordo	**Pn**	análise no mesmo cristal de plagioclase
GI	granitóide isótropo	**c**	centro	**FKn**	análise no mesmo cristal de feldspato potássico
LG	leucogranitóide	**int**	intermédio	**reab.**	reabsorvido
Edtx	encrave diatexito	**in**	inclusão	**mirm.**	mirmequites
EAnf-bt	encrave anf-bt				
EMH	encrave MH				
Eand	encrave andesítico				
res/me	resister/melanossoma				

Análises de feldspatos: VALVERDE

...continuação

continua...

	AMS-18 (Dtx)	VLV-3 (ortognaisse)													VLV-4 (ortognaisse)			
ref[a]	5-381	1-219	1-220	1-221	1-222	1-223	1-224	3-229	4-234	4-235	5-236	5-237	5-238	5-239	1-283	2-286	2-287	2-288
obs.	***int***	***c***	***c in FK***	***FK***	***c***	***int/c***	***-***	***c***	***c***	***c***	***c FK1***	***b FK1***	***c/int***	***c***	***int s/ft***	***int s/ft***	***int s/ft***	***int s/ft***
SiO_2	63,33	67,05	69,33	64,31	66,28	66,74	67,87	68,18	67,00	68,07	65,08	65,11	67,29	67,43	63,95	65,52	64,38	64,40
Al_2O_3	23,33	19,94	19,78	18,06	20,29	20,26	20,86	20,37	21,00	20,71	18,23	18,27	20,25	20,29	22,79	23,00	22,83	22,96
FeO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,15	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04
CaO	3,51	1,39	0,67	0,00	1,50	1,31	1,44	1,45	1,60	1,60	0,02	0,01	2,59	1,42	3,64	3,48	3,75	3,61
Na_2O	9,41	10,64	10,73	0,65	10,51	10,71	10,53	10,54	10,64	10,68	0,57	1,14	10,74	10,94	9,11	9,37	9,30	9,36
K_2O	0,25	0,28	0,18	16,42	0,25	0,21	0,20	0,23	0,27	0,19	16,42	15,95	0,13	0,23	0,30	0,28	0,21	0,30
Σ Ox. (%)	99,82	99,30	100,69	99,44	98,85	99,26	100,91	100,78	100,51	101,38	100,33	100,48	101,00	100,36	99,83	101,66	100,50	100,66
	fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																	
Si	11,201	11,832	12,001	11,988	11,757	11,785	11,771	11,838	11,694	11,775	12,007	11,988	11,725	11,790	11,298	11,352	11,301	11,290
Al	4,862	4,148	4,035	3,968	4,243	4,216	4,264	4,169	4,321	4,222	3,965	3,964	4,159	4,181	4,746	4,696	4,722	4,744
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,003	0,002	0,001	0,001	0,002
Ca	0,665	0,262	0,124	0,000	0,285	0,247	0,267	0,269	0,300	0,296	0,003	0,001	0,483	0,266	0,689	0,647	0,706	0,678
Na	3,226	3,641	3,602	0,236	3,616	3,667	3,542	3,549	3,600	3,582	0,204	0,405	3,627	3,709	3,121	3,146	3,165	3,180
K	0,055	0,063	0,041	3,904	0,056	0,047	0,044	0,052	0,060	0,042	3,865	3,747	0,029	0,052	0,068	0,063	0,047	0,068
ΣZ	16,063	15,980	16,036	15,957	16,001	16,003	16,036	16,008	16,015	16,006	15,973	15,952	15,884	15,974	16,046	16,049	16,025	16,036
ΣX	3,946	3,966	3,767	4,141	3,957	3,962	3,854	3,870	3,960	3,920	4,072	4,154	4,139	4,027	3,878	3,855	3,918	3,926
Or	1,40	1,59	1,08	94,29	1,43	1,19	1,15	1,33	1,53	1,06	94,91	90,21	0,70	1,29	1,76	1,62	1,21	1,72
Ab	81,76	91,80	95,63	5,70	91,37	92,56	91,92	91,71	90,90	91,38	5,02	9,75	87,63	92,11	80,47	81,61	80,78	81,00
An	16,84	6,61	3,29	0,00	7,21	6,24	6,93	6,96	7,58	7,55	0,08	0,03	11,67	6,60	17,77	16,77	18,02	17,28

b	bordo	**Pn**	análise no mesmo cristal de plagioclase
c	centro	**FKn**	análise no mesmo cristal de feldspato potássico
int	intermédio	**reab.**	reabsorvido
in	inclusão	**mirm.**	mirmequites

Análises de feldspatos: VALVERDE

...continuação

continua...

	VLV-4 (ortognaisse)	VLV-6 (fundido)										VLV-7 ("gnaisse")						
ref.	2-289	A-240	A-241	A-242	A-243	A-244	A-245	D-248	B-405	B-406	B-407	B-256	B-257	B-258	B-258	B-259	B-260	B-262
obs.	***int s/ft***	**-**	**-**	**-**	***c***	***c***	***c***	***b***	***c***	***c***	***int***	***c P1***	***c***	***c***	***c***	**-**	**-**	**-**
SiO_2	64,28	66,84	62,74	68,12	66,40	66,12	66,20	65,11	64,69	65,75	66,57	66,86	66,12	68,40	65,85	66,24	66,74	67,11
Al_2O_3	22,61	21,57	18,34	21,50	21,54	21,01	21,11	20,83	21,96	22,30	22,14	20,82	20,76	21,97	21,04	21,50	21,79	20,79
FeO	0,09	0,05	0,03	0,12	0,07	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,12	0,03	0,00	0,07	0,11	0,15	0,08	0,07
CaO	3,60	1,86	0,03	1,69	1,85	1,65	1,82	1,80	1,94	1,72	1,62	1,78	1,74	1,82	1,76	1,93	2,03	1,87
Na_2O	9,30	10,36	0,69	10,25	10,39	10,52	10,26	10,58	10,69	10,46	10,74	10,71	10,85	10,69	10,47	10,54	10,63	10,50
K_2O	0,33	0,25	16,58	0,27	0,34	0,25	0,33	0,20	0,24	0,23	0,15	0,26	0,21	0,17	0,18	0,24	0,19	0,22
Σ Ox. (%)	100,21	100,93	98,42	101,95	100,59	99,66	99,76	98,57	99,57	100,52	101,35	100,46	99,67	103,11	99,41	100,60	101,48	100,56
	fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																	
Si	11,324	11,622	11,866	11,706	11,599	11,654	11,650	11,615	11,448	11,493	11,541	11,691	11,661	11,638	11,637	11,584	11,566	11,715
Al	4,694	4,421	4,088	4,354	4,435	4,365	4,378	4,380	4,580	4,593	4,524	4,292	4,314	4,405	4,381	4,432	4,451	4,277
Fe^{3+}	0,006	0,003	0,002	0,007	0,005	0,007	0,003	0,003	0,003	0,004	0,008	0,002	0,000	0,004	0,007	0,010	0,005	0,005
Ca	0,679	0,347	0,007	0,312	0,346	0,311	0,343	0,345	0,368	0,322	0,301	0,334	0,328	0,332	0,334	0,361	0,377	0,349
Na	3,178	3,494	0,251	3,415	3,518	3,596	3,501	3,661	3,668	3,546	3,611	3,631	3,710	3,526	3,586	3,574	3,572	3,555
K	0,074	0,055	4,001	0,059	0,076	0,057	0,073	0,045	0,054	0,052	0,033	0,058	0,048	0,036	0,040	0,052	0,043	0,049
ΣZ	16,024	16,046	15,957	16,068	16,039	16,026	16,031	15,998	16,032	16,089	16,073	15,985	15,975	16,047	16,026	16,026	16,023	15,996
ΣX	3,931	3,896	4,259	3,786	3,941	3,964	3,917	4,050	4,090	3,920	3,946	4,022	4,085	3,894	3,960	3,988	3,992	3,953
Or	1,88	1,41	93,94	1,55	1,94	1,44	1,87	1,10	1,31	1,33	0,85	1,44	1,17	0,92	1,02	1,32	1,08	1,24
Ab	80,84	89,69	5,90	90,21	89,28	90,71	89,37	90,39	89,68	90,45	91,52	90,27	90,80	90,56	90,56	89,62	89,48	89,93
An	17,28	8,90	0,16	8,24	8,79	7,85	8,76	8,51	9,01	8,22	7,63	8,30	8,03	8,52	8,42	9,06	9,44	8,83

b	bordo	**Pn**	análise no mesmo cristal de plagioclase
c	centro	**FKn**	análise no mesmo cristal de feldspato potássico
int	intermédio	**reab.**	reabsorvido
in	inclusão	**mirm.**	mirmequites

Análises de feldspatos: VALVERDE

...continuação

	VLV-7 ("gnaisse")	VLV-8 (fundido)									VLV-9 ("gnaisse")						
ref[a]	B-263	A-264	A-265	A-266	A-267	A-268	A-268	A-269	A-270	A-271	C-277	1-295	1-296	1-297	1-300	1-301	1-302	3-303
obs.	***b P1***	***int/P2***	***cP2***	***in Fk***	***in FK***	***FK***	***FK***	***int/b***	***in FK***	***FK***	**-**	***c***	***c***	***c***	***FK***	***c***	***c***	***c***
SiO_2	66,87	66,91	67,21	67,88	66,59	64,48	64,22	66,69	66,30	64,63	67,55	67,31	67,19	67,67	63,89	67,87	66,97	66,61
Al_2O_3	20,75	20,83	20,88	21,79	21,47	18,95	18,74	21,35	21,83	18,72	21,21	21,41	21,26	20,99	19,19	21,33	21,18	21,72
FeO	0,07	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,00	0,00	0,06	0,11	0,14	0,05	0,06	0,07	0,05	0,07
CaO	1,80	1,77	1,68	1,94	2,07	0,01	0,00	1,73	1,63	0,00	1,76	1,76	1,79	1,72	0,10	1,60	1,81	1,77
Na_2O	10,86	10,46	10,62	10,48	10,39	0,75	0,72	10,51	10,63	0,56	10,39	10,48	9,97	10,66	0,97	10,38	10,21	9,75
K_2O	0,19	0,32	0,31	0,21	0,14	15,56	15,20	0,15	0,13	16,06	0,27	0,24	0,37	0,29	15,82	0,20	0,19	0,34
Σ Ox. (%)	100,54	100,33	100,76	102,35	100,70	99,81	98,91	100,48	100,53	99,98	101,24	101,31	100,71	101,38	100,03	101,46	100,41	100,24
		fórmula estrutural calculada para 32 oxigénios																
Si	11,691	11,707	11,710	11,636	11,610	11,917	11,949	11,643	11,572	11,944	11,701	11,662	11,696	11,716	11,827	11,715	11,687	11,635
Al	4,277	4,294	4,289	4,402	4,412	4,127	4,111	4,394	4,491	4,078	4,329	4,371	4,361	4,283	4,187	4,340	4,356	4,471
Fe^{3+}	0,005	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002	0,003	0,000	0,000	0,004	0,007	0,009	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
Ca	0,337	0,332	0,313	0,357	0,387	0,002	0,000	0,324	0,306	0,001	0,327	0,326	0,333	0,318	0,019	0,296	0,339	0,330
Na	3,682	3,549	3,590	3,484	3,513	0,270	0,261	3,559	3,596	0,202	3,490	3,521	3,365	3,578	0,348	3,474	3,454	3,301
K	0,042	0,070	0,069	0,047	0,031	3,669	3,607	0,033	0,029	3,785	0,059	0,053	0,081	0,065	3,737	0,044	0,042	0,075
ΣZ	15,972	16,004	16,003	16,041	16,025	16,048	16,062	16,040	16,064	16,023	16,034	16,040	16,067	16,002	16,018	16,059	16,047	16,111
ΣX	4,060	3,951	3,971	3,888	3,931	3,941	3,867	3,915	3,930	3,988	3,875	3,900	3,780	3,961	4,104	3,815	3,836	3,706
Or	1,02	1,78	1,73	1,20	0,78	93,10	93,26	0,84	0,74	94,93	1,51	1,35	2,15	1,64	91,05	1,16	1,11	2,02
Ab	90,67	89,82	90,39	89,62	89,37	6,84	6,74	90,90	91,49	5,06	90,06	90,29	89,04	90,32	8,49	91,06	90,05	89,07
An	8,30	8,40	7,89	9,18	9,85	0,06	0,00	8,26	7,78	0,01	8,43	8,36	8,81	8,04	0,46	7,77	8,85	8,91

b	bordo	**Pn**	análise no mesmo cristal de plagioclase
c	centro	**FKn**	análise no mesmo cristal de feldspato potássico
int	intermédio	**reab.**	reabsorvido
in	inclusão	**mirm.**	mirmequites

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS

continua...

	MM-25 (TP)	MM-31 (TP)								MM-35 (TP)				MM-39 (TP)		MM-42 (TP)			
ref#	1-304	A-45	A-46	A-47	A-48	B50	B51	B52	B53	B84	B85	B86	B87	1-312	1-313	A1	A2	B3	B4
obs.	***int***	***A1 int***	***A1 int***	***A1 int***	***A1 int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***c A2***	***b- A2***	***b***	***b A2***	***int***	***int***	***int***	***int***	***b***	***c***
SiO_2	44,79	46,76	51,22	51,38	44,65	43,61	52,10	43,75	51,83	44,52	45,16	42,06	44,77	43,56	53,56	50,41	50,70	42,51	42,42
TiO_2	1,52	1,02	0,32	0,28	1,07	0,91	0,20	0,98	0,21	0,83	0,77	0,53	0,77	0,53	0,16	0,25	0,23	0,65	1,02
Al_2O_3	8,70	7,80	2,86	2,65	9,79	10,35	2,02	10,32	1,93	9,56	8,78	11,98	9,29	11,53	1,43	2,47	2,24	11,56	10,27
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
FeO	19,98	22,11	28,94	28,82	23,14	22,94	28,37	23,03	28,54	21,81	21,03	22,34	21,06	20,24	27,35	25,40	25,42	19,95	21,28
MnO	0,56	0,58	1,22	1,26	0,60	0,76	1,61	0,78	1,59	0,94	0,85	0,70	0,78	0,54	1,59	1,15	1,24	0,49	0,52
MgO	9,54	9,68	12,32	12,22	8,22	7,85	12,66	7,90	12,61	8,07	8,53	6,77	8,33	7,84	13,47	13,33	13,25	8,17	8,62
CaO	10,33	9,20	2,37	1,79	9,63	9,88	1,64	9,69	1,38	10,18	10,69	11,29	10,90	11,34	1,05	1,53	1,24	10,10	8,81
Na_2O	1,12	0,98	0,31	0,33	1,05	1,16	0,18	1,22	0,32	1,18	1,21	1,02	1,21	1,24	0,20	0,33	0,30	1,22	1,13
K_2O	0,49	0,20	0,10	0,13	0,55	0,45	0,03	0,45	0,00	0,55	0,58	0,85	0,54	0,41	0,01	0,03	0,00	0,38	0,43
Σ Ox. (%)	97,02	98,32	99,69	98,87	98,68	97,94	98,81	98,12	98,45	97,67	97,59	97,54	97,67	97,23	98,82	94,88	94,62	95,04	94,54
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,737	6,950	7,584	7,676	6,669	6,559	7,772	6,569	7,762	6,709	6,806	6,398	6,747	6,577	7,921	7,738	7,803	6,513	6,564
Al iv	1,263	1,050	0,416	0,324	1,331	1,441	0,228	1,431	0,238	1,291	1,194	1,602	1,253	1,423	0,079	0,262	0,197	1,487	1,436
Al vi	0,279	0,316	0,084	0,143	0,393	0,393	0,127	0,395	0,103	0,407	0,365	0,546	0,396	0,628	0,171	0,184	0,210	0,601	0,437
Ti	0,171	0,115	0,035	0,032	0,120	0,103	0,022	0,110	0,024	0,094	0,087	0,061	0,087	0,060	0,018	0,029	0,027	0,075	0,119
Fe^{3+}	0,544	0,465	0,240	0,114	0,591	0,750	0,061	0,725	0,107	0,585	0,479	0,636	0,479	0,410	0,000	0,069	0,014	0,655	0,669
Cr	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004
Mg	2,138	2,144	2,719	2,721	1,830	1,760	2,815	1,769	2,814	1,813	1,917	1,535	1,872	1,764	2,970	3,050	3,039	1,866	1,988
Fe^{2+}	1,868	1,961	1,919	1,990	2,066	1,993	1,974	2,001	1,948	2,099	2,151	2,206	2,163	2,138	1,842	1,668	1,710	1,801	1,783
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,103	0,322	1,426	1,496	0,233	0,143	1,504	0,166	1,520	0,064	0,020	0,000	0,013	0,008	1,542	1,523	1,548	0,100	0,303
Mn	0,071	0,073	0,153	0,159	0,075	0,097	0,204	0,099	0,202	0,121	0,108	0,075	0,099	0,069	0,199	0,150	0,161	0,064	0,068
Ca	1,665	1,465	0,377	0,286	1,541	1,592	0,261	1,559	0,221	1,644	1,727	1,840	1,759	1,834	0,166	0,251	0,204	1,657	1,461
Na	0,162	0,139	0,044	0,059	0,150	0,167	0,031	0,175	0,057	0,171	0,145	0,085	0,128	0,088	0,056	0,076	0,086	0,179	0,168
Na	0,165	0,142	0,044	0,037	0,153	0,171	0,020	0,179	0,035	0,175	0,209	0,216	0,225	0,275	0,000	0,022	0,005	0,183	0,172
K	0,094	0,037	0,018	0,025	0,104	0,087	0,006	0,087	0,000	0,105	0,111	0,166	0,104	0,078	0,002	0,005	0,000	0,074	0,085
Σcat	15,259	15,179	15,063	15,063	15,258	15,258	15,026	15,266	15,035	15,280	15,320	15,382	15,329	15,353	14,965	15,028	15,005	15,257	15,257
Mg#	0,52	0,48	0,45	0,44	0,44	0,45	0,45	0,45	0,45	0,46	0,47	0,41	0,46	0,45	0,47	0,49	0,48	0,50	0,49
(Ca+Na)B	1,83	1,60	0,42	0,34	1,69	1,76	0,29	1,73	0,28	1,82	1,87	1,93	1,89	1,92	0,22	0,33	0,29	1,84	1,63

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS

...continuação

continua...

	MM-42 (TP)														MM-56 (TP)				
ref.ª	B5	A6	A-7	A-8	A-9	A10	A11	A12	E13	E14	E15	E17	E18	E19	A90	A91	B92	B93	E96r
obs.	***b***	***int***	***int P1***	***b P1***	***P1***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***c-int***	***b***	***in bt***	***A3***	***b A4***
SiO_2	40,62	42,36	42,07	41,78	51,25	42,56	50,33	40,36	41,70	41,18	52,09	51,78	50,32	40,71	44,40	44,84	44,03	44,73	45,04
TiO_2	0,45	0,91	0,97	0,22	0,17	0,95	0,30	0,21	0,30	0,17	0,02	0,10	0,21	0,19	0,76	0,77	0,69	0,69	0,45
Al_2O_3	13,78	10,85	10,86	12,94	1,72	10,93	2,44	14,32	12,81	13,45	0,79	0,95	2,29	13,22	9,03	9,32	9,46	9,36	9,08
Cr_2O_3	0,05	0,07	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00
FeO	20,23	20,72	20,96	19,82	25,80	20,25	26,42	20,45	20,16	20,17	27,07	26,33	26,46	19,96	20,95	21,01	21,15	20,78	20,66
MnO	0,40	0,53	0,56	0,52	1,43	0,62	1,42	0,46	0,55	0,37	0,00	1,39	1,42	0,54	0,93	0,94	0,81	0,88	0,82
MgO	7,01	8,39	8,39	7,53	13,89	8,59	13,23	6,69	7,64	7,46	14,15	14,09	13,12	7,48	8,42	8,35	7,95	8,40	8,22
CaO	10,57	9,50	9,50	10,33	0,98	9,30	1,38	10,50	10,54	10,55	0,43	0,69	1,43	10,43	10,16	10,49	10,88	10,94	10,77
Na_2O	1,50	1,18	1,16	1,37	0,21	1,12	0,34	1,38	1,30	1,42	0,05	0,07	0,28	1,42	1,15	1,17	1,14	1,13	1,09
K_2O	0,42	0,40	0,45	0,31	0,00	0,41	0,03	0,38	0,34	0,35	0,00	0,00	0,02	0,35	0,54	0,63	0,71	0,65	0,83
Σ Ox. (%)	95,03	94,92	94,92	94,84	95,45	94,78	95,89	94,75	95,36	95,15	94,60	95,42	95,56	94,32	96,36	97,53	96,84	97,56	96,96
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,272	6,518	6,479	6,425	7,823	6,548	7,680	6,240	6,384	6,321	7,995	7,917	7,710	6,306	6,764	6,756	6,713	6,744	6,841
Al iv	1,728	1,482	1,521	1,575	0,177	1,452	0,320	1,760	1,616	1,679	0,005	0,083	0,290	1,694	1,236	1,244	1,287	1,256	1,159
Al vi	0,781	0,486	0,451	0,771	0,132	0,530	0,119	0,850	0,695	0,755	0,139	0,089	0,124	0,718	0,384	0,412	0,414	0,408	0,467
Ti	0,053	0,105	0,113	0,025	0,020	0,109	0,035	0,024	0,035	0,019	0,002	0,012	0,025	0,022	0,087	0,087	0,079	0,079	0,052
Fe^{3+}	0,572	0,695	0,752	0,601	0,042	0,610	0,137	0,650	0,687	0,673	0,000	0,000	0,118	0,720	0,565	0,517	0,474	0,483	0,383
Cr	0,006	0,009	0,000	0,001	0,000	0,009	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,002	0,002	0,000	0,000
Mg	1,614	1,924	1,926	1,726	3,160	1,970	3,010	1,542	1,744	1,708	3,237	3,212	2,996	1,727	1,911	1,876	1,808	1,889	1,861
Fe^{2+}	1,974	1,782	1,759	1,876	1,647	1,773	1,700	1,933	1,838	1,841	1,621	1,687	1,737	1,809	2,049	2,106	2,222	2,137	2,237
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,066	0,189	0,189	0,072	1,605	0,222	1,536	0,062	0,056	0,076	1,853	1,681	1,536	0,056	0,055	0,024	0,000	0,000	0,005
Mn	0,052	0,070	0,073	0,068	0,185	0,081	0,184	0,060	0,071	0,049	0,000	0,180	0,185	0,071	0,120	0,120	0,104	0,109	0,105
Ca	1,748	1,567	1,567	1,701	0,161	1,532	0,225	1,739	1,729	1,735	0,070	0,114	0,235	1,731	1,658	1,694	1,777	1,768	1,753
Na	0,134	0,174	0,171	0,158	0,049	0,165	0,055	0,139	0,144	0,141	0,015	0,021	0,045	0,143	0,167	0,162	0,119	0,123	0,138
Na	0,314	0,178	0,175	0,249	0,014	0,168	0,045	0,274	0,242	0,281	0,000	0,000	0,039	0,282	0,171	0,180	0,219	0,206	0,182
K	0,083	0,079	0,089	0,061	0,000	0,081	0,005	0,076	0,067	0,069	0,000	0,000	0,004	0,069	0,105	0,120	0,137	0,125	0,161
Σcat	15,397	15,258	15,264	15,310	15,014	15,249	15,050	15,350	15,308	15,350	14,938	14,995	15,043	15,352	15,276	15,301	15,357	15,330	15,344
Mg#	0,44	0,49	0,50	0,47	0,49	0,50	0,48	0,44	0,48	0,47	0,48	0,49	0,48	0,48	0,48	0,47	0,45	0,47	0,45
(Ca+Na)B	1,88	1,74	1,74	1,86	0,21	1,70	0,28	1,88	1,87	1,88	0,08	0,14	0,28	1,87	1,83	1,86	1,90	1,89	1,89

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS

...continuação

continua...

	MM-56 (TP)				MM-58 (TP)				MM-47 (TP)									MM-40 (NF)	
ref#	E96	E97	E98	B103	F156	F157	F158	F159	4-272	4-272-r	4-272-rr	4-271-r	2-275	2-275-r	2-276	2-278	2-279	1-212	1-213
obs.	***b A4***	***c A4***	***int***	***A3***	***c A9***	***b A9***	***A9***	***int***	***c-A4***	***c-A4***	***c A4***	***bA4***	***bA5***	***bA5***	***int A6***	***int A5***	***int A5***	***cA1***	***bA1***
SiO_2	44,75	44,51	43,95	45,37	52,72	52,36	42,53	44,74	43,31	42,76	43,62	40,36	42,21	42,09	42,69	52,18	52,74	44,27	44,82
TiO_2	0,68	0,77	0,62	0,68	0,12	0,18	0,08	0,41	0,95	0,81	0,97	0,06	0,16	0,26	0,28	0,27	0,21	1,07	0,95
Al_2O_3	9,43	9,14	9,69	9,39	2,01	2,02	12,74	10,28	11,77	11,76	10,81	16,34	14,26	13,97	12,82	2,49	1,86	10,29	9,68
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,04	0,06	0,05	0,00	0,02	0,04	0,04	0,00	0,08	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,05
FeO	21,03	20,85	21,27	21,20	27,23	26,58	20,55	19,77	21,20	21,94	21,51	21,96	20,38	19,73	20,31	26,09	26,53	20,81	22,14
MnO	0,82	0,98	0,74	0,83	2,86	2,85	0,98	1,09	0,44	0,51	0,52	0,31	0,50	0,50	0,48	1,25	1,33	0,50	0,69
MgO	8,19	8,20	7,86	8,35	11,50	12,90	7,26	8,31	7,83	7,89	8,14	5,27	6,99	7,15	7,51	13,07	13,38	8,17	9,20
CaO	10,69	10,38	10,75	10,96	0,82	0,95	10,80	10,65	10,52	9,90	9,66	11,24	10,56	10,45	10,54	1,60	1,20	10,36	8,73
Na_2O	1,16	1,23	1,15	1,03	0,22	0,30	1,12	1,14	1,13	1,18	1,11	1,27	1,36	1,37	1,21	0,35	0,20	1,14	0,95
K_2O	0,67	0,55	0,38	0,67	0,01	0,02	0,40	0,24	0,43	0,41	0,43	0,51	0,37	0,32	0,34	0,04	0,02	0,36	0,40
Σ Ox. (%)	97,44	96,61	96,43	98,53	97,52	98,17	96,48	96,68	97,60	97,16	96,85	97,32	96,84	95,84	96,19	97,35	97,47	97,02	97,61
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,761	6,774	6,703	6,772	7,943	7,829	6,452	6,748	6,493	6,445	6,601	6,128	6,369	6,405	6,474	7,812	7,885	6,677	6,719
Al iv	1,239	1,226	1,297	1,228	0,057	0,171	1,548	1,252	1,507	1,555	1,399	1,872	1,631	1,595	1,526	0,188	0,115	1,323	1,281
Al vi	0,440	0,414	0,444	0,424	0,300	0,185	0,730	0,576	0,572	0,535	0,529	1,052	0,905	0,911	0,766	0,251	0,213	0,506	0,429
Ti	0,078	0,088	0,071	0,077	0,013	0,020	0,009	0,046	0,107	0,092	0,110	0,007	0,018	0,029	0,032	0,030	0,023	0,121	0,107
Fe^{3+}	0,460	0,495	0,552	0,483	0,000	0,017	0,649	0,493	0,630	0,754	0,554	0,516	0,525	0,477	0,579	0,000	0,000	0,501	0,554
Cr	0,002	0,000	0,004	0,007	0,006	0,000	0,002	0,005	0,005	0,000	0,010	0,000	0,006	0,000	0,000	0,003	0,000	0,005	0,006
Mg	1,846	1,861	1,786	1,859	2,582	2,876	1,641	1,870	1,751	1,774	1,837	1,193	1,573	1,622	1,698	2,917	2,983	1,836	2,055
Fe^{2+}	2,175	2,143	2,142	2,151	2,098	1,902	1,957	2,001	1,935	1,845	1,960	2,232	1,974	1,960	1,924	1,799	1,781	2,031	1,849
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,022	0,017	0,019	0,012	1,333	1,405	0,000	0,000	0,093	0,166	0,207	0,041	0,073	0,073	0,073	1,467	1,536	0,093	0,373
Mn	0,104	0,126	0,095	0,104	0,364	0,361	0,114	0,131	0,056	0,065	0,066	0,039	0,064	0,064	0,062	0,159	0,169	0,064	0,088
Ca	1,730	1,693	1,756	1,752	0,132	0,153	1,756	1,722	1,689	1,599	1,565	1,829	1,707	1,703	1,713	0,256	0,192	1,674	1,402
Na	0,143	0,164	0,129	0,132	0,063	0,081	0,130	0,148	0,162	0,171	0,161	0,091	0,155	0,159	0,152	0,100	0,057	0,168	0,137
Na	0,197	0,199	0,210	0,166	0,000	0,006	0,201	0,187	0,166	0,175	0,165	0,282	0,243	0,246	0,203	0,000	0,000	0,167	0,140
K	0,128	0,107	0,074	0,127	0,001	0,004	0,078	0,046	0,082	0,078	0,083	0,099	0,072	0,061	0,066	0,007	0,005	0,070	0,077
Σcat	15,325	15,306	15,285	15,293	14,894	15,010	15,279	15,233	15,247	15,253	15,248	15,382	15,315	15,307	15,268	14,990	14,959	15,237	15,217
Mg#	0,46	0,46	0,45	0,46	0,43	0,47	0,46	0,48	0,46	0,47	0,46	0,34	0,43	0,44	0,46	0,47	0,47	0,46	0,48
(Ca+Na)B	1,87	1,86	1,89	1,88	0,20	0,23	1,89	1,87	1,85	1,77	1,73	1,92	1,86	1,86	1,87	0,36	0,25	1,84	1,54

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS

...continuação

continua...

	MM-40 (NF)									MM-47-H (HF)								MM-42-H (HF)	
ref[a]	3-214	3-215	3-216	3-217	4-218	4-219	4-220	4-221	4-222	3-263	3-264	4-265-R	4-265-rr	5-267	5-268	5-269	5-270	B120	B121
obs.	***bA2***	***intA2***	***intA2***	***intA2***	***bA3***	***int A3***	***intA3***	***intA3***	***intA3***	***b***	***b***	***cA1***	***A1***	***in hbl***	***int***	***b***	***in hbl***	***c A4***	***b A4***
SiO_2	42,24	43,53	49,92	50,93	43,02	52,27	45,43	51,38	52,58	41,85	51,73	52,92	52,15	51,60	42,99	42,53	51,58	45,48	44,42
TiO_2	0,31	0,31	0,49	0,39	0,31	0,27	0,73	0,27	0,23	0,16	0,13	0,11	0,12	0,23	1,09	0,36	0,20	0,88	0,82
Al_2O_3	13,86	12,66	4,12	3,58	12,95	2,34	9,56	2,69	2,05	13,91	1,54	1,22	1,42	2,39	10,78	12,23	1,96	8,99	10,31
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,05	0,08	0,02	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02
FeO	20,68	20,95	26,57	26,39	20,77	26,32	21,52	26,56	26,99	21,09	27,83	28,00	27,98	27,78	22,05	20,72	27,16	22,26	21,98
MnO	0,43	0,50	1,14	1,19	0,41	1,06	0,65	1,08	1,28	0,50	1,35	1,37	1,38	1,35	0,46	0,52	1,28	0,80	0,58
MgO	7,35	7,91	11,79	12,25	7,41	13,11	9,24	12,87	13,34	7,58	14,25	13,75	13,47	12,94	8,20	7,84	13,18	9,53	8,60
CaO	10,73	10,48	2,75	2,13	10,49	1,52	8,45	1,76	1,11	10,63	0,76	0,41	0,72	1,32	9,87	10,36	1,13	8,49	9,50
Na_2O	1,23	1,30	0,51	0,41	1,28	0,23	0,98	0,31	0,26	1,33	0,14	0,11	0,17	0,30	1,12	1,25	0,20	1,07	1,08
K_2O	0,44	0,30	0,01	0,05	0,34	0,02	0,35	0,04	0,01	0,37	0,02	0,00	0,00	0,02	0,47	0,39	0,15	0,38	0,47
Σ Ox. (%)	97,26	97,95	97,32	97,31	96,99	97,14	96,95	97,05	97,90	97,42	97,77	97,89	97,44	97,93	97,03	96,24	96,85	97,91	97,77
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,343	6,476	7,524	7,658	6,479	7,837	6,838	7,741	7,844	6,268	7,739	7,915	7,853	7,735	6,498	6,450	7,810	6,796	6,656
Al iv	1,657	1,524	0,476	0,342	1,521	0,163	1,162	0,259	0,156	1,732	0,261	0,085	0,147	0,265	1,502	1,550	0,190	1,204	1,344
Al vi	0,796	0,696	0,257	0,292	0,776	0,251	0,533	0,220	0,205	0,723	0,011	0,130	0,106	0,158	0,419	0,636	0,160	0,379	0,477
Ti	0,035	0,035	0,055	0,044	0,035	0,030	0,082	0,030	0,026	0,018	0,015	0,012	0,014	0,026	0,124	0,041	0,023	0,099	0,093
Fe^{3+}	0,638	0,674	0,152	0,045	0,560	0,000	0,406	0,031	0,000	0,828	0,214	0,000	0,035	0,083	0,742	0,718	0,007	0,548	0,586
Cr	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,006	0,010	0,003	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,005	0,000	0,004	0,002
Mg	1,645	1,754	2,648	2,746	1,663	2,931	2,073	2,891	2,968	1,692	3,178	3,066	3,024	2,892	1,848	1,772	2,974	2,122	1,920
Fe^{2+}	1,885	1,840	1,885	1,874	1,965	1,788	1,899	1,818	1,799	1,738	1,580	1,793	1,818	1,841	1,867	1,828	1,835	1,849	1,922
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,074	0,092	1,312	1,399	0,091	1,513	0,404	1,497	1,569	0,075	1,688	1,709	1,671	1,558	0,179	0,082	1,596	0,385	0,247
Mn	0,055	0,063	0,145	0,151	0,053	0,135	0,082	0,138	0,162	0,064	0,171	0,174	0,176	0,171	0,060	0,067	0,164	0,101	0,073
Ca	1,727	1,671	0,443	0,343	1,693	0,244	1,362	0,284	0,178	1,706	0,122	0,066	0,116	0,212	1,599	1,684	0,184	1,360	1,525
Na	0,145	0,175	0,099	0,106	0,163	0,066	0,151	0,082	0,076	0,156	0,020	0,033	0,037	0,059	0,163	0,168	0,056	0,154	0,155
Na	0,214	0,201	0,050	0,015	0,211	0,000	0,135	0,010	0,000	0,231	0,020	0,000	0,011	0,027	0,166	0,201	0,002	0,157	0,158
K	0,085	0,058	0,002	0,009	0,066	0,003	0,068	0,009	0,002	0,070	0,004	0,000	0,001	0,003	0,090	0,075	0,029	0,073	0,090
Σcat	15,298	15,258	15,052	15,024	15,277	14,960	15,203	15,019	14,987	15,301	15,024	14,982	15,012	15,031	15,256	15,275	15,032	15,230	15,248
Mg#	0,46	0,48	0,45	0,46	0,45	0,47	0,47	0,47	0,47	0,48	0,49	0,47	0,46	0,46	0,47	0,48	0,46	0,49	0,47
(Ca+Na)B	1,87	1,85	0,54	0,45	1,86	0,31	1,51	0,37	0,25	1,86	0,14	0,10	0,15	0,27	1,76	1,85	0,24	1,51	1,68

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS

...continuação

continua...

	MM-42-H (HF)								MM-47-H (HF)			MM-17-E (EGM)				MM-42-E (EGM)			
ref.ª	B122	B123	C124	C125	C126	C127	C128	C129	3-396	3-397	3-398	A30	C40	C41	D42	A14-r_F	A15-c_F	A17-r_G	A18-int_G
obs.	***b***	***int***	***int***	***c A5***	***b A5***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***in bt***	***int***	***int***	***int***	***b F***	***c F***	***b G***	***int G***
SiO_2	44,00	53,06	52,11	42,28	42,65	53,01	42,23	51,47	52,93	40,93	51,20	43,30	43,31	43,73	43,15	41,47	44,40	42,15	43,07
TiO_2	0,35	0,05	0,20	0,26	0,22	0,11	0,37	0,22	0,13	0,16	0,25	0,62	0,58	0,90	1,02	0,41	0,87	0,92	0,97
Al_2O_3	12,13	1,52	2,44	13,72	12,72	1,28	12,87	2,69	1,45	15,45	2,84	13,29	11,77	10,66	11,14	14,70	9,21	11,76	10,92
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,06	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00				
FeO	19,14	26,02	26,69	21,04	20,77	27,98	21,11	26,24	28,11	21,65	27,67	21,46	21,85	21,90	21,26	19,98	21,32	20,62	21,22
MnO	0,52	1,26	1,37	0,57	0,55	1,42	0,52	1,33	1,18	0,40	1,06	0,55	0,52	0,56	0,40	0,48	0,85	0,51	0,58
MgO	8,33	14,15	13,24	7,06	7,57	13,67	7,57	13,09	13,72	6,44	12,60	7,35	8,04	8,62	8,06	6,83	9,89	8,40	8,95
CaO	10,74	1,52	1,91	10,79	10,58	0,73	10,47	1,99	1,14	11,01	1,78	10,72	10,73	9,51	10,73	10,87	8,06	10,45	9,58
Na_2O	1,37	0,20	0,26	1,46	1,35	0,21	1,36	0,25	0,10	1,39	0,30	1,34	1,24	1,18	1,25	1,56	0,96	1,21	1,18
K_2O	0,34	0,00	0,05	0,43	0,39	0,00	1,41	0,18	0,03	0,45	0,03	0,41	0,30	0,24	0,44	0,36	0,37	0,42	0,42
Σ Ox. (%)	96,93	97,80	98,32	97,62	96,81	98,48	97,94	97,49	98,82	97,89	97,73	99,03	98,38	97,30	97,45	96,67	95,94	96,45	96,89
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,602	7,892	7,752	6,359	6,445	7,889	6,375	7,724	7,853	6,144	7,690	6,409	6,440	6,563	6,497	6,291	6,743	6,375	6,484
Al iv	1,398	0,108	0,248	1,641	1,555	0,111	1,625	0,276	0,147	1,856	0,310	1,591	1,560	1,437	1,503	1,709	1,257	1,625	1,516
Al vi	0,747	0,158	0,180	0,790	0,710	0,114	0,664	0,200	0,108	0,878	0,194	0,726	0,503	0,450	0,473	0,920	0,393	0,472	0,421
Ti	0,039	0,005	0,023	0,029	0,025	0,013	0,042	0,025	0,014	0,018	0,028	0,069	0,065	0,102	0,116	0,047	0,099	0,105	0,110
Fe^{3+}	0,413	0,000	0,052	0,562	0,627	0,014	0,530	0,038	0,018	0,695	0,086	0,586	0,817	0,733	0,633	0,415	0,591	0,832	0,791
Cr	0,002	0,003	0,003	0,001	0,000	0,007	0,002	0,002	0,004	0,000	0,001	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,863	3,138	2,937	1,583	1,704	3,033	1,704	2,929	3,034	1,442	2,821	1,621	1,782	1,928	1,809	1,546	2,240	1,893	2,008
Fe^{2+}	1,935	1,697	1,805	2,036	1,933	1,819	2,057	1,806	1,822	1,967	1,871	1,998	1,828	1,786	1,969	2,073	1,677	1,698	1,671
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,053	1,540	1,463	0,050	0,064	1,649	0,077	1,449	1,647	0,056	1,520	0,072	0,071	0,230	0,075	0,048	0,439	0,078	0,210
Mn	0,066	0,159	0,173	0,073	0,071	0,179	0,067	0,169	0,148	0,051	0,135	0,069	0,065	0,071	0,051	0,061	0,110	0,066	0,074
Ca	1,727	0,241	0,305	1,738	1,713	0,117	1,694	0,321	0,181	1,771	0,286	1,700	1,709	1,529	1,731	1,767	1,311	1,694	1,546
Na	0,154	0,057	0,059	0,139	0,152	0,055	0,162	0,061	0,023	0,122	0,060	0,159	0,154	0,170	0,143	0,124	0,140	0,162	0,170
Na	0,245	0,000	0,017	0,287	0,244	0,005	0,235	0,012	0,006	0,283	0,028	0,224	0,204	0,174	0,223	0,334	0,142	0,193	0,174
K	0,066	0,000	0,009	0,082	0,076	0,001	0,272	0,034	0,005	0,086	0,005	0,077	0,056	0,045	0,085	0,069	0,072	0,081	0,081
Σcat	15,311	14,997	15,026	15,369	15,320	15,005	15,507	15,046	15,011	15,369	15,033	15,301	15,260	15,219	15,308	15,404	15,214	15,274	15,255
Mg#	0,48	0,49	0,47	0,43	0,46	0,47	0,44	0,47	0,47	0,42	0,45	0,44	0,48	0,49	0,47	0,42	0,51	0,52	0,52
(Ca+Na)B	1,88	0,30	0,36	1,88	1,87	0,17	1,86	0,38	0,20	1,89	0,35	1,86	1,86	1,70	1,87	1,89	1,45	1,86	1,72

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS

...continuação

continua...

	MM-42-E (EGM)																	
ref.ª	A19-c_G	A20-int_G	A21-in_G	A22-r_H	A23-c-H	A24-in_H	B5 mm B28	B25	B26-c_I	B27-r_I	B28-int	B29-int	B30-int_A	B31 in A	C6-c_C	C7-r_C	C8-r_D	C9-c_D	C10-r_D
obs.	***c G***	***int G***	***in G***	***b H***	***b H***	***in H***	***int***	***int***	***c***	***b***	***int***	***int***	***int A***	***in A***	***c C***	***b C***	***b D***	***c D***	***b D***
SiO_2	43,83	43,67	45,39	44,84	44,49	44,05	43,80	42,66	50,85	41,15	44,30	44,68	43,40	43,56	43,95	53,59	46,91	52,78	53,69
TiO_2	0,97	0,90	0,78	0,87	0,98	1,00	0,99	0,92	0,13	0,42	0,91	0,79	0,94	0,79	0,94	0,06	0,50	0,15	0,02
Al_2O_3	11,07	9,55	9,76	11,13	11,21	11,71	11,28	11,45	2,15	14,12	10,80	11,05	12,00	11,71	11,50	1,49	8,43	2,11	1,00
Cr_2O_3																			
FeO	20,58	21,35	21,10	20,51	21,40	20,96	19,85	20,30	24,71	18,85	20,84	20,62	19,72	19,73	19,39	24,67	20,59	24,75	24,29
MnO	0,55	0,70	0,74	0,57	0,67	0,65	0,43	0,49	1,30	0,41	0,35	0,56	0,39	0,45	0,40	1,05	0,73	1,22	1,15
MgO	9,30	9,54	9,47	9,19	8,72	8,62	9,11	9,17	14,68	8,52	9,83	9,87	8,79	9,04	9,36	15,26	11,37	15,06	15,61
CaO	9,87	8,97	8,72	10,07	9,67	10,08	10,72	10,08	1,54	10,71	9,45	9,40	10,24	10,14	10,25	1,11	7,38	1,51	1,09
Na_2O	1,08	1,11	1,05	1,15	1,37	1,34	1,20	1,23	0,25	1,44	1,15	1,20	1,32	1,31	1,20	0,19	0,92	0,20	0,14
K_2O	0,38	0,37	0,35	0,35	0,41	0,43	0,39	0,42	0,03	0,28	0,38	0,35	0,40	0,31	0,40	0,00	0,20	0,02	0,00
Σ Ox. (%)	97,63	96,16	97,36	98,68	98,92	98,83	97,78	96,73	95,65	95,89	98,00	98,52	97,19	97,04	97,38	97,42	97,04	97,82	97,00
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,524	6,620	6,793	6,605	6,570	6,504	6,510	6,407	7,702	6,213	6,560	6,573	6,484	6,506	6,537	7,924	6,980	7,799	7,964
Al iv	1,476	1,380	1,207	1,395	1,430	1,496	1,490	1,593	0,298	1,787	1,440	1,427	1,516	1,494	1,463	0,076	1,020	0,201	0,036
Al vi	0,467	0,327	0,514	0,536	0,522	0,541	0,487	0,433	0,086	0,726	0,445	0,490	0,597	0,567	0,553	0,183	0,458	0,167	0,140
Ti	0,109	0,103	0,088	0,097	0,108	0,111	0,111	0,104	0,015	0,048	0,101	0,087	0,105	0,089	0,105	0,007	0,056	0,017	0,002
Fe^{3+}	0,716	0,773	0,454	0,596	0,608	0,648	0,672	0,867	0,177	0,774	0,719	0,693	0,628	0,684	0,620	0,000	0,409	0,033	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,064	2,155	2,113	2,017	1,919	1,896	2,019	2,052	3,315	1,918	2,169	2,166	1,957	2,013	2,076	3,364	2,523	3,318	3,452
Fe^{2+}	1,644	1,642	1,832	1,754	1,842	1,804	1,712	1,544	1,407	1,534	1,566	1,565	1,714	1,647	1,645	1,446	1,554	1,466	1,405
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,202	0,292	0,354	0,176	0,193	0,136	0,083	0,139	1,546	0,073	0,295	0,280	0,122	0,134	0,146	1,605	0,599	1,560	1,607
Mn	0,069	0,090	0,093	0,071	0,084	0,082	0,055	0,062	0,167	0,052	0,043	0,069	0,049	0,057	0,050	0,132	0,092	0,153	0,145
Ca	1,575	1,457	1,398	1,590	1,529	1,594	1,707	1,622	0,250	1,733	1,498	1,482	1,639	1,622	1,633	0,176	1,177	0,240	0,173
Na	0,154	0,161	0,154	0,162	0,193	0,189	0,156	0,177	0,037	0,142	0,163	0,169	0,189	0,187	0,171	0,053	0,132	0,047	0,040
Na	0,157	0,165	0,151	0,166	0,198	0,194	0,191	0,181	0,037	0,279	0,167	0,172	0,194	0,192	0,175	0,000	0,134	0,011	0,000
K	0,072	0,071	0,067	0,066	0,077	0,081	0,074	0,081	0,005	0,053	0,071	0,066	0,076	0,059	0,076	0,000	0,038	0,004	0,000
Σcat	15,229	15,236	15,218	15,232	15,276	15,274	15,265	15,262	15,042	15,332	15,238	15,238	15,270	15,251	15,250	14,967	15,172	15,015	14,966
Mg#	0,53	0,53	0,49	0,51	0,49	0,49	0,53	0,55	0,53	0,54	0,54	0,54	0,52	0,53	0,54	0,52	0,54	0,52	0,53
(Ca+Na)B	1,73	1,62	1,55	1,75	1,72	1,78	1,86	1,80	0,29	1,87	1,66	1,65	1,83	1,81	1,80	0,23	1,31	0,29	0,21

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS

...continuação

continua...

	MM-42-E (EGM)									MM-47-E (EGM)							MM-54-E (EGM)		
ref#	C11-int_E	C12-r_E	C13-in plg	C28-int	C32-c	C33-b	C34-b	C35-int_B	C36-b_B	B139	B140	B141	B142	C143	C144	C145	5-255	5-256	5-257
obs.	***int E***	***b E***	***in plg***	***int***	***c***	***b***	***b***	***int B***	***b B***	***A6***	***A6***	***A7***	***A7***	***A8***	***A8***	***int***	***b A2***	***c A2***	***int***
SiO_2	43,91	44,48	45,32	50,76	43,92	52,41	53,13	52,80	52,99	52,95	45,86	43,30	46,36	52,97	45,06	53,84	44,38	45,55	45,22
TiO_2	0,67	0,70	0,92	0,20	1,11	0,14	0,02	0,20	0,12	0,12	0,93	0,46	1,18	0,17	0,96	0,12	0,85	0,80	0,76
Al_2O_3	11,85	11,61	9,71	2,21	11,56	2,06	0,71	2,48	1,91	1,67	8,48	11,84	8,32	1,93	9,36	1,15	10,12	9,18	8,94
Cr_2O_3										0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,02	0,01	0,05
FeO	18,89	18,11	18,55	24,28	19,29	24,71	25,61	25,79	25,82	26,54	20,83	20,06	21,01	26,71	21,59	26,93	20,30	20,00	20,09
MnO	0,51	0,47	0,47	1,14	0,46	1,11	1,32	1,15	1,07	1,09	0,46	0,37	0,52	1,00	0,57	1,11	0,68	0,70	0,74
MgO	9,81	9,74	11,13	14,80	8,99	15,01	15,50	14,88	15,00	14,49	10,57	8,49	10,27	14,40	9,84	14,70	9,43	9,94	10,16
CaO	10,54	10,52	9,28	1,81	10,04	1,57	0,42	1,45	1,08	1,01	8,46	10,65	8,66	1,14	8,81	0,61	10,31	10,08	9,75
Na_2O	1,27	1,29	0,97	0,29	1,30	0,27	0,06	0,33	0,24	0,19	0,94	1,19	0,84	0,19	1,00	0,14	1,10	1,01	1,14
K_2O	0,28	0,33	0,27	0,01	0,36	0,05	0,01	0,02	0,00	0,00	0,37	0,40	0,31	0,02	0,39	0,00	0,44	0,34	0,35
Σ Ox. (%)	97,74	97,25	96,61	95,49	97,03	97,34	96,78	99,08	98,22	98,06	96,90	96,76	97,54	98,52	97,62	98,59	97,64	97,62	97,20
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,474	6,593	6,742	7,686	6,564	7,784	7,949	7,724	7,816	7,853	6,872	6,510	6,918	7,822	6,729	7,936	6,612	6,773	6,750
Al iv	1,526	1,407	1,258	0,314	1,436	0,216	0,051	0,276	0,184	0,147	1,128	1,490	1,082	0,178	1,271	0,064	1,388	1,227	1,250
Al vi	0,534	0,620	0,444	0,080	0,600	0,145	0,075	0,151	0,147	0,145	0,371	0,609	0,381	0,159	0,375	0,135	0,389	0,382	0,323
Ti	0,075	0,078	0,103	0,022	0,125	0,015	0,003	0,021	0,014	0,014	0,105	0,051	0,133	0,019	0,108	0,014	0,096	0,090	0,086
Fe^{3+}	0,781	0,548	0,554	0,187	0,535	0,066	0,000	0,103	0,048	0,018	0,474	0,654	0,369	0,020	0,597	0,000	0,719	0,596	0,679
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,007	0,000	0,002	0,001	0,006
Mg	2,155	2,153	2,468	3,342	2,002	3,324	3,459	3,246	3,297	3,204	2,361	1,903	2,285	3,170	2,190	3,229	2,095	2,202	2,261
Fe^{2+}	1,455	1,602	1,432	1,369	1,738	1,450	1,464	1,479	1,494	1,620	1,689	1,783	1,825	1,633	1,723	1,622	1,699	1,728	1,644
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,093	0,095	0,323	1,519	0,137	1,554	1,741	1,572	1,643	1,653	0,448	0,085	0,429	1,646	0,376	1,698	0,111	0,162	0,184
Mn	0,064	0,059	0,060	0,146	0,058	0,139	0,167	0,142	0,133	0,136	0,059	0,048	0,066	0,125	0,071	0,138	0,086	0,088	0,094
Ca	1,665	1,671	1,479	0,293	1,608	0,250	0,067	0,227	0,170	0,160	1,358	1,716	1,385	0,181	1,409	0,096	1,646	1,605	1,559
Na	0,178	0,174	0,138	0,042	0,197	0,057	0,018	0,058	0,054	0,050	0,135	0,150	0,121	0,048	0,143	0,039	0,157	0,145	0,163
Na	0,186	0,197	0,140	0,042	0,179	0,021	0,000	0,034	0,016	0,006	0,138	0,198	0,122	0,007	0,146	0,000	0,160	0,147	0,167
K	0,053	0,062	0,052	0,003	0,069	0,009	0,001	0,004	0,000	0,001	0,070	0,077	0,058	0,003	0,074	0,000	0,084	0,065	0,066
Σcat	15,239	15,259	15,193	15,045	15,248	15,031	14,995	15,038	15,016	15,007	15,208	15,274	15,180	15,010	15,220	14,970	15,244	15,212	15,233
Mg#	0,58	0,56	0,58	0,54	0,52	0,53	0,52	0,52	0,51	0,49	0,52	0,50	0,50	0,49	0,51	0,49	0,54	0,54	0,55
(Ca+Na)B	1,84	1,85	1,62	0,34	1,80	0,31	0,09	0,29	0,22	0,21	1,49	1,87	1,51	0,23	1,55	0,13	1,80	1,75	1,72

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: MACIÇO DOS HOSPITAIS **Análises de anfíbolas: OCORRÊNCIAS DE ROCHAS MÁFICAS**

...continuação

	MM-54-E (EGM)							FC-2 (gabro)					FC-5 (gabro)			ASB-2 (gabro)			
ref[a]	4-258	4-259-b	3-250	3-251	3-252	3-253	3-254	C189	C190	A193	C196	E197	B212	E213	E214	B217	B218	1-308	B219
obs.	***c A3***	***bA3***	***int***	***b***	***b***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***
SiO_2	44,51	43,59	45,19	44,95	45,18	46,06	44,52	41,87	42,53	44,02	50,99	45,96	51,56	52,38	51,85	42,72	44,94	44,69	43,07
TiO_2	0,95	0,90	0,83	0,88	0,90	0,87	1,00	3,28	2,08	1,34	0,62	1,55	0,50	0,58	0,74	2,70	1,74	1,57	3,33
Al_2O_3	10,22	10,30	10,01	10,33	10,05	9,35	10,44	11,28	10,36	10,70	5,69	8,30	3,46	4,56	5,18	11,05	10,30	11,76	10,43
Cr_2O_3	0,03	0,07	0,01	0,02	0,00	0,07	0,01	0,00	0,05	0,02	0,06	0,00	0,39	0,06	0,06	0,04	0,02	0,08	0,03
FeO	20,25	21,11	18,95	18,91	20,23	18,86	20,27	15,91	17,39	17,30	13,20	16,84	5,93	9,99	10,12	12,52	10,93	9,28	12,91
MnO	0,66	0,73	0,56	0,61	0,66	0,63	0,69	0,19	0,13	0,17	0,11	0,21	0,17	0,18	0,22	0,18	0,17	0,19	0,18
MgO	9,46	8,96	9,15	9,20	9,32	9,87	8,85	10,66	10,12	10,36	14,72	11,18	15,03	16,38	16,23	13,09	14,47	14,69	13,14
CaO	10,38	9,84	10,70	10,89	9,91	10,81	10,14	11,12	11,39	11,48	12,04	10,89	20,69	12,17	12,11	11,09	11,79	11,89	11,24
Na_2O	1,12	1,18	1,03	1,09	1,09	0,96	1,08	1,76	1,39	1,01	0,57	1,23	0,45	0,62	0,68	2,18	1,98	2,09	2,12
K_2O	0,37	0,44	0,42	0,44	0,42	0,37	0,42	1,02	1,06	0,86	0,31	0,67	0,15	0,39	0,41	0,52	0,33	0,26	0,70
Σ Ox. (%)	97,96	97,11	96,85	97,33	97,77	97,83	97,41	97,09	96,50	97,26	98,31	96,82	98,33	97,31	97,61	96,10	96,68	96,50	97,15
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	6,604	6,554	6,772	6,712	6,727	6,821	6,664	6,291	6,457	6,564	7,303	6,853	7,382	7,487	7,396	6,357	6,578	6,507	6,367
Al iv	1,396	1,446	1,228	1,288	1,273	1,179	1,336	1,709	1,543	1,436	0,697	1,147	0,583	0,513	0,604	1,643	1,422	1,493	1,633
Al vi	0,391	0,380	0,541	0,530	0,491	0,453	0,506	0,290	0,310	0,444	0,263	0,311	0,000	0,254	0,266	0,295	0,355	0,525	0,185
Ti	0,106	0,102	0,094	0,099	0,101	0,097	0,113	0,371	0,237	0,150	0,067	0,173	0,054	0,062	0,079	0,302	0,192	0,172	0,371
Fe^{3+}	0,716	0,767	0,431	0,431	0,496	0,453	0,521	0,246	0,295	0,412	0,238	0,334	0,000	0,100	0,133	0,302	0,230	0,170	0,258
Cr	0,004	0,008	0,001	0,003	0,000	0,008	0,002	0,000	0,006	0,002	0,007	0,000	0,044	0,006	0,007	0,005	0,003	0,010	0,004
Mg	2,093	2,008	2,044	2,049	2,069	2,178	1,975	2,387	2,290	2,304	3,143	2,485	3,207	3,490	3,452	2,903	3,157	3,189	2,896
Fe^{2+}	1,690	1,735	1,889	1,888	1,844	1,812	1,885	1,707	1,861	1,688	1,283	1,696	0,710	1,088	1,063	1,193	1,063	0,935	1,287
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,107	0,152	0,055	0,043	0,179	0,071	0,132	0,046	0,052	0,056	0,061	0,070	0,000	0,006	0,011	0,064	0,045	0,025	0,052
Mn	0,084	0,092	0,072	0,078	0,083	0,078	0,087	0,024	0,017	0,022	0,013	0,026	0,000	0,022	0,026	0,023	0,021	0,023	0,022
Ca	1,650	1,586	1,717	1,743	1,582	1,715	1,627	1,791	1,853	1,834	1,847	1,739	3,173	1,864	1,850	1,768	1,848	1,855	1,779
Na	0,159	0,170	0,156	0,137	0,156	0,136	0,154	0,139	0,078	0,089	0,079	0,165	-1,173	0,107	0,112	0,146	0,086	0,096	0,147
Na	0,163	0,174	0,143	0,178	0,160	0,139	0,158	0,375	0,330	0,204	0,078	0,192	1,298	0,065	0,076	0,484	0,475	0,493	0,460
K	0,069	0,084	0,079	0,084	0,080	0,070	0,080	0,196	0,206	0,164	0,057	0,127	0,027	0,071	0,075	0,099	0,062	0,048	0,131
Σcat	15,232	15,258	15,223	15,262	15,240	15,209	15,237	15,571	15,536	15,367	15,135	15,319	15,326	15,136	15,152	15,583	15,537	15,541	15,592
Mg#	0,54	0,52	0,51	0,51	0,51	0,54	0,49	0,58	0,54	0,57	0,70	0,58	0,82	0,76	0,76	0,70	0,74	0,77	0,68
(Ca+Na)B	1,81	1,76	1,87	1,88	1,74	1,85	1,78	1,93	1,93	1,92	1,93	1,90	2,00	1,97	1,96	1,91	1,93	1,95	1,93

TP	tonalito principal	***b***	bordo
NF	nível félsico	***c***	centro
HF	halo félsico	***int***	intermédio
EGM	encrave granular máfico	***An***	análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas: ALTO DE SÃO BENTO **Análises de anfíbolas: ALMANSOR** **Análises de anfíbolas:VALVERDE**

continua...

	ASB-6 (EB)				AMS-11 (EMH)						VLV-6 (fundido)							VLV-7 ("gnaisse")	
ref.ª	1-105	1-106	2-118	2-119	1-346	1-348	1-349	1-350	3-351	2-353	C-401	D-402	D-403	A-246	A-247	A-248	D-249	B-250	B-251
obs.	***int***	***b***	***int***	***b***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***in plg***	***int***	***cA***	***bA***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***
SiO_2	47,87	46,24	47,39	48,79	50,41	52,10	52,13	45,74	53,61	46,03	46,08	45,69	46,54	44,52	48,72	47,58	45,07	44,16	44,61
TiO_2	0,65	0,76	0,65	0,48	0,44	0,15	0,17	1,39	0,14	1,16	1,00	1,15	0,92	1,05	0,97	0,83	0,99	0,89	0,81
Al_2O_3	6,38	7,88	6,91	5,77	3,97	2,47	1,82	9,03	2,76	8,84	6,11	6,57	5,80	6,23	5,24	5,46	5,75	6,66	6,37
Cr_2O_3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03
FeO	19,03	19,27	18,75	18,50	22,26	27,42	27,58	19,06	18,60	21,30	22,41	22,18	22,40	23,29	21,15	23,20	22,87	25,52	26,22
MnO	0,73	0,70	0,65	0,75	0,71	1,09	0,99	0,44	0,89	0,59	0,23	0,23	0,27	0,26	0,28	0,27	0,19	0,21	0,17
MgO	9,94	9,17	9,49	10,08	11,93	12,65	12,75	9,13	12,03	9,67	8,57	8,00	8,44	8,21	8,18	8,11	8,84	6,24	6,23
CaO	11,50	11,74	11,78	11,86	6,43	1,81	1,85	10,25	11,23	8,76	11,20	11,19	11,22	11,02	10,77	10,95	11,09	10,80	10,81
Na_2O	0,67	0,71	0,63	0,61	0,33	0,20	0,15	0,76	0,14	0,66	1,26	1,33	1,14	1,17	1,28	1,07	1,18	1,28	1,17
K_2O	0,52	0,62	0,54	0,38	0,16	0,05	0,04	0,56	0,12	0,36	0,84	0,94	0,81	0,94	0,80	0,78	0,94	0,96	0,94
Σ Ox. (%)	97,32	97,09	96,80	97,21	96,63	97,98	97,51	96,40	99,54	97,39	97,71	97,29	97,56	96,70	97,44	98,26	96,92	96,74	97,36
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios																		
Si	7,171	6,976	7,152	7,305	7,576	7,796	7,845	6,906	7,763	6,899	7,026	7,014	7,103	6,897	7,387	7,203	6,964	6,920	6,944
Al iv	0,829	1,024	0,848	0,695	0,424	0,204	0,155	1,094	0,237	1,101	0,974	0,986	0,897	1,103	0,613	0,797	1,036	1,080	1,056
Al vi	0,297	0,377	0,381	0,323	0,279	0,232	0,169	0,513	0,234	0,460	0,125	0,202	0,146	0,034	0,324	0,177	0,011	0,150	0,113
Ti	0,074	0,087	0,074	0,054	0,049	0,017	0,019	0,158	0,015	0,130	0,114	0,133	0,105	0,123	0,111	0,095	0,115	0,105	0,095
Fe^{3+}	0,252	0,255	0,140	0,134	0,068	0,000	0,000	0,226	0,000	0,307	0,270	0,162	0,238	0,413	0,019	0,264	0,296	0,336	0,419
Cr	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,004	0,005	0,003	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,001	0,003	0,004
Mg	2,221	2,062	2,136	2,249	2,673	2,821	2,860	2,055	2,597	2,160	1,948	1,832	1,921	1,897	1,849	1,829	2,037	1,457	1,445
Fe^{2+}	2,132	2,176	2,226	2,182	1,930	1,926	1,949	2,043	2,152	1,939	2,542	2,670	2,588	2,532	2,662	2,634	2,540	2,949	2,924
Mn	0,021	0,042	0,043	0,057	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,800	1,506	1,522	0,138	0,101	0,424	0,047	0,016	0,033	0,072	0,000	0,041	0,119	0,059	0,070
Mn	0,072	0,048	0,040	0,038	0,091	0,138	0,127	0,056	0,109	0,074	0,030	0,030	0,035	0,034	0,005	0,035	0,024	0,028	0,022
Ca	1,846	1,898	1,905	1,902	1,035	0,289	0,298	1,658	1,743	1,406	1,830	1,840	1,835	1,829	1,750	1,775	1,836	1,813	1,803
Na	0,082	0,054	0,055	0,060	0,075	0,057	0,044	0,148	0,041	0,095	0,092	0,113	0,098	0,064	0,244	0,149	0,020	0,099	0,105
Na	0,113	0,153	0,131	0,116	0,022	0,000	0,000	0,074	0,000	0,097	0,279	0,283	0,241	0,289	0,133	0,163	0,334	0,289	0,248
K	0,099	0,119	0,103	0,072	0,030	0,010	0,007	0,107	0,022	0,069	0,164	0,185	0,158	0,185	0,156	0,151	0,185	0,191	0,186
Σcat	15,211	15,272	15,234	15,188	15,052	15,001	14,998	15,182	15,016	15,165	15,442	15,468	15,399	15,474	15,289	15,314	15,519	15,481	15,434
Mg#	0,51	0,49	0,49	0,51	0,49	0,45	0,45	0,49	0,54	0,48	0,43	0,41	0,42	0,42	0,41	0,41	0,43	0,33	0,33
(Ca+Na)B	1,93	1,95	1,96	1,96	1,11	0,35	0,34	1,81	1,78	1,50	1,92	1,95	1,93	1,89	1,99	1,92	1,86	1,91	1,91

EB encrave bandado
EMH encrave MH

b bordo
c centro
Int intermédio
An análise no mesmo cristal

Análises de anfíbolas:VALVERDE

...continuação

	VLV-7 ("gnaisse")				VLV-8 (fundido)					VLV-9 ("gnaisse")						
ref.ª	B-252	B-253	B-254	B-261	C-272	C-273	C-274	C-275	C-276	1-290	1-291	1-292	1-293	1-294	1-298	1-299
obs.	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***	***int***
SiO_2	45,13	44,79	44,45	44,49	51,43	49,59	50,18	50,33	49,76	45,09	45,13	45,75	44,99	44,92	46,13	45,71
TiO_2	1,05	1,09	1,08	0,90	0,45	0,62	0,51	0,51	0,64	0,72	0,79	0,56	0,99	0,71	0,77	0,80
Al_2O_3	6,33	6,55	6,59	6,68	2,99	3,99	3,55	3,50	4,34	6,43	6,66	6,30	6,38	6,51	4,92	5,86
Cr_2O_3	0,01	0,04	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	25,25	25,20	25,27	25,39	15,89	16,41	15,78	15,45	16,24	23,69	23,95	23,37	23,38	23,23	23,38	23,03
MnO	0,25	0,23	0,18	0,26	0,34	0,35	0,39	0,34	0,42	0,37	0,28	0,40	0,43	0,41	0,38	0,38
MgO	6,55	6,56	6,57	6,41	13,15	12,64	13,05	13,39	12,52	7,41	6,96	7,53	7,76	7,54	8,28	7,99
CaO	10,48	10,62	10,66	10,75	11,69	11,90	11,94	11,91	11,70	11,52	11,49	11,78	11,57	11,58	10,87	11,38
Na_2O	1,41	1,42	1,33	1,38	0,68	0,78	0,66	0,62	0,85	1,07	1,10	0,91	1,10	1,04	1,18	1,07
K_2O	0,98	1,03	1,01	1,00	0,38	0,50	0,44	0,41	0,53	0,75	0,85	0,70	0,73	0,75	0,61	0,67
Σ Ox. (%)	97,43	97,54	97,17	97,30	97,00	96,79	96,50	96,46	97,00	97,06	97,21	97,33	97,34	96,69	96,53	96,89
	fórmula estrutural calculada para 23 oxigénios															
Si	6,995	6,945	6,919	6,928	7,583	7,384	7,462	7,462	7,381	6,969	6,989	7,034	6,925	6,960	7,143	7,046
Al iv	1,005	1,055	1,081	1,072	0,417	0,616	0,538	0,538	0,619	1,031	1,011	0,966	1,075	1,040	0,857	0,954
Al vi	0,151	0,142	0,129	0,153	0,103	0,083	0,083	0,075	0,141	0,142	0,206	0,176	0,083	0,149	0,040	0,111
Ti	0,122	0,127	0,127	0,106	0,050	0,070	0,057	0,057	0,072	0,083	0,092	0,064	0,115	0,083	0,090	0,093
Fe^{3+}	0,325	0,314	0,341	0,320	0,162	0,180	0,171	0,209	0,173	0,352	0,222	0,313	0,388	0,347	0,311	0,335
Cr	0,002	0,005	0,005	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,514	1,517	1,524	1,489	2,891	2,807	2,893	2,960	2,770	1,707	1,607	1,727	1,780	1,742	1,912	1,835
Fe^{2+}	2,887	2,895	2,874	2,929	1,793	1,860	1,792	1,700	1,842	2,710	2,873	2,692	2,621	2,663	2,647	2,626
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,003	0,006	0,000	0,024	0,013	0,017	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,061	0,060	0,074	0,057	0,004	0,003	0,000	0,007	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,071	0,007
Mn	0,032	0,030	0,024	0,034	0,042	0,044	0,045	0,043	0,049	0,043	0,036	0,028	0,043	0,036	0,050	0,049
Ca	1,740	1,764	1,778	1,793	1,847	1,899	1,903	1,892	1,859	1,907	1,907	1,940	1,909	1,922	1,804	1,879
Na	0,167	0,146	0,124	0,116	0,107	0,054	0,052	0,058	0,092	0,049	0,050	0,032	0,049	0,042	0,075	0,064
Na	0,256	0,282	0,276	0,301	0,086	0,172	0,138	0,120	0,153	0,271	0,280	0,239	0,280	0,272	0,279	0,254
K	0,194	0,204	0,200	0,199	0,072	0,095	0,083	0,078	0,100	0,148	0,168	0,137	0,144	0,148	0,121	0,132
Σcat	15,450	15,486	15,476	15,500	15,158	15,267	15,221	15,199	15,253	15,419	15,449	15,376	15,424	15,420	15,400	15,386
Mg#	0,34	0,34	0,34	0,33	0,62	0,60	0,62	0,63	0,60	0,39	0,36	0,39	0,40	0,40	0,41	0,41
(Ca+Na)B	1,91	1,91	1,90	1,91	1,95	1,95	1,95	1,95	1,95	1,96	1,96	1,97	1,96	1,96	1,88	1,94

b bordo
c centro
int intermédio
An análise no mesmo cristal

Análises de biotites: MACIÇO DOS HOSPITAIS

continua...

	MM-25 (TP)	MM-31 (TP)		MM-35 (TP)			MM-39 (TP)	MM-56 (TP)				MM-58 (TP)				
ref.ª	1-305	A-49	D68	A69	B89	B88	4-314	E99	E100	B101	B102	C160	C161	E162	B163	B164
obs.	***c-lg***	***c-lg***	***c-lg***	***b-bs***	***c-bs***	***int-bs***	***c-bs***	***c-bs***	***int/b-bs***	***int-lg***	***b-lg***	***c-bs B2 >***	***int-bs B2?>***	***int/b-lg***	***c B1***	***b B1***
SiO_2	36,47	36,20	35,77	36,24	36,19	35,84	36,49	35,48	35,56	35,99	35,85	36,03	36,23	36,47	36,51	36,37
TiO_2	2,65	2,08	2,66	2,38	1,96	2,73	2,04	2,11	2,34	2,85	2,90	1,91	2,42	1,69	1,99	1,85
Al_2O_3	15,24	16,00	16,03	15,82	16,43	15,80	15,65	15,42	15,59	15,51	15,14	15,85	16,87	16,19	16,00	16,02
FeO	20,26	23,03	22,21	22,38	22,03	22,79	21,01	22,07	21,46	22,79	23,27	21,31	19,65	21,87	21,80	22,11
MnO	0,25	0,27	0,24	0,07	0,39	0,41	0,22	0,38	0,37	0,44	0,36	0,38	0,33	0,38	0,35	0,40
MgO	10,39	8,92	9,01	8,72	9,24	8,59	9,88	8,63	8,53	8,54	8,66	9,35	9,25	9,64	9,37	9,28
CaO	0,06	0,04	0,00	0,10	0,10	0,02	0,13	0,21	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,13
Na_2O	0,15	0,10	0,10	0,11	0,10	0,08	0,11	0,16	0,12	0,10	0,13	0,07	0,13	0,01	0,08	0,09
K_2O	9,62	9,95	10,16	9,88	9,62	10,08	9,40	9,19	9,48	9,82	9,82	9,84	9,99	10,25	10,00	9,84
Σ Ox. (%)	95,09	96,59	96,17	95,70	96,06	96,33	94,92	93,65	93,46	96,05	96,13	94,78	94,88	96,51	96,16	96,09
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios															
Si	5,616	5,566	5,516	5,602	5,558	5,536	5,636	5,604	5,613	5,568	5,558	5,605	5,576	5,586	5,604	5,595
Al iv	2,384	2,434	2,484	2,398	2,442	2,464	2,364	2,396	2,387	2,432	2,442	2,395	2,424	2,414	2,396	2,405
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,382	0,465	0,430	0,484	0,533	0,411	0,485	0,475	0,514	0,396	0,325	0,511	0,637	0,508	0,500	0,500
Ti	0,307	0,241	0,309	0,277	0,226	0,317	0,237	0,250	0,278	0,332	0,339	0,224	0,280	0,195	0,229	0,214
Mg	2,386	2,043	2,070	2,009	2,116	1,978	2,275	2,033	2,009	1,970	2,001	2,169	2,123	2,202	2,144	2,129
Fe^{2+}	2,610	2,961	2,864	2,893	2,829	2,943	2,714	2,915	2,833	2,948	3,017	2,773	2,529	2,801	2,799	2,844
Mn	0,032	0,035	0,031	0,009	0,051	0,053	0,028	0,050	0,049	0,058	0,048	0,050	0,043	0,050	0,045	0,052
ΣY	5,717	5,746	5,704	5,673	5,755	5,702	5,739	5,723	5,684	5,703	5,729	5,727	5,613	5,756	5,717	5,738
Ca	0,009	0,007	0,000	0,017	0,016	0,003	0,021	0,036	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,010	0,021
Na	0,045	0,030	0,029	0,034	0,030	0,024	0,032	0,050	0,037	0,029	0,038	0,023	0,039	0,003	0,023	0,028
K	1,889	1,952	1,998	1,948	1,885	1,986	1,851	1,853	1,909	1,938	1,943	1,953	1,962	2,003	1,959	1,930
Σ X	1,944	1,988	2,027	1,998	1,931	2,013	1,905	1,939	1,947	1,967	1,981	1,979	2,000	2,006	1,992	1,979
Mg#	0,48	0,41	0,42	0,41	0,43	0,40	0,46	0,41	0,41	0,40	0,40	0,44	0,46	0,44	0,43	0,43

TP	tonalito principal	***b***	bordo	***bs***	secção basal
NF	nível félsico	***c***	centro	***lg***	secção longitudinal
HF	halo félsico	***in***	inclusão	**>**	cristal maior
EGM	encrave granular máfico	B_n	biotite	***rest***	restítica

Análises de biotites: MACIÇO DOS HOSPITAIS **Análises de biotites: ALTO DE SÃO BENTO**

...continuação continua...

	MM-40 (NF)		MM-47-H (HF)				MM-17-E (EGM)	MM-54-E- (EGM)			ASB-5 (EB)					
ref.ª	5-223	5-224	1-392	1-393	1-394	2-395	A31	3-261	3-262	3-262-r	1-96bt	1-97bt	1-98bt	1-99bt	3-100bt	3-101bt
obs.	***c-lg***	***c-bs?***	***c-lg B3***	***?B3***	***b-lg***	***c-lg***	***c-bs >***	***int-bs***	***int-bs***	***int-bs***	***c-bs***	***c-lg***	**-**	***c-lg***	***int-lg***	***b-lg***
SiO_2	35,85	35,66	35,94	36,23	36,33	35,77	35,92	35,38	35,54	35,40	34,89	34,62	35,20	35,39	34,63	34,82
TiO_2	2,32	2,01	2,00	2,04	2,26	2,29	2,01	2,83	2,70	2,76	2,92	2,92	3,17	2,18	2,99	2,95
Al_2O_3	16,28	15,98	16,13	16,21	16,27	16,17	15,80	16,13	15,97	15,74	17,67	16,64	16,34	17,38	16,83	16,85
FeO	21,62	22,25	22,27	22,22	21,87	21,30	22,13	20,92	20,42	20,47	20,61	21,17	21,39	21,16	21,34	20,90
MnO	0,18	0,18	0,11	0,14	0,19	0,16	0,13	0,26	0,28	0,22	0,41	0,44	0,40	0,43	0,43	0,46
MgO	8,78	8,98	9,62	9,50	9,72	9,46	9,86	10,15	9,97	10,06	8,35	8,29	8,39	8,37	8,50	8,35
CaO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
Na_2O	0,10	0,09	0,12	0,05	0,03	0,16	0,11	0,15	0,09	0,15	0,04	0,08	0,05	0,08	0,12	0,08
K_2O	9,93	9,90	9,63	9,71	9,73	9,40	9,60	9,60	9,61	9,82	10,81	10,24	10,07	10,21	10,83	10,79
Σ Ox. (%)	95,06	95,06	95,83	96,10	96,41	94,73	95,55	95,42	94,59	94,64	95,69	94,44	95,01	95,21	95,68	95,21
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios															
Si	5,565	5,558	5,540	5,563	5,549	5,550	5,552	5,457	5,515	5,504	5,392	5,435	5,481	5,486	5,387	5,427
Al iv	2,435	2,442	2,460	2,437	2,451	2,450	2,448	2,543	2,485	2,496	2,608	2,565	2,519	2,514	2,613	2,573
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,544	0,493	0,470	0,496	0,479	0,507	0,430	0,389	0,435	0,389	0,609	0,514	0,481	0,661	0,473	0,523
Ti	0,270	0,235	0,231	0,235	0,260	0,267	0,234	0,328	0,315	0,322	0,340	0,345	0,371	0,254	0,350	0,346
Mg	2,032	2,086	2,211	2,174	2,215	2,188	2,271	2,333	2,307	2,332	1,923	1,939	1,949	1,934	1,970	1,941
Fe^{2+}	2,806	2,900	2,871	2,853	2,793	2,763	2,860	2,699	2,649	2,661	2,664	2,780	2,787	2,744	2,776	2,725
Mn	0,024	0,024	0,014	0,019	0,025	0,021	0,017	0,034	0,037	0,029	0,053	0,059	0,053	0,057	0,057	0,060
ΣY	5,677	5,738	5,796	5,777	5,771	5,747	5,812	5,782	5,744	5,733	5,589	5,637	5,640	5,649	5,627	5,594
Ca	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,006	0,000	0,002	0,000	0,000
Na	0,029	0,028	0,036	0,014	0,009	0,049	0,033	0,044	0,028	0,046	0,011	0,025	0,015	0,024	0,038	0,024
K	1,967	1,969	1,894	1,903	1,896	1,861	1,894	1,889	1,902	1,947	2,130	2,051	2,000	2,018	2,149	2,146
Σ X	1,996	2,000	1,933	1,917	1,907	1,913	1,927	1,933	1,932	1,996	2,141	2,082	2,015	2,044	2,187	2,170
Mg#	0,42	0,42	0,44	0,43	0,44	0,44	0,44	0,46	0,47	0,47	0,42	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42

TP	tonalito principal	***b***	bordo	***bs***	secção basal	**EB** encrave bandado
NF	nível félsico	***c***	centro	***lg***	secção longitudinal	**GD** granodiorito
HF	halo félsico	***in***	inclusão	**>**	cristal maior	**LGM** leucogranito de duas micas
EGM	encrave granular máfico	B_n	biotite	***rest***	restítica	**LG** leucogranitóide

Análises de biotites: ALTO DE SÃO BENTO

...continuação

Análises d

continua... ...continua

	ASB-6 (EB)					ASB-7 (GD)								ASB-8 (LGM)			
ref.[a]	1-107bt	1-108bt	2-120	2-121bt	2-122bt	1-122bt	1-123bt	1-124bt	2-129	2-130	2-131bt	2-132bt	2-133bt	3-158bt	3-159bt	3-160bt	1-204bt
obs.	***c-lg***	***s/ft bs***	***b-lg***	***b?-lg***	***s/ft***	***c-bs***	***c-lg***	***int-bs***	***s/ft***	***rest?***	***rest?***	***int-lg***	***int-bs***	***c-bs***	***int-lg***	***int-lg***	***c-lg***
SiO_2	36,25	35,04	36,32	37,10	36,66	36,89	37,20	37,15	36,87	36,71	36,16	36,27	36,25	33,43	33,22	34,30	34,66
TiO_2	3,96	2,84	2,74	3,16	3,40	2,65	2,53	2,93	2,98	2,98	3,20	2,86	2,77	1,85	1,67	1,37	3,65
Al_2O_3	16,23	16,32	15,60	15,20	15,26	16,65	16,80	16,22	16,70	16,98	17,68	17,41	17,25	21,30	21,38	20,98	18,59
FeO	20,61	21,91	21,26	21,10	21,07	19,02	19,43	19,64	19,80	20,12	19,12	19,52	19,82	25,61	25,47	25,92	19,96
MnO	0,31	0,38	0,44	0,38	0,44	0,44	0,41	0,42	0,40	0,35	0,40	0,40	0,45	1,32	1,22	1,52	0,42
MgO	8,19	8,33	8,39	8,31	7,93	8,45	8,65	8,58	8,44	7,67	8,42	8,18	8,06	2,00	2,03	2,01	7,31
CaO	0,00	0,02	0,03	0,05	0,09	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00
Na_2O	0,07	0,07	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,09	0,00	0,08	0,05	0,08	0,01	0,05	0,09	0,06
K_2O	11,00	10,54	10,36	10,24	10,17	10,31	10,39	10,34	10,48	10,37	10,15	10,54	10,42	9,96	10,15	8,99	10,84
Σ Ox. (%)	96,62	95,45	95,23	95,62	95,08	94,46	95,47	95,32	95,76	95,21	95,20	95,23	95,12	95,49	95,19	95,19	95,49
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios																
Si	5,540	5,464	5,638	5,714	5,685	5,687	5,681	5,692	5,633	5,643	5,532	5,571	5,581	5,285	5,272	5,408	5,348
Al iv	2,460	2,536	2,362	2,286	2,315	2,313	2,319	2,308	2,367	2,357	2,468	2,429	2,419	2,715	2,728	2,592	2,652
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,464	0,463	0,492	0,474	0,474	0,713	0,704	0,620	0,639	0,719	0,719	0,722	0,711	1,252	1,270	1,306	0,728
Ti	0,455	0,334	0,319	0,366	0,397	0,307	0,290	0,338	0,343	0,345	0,368	0,330	0,321	0,220	0,200	0,162	0,423
Mg	1,867	1,937	1,942	1,907	1,833	1,941	1,969	1,959	1,923	1,757	1,920	1,873	1,850	0,472	0,481	0,472	1,681
Fe^{2+}	2,634	2,857	2,759	2,718	2,733	2,452	2,481	2,517	2,530	2,586	2,446	2,507	2,552	3,386	3,380	3,418	2,575
Mn	0,040	0,050	0,058	0,050	0,058	0,057	0,053	0,054	0,052	0,046	0,052	0,052	0,058	0,176	0,164	0,204	0,055
ΣY	5,460	5,641	5,572	5,515	5,494	5,469	5,497	5,488	5,486	5,453	5,505	5,483	5,493	5,505	5,494	5,561	5,463
Ca	0,001	0,003	0,005	0,008	0,014	0,002	0,000	0,001	0,000	0,005	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,019	0,022	0,024	0,023	0,019	0,018	0,018	0,015	0,026	0,000	0,023	0,015	0,022	0,004	0,017	0,028	0,019
K	2,144	2,096	2,052	2,011	2,011	2,027	2,023	2,020	2,043	2,034	1,980	2,066	2,046	2,009	2,054	1,809	2,134
Σ X	2,165	2,121	2,081	2,042	2,044	2,047	2,041	2,036	2,069	2,039	2,003	2,081	2,074	2,013	2,071	1,838	2,153
Mg#	0,41	0,40	0,41	0,41	0,40	0,44	0,44	0,44	0,43	0,40	0,44	0,43	0,42	0,12	0,12	0,12	0,39

EB	encrave bandado	***b***	bordo
GD	granodiorito	***c***	centro
LGM	leucogranito de duas micas	***in***	inclusão
GP	granito porfiróide	B_n	biotite
EGM	encrave granular máfico		

bs	secção basal		
lg	secção longitudinal		
>	cristal maior		
rest	restítica		

e biotites: ALTO DE SÃO BENTO **Análises de biotites: ALMASOR**

ção

continua...

	ASB-9 (EGM)				PFPAS-1 (GP)					SB-9 (EGM)			AMS-1 (LG)		
ref.ª	1-205bt	1-206bt	1-207bt	1-208bt	2-174bt	4-177	4-178bt	4-179bt	4-180bt	1-190bt	1-191bt	1-193	1-282	1-283	1-284
obs.	***c-?***	***c-lg***	***int in plg***	***int-lg***	***c-bs***	***c/int-bs B4***	***c/int-bs B4***	***int-lg***	***int/b-bs***	***c-bs***	***c-lg***	***int-bs***	***c-lg B5?***	***c-lg B5?***	***int-log***
SiO_2	34,60	34,57	35,04	35,30	34,46	34,24	34,63	34,78	35,14	36,56	34,51	34,98	35,30	35,48	35,92
TiO_2	3,15	3,49	3,39	3,53	3,59	3,14	3,21	3,17	3,31	3,10	3,44	3,05	2,67	2,72	2,76
Al_2O_3	18,37	18,09	17,76	18,36	17,96	18,24	18,35	18,31	18,55	17,55	18,22	18,23	18,34	18,56	18,42
FeO	20,53	20,54	20,50	20,09	21,05	20,64	21,34	21,27	20,42	19,84	19,81	19,84	19,43	18,84	19,40
MnO	0,38	0,49	0,49	0,49	0,30	0,47	0,54	0,49	0,45	0,40	0,45	0,41	0,32	0,29	0,27
MgO	7,56	7,48	7,25	7,18	6,93	6,78	7,04	7,09	7,11	7,70	7,88	7,83	9,04	9,21	9,29
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,06	0,07	0,02	0,07	0,08	0,10	0,10	0,05	0,04	0,08	0,03	0,07	0,07	0,08	0,13
K_2O	10,55	10,76	10,80	11,00	10,81	10,59	10,57	10,75	10,74	10,51	11,01	10,95	10,00	10,24	9,60
Σ Ox. (%)	95,19	95,48	95,24	96,01	95,19	94,20	95,78	95,93	95,76	95,78	95,35	95,38	95,17	95,41	95,80
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios														
Si	5,362	5,355	5,435	5,416	5,368	5,378	5,359	5,374	5,406	5,584	5,340	5,401	5,413	5,414	5,446
Al iv	2,638	2,645	2,565	2,584	2,632	2,622	2,641	2,626	2,594	2,416	2,660	2,599	2,587	2,586	2,554
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,717	0,657	0,680	0,737	0,665	0,754	0,705	0,708	0,770	0,743	0,664	0,719	0,727	0,751	0,737
Ti	0,367	0,406	0,395	0,408	0,421	0,371	0,374	0,368	0,382	0,356	0,401	0,354	0,308	0,312	0,315
Mg	1,747	1,728	1,677	1,642	1,609	1,588	1,625	1,633	1,631	1,754	1,819	1,803	2,067	2,094	2,099
Fe^{2+}	2,661	2,661	2,659	2,578	2,743	2,710	2,762	2,748	2,627	2,534	2,564	2,562	2,491	2,404	2,460
Mn	0,050	0,064	0,064	0,064	0,039	0,063	0,071	0,064	0,059	0,052	0,059	0,053	0,041	0,037	0,035
ΣY	5,542	5,515	5,476	5,429	5,476	5,486	5,536	5,520	5,470	5,440	5,506	5,492	5,635	5,598	5,646
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Na	0,018	0,020	0,006	0,021	0,025	0,031	0,031	0,014	0,011	0,024	0,009	0,021	0,020	0,024	0,038
K	2,085	2,126	2,137	2,152	2,148	2,122	2,086	2,118	2,107	2,047	2,173	2,157	1,955	1,992	1,857
Σ X	2,104	2,146	2,142	2,174	2,173	2,153	2,117	2,137	2,118	2,076	2,181	2,182	1,975	2,016	1,895
Mg#	0,40	0,39	0,39	0,39	0,37	0,37	0,37	0,37	0,38	0,41	0,42	0,41	0,45	0,47	0,46

EB encrave bandado
GD granodiorito
LGM leucogranito de duas micas
GP granito porfiróide
EGM encrave granular máfico

b bordo
c centro
in inclusão
B_n biotite
bs secção basal
lg secção longitudinal
> cristal maior
rest restítica

Dtx diatexito
GI granitóide isótropo
LG leucogranitóide
Edtx encrave diatexito
EAnf-bt encrave anf-bt
EMH encrave MH
Eand encrave andesítico
res/me resister/melanossoma

Análises de biotites: ALMASOR

...continuação

continua...

	AMS-2 (GI)			AMS-3 (Dtx)			AMS-5-B (restito)							
ref.ª	2-324	2-325	3-326	1-327	1-328	3-330	1-357	1-358	1-359	2-360	2-361	2-362	3-363	3-364
obs.	***s/ ft***	***b-lg***	***int/b-bs***	***b-lg***	***int/b-lg?***	***int-lg***	***text.lepidoblástica: int-lg***			***leucossoma:c-bs,c- lg e b-lg***			***"granitóide": b-lg***	
SiO_2	35,12	35,15	35,32	36,46	36,49	37,10	36,31	36,80	36,58	36,39	36,17	36,28	36,63	36,82
TiO_2	2,95	2,68	3,04	2,54	2,58	2,10	3,20	2,85	3,09	2,68	2,84	2,79	2,01	2,71
Al_2O_3	17,98	18,08	17,51	18,44	17,78	17,93	18,41	18,77	18,72	18,51	18,84	18,85	18,87	19,11
FeO	19,84	20,25	19,49	14,96	16,24	16,13	16,09	16,31	16,27	15,40	15,89	16,03	15,47	15,50
MnO	0,20	0,30	0,25	0,12	0,24	0,21	0,23	0,26	0,21	0,24	0,18	0,20	0,20	0,16
MgO	8,83	9,02	8,88	11,76	11,26	12,23	11,32	11,83	11,79	11,73	11,63	11,64	12,01	11,77
CaO	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,09	0,09	0,14	0,12	0,06	0,07	0,15	0,20	0,18	0,15	0,15	0,16	0,15	0,11
K_2O	9,86	9,63	9,85	9,86	10,08	9,61	9,65	9,99	9,85	9,70	9,96	9,94	9,72	9,97
Σ Ox. (%)	94,85	95,22	94,49	94,27	94,72	95,39	95,36	97,02	96,70	94,80	95,66	95,90	95,05	96,15
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios													
Si	5,413	5,401	5,459	5,498	5,523	5,546	5,441	5,429	5,411	5,467	5,406	5,411	5,483	5,451
Al iv	2,587	2,599	2,541	2,502	2,477	2,454	2,559	2,571	2,589	2,533	2,594	2,589	2,517	2,549
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,679	0,676	0,648	0,775	0,695	0,706	0,694	0,692	0,674	0,744	0,725	0,725	0,811	0,785
Ti	0,341	0,309	0,353	0,288	0,294	0,237	0,360	0,316	0,344	0,303	0,319	0,313	0,226	0,301
Mg	2,028	2,066	2,045	2,644	2,541	2,726	2,529	2,602	2,600	2,627	2,591	2,588	2,679	2,598
Fe^{2+}	2,557	2,602	2,519	1,887	2,055	2,016	2,017	2,013	2,013	1,935	1,987	1,999	1,936	1,919
Mn	0,026	0,040	0,032	0,015	0,031	0,026	0,029	0,033	0,026	0,030	0,023	0,026	0,026	0,020
ΣY	5,631	5,692	5,597	5,609	5,616	5,711	5,629	5,655	5,657	5,639	5,645	5,650	5,678	5,623
Ca	0,000	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,026	0,026	0,043	0,035	0,017	0,020	0,043	0,057	0,052	0,043	0,044	0,047	0,043	0,032
K	1,938	1,887	1,941	1,896	1,945	1,833	1,844	1,880	1,860	1,860	1,899	1,892	1,855	1,883
Σ X	1,963	1,916	1,988	1,932	1,963	1,852	1,888	1,936	1,911	1,904	1,942	1,939	1,898	1,915
Mg#	0,44	0,44	0,45	0,58	0,55	0,57	0,56	0,56	0,56	0,58	0,57	0,56	0,58	0,58

Dtx diatexito
GI granitóide isótropo
LG leucogranitóide
Edtx encrave diatexito
EAnf-bt encrave anf-bt
EMH encrave MH
Eand encrave andesítico
res/me resister/melanossoma

b bordo
c centro
in inclusão
B_n biotite
bs secção basal
lg secção longitudinal
> cristal maior
rest restítica

Análises de biotites: ALMASOR

...continuação

continua...

	AMS-6 (restito)					AMS-11 (EMH)		AMS-18 (Dtx)					
ref.ª	1-334	1-335	1-333	2-336	2-337	1-347	3-352	1-382	1-383	1-384	1-385	3-386	5-391
obs.	***int-lg***	***b-lg***	***int-lg***	***int-lg // fol***	***int lg ⊥ foli.***	***s/ ft***	***int-lg***	***in plg 376***	***in plg 376***	***int-bs***	***out plg 377***	***int-lg***	**-**
SiO_2	37,48	37,08	36,89	37,32	37,19	35,50	35,80	35,51	36,03	35,35	35,70	35,61	35,35
TiO_2	1,75	1,64	1,68	0,95	0,93	1,65	2,10	2,29	2,39	2,08	2,20	1,57	2,02
Al_2O_3	19,07	18,90	18,72	19,19	19,00	16,39	15,67	19,44	18,85	19,09	18,95	19,50	19,05
FeO	12,56	12,63	12,66	12,72	12,69	22,09	22,07	16,32	16,43	15,71	15,99	16,70	17,69
MnO	0,26	0,32	0,26	0,18	0,22	0,31	0,18	0,38	0,33	0,25	0,26	0,32	0,31
MgO	14,05	14,14	13,92	14,49	14,48	8,94	9,22	11,84	11,89	12,30	12,08	12,30	11,36
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na_2O	0,31	0,29	0,29	0,33	0,13	0,13	0,09	0,12	0,11	0,19	0,15	0,12	0,14
K_2O	9,30	9,27	9,50	9,22	9,60	8,88	9,40	10,10	9,87	9,88	9,97	9,65	9,78
Σ Ox. (%)	94,83	94,27	93,91	94,40	94,24	93,99	94,57	95,99	95,90	94,86	95,29	95,77	95,70
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios												
Si	5,524	5,507	5,510	5,525	5,528	5,562	5,588	5,314	5,387	5,335	5,368	5,333	5,335
Al iv	2,476	2,493	2,490	2,475	2,472	2,438	2,412	2,686	2,613	2,665	2,632	2,667	2,665
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,837	0,815	0,805	0,875	0,857	0,588	0,470	0,744	0,709	0,731	0,726	0,775	0,722
Ti	0,194	0,183	0,188	0,106	0,104	0,195	0,246	0,257	0,269	0,236	0,249	0,177	0,230
Mg	3,087	3,130	3,100	3,198	3,208	2,087	2,146	2,641	2,650	2,768	2,708	2,746	2,556
Fe^{2+}	1,548	1,569	1,582	1,575	1,578	2,894	2,880	2,042	2,055	1,984	2,010	2,091	2,233
Mn	0,032	0,040	0,033	0,023	0,028	0,041	0,024	0,048	0,042	0,032	0,033	0,040	0,039
ΣY	5,699	5,737	5,707	5,776	5,775	5,805	5,766	5,732	5,724	5,751	5,726	5,830	5,780
Ca	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,018	0,009	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Na	0,089	0,083	0,085	0,095	0,038	0,039	0,026	0,034	0,033	0,056	0,043	0,034	0,042
K	1,748	1,755	1,809	1,741	1,820	1,776	1,873	1,928	1,884	1,903	1,913	1,844	1,882
Σ X	1,845	1,838	1,894	1,836	1,857	1,833	1,908	1,963	1,917	1,960	1,956	1,877	1,924
Mg#	0,67	0,67	0,66	0,67	0,67	0,42	0,43	0,56	0,56	0,58	0,57	0,57	0,53

Dtx	diatexito	***b***	bordo	***bs***	secção basal
GI	granitóide isótropo	***c***	centro	***lg***	secção longitudinal
LG	leucogranitóide	***in***	inclusão	**>**	cristal maior
Edtx	encrave diatexito	B_n	biotite	***rest***	restítica
EAnf-bt	encrave anf-bt				
EMH	encrave MH				
Eand	encrave andesítico				
res/me	resister/melanossoma				

Análises de biotites: ALMASOR

...continuação

continua...

	AMS-4 (Dtx)										AMS-10 (Eand)		
ref.[a]	1-20F	1-21-bt	2-27	3-28bt	3-29bt	3-30bt	3-31bt	4-34bt	4-34bt	4-35bt	2-76	2-77	2-78
obs.	***b-lg***	***b-lg***	***pós crd***	***b-bs in plg***	***b-bs in plg***	***int-lg***	***int-bs***	***b-lg in B6***	***b-lg in B6***	***int-bs B6***	**- >**	**-**	**-**
SiO_2	36,27	36,30	37,34	36,21	36,23	35,70	36,32	35,35	35,75	35,85	35,69	36,00	35,52
TiO_2	2,96	3,00	1,97	3,54	3,59	2,88	2,71	2,85	2,64	2,38	2,82	0,01	2,90
Al_2O_3	19,02	18,83	19,27	18,33	18,63	18,69	18,71	19,09	18,69	18,56	16,93	17,20	16,97
FeO	14,98	15,13	12,59	14,59	14,15	14,91	14,51	14,58	14,71	15,54	20,18	20,85	20,32
MnO	0,43	0,39	0,25	0,24	0,28	0,40	0,30	0,33	0,31	0,36	0,28	0,25	0,39
MgO	11,31	11,40	14,06	11,50	12,25	11,91	12,06	12,57	12,52	12,58	9,24	9,16	8,97
CaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,07
Na_2O	0,13	0,15	0,17	0,08	0,16	0,12	0,17	0,15	0,11	0,10	0,11	0,08	0,06
K_2O	10,47	10,55	10,18	10,73	10,75	10,82	10,85	10,75	10,80	10,30	10,37	10,74	10,23
Σ Ox. (%)	95,57	95,75	95,85	95,23	96,03	95,44	95,63	95,67	95,52	95,69	95,61	94,31	95,42
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios												
Si	5,422	5,423	5,474	5,433	5,381	5,366	5,426	5,293	5,361	5,372	5,485	5,629	5,475
Al iv	2,578	2,577	2,526	2,567	2,619	2,634	2,574	2,707	2,639	2,628	2,515	2,371	2,525
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,772	0,738	0,803	0,675	0,641	0,677	0,722	0,660	0,663	0,649	0,551	0,799	0,556
Ti	0,333	0,337	0,217	0,400	0,401	0,326	0,304	0,321	0,297	0,268	0,326	0,001	0,336
Mg	2,519	2,540	3,072	2,572	2,712	2,668	2,686	2,806	2,799	2,809	2,116	2,135	2,062
Fe^{2+}	1,873	1,890	1,543	1,831	1,757	1,874	1,813	1,825	1,844	1,948	2,594	2,727	2,619
Mn	0,054	0,049	0,032	0,031	0,035	0,051	0,038	0,042	0,039	0,046	0,036	0,032	0,051
ΣY	5,552	5,555	5,667	5,508	5,547	5,597	5,562	5,655	5,643	5,720	5,623	5,695	5,624
Ca	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,006	0,011
Na	0,039	0,044	0,047	0,022	0,046	0,035	0,050	0,044	0,031	0,030	0,032	0,026	0,017
K	1,997	2,011	1,904	2,055	2,037	2,076	2,069	2,053	2,065	1,969	2,033	2,143	2,011
Σ X	2,035	2,054	1,953	2,077	2,083	2,111	2,119	2,097	2,096	2,001	2,066	2,174	2,039
Mg#	0,57	0,57	0,67	0,58	0,61	0,59	0,60	0,61	0,60	0,59	0,45	0,44	0,44

Dtx diatexito
GI granitóide isótropo
LG leucogranitóide
Edtx encrave diatexito
EAnf-bt encrave anf-bt
EMH encrave MH
Eand encrave andesítico
res/me resister/melanossoma

b bordo
c centro
in inclusão
B_n biotite
bs secção basal
lg secção longitudinal
> cristal maior
rest restítica

Análises de biotites: ALMASOR

...continuação

	AMS-12 (res/mel)						AMS-15 (GI)					
ref.[a]	1-65	1-66	1-67	1-68	2-68	2-69	1-45bt	1-46bt	2-47bt	3-56	3-57	5-58
obs.	***int-lg***	***int-lg***	***int-lg***	***s/ ft***	***s/ft >***	***s/ ft***	***int-lg***	***int-lg***	***int-b-bs***	***lg- rest?***	***int-bs***	***int-lg***
SiO_2	35,85	35,55	35,58	36,00	35,90	35,76	34,52	34,82	35,17	35,34	35,77	35,35
TiO_2	2,64	2,62	2,67	2,86	2,75	2,63	2,07	2,49	2,28	2,74	2,60	2,53
Al_2O_3	17,35	17,37	17,62	17,47	17,80	17,74	18,61	18,23	18,51	18,40	18,15	18,25
FeO	19,65	19,59	19,32	18,83	18,45	18,75	19,90	19,38	19,19	20,12	19,89	19,61
MnO	0,23	0,29	0,34	0,30	0,27	0,28	0,24	0,35	0,25	0,27	0,26	0,28
MgO	9,23	9,27	9,37	9,42	9,68	9,88	9,28	8,75	9,11	9,09	9,06	9,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,03	0,01
Na_2O	0,08	0,10	0,06	0,14	0,07	0,10	0,10	0,11	0,14	0,11	0,21	0,15
K_2O	10,38	10,49	10,71	10,02	10,08	10,61	10,91	10,84	10,91	10,52	10,13	10,22
Σ Ox. (%)	95,41	95,29	95,67	95,03	94,99	95,75	95,63	95,02	95,59	96,59	96,11	95,44
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios											
Si	5,499	5,470	5,449	5,509	5,485	5,450	5,319	5,386	5,394	5,371	5,442	5,417
Al iv	2,501	2,530	2,551	2,491	2,515	2,550	2,681	2,614	2,606	2,629	2,558	2,583
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,635	0,620	0,631	0,661	0,690	0,637	0,697	0,709	0,740	0,667	0,697	0,714
Ti	0,304	0,303	0,308	0,329	0,316	0,302	0,240	0,289	0,263	0,313	0,298	0,292
Mg	2,111	2,125	2,139	2,149	2,205	2,245	2,131	2,017	2,084	2,060	2,056	2,067
Fe^{2+}	2,520	2,521	2,475	2,410	2,357	2,390	2,564	2,507	2,461	2,557	2,530	2,513
Mn	0,030	0,037	0,044	0,039	0,035	0,036	0,031	0,046	0,033	0,035	0,034	0,036
ΣY	5,601	5,607	5,597	5,587	5,604	5,609	5,664	5,568	5,580	5,632	5,614	5,621
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009	0,002	0,000	0,005	0,001
Na	0,025	0,031	0,019	0,042	0,021	0,030	0,030	0,034	0,042	0,032	0,061	0,043
K	2,031	2,060	2,093	1,955	1,964	2,062	2,145	2,138	2,133	2,040	1,966	1,997
Σ X	2,056	2,091	2,111	1,997	1,985	2,092	2,176	2,181	2,177	2,072	2,032	2,042
Mg#	0,46	0,46	0,46	0,47	0,48	0,48	0,45	0,45	0,46	0,45	0,45	0,45

Dtx diatexito
GI granitóide isótropo
LG leucogranitóide
Edtx encrave diatexito
EAnf-bt encrave anf-bt
EMH encrave MH
Eand encrave andesítico
res/mel resister/melanosoma

b bordo
c centro
in inclusão
B_n biotite
bs secção basal
lg secção longitudinal
> cristal maior
rest restítica

Análises de biotites: VALVERDE

	VLV-3 (ortognaisse)								VLV-4 (ortognaisse)			
ref.ª	2-225	2-226	2-227	2-228bt	4-230	4-231	4-232	4-233	1-278	1-280	1-281	1-282
obs.	***c-lg***	***in B7***	***c-bs B7***	***c-lg***	***c-lg***	***c-lg***	***c-?***	***c-lg***	***c-lg***	***c-lg***	***c-lg***	***c-lg***
SiO_2	33,09	30,06	33,46	34,33	34,93	34,19	34,36	34,60	34,01	33,65	30,98	35,05
TiO_2	2,17	1,26	2,20	2,63	2,62	2,55	2,35	2,80	3,14	2,73	2,08	3,29
Al_2O_3	16,03	16,15	16,32	16,51	15,17	16,33	16,44	16,93	14,74	15,00	15,55	15,83
FeO	30,13	33,19	30,14	27,40	27,22	27,60	27,59	26,46	27,87	28,45	31,09	26,54
MnO	0,29	0,39	0,36	0,34	0,27	0,37	0,26	0,34	0,43	0,46	0,43	0,45
MgO	5,06	5,55	5,05	4,58	4,93	4,81	4,80	4,61	5,21	5,64	6,34	5,22
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,07	0,01	0,01
Na_2O	0,06	0,06	0,01	0,06	0,00	0,00	0,10	0,05	0,02	0,11	0,10	0,08
K_2O	8,20	4,87	8,27	10,11	9,91	9,91	9,59	9,76	9,60	8,09	5,78	9,79
Σ Ox. (%)	95,04	91,53	95,81	95,97	95,07	95,80	95,50	95,53	95,04	94,20	92,36	96,27
	fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigénios											
Si	5,350	5,084	5,357	5,460	5,596	5,450	5,478	5,481	5,485	5,449	5,156	5,519
Al iv	2,650	2,916	2,643	2,540	2,404	2,550	2,522	2,519	2,515	2,551	2,844	2,481
ΣZ	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	0,404	0,304	0,437	0,553	0,462	0,518	0,567	0,641	0,288	0,312	0,206	0,456
Ti	0,264	0,160	0,265	0,315	0,316	0,306	0,282	0,333	0,381	0,333	0,260	0,390
Mg	1,220	1,398	1,205	1,086	1,179	1,143	1,141	1,088	1,253	1,362	1,572	1,225
Fe^{2+}	4,074	4,694	4,036	3,644	3,647	3,679	3,679	3,505	3,759	3,853	4,328	3,494
Mn	0,040	0,056	0,049	0,046	0,037	0,050	0,035	0,045	0,059	0,064	0,060	0,059
ΣY	6,003	6,612	5,991	5,644	5,640	5,696	5,703	5,612	5,741	5,923	6,426	5,624
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,007	0,001	0,000	0,000	0,012	0,003	0,002
Na	0,020	0,018	0,003	0,019	0,000	0,000	0,032	0,016	0,008	0,035	0,033	0,026
K	1,692	1,051	1,690	2,051	2,025	2,015	1,951	1,972	1,975	1,670	1,228	1,967
Σ X	1,712	1,070	1,693	2,070	2,028	2,022	1,984	1,987	1,983	1,717	1,263	1,995
Mg#	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,26	0,27	0,26

b	bordo	***bs***	secção basal
c	centro	***lg***	secção longitudinal
in	inclusão	**>**	cristal maior
B_n	biotite	***rest***	restítica

Análises de micas brancas: ALTO DE SÃO BENTO (ASB) E ALMANSOR (AMS)

continua...

	ASB-8 (LGM)				AMS-1 (LG)			AMS-3 (Dtx)		
ref^a	1-147	1-148	3-161	3-162	4-285	4-286	4-287	1-329	5-331	5-332
obs.	***c-lg***	***int/b-lg***	***c-lg***	***c-lg***	***c-lg***	***c-lg***	**-**	***int/b-bs***	***c-lg >***	***int-bs***
SiO_2	46,13	46,40	45,13	46,14	49,56	48,08	48,90	47,50	46,10	46,04
TiO_2	0,28	0,17	0,20	0,24	0,14	0,55	1,30	1,00	0,92	0,70
Al_2O_3	35,94	36,24	36,88	36,97	34,76	37,36	35,27	36,34	35,59	35,61
FeO	1,71	1,57	1,63	1,27	2,11	1,14	1,53	0,74	0,93	0,86
MnO	0,06	0,01	0,07	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
MgO	0,42	0,26	0,35	0,22	1,72	0,82	1,25	0,78	0,98	0,79
CaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00
Na_2O	0,63	0,47	0,44	0,76	0,22	0,27	0,22	0,46	0,63	0,49
K_2O	10,60	10,31	10,98	10,04	9,01	8,83	8,94	9,45	9,62	9,51
Σ Ox. (%)	95,78	95,45	95,68	95,68	97,59	97,09	97,44	96,32	94,81	94,00
	(fórmula estrutural calculada para 22 oxigénios)									
Si	6,125	6,154	6,013	6,094	6,371	6,180	6,284	6,181	6,127	6,156
Al iv	1,875	1,846	1,987	1,906	1,629	1,820	1,716	1,819	1,873	1,844
Σ Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	3,748	3,818	3,803	3,849	3,638	3,840	3,626	3,754	3,703	3,769
Ti	0,028	0,017	0,020	0,024	0,013	0,054	0,125	0,098	0,091	0,070
Mg	0,083	0,052	0,070	0,044	0,331	0,158	0,240	0,151	0,194	0,158
Fe^{2+}	0,190	0,175	0,181	0,140	0,227	0,122	0,165	0,081	0,104	0,096
Mn	0,006	0,001	0,008	0,003	0,004	0,000	0,004	0,000	0,003	0,000
Σ Y	4,056	4,063	4,082	4,060	4,212	4,174	4,159	4,085	4,095	4,093
Ca	0,000	0,001	0,000	0,002	0,004	0,004	0,001	0,007	0,000	0,000
Na	0,163	0,120	0,113	0,194	0,054	0,067	0,055	0,117	0,163	0,126
K	1,795	1,744	1,866	1,691	1,478	1,448	1,465	1,569	1,632	1,622
Σ X	1,958	1,866	1,979	1,886	1,537	1,520	1,521	1,693	1,795	1,748
Mg#	0,70	0,77	0,72	0,76	0,41	0,44	0,41	0,35	0,35	0,38

		b	bordo	***bs***	secção basal
LGM	leucogranito de duas micas	***c***	centro	***lg***	secção longitudinal
Dtx	diatexito	***in***	inclusão	**>**	cristal maior
GI	granitóide isótropo			***rest***	restítica
LG	leucogranitóide				

Análises de micas brancas: ALTO DE SÃO BENTO (ASB) E ALMANSOR (AMS)

...continuação

	AMS-4 (Dtx)		AMS-6 (restito)		AMS-15 (Gl)		AMS-17 (LG)		AMS-18 (Dtx)			
ref[a]	2-25	2-25	1-342	3-345	4-54	4-55	1-374	1-375	3-387	3-388	4-389	5-390
obs.	***lg pós-crd***	***lg pós-crd***	***pós-crd***	***lg pós-crd***	***c-lg***	***int-lg***	-	-	***int-lg***	***int-lg***	-	***c-lg***
SiO_2	43,20	42,92	46,64	47,05	47,19	47,66	46,09	46,22	45,09	45,06	35,91	45,65
TiO_2	0,00	0,03	0,00	0,23	0,35	0,41	0,30	0,18	0,10	0,32	1,15	0,33
Al_2O_3	29,23	29,54	31,52	36,55	36,13	35,79	36,08	37,13	37,07	37,21	19,13	37,60
FeO	5,19	5,58	4,09	0,63	1,19	1,24	0,78	0,76	1,06	0,95	16,79	0,99
MnO	0,10	0,14	0,12	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,30	0,01
MgO	6,84	7,18	3,09	0,77	0,85	0,94	0,85	0,84	0,90	0,88	12,54	0,91
CaO	0,00	0,03	0,10	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00
Na_2O	0,28	0,30	0,14	0,93	0,37	0,40	0,65	0,65	0,60	0,66	0,13	0,64
K_2O	10,77	9,64	9,98	9,64	10,06	9,68	9,69	9,51	9,86	9,74	9,90	9,64
Σ Ox. (%)	95,61	95,36	95,67	95,83	96,15	96,14	94,49	95,34	94,71	94,83	95,88	95,78
	(fórmula estrutural calculada para 22 oxigénios)											
Si	5,946	5,899	6,267	6,169	6,186	6,233	6,139	6,090	6,012	5,995	5,381	6,005
Al iv	2,054	2,101	1,733	1,831	1,814	1,767	1,861	1,910	1,988	2,005	2,619	1,995
Σ Z	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al vi	2,688	2,683	3,259	3,815	3,768	3,748	3,802	3,855	3,838	3,830	0,759	3,835
Ti	0,000	0,003	0,000	0,023	0,034	0,040	0,030	0,018	0,010	0,032	0,130	0,033
Mg	1,404	1,472	0,618	0,150	0,165	0,183	0,168	0,165	0,178	0,176	2,802	0,178
Fe^{2+}	0,597	0,641	0,459	0,070	0,130	0,136	0,087	0,084	0,118	0,106	2,104	0,109
Mn	0,012	0,017	0,014	0,003	0,000	0,003	0,003	0,004	0,000	0,000	0,038	0,001
Σ Y	4,701	4,816	4,350	4,060	4,098	4,111	4,090	4,126	4,145	4,144	5,833	4,156
Ca	0,000	0,004	0,014	0,001	0,002	0,000	0,003	0,002	0,004	0,000	0,003	0,000
Na	0,074	0,081	0,035	0,236	0,094	0,102	0,167	0,165	0,154	0,171	0,037	0,164
K	1,892	1,689	1,711	1,612	1,682	1,614	1,646	1,599	1,676	1,653	1,891	1,618
Σ X	1,966	1,775	1,760	1,849	1,778	1,716	1,816	1,766	1,835	1,824	1,931	1,783
Mg#	0,30	0,30	0,43	0,32	0,44	0,43	0,34	0,34	0,40	0,38	0,43	0,38

Análises de piroxenas: OCORRÊNCIAS DE ROCHAS MÁFICAS

	ASB-2 (gabro)				FC-5 (gabro)		
ref#	B215	B216	D-312	1-307	A209	A210	A211
obs.	-	-	-	-	-	-	-
SiO_2	52,42	52,21	51,76	51,72	52,76	52,98	53,31
TiO_2	0,38	0,37	0,89	0,91	0,01	0,05	0,01
Al_2O_3	1,80	1,78	3,15	2,86	0,35	0,65	0,32
Cr_2O_3	0,02	0,05	0,74	0,11	0,00	0,01	0,08
FeO^t	6,69	7,13	6,85	6,95	6,32	6,73	6,62
MnO	0,19	0,23	0,14	0,21	0,29	0,40	0,26
MgO	15,39	14,88	16,24	14,92	14,49	14,58	14,65
CaO	21,91	22,24	20,48	21,52	24,41	23,84	24,45
Na_2O	0,42	0,31	0,40	0,56	0,11	0,21	0,16
K_2O	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00
Σ Ox. (%)	99,23	99,21	100,67	99,78	98,75	99,46	99,85
fórmula estrutural calculada com base em 6 oxigénios							
Si	1.944	1.945	1,89	1,911	1.978	1.972	1.977
Ti	0,011	0,010	0,024	0,025	0,000	0,001	0,000
Al/Al IV	0,056	0,055	0,110	0,089	0,016	0,028	0,014
Al VI	0,023	0,023	0,026	0,036	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,021	0,003	0,000	0,000	0,002
Fe^{3+}	0,042	0,033	0,042	0,040	0,036	0,041	0,040
Fe^{2+}	0,165	0,189	0,167	0,174	0,163	0,169	0,165
Mn^{2+}	0,006	0,007	0,004	0,007	0,009	0,012	0,008
Mg	0,851	0,826	0,884	0,821	0,810	0,809	0,810
Ca	0,871	0,887	0,802	0,852	0,981	0,951	0,971
Na	0,030	0,022	0,029	0,040	0,008	0,015	0,011
K	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Σ Cat#	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo	46,15	46,64	43,26	46,10	50,21	49,30	49,91
En	45,10	43,43	47,72	44,46	41,47	41,96	41,61
Fs	8,75	9,93	9,02	9,44	8,32	8,75	8,48
XMg	0,837	0,814	0,841	0,825	0,833	0,828	0,831

Análise de olivinas: OCORRÊNCIAS DE ROCHAS MÁFICAS

	ASB-2 (gabro)		
ref[a]	3-303	1-304	2-311
obs	-	-	-
SiO_2	37,26	37,42	36,33
TiO_2	0,00	0,03	0,02
Cr_2O_3	0,00	0,05	0,00
Al_2O_3	0,00	0,00	0,01
FeO	32,02	30,89	32,92
MnO	0,01	0,00	0,43
MgO	30,44	31,28	30,40
CaO	0,01	0,00	0,00
NiO	0,04	0,07	0,05
ΣOx%	99,79	99,73	100,15
fórmula estrutural calculada com base em 4 oxigénios			
Si	1,016	1,015	0,996
Ti	0,000	0,001	0,000
Al/Aliv	0,000	0,000	0,000
Al vi	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000
Fe^{2+}	0,730	0,701	0,754
Mn^{2+}	0,000	0,000	0,010
Mg	1,237	1,265	1,242
Ca	0,000	0,000	0,000
Ni	0,001	0,001	0,001
Σcat	2,984	2,984	3,004
Fa	0,37	0,36	0,38
Fo	0,63	0,64	0,62

C - Preparação de amostras para geoquímica de rocha total e geoquímica isotópica

O material colhido foi fragmentado, rejeitando-se as partes exteriores, expostas ao ar, e posteriormente foi moído com o auxílio de um moinho de maxilas até uma dimensão próxima dos 5mm^3. O material daqui resultante foi quarteado até se obter cerca de 125g que foram reduzidas a pó no moinho de ágata. No fim de cada amostra limparam-se os moinhos com álcool etílico.

D - Geoquímica de rocha total (Cap. VI)

Para análise de rocha total (elementos maiores e traço) as amostras foram enviadas para o *Activation Laboratories Ltd.* (Ancaster, Canadá) e a referência seleccionada foi a *4Lithoresearch* que consiste no conjunto da referência *4B* (fusão de rocha total com metaborato de lítio/tetraborato de lítio e análise por ICP) e referência *4B2* (elementos traço por ICP/MS). Para algumas amostras adicionou-se a extensão (*4B1*) para o Ni (*Total digestion* ICP) e Cr (INAA) de modo a baixar o limite de detecção. Os limites de detecção (l.d.) são os seguintes:

Óxido	**l.d. (%)**	**Óxido**	**l.d. (%)**	**Óxido**	**l.d. (%)**	**Óxido**	**l.d. (%)**
SiO_2	0.01	TiO_2	0.001	MgO	0.01	P_2O_5	0.01
Al_2O_3	0.01	Na_2O	0.01	MnO	0.001	LOI*	0.01
Fe_2O_3	0.01	K_2O	0.01	CaO	0.01		
Elemento	**l.d. (ppm)**	**Elemento**	**l.d. (ppm)**	**Elemento**	**l.d. (ppm)**	**Elemento**	**l.d. (ppm)**
Ag	0.5	In	0.1	Tl	0.05	Eu	0.005
As	0.5	Mo	2	V	5	Gd	0.01
Ba	3	Nb	0.2	W	0.5	Tb	0.01
Be	1	Ni	1	Y	0.5	Dy	0.01
Bi	0.1	Pb	5	Zn	1	Ho	0.01
Co	1	Rb	1	Zr	1	Er	0.01
Cr	5	Sb	0.2	La	0.05	Tm	0.005
Cs	0.1	Sc	0.1	Ce	0.05	Yb	0.01
Cu	1	Sn	1	Pr	0.01	Lu	0.002
Ga	1	Sr	2	Nd	0.05	U	0.01
Ge	0.5	Ta	0.01	Sm	0.01	Th	0.05
Hf	0.1						

*LOI – *Loss on ignition*

Análise de Rocha tota
MACIÇO DOS HOSPITAIS

continua...

ref^a	MM-17-T	MM-23	MM-25	MM-26	MM-31	MM-39	MM-42-T	MM-46	MM-47	MM-56	MM-58	MM-50	MM-54-T	MM-63
class. campo	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP	TP
(%)														
SiO_2	62,88	65,04	62,36	61,89	64,06	61,65	62,29	62,63	62,31	65,87	67,25	62,63	62,33	62,40
Al_2O_3	17,53	17,61	17,37	17,69	17,30	17,69	17,89	17,64	17,93	17,37	17,00	17,53	17,32	17,51
$Fe_2O_3^t$	5,41	4,17	5,61	5,58	5,27	5,46	5,38	5,40	5,53	3,93	3,58	5,69	5,62	5,52
MnO	0,099	0,098	0,102	0,110	0,110	0,132	0,104	0,103	0,114	0,073	0,077	0,106	0,105	0,100
MgO	2,02	1,29	2,46	2,43	1,75	2,02	1,99	1,99	2,03	1,34	1,21	2,09	2,51	2,06
CaO	5,45	5,16	5,96	6,14	5,35	6,20	5,86	5,89	5,96	5,15	4,62	5,86	5,92	5,81
Na_2O	3,81	4,50	3,43	3,52	3,97	3,97	4,00	3,93	4,05	4,10	4,42	3,72	3,39	3,72
K_2O	1,14	0,89	1,32	1,22	1,04	0,85	1,15	1,15	1,00	1,30	1,14	1,09	1,34	0,90
TiO_2	0,569	0,453	0,596	0,577	0,559	0,542	0,541	0,553	0,573	0,396	0,356	0,605	0,570	0,607
P_2O_5	0,17	0,17	0,14	0,12	0,18	0,19	0,18	0,18	0,18	0,14	0,13	0,17	0,12	0,18
LOI	0,82	0,76	0,70	0,80	0,43	0,51	0,93	0,57	0,52	0,50	0,51	0,86	1,18	1,26
TOTAL	99,89	100,13	100,04	100,10	100,01	99,20	100,32	100,04	100,21	100,16	#####	100,36	100,41	100,08
(ppm)														
Sc	9	6	15	16	10	12	11	12	10	7	6	11	14	12
Be	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
V	49	30	70	70	40	40	46	48	45	30	20	53	72	53
Cr	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Co	10	5	11	11	8	8	9	9	9	6	4	9	10	9
Ni	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Cu	<l.d.	<l.d.	<l.d.	15	<l.d.	47	11	<l.d.	<l.d.	<l.d.	13	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Zn	68	52	65	63	43	43	71	77	63	63	47	77	58	62
Ga	19	17	17	18	18	17	18	19	18	18	17	19	18	19
Ge	1	1	1	1	<l.d.	<l.d.	1	1	1	1	<l.d.	1,6	1,6	1,4
As	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Rb	34	21	39	39	26	21	29	32	26	37	26	32	43	22
Sr	330	395	257	276	350	348	342	345	346	318	363	321	262	341
Y	16	12	20	22	17	21	19	22	19	15	14	22,1	21,1	18,6
Zr	107	129	99	110	126	131	111	116	92	102	77	99	93	99
Nb	7	6	6	6	6	6	6	6	6	5	5	6,3	5,6	6,0
Mo	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ag	1,1	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
In	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Sn	<l.d.	<l.d.	1	1	<l.d.	<l.d.	<l.d.	1	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2	1	1
Sb	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,3	0,3	<l.d.
Cs	1,3	0,9	1,4	1,6	0,9	1,4	1,1	1,3	0,9	1,1	1,4	1,1	2,6	2,3
Ba	382	220	344	341	332	248	367	399	346	445	356	436	394	375
La	9,5	9,9	17,7	8,2	9,0	9,9	11,3	8,2	10,0	16,2	17,8	9,60	13,0	8,09
Ce	18,9	18,7	33,5	18,2	17,8	20,0	22,0	17,7	19,8	29,4	32,8	21,8	28,6	18,6
Pr	2,43	2,24	3,68	2,57	2,35	2,70	2,77	2,52	2,59	3,34	3,75	2,64	3,14	2,25
Nd	10,0	8,6	13,5	11,4	9,9	11,6	11,8	11,3	11,3	12,3	13,9	13,3	14,3	11,4
Sm	2,6	2,0	3,1	3,0	2,7	3,2	3,0	3,3	2,9	2,7	2,7	3,46	3,16	2,90
Eu	0,95	0,86	0,89	0,92	0,97	1,09	1,02	1,06	1,04	0,91	0,78	1,06	0,931	0,978
Gd	2,6	1,9	2,8	3,1	2,6	3,4	3,0	3,5	3,1	2,4	2,4	3,87	3,44	3,14
Tb	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3	0,66	0,59	0,54
Dy	2,4	1,8	2,9	3,2	2,6	3,3	2,9	3,4	2,9	2,3	2,1	3,78	3,41	2,98
Ho	0,5	0,4	0,6	0,7	0,5	0,7	0,6	0,7	0,6	0,5	0,4	0,78	0,69	0,61
Er	1,6	1,1	1,9	2,1	1,7	2,1	1,8	2,2	1,9	1,4	1,3	2,37	2,14	1,86
Tm	0,25	0,18	0,30	0,35	0,27	0,34	0,28	0,33	0,29	0,22	0,21	0,351	0,336	0,280
Yb	1,5	1,2	1,9	2,3	1,7	2,1	1,8	2,1	1,8	1,5	1,3	2,19	2,17	1,77
Lu	0,24	0,19	0,30	0,35	0,27	0,32	0,27	0,31	0,28	0,22	0,21	0,335	0,348	0,281
Hf	2,8	2,9	2,8	3,0	3,3	3,3	2,9	3,0	2,4	2,8	2,1	3,2	3,1	3,0
Ta	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,37	0,42	0,35
W	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Tl	0,2	0,1	0,2	0,2	<l.d.	<l.d.	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,24	0,29	0,15
Pb	<l.d.	6	5	<l.d.	<l.d.	<l.d.	6	5	<l.d.	<l.d.	<l.d.	6	7	<l.d.
Bi	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Th	1,4	1,1	4,3	1,5	1,2	1,5	1,9	1,2	1,5	3,0	2,8	1,45	3,34	0,94
U	1,1	0,5	1,6	1,5	0,9	1,8	0,9	0,8	0,8	0,4	0,5	1,22	0,81	0,64
Cr*	9	6	15	10	15	13	8	9	13	11	<l.d.	11	21	14
Ni*	7	<l.d.	12	4	6	6	<l.d.	<l.d.	8	2	<l.d.	7	6	6

TP tonalito principal
NF nível félsico
HF halo félsico
EGM encrave granular máfico

Análise de Rocha tota
MACIÇO DOS HOSPITAIS

...continuação

continua...

ref[a]	MM-40	MM-42-H	MM-47-H	MM-63-H	MM-48	MM-19	MM-17-E	MM-38-E	MM-41-E	MM-42-E	MM-43-E	MM-46-E	MM-47-E
class. campo	NF	HF	HF	HF	GT	dacito	EGM	EGM	EGM	EGM	EGM	EGM	EGM
(%)													
SiO_2	63,95	64,32	67,41	66,81	76,23	68,22	53,55	52,46	55,65	58,31	52,62	50,87	54,87
Al_2O_3	17,98	17,02	16,27	16,78	13,67	16,09	16,26	19,93	18,67	14,08	19,80	19,73	18,86
$Fe_2O_3^t$	4,55	4,52	3,83	3,88	0,82	3,58	13,00	9,34	8,48	10,98	9,41	10,48	8,91
MnO	0,059	0,094	0,109	0,102	0,018	0,046	0,249	0,265	0,197	0,250	0,238	0,277	0,203
MgO	1,71	1,71	1,41	1,54	0,24	1,16	3,99	3,56	3,75	5,38	3,64	3,76	3,83
CaO	5,33	5,60	5,79	5,98	1,13	3,52	7,77	7,78	7,30	6,69	8,36	8,73	7,74
Na_2O	3,99	4,04	3,95	3,93	5,18	4,52	3,19	4,14	4,20	2,92	4,41	4,03	4,17
K_2O	1,36	0,90	0,32	0,45	1,91	0,86	0,73	1,01	0,46	0,59	0,40	0,76	0,36
TiO_2	0,530	0,347	0,384	0,225	0,060	0,338	0,656	0,869	0,614	0,398	0,748	0,859	0,548
P_2O_5	0,18	0,16	0,12	0,17	0,10	0,15	0,12	0,24	0,12	0,07	0,17	0,20	0,10
LOI	0,57	1,45	0,30	0,60	0,48	1,63	0,64	0,81	0,70	0,64	0,52	0,51	0,48
TOTAL	100,21	100,15	99,91	100,47	99,83	100,11	100,16	100,40	100,14	100,32	100,30	100,22	100,08
(ppm)													
Sc	5	11	10	11	2	7	60	29	20	27	40	47	31
Be	2	1	1	2	3	2	1	2	2	2	2	2	2
V	47	40	26	29	<l.d.	33	239	79	111	131	106	113	91
Cr	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	182	<l.d.	23	333	54	34	<l.d.
Co	9	7	5	5	<l.d.	5	17	12	14	21	14	13	14
Ni	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	23	44	46	<l.d.	<l.d.
Cu	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	11	13	13	<l.d.	34	33	24	<l.d.	12
Zn	58	52	48	45	<l.d.	41	118	90	93	100	99	106	82
Ga	19	17	15	17	14	17	24	22	20	16	24	24	21
Ge	1	<l.d.	<l.d.	1,3	1	<l.d.	2,7	2,0	1,7	1,6	2,1	2,5	1,4
As	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Rb	40	23	7	9	24	25	14	26	10	10	6	15	6
Sr	343	345	323	334	91	347	250	365	376	220	373	326	364
Y	8	19	17	20,0	10	18	116	56,0	40,8	55,2	71,9	94,3	51,1
Zr	117	132	99	70	38	133	58	48	46	89	132	95	80
Nb	5	4	5	2,5	4	8	11,7	15,9	10,3	6,0	11,0	12,6	8,1
Mo	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ag	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
In	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,2	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Sn	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	4	2	1	2	6	3	1
Sb	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,2	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Cs	1,6	0,8	<l.d.	0,7	<l.d.	2,0	0,8	2,2	1,4	0,3	0,4	0,6	0,2
Ba	551	309	111	139	477	406	161	246	122	126	90	177	102
La	9,8	9,7	6,2	6,59	4,7	26,9	11,9	10,8	9,98	9,95	10,4	11,3	9,81
Ce	18,2	19,7	12,9	15,8	9,2	47,6	46,3	31,6	26,8	36,4	32,9	39,5	27,5
Pr	2,16	2,53	1,83	2,06	1,11	5,14	7,64	4,49	3,59	5,78	5,19	6,60	4,04
Nd	8,2	10,7	8,4	11,1	4,1	17,7	51,2	27,1	21,0	34,4	31,4	41,0	23,7
Sm	1,8	2,8	2,5	3,05	1,2	3,4	17,4	8,35	6,11	9,81	10,3	13,6	7,26
Eu	0,87	0,97	0,98	1,04	0,20	0,98	2,29	1,75	1,46	1,84	1,88	2,13	1,56
Gd	1,5	2,8	2,7	3,52	1,2	2,8	20,6	9,67	6,84	10,3	12,0	16,0	8,67
Tb	0,2	0,5	0,4	0,60	0,2	0,4	3,76	1,73	1,21	1,78	2,21	2,84	1,56
Dy	1,3	2,9	2,8	3,38	1,5	2,6	21,1	9,65	6,86	9,48	12,4	15,9	8,88
Ho	0,3	0,6	0,6	0,67	0,3	0,6	4,11	1,89	1,37	1,78	2,40	3,17	1,74
Er	0,7	1,8	1,7	2,08	1,0	1,7	12,3	5,76	4,19	5,56	7,13	9,67	5,24
Tm	0,11	0,27	0,27	0,319	0,17	0,27	1,87	0,882	0,643	0,827	1,08	1,50	0,772
Yb	0,8	1,7	1,7	1,99	1,1	1,8	11,1	5,49	3,93	5,23	6,37	9,26	4,71
Lu	0,12	0,25	0,27	0,313	0,16	0,28	1,66	0,856	0,589	0,780	0,954	1,41	0,686
Hf	2,9	2,9	2,5	2,1	1,7	3,3	4,2	2,8	2,5	2,8	4,5	3,6	2,7
Ta	0,2	0,1	0,3	0,13	0,6	0,4	0,10	0,75	0,26	0,12	0,32	0,55	0,18
W	<l.d.	<l.d.	<l.d.	2,7	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Tl	0,2	0,1	<l.d.	0,08	<l.d.	0,1	0,11	0,15	0,06	0,07	<l.d.	0,11	<l.d.
Pb	<l.d.	<l.d.	<l.d.	5	14	5	<l.d.	6	5	-5	10	7	<l.d.
Bi	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,1	<l.d.
Th	1,5	1,5	0,4	0,47	2,0	7,8	0,49	0,90	0,13	0,29	0,23	0,52	0,16
U	0,8	0,7	0,5	0,48	1,4	2,4	0,60	1,48	0,09	0,22	0,28	1,00	0,15
Cr*	13	12	8	13	9	8	170	<l.d.	16	319	21	33	14
Ni*	<l.d.	4	<l.d.	4	<l.d.	<l.d.	10	5	8	60	7	5	6

TP tonalito principal
NF nível félsico
HF halo félsico
EGM encrave granular máfico
GT granitóide tardio

Análise de Rocha tota
MACIÇO DOS HOSPITAIS OCORRÊNCIAS DE ROCHAS MÁFICAS
...continuação

ref*	MM-50-E	MM-54-E	MM-63-E	FC-1	FC-2	FC-3	FC-4	FC-5	FTC-1	FTC-2	ASB-3	ASB-2
class. campo	EGM	EGM	EGM	gabro	gabro	gabro	gabro	gabro	gabro	gabro	gabro	gabro
(%)												
SiO_2	57,33	53,29	52,50	43,67	43,95	47,50	43,77	48,86	45,92	47,80	46,62	49,0
Al_2O_3	18,56	18,65	17,15	19,23	14,59	14,14	14,69	13,58	17,54	16,07	15,65	18,31
$Fe_2O_3^t$	7,79	9,24	12,04	11,54	15,94	8,66	16,01	8,09	8,86	9,43	9,68	8,69
MnO	0,188	0,216	0,248	0,149	0,139	0,148	0,141	0,154	0,117	0,148	0,137	0,125
MgO	3,26	4,16	4,72	7,85	6,78	10,15	6,77	10,09	7,31	10,14	13,27	8,81
CaO	7,43	7,44	8,33	10,87	10,69	12,17	10,95	12,43	10,90	11,31	8,36	10,03
Na_2O	4,16	3,60	3,33	2,23	2,39	2,19	2,35	2,18	2,46	2,03	1,39	2,97
K_2O	0,37	1,42	0,65	0,89	0,77	0,92	0,67	0,95	1,42	0,58	0,95	0,38
TiO_2	0,567	0,730	0,562	1,293	3,054	1,089	3,208	0,773	2,071	0,725	0,838	0,955
P_2O_5	0,12	0,17	0,11	0,18	0,13	0,51	0,13	0,30	0,31	0,10	0,09	0,1
LOI	0,37	1,27	0,72	2,15	1,93	2,28	1,73	2,21	3,22	2,11	2,85	0,22
TOTAL	100,13	100,19	100,34	100,06	100,35	99,75	100,43	99,61	100,14	100,45	99,82	99,56
(ppm)												
Sc	24	35	63	29	52	51	50	50	56	34	23	24
Be	2	2	1	1	<l.d.	2	1	2	2	1	<l.d.	<l.d.
V	76	151	178	364	707	265	743	218	386	160	129	132
Cr	<l.d.	39	173	63	33	209	30	227	119	397	441	280
Co	11	16	21	39	57	37	59	35	33	42	59	42
Ni	<l.d.	<l.d.	103	31	41	67	33	67	25	67	355	160
Cu	<l.d.	<l.d.	36	50	85	55	74	57	53	39	88	68
Zn	80	80	94	73	91	63	81	65	57	63	57	-30
Ga	20	22	24	19	21	16	20	15	18	15	14	18
Ge	1,6	2,0	2,0	1,1	1,5	1,9	1,0	2,0	1,6	1,4	1,2	1,2
As	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Rb	4	42	14	30	15	24	14	24	55	17	45	9
Sr	342	265	281	780	458	341	460	340	535	377	201	257
Y	41,1	51,9	112	18,7	21,6	25,1	20,5	21,8	34,4	16,9	14,9	18,3
Zr	59	96	73	52	90	100	75	95	138	50	58	63
Nb	7,8	9,5	4,8	3,2	6,2	6,4	7,1	6,1	10,4	3,5	2,0	1,9
Mo	<l.d.	<l.d.	<l.d	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ag	<l.d.	<l.d.	0,6	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
In	<l.d.	<l.d.	0,1	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Sn	1	2	4	1	2	3	2	3	3	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Sb	<l.d.	<l.d.	0,3	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Cs	0,3	2,1	0,8	1,1	0,8	2,0	1,1	0,9	2,1	0,9	8,8	3,5
Ba	103	338	162	448	252	357	223	277	549	229	65	65
La	9,35	14,4	10,8	10,6	11,3	22,3	11,0	19,1	15,1	7,46	4,29	5
Ce	25,1	40,9	42,7	25,9	27,3	51,5	26,7	43,8	38,6	17,5	10,7	13
Pr	3,55	5,51	7,12	3,11	3,14	5,73	3,05	4,94	5,04	2,15	1,33	2
Nd	20,8	28,7	48,4	16,4	16,0	28,6	15,5	24,3	26,9	11,0	6,94	8
Sm	6,24	7,59	16,1	3,84	3,81	5,97	3,65	4,94	7,01	2,85	1,96	2
Eu	1,44	1,48	2,29	1,27	1,09	1,51	1,04	1,29	1,94	0,982	0,847	1
Gd	7,13	8,33	19,2	3,83	4,03	5,42	3,94	4,44	7,33	3,19	2,52	3
Tb	1,28	1,45	3,51	0,62	0,68	0,82	0,67	0,68	1,19	0,55	0,45	0,5
Dy	7,20	8,31	19,7	3,42	3,79	4,48	3,70	3,72	6,41	3,02	2,61	3
Ho	1,42	1,68	3,86	0,65	0,75	0,86	0,71	0,71	1,21	0,62	0,54	1
Er	4,35	5,28	11,6	1,93	2,15	2,55	2,11	2,12	3,53	1,86	1,68	2
Tm	0,638	0,835	1,79	0,282	0,320	0,363	0,316	0,308	0,493	0,259	0,246	0,3
Yb	3,83	5,30	10,5	1,69	1,92	2,19	1,89	1,93	2,90	1,49	1,48	2
Lu	0,575	0,852	1,58	0,249	0,292	0,330	0,288	0,297	0,419	0,230	0,232	0,3
Hf	2,1	3,8	3,3	1,9	2,9	3,3	2,6	3,1	4,5	1,8	1,8	2
Ta	0,23	0,48	0,10	0,19	0,45	0,35	0,51	0,31	0,62	0,18	0,10	0,2
W	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d	0,6	<l.d.	0,6	0,5	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Tl	<l.d.	0,24	0,06	0,14	0,09	0,16	0,07	0,17	0,36	0,14	0,35	0
Pb	<l.d.	6	<l.d	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Bi	<l.d.	<l.d.	<l.d	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,2
Th	0,17	3,25	0,21	0,87	1,33	2,35	1,23	2,54	4,25	1,58	0,74	1
U	0,15	1,13	0,25	0,26	0,36	0,75	0,33	0,59	1,33	0,40	0,22	0
Cr*	10	37	126	62	30	189	32	212	108	376	422	241
Ni*	6	7	21	25	20	74	18	79	14	76	440	179

TP tonalito principal
NF nível félsico
HF halo félsico
EGM encrave granular máfico

Análise de Rocha tota
ALTO DE SÃO BENTO **ALMANSOR**

continua...

ref^{a}	PFPAS	PFMAS	GPAS	ASB-8	ASB-5	ASB-6	ASB-7	ASB-9	ASB-10	AMS-3	AMS-4	AMS-2	AMS-15	AMS-1	AMS-18
class. campo	GP	GP	LGM	LGM	EB	EB	GD	EGM	EGM	Dtx	Dtx	GI	GI	LG	GI
(%)															
SiO_2	70,60	71,98	75,99	74,55	67,28	65,49	70,92	67,37	67,48	68,18	58,07	69,61	67,26	77,64	70,90
Al_2O_3	14,82	14,49	14,04	14,12	16,13	16,4	14,31	15,94	15,91	15,02	18,25	15,45	15,8	13,24	14,86
$Fe_2O_3^t$	2,59	2,46	0,77	0,74	3,61	4,15	2,51	4,09	4,01	3,370	6,150	2,970	3,72	0,230	2,61
MnO	0,056	0,054	0,054	0,048	0,074	0,078	0,049	0,081	0,078	0,06	0,10	0,04	0,056	0,00	0,047
MgO	0,83	0,77	0,08	0,08	1,3	1,58	0,97	1,36	1,33	2,54	3,79	1,26	1,56	0,06	1,96
CaO	2,21	2,10	0,63	0,55	4,01	4,35	2,7	3,51	3,41	1,08	1,09	3,37	3,00	2,90	0,9
Na_2O	3,58	3,54	3,90	4,13	4,09	4,33	3,63	4,12	4,15	3,260	3,420	4,060	4,12	4,550	2,56
K_2O	3,87	3,78	3,90	3,85	1,46	1,45	2,81	1,73	1,79	4,12	4,91	1,66	2,28	0,52	3,6
TiO_2	0,355	0,327	0,030	0,024	0,399	0,473	0,279	0,574	0,563	0,56	0,76	0,41	0,415	0,01	0,292
P_2O_5	0,15	0,13	0,18	0,2	0,11	0,12	0,07	0,19	0,18	0,11	0,12	0,10	0,22	0,03	0,11
LOI	0,59	0,50	0,61	0,63	0,52	0,44	0,48	0,61	0,59	1	2	1	0,53	0	1,32
TOTAL	99,65	100,14	100,19	98,91	99,00	98,87	98,72	99,57	99,50	99,17	98,62	99,49	98,96	99,35	99,16
(ppm)															
Sc	6	6	2	2	8	9	7	8	8	14	17	8	11	<l.d.	7
Be	4	4	16	14	2	2	2	4	5	3	5	2	1	1	6
V	25	23	-5	-5	32	41	26	46	44	92	145	39	48	<l.d.	71
Cr	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	26	24	25	76	115	<l.d.	<l.d.	<l.d.	64
Co	4	3	<l.d.	<l.d.	6	7	4	8	7	6	20	5	7	<l.d.	5
Ni	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	31	112	<l.d.	<l.d.	<l.d.	111
Cu	<l.d.	47	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	15	125	12	16	20	11
Zn	<l.d.	<l.d.	<l.d.	49	45	33	<l.d.	34	39	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ga	15	15	14	20	20	20	18	24	23	20	28	19	22	12	17
Ge	1	<l.d.	2	3,1	1,3	1,5	1,4	1,2	1,3	1,7	1,6	1,5	1,7	1,1	1,2
As	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	11	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	9
Rb	177	156	287	321	67	58	168	211	211	123	156	69	97	6	87
Sr	197	182	18	10	293	296	123	196	191	122	131	169	151	147	132
Y	14	15	9	8,8	22,3	19,0	27,6	21,2	20,4	26,6	32,8	7,5	35,9	5,6	29,2
Zr	143	134	25	27	112	109	137	204	195	194	178	56	88	48	159
Nb	10	9	14	18,6	6,2	6,5	10,6	10,3	10,1	9,3	11,1	7,7	12,7	0,4	6,5
Mo	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d	2	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ag	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
In	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Sn	7	5	22	19	2	4	9	6	5	3	2	2	2	<l.d.	3
Sb	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d	<l.d	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,2
Cs	12,4	9,1	28,1	23,7	4,7	6,4	20,2	24,2	21,2	4,0	4,2	2,4	3,2	0,2	2,5
Ba	692	489	18	7	444	472	563	155	159	727	1.080	377	398	178	2.100
La	29,6	27,2	2,9	3	22	21	33	32	30	33,97	42,74	5,25	9	5,80	39
Ce	56,0	51,3	6,4	6	45	41	65	68	62	69,2	85,8	9,2	19	9,4	78
Pr	6,00	5,58	0,73	1	5	4	6	7	7	7,39	9,37	0,94	2	0,89	8
Nd	21,1	19,8	3,6	3	18	17	22	27	25	28,5	36,7	3,6	9	3,1	32
Sm	4,2	4,0	1,2	1	4	4	4	5	5	5,85	7,56	0,91	3	0,59	6
Eu	0,89	0,82	0,12	0	1	1	1	1	1	1,19	1,31	0,74	1	0,73	1
Gd	3,3	3,4	1,4	1	3	3	4	4	4	4,90	6,01	0,90	3	0,52	5
Tb	0,5	0,5	0,3	0,3	0,6	0,5	0,7	0,7	0,6	0,82	1,02	0,20	0,7	0,11	0,8
Dy	2,7	2,8	1,6	2	4	3	4	4	3	4,45	5,52	1,26	5	0,73	5
Ho	0,5	0,5	0,3	0	1	1	1	1	1	0,85	1,07	0,25	1	0,17	1
Er	1,5	1,7	0,7	1	2	2	3	2	2	2,66	3,19	0,77	4	0,58	3
Tm	0,22	0,26	0,10	0,1	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,418	0,492	0,126	0,6	0,098	0,4
Yb	1,4	1,6	0,6	1	2	2	3	2	2	2,78	3,22	0,87	4	0,70	3
Lu	0,20	0,24	0,07	0,1	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,432	0,482	0,142	0,6	0,125	0,4
Hf	4,1	4,0	1,3	2	4	4	4	6	5	6,0	5,9	1,8	3	2,4	5
Ta	1,1	1,0	3,9	5,6	0,6	0,7	1,6	1,1	3,2	0,67	1,15	0,80	1,3	0,09	0,6
W	<l.d.	2	1	2,6	0,7	0,6	1,1	2,6	0,8	0,9	1,1	0,5	0,6	0,8	0,7
Tl	1,8	1,4	2,1	2	0	0	1	1	1	0,79	0,88	0,40	0	<l.d.	1
Pb	20	18	23	24,6	48,6	12,3	18,7	19,6	21,8	22	29	26	16,1	13	16,9
Bi	5,2	2,7	28,2	7,5	0,6	0,4	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,5	0,3	0,1	0,7
Th	23,0	21,3	1,3	1	5	3	13	9	8	10,28	14,29	0,82	3,4	1,19	9,8
U	2,7	2,9	9,7	4	1	1	5	3	4	3,85	5,09	1,14	3,5	1,40	3,8
Cr*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	18	19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni*	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

EB encrave bandado
GD granodiorito
LGM leucogranito de duas micas
GP granito porfiróide
EGM encrave granular máfico

Dtx diatexito
GI granitóide isótropo
LG leucogranitóide
Edtx encrave diatexito
EAnf-bt encrave anf-b
EMH encrave MH
Eand encrave andesítico
res/me resister/melanossoma

Análise de Rocha tota

ALMANSOR **VALVERDE**

...continuação

ref^a	AMS-17	AMS-8	AMS-9	AMS-10	AMS-11	AMS-12	AMS-14	MM-37	VLV-3	VLV-4	VLV-6	VLV-7	VLV-8	VLV-9
class. campo	LG	EDtx	EAnd	EAnd	EMH	melss	EAnf-bt	Anf-N	ortogss	ortogss	"fundido'	"gnaisse"	'fundido	"gnaisse"
(%)														
SiO_2	79,01	64,16	58,03	60,07	60,27	58,94	48,19	49,03	76,94	74,65	77,31	74,78	77,88	78,35
Al_2O_3	12,41	15,75	18	17,52	15,68	14,97	15,19	14,44	12,07	12,86	12,31	12,7	11,78	12,18
$Fe_2O_3^t$	0,22	5,77	7,35	6,52	7,26	10,37	9,00	11,48	1,51	2,52	0,74	2,07	0,82	0,6
MnO	0,00	0,082	0,143	0,105	0,14	0,164	0,123	0,194	0,013	0,036	0,008	0,018	0,014	0,009
MgO	0,09	3,24	3,28	2,73	3,11	4,06	8,62	6,87	0,21	0,44	0,25	0,51	0,39	0,16
CaO	1,92	2,79	4,82	4,36	5,18	2,48	5,1	11,67	0,53	1,71	1,35	1,96	1,2	1,13
Na_2O	4,93	3,56	1,34	2,49	2,37	1,84	0,28	2,7	4,46	4,49	5,82	5,91	5,54	5,74
K_2O	0,46	2,89	4,12	3,09	2,35	4,32	4,84	0,54	3,09	1,98	0,75	0,75	0,76	0,74
TiO_2	0,016	0,736	0,811	0,723	0,787	1,433	1,613	1,612	0,093	0,236	0,117	0,269	0,095	0,077
P_2O_5	0,13	0,2	0,17	0,18	0,13	0,28	0,2	0,14	0,02	0,05	0,02	0,08	0,03	0,02
LOI	0,34	0,65	1,75	1,32	1,77	1,13	5,59	0,63	0,22	0,27	0,15	0,08	0,25	0,24
TOTAL	99,51	99,82	99,82	99,10	99,03	99,97	98,74	99,30	99,15	99,25	98,82	99,12	98,75	99,23
(ppm)														
Sc	1	16	19	16	24	28	40	47	8	7	4	7	11	8
Be	1	1	2	2	2	2	4	<l.d.	2	2	2	2	2	2
V	<l.d.	119	124	95	167	178	256	336	<l.d.	16	<l.d.	15	<l.d.	<l.d.
Cr	<l.d.	142	25	<l.d.	31	54	247	324	22	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Co	4	7	17	15	19	24	26	40	<l.d.	3	<l.d.	2	1	<l.d.
Ni	<l.d.	62	<l.d.	<l.d.	<l.d.	25	50	64	<l.d.	29	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Cu	<l.d.	<l.d.	10	12	<l.d.	19	<l.d.	39	<l.d.	13	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Zn	<l.d.	41	55	-30	32	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ga	11	19	24	22	20	22	22	19	18	18	17	18	14	17
Ge	1,3	1,6	1,9	1,5	1,9	1,8	2,0	1,5	1,4	1,4	1,3	1,6	1,2	1,5
As	32	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Rb	7	123	211	159	108	185	263	6	78	64	6	5	10	8
Sr	175	134	234	185	187	144	42	232	20	52	109	89	62	86
Y	63,9	15,0	29,0	29,2	32,9	47,6	38,6	37,7	34,2	39,2	35,0	41,2	72,3	59,2
Zr	46	233	132	126	127	201	134	93	98	154	115	227	71	96
Nb	0,7	12,0	8,1	8,0	7,3	8,4	4,6	5,0	8,0	5,4	4,7	5,6	5,5	5,7
Mo	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Ag	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
In	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	0,1	<l.d.	0,3	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Sn	<l.d.	1	2	2	1	2	11	<l.d.	2	2	3	4	7	5
Sb	<l.d.	<l.d.	0,2	<l.d.	0,2	<l.d.	<l.d.	0,2	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Cs	0,4	3,5	12,4	8,0	3,0	6,5	9,2	0,5	1,1	1,0	0,2	-0,1	0,3	0,3
Ba	247	424	558	427	509	674	288	68	697	537	333	352	343	375
La	15	52	20	21	19	24	13	6	34	28	37	28	27	26
Ce	32	102	42	43	43	53	29	16	72	55	66	57	64	73
Pr	4	11	5	5	5	6	4	2	8	6	6	6	7	7
Nd	15	40	20	20	20	27	19	13	31	22	23	24	29	26
Sm	4	7	5	5	5	7	5	4	7	5	5	6	8	7
Eu	1	1	1	1	1	1	1	2	0	1	1	1	1	1
Gd	5	5	4	4	5	7	6	5	6	5	5	6	8	8
Tb	1,2	0,6	0,7	0,8	0,9	1,3	1,1	0,9	1,0	0,9	0,9	1,0	1,7	1,4
Dy	8	3	5	5	5	8	7	6	6	6	5	6	11	9
Ho	2	0	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	2	2
Er	6	1	3	3	3	5	4	4	3	4	4	4	7	6
Tm	1,0	0,2	0,4	0,5	0,5	0,8	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	1,1	1,0
Yb	7	1	3	3	3	5	4	4	3	4	4	5	7	6
Lu	1,0	0,2	0,4	0,4	0,5	0,7	0,6	0,5	0,4	0,6	0,6	0,7	0,9	0,8
Hf	2	7	4	4	4	6	4	3	5	5	5	7	3	4
Ta	0,1	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6	0,3	0,3	0,4	0,6	0,8	0,5	0,8	0,8
W	1,0	0,8	<l.d.	<l.d.	0,6	0,7	0,7	0,6	<l.d.	0,9	<l.d.	<l.d.	0,7	0,5
Tl	0	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
Pb	15,3	7,9	5,1	<l.d.	8,2	<l.d.	<l.d.	<l.d.	7,8	9,1	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Bi	0,7	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,6	0,3	0,4
Th	6,7	15,6	3,7	3,9	4,9	4,8	0,5	0,6	6,6	9,5	9,5	5,2	3,7	4,2
U	3,9	2,5	1,3	2,1	1,9	1,6	0,4	0,4	1,9	2,5	2,9	2,1	1,5	2,1
Cr*	n.d.	n.d.	17	20	n.d.	n.d.	248	139	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni*	n.d.	n.d.	9	13	n.d.	n.d.	53	77	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Dtx diatexito
GI granitóide isótropo
LG leucogranitóide
Edtx encrave diatexito
EAnf-bt encrave anf-b
Anf-N anfibolito a norte do MH
EMH encrave MH
Eand encrave andesítico
res/me resister/melanossoma

	NORMA CIPW - MACIÇO DOS HOSPITAIS														continua...
ref[a]	MM-17	MM-23	MM-25	MM-26	MM-31	MM-39	MM-42-T	MM-46	MM-47	MM-56	MM-58	MM-50	MM-54-T	MM-63	MM-40
Quartzo	21,16	22,15	20,40	19,37	22,38	18,86	18,54	19,37	18,54	23,70	25,19	20,49	20,44	21,45	21,25
Anortite	26,62	24,73	28,65	29,44	25,83	28,65	27,89	27,47	28,20	24,79	22,10	28,37	28,67	28,51	25,64
Albite	34,66	40,25	31,16	32,06	35,82	36,26	36,15	35,54	36,57	36,43	39,14	33,72	30,88	33,92	35,74
Ortoclase	7,40	5,72	8,58	7,94	6,67	5,55	7,46	7,46	6,44	8,24	7,20	7,09	8,71	5,87	8,69
Nefelina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindo	0,32	0,14	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,24	0,00	0,00	0,16	0,43
Diópsido	0,00	0,00	0,50	0,67	0,00	1,21	0,43	0,79	0,52	0,00	0,00	0,18	0,47	0,00	0,00
Hiperstena	7,73	5,30	8,59	8,45	7,01	7,32	7,44	7,26	7,57	5,23	4,74	7,94	8,76	7,88	6,36
Volastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rútilo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	0,64	0,51	0,67	0,65	0,62	0,61	0,60	0,62	0,64	0,44	0,39	0,68	0,64	0,68	0,59
Magnetite	1,13	0,85	1,16	1,16	1,09	1,14	1,11	1,12	1,14	0,80	0,72	1,18	1,17	1,15	0,93
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,34	0,34	0,28	0,24	0,36	0,38	0,36	0,36	0,36	0,28	0,26	0,34	0,24	0,36	0,36
Zircão	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cromite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,02	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01

NORMA CIPW - MACIÇO DOS HOSPITAIS

	.continuação														continua
ref[a]	MM-42-H	MM-47-H	MM-63-H	MM-48	MM-19	MM-17-E	MM-38-E	MM-41-E	MM-42-E	MM-43-E	MM-46-E	MM-47-E	MM-50-E	MM-54-E	MM-63-
Quartzo	22,85	29,16	27,33	36,31	29,72	6,40	0,00	6,04	14,92	0,00	0,00	4,57	9,35	2,17	2,71
Anortite	26,05	25,77	26,79	4,93	16,83	30,33	34,62	32,32	25,35	34,91	35,66	33,40	32,13	32,46	32,47
Albite	36,54	35,32	35,07	44,74	40,67	30,97	38,97	39,32	27,98	41,54	38,20	39,21	38,59	34,15	32,17
Ortoclase	5,81	2,04	2,86	11,79	5,51	5,03	6,76	3,06	4,03	2,69	5,14	2,41	2,45	9,66	4,47
Nefelina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindo	0,00	0,00	0,00	0,82	1,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diópsido	0,85	1,59	1,30	0,00	0,00	7,41	3,14	3,43	6,73	5,35	6,25	4,42	3,78	3,93	7,94
Hiperstena	6,25	4,66	5,26	0,94	4,72	16,47	12,77	13,39	18,39	11,85	6,24	13,60	11,46	14,80	17,17
Volastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,00	0,00	0,79	5,25	0,00	0,00	0,00	0,00
Rútilo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	0,39	0,43	0,25	0,06	0,37	0,79	1,01	0,72	0,47	0,87	1,01	0,64	0,65	0,86	0,67
Magnetite	0,93	0,78	0,79	0,19	0,73	2,32	1,61	1,46	1,93	1,62	1,82	1,54	1,33	1,61	2,14
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,32	0,24	0,34	0,19	0,30	0,26	0,50	0,25	0,15	0,36	0,42	0,21	0,25	0,36	0,24
Zircão	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cromite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Total	100,00	100,01	100,00	99,99	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	100,0

	NORMA CIPW - OCORRÊNCIAS DE ROCHAS MÁFICAS .continuação									NORMA CIPW - ALTO DE SÃO BENTO continua...			
ref[a]	FC-1	FC-2	FC-3	FC-4	FC-5	FTC-1	FTC-2	ASB-3	ASB-2	PFPAS	PFMAS	GPAS	ASB-8
Quartzo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	29,24	31,41	37,36	35,44
Anortite	44,46	30,98	29,33	31,84	27,50	36,32	36,85	38,29	38,44	10,04	9,52	1,88	1,42
Albite	14,52	21,02	22,02	20,51	21,89	20,30	20,14	14,06	28,66	31,41	30,85	33,68	36,06
Ortoclase	6,34	5,65	6,57	4,94	6,85	10,11	4,12	6,88	2,60	24,31	23,54	24,07	24,06
Nefelina	4,27	2,01	0,00	2,03	0,00	2,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,69	1,80	1,79
Diópsido	10,02	20,04	23,63	20,43	26,82	14,80	16,97	5,58	10,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Hiperstena	0,00	0,00	0,51	0,00	2,75	0,00	6,95	18,39	5,32	3,01	2,79	0,65	0,66
Volastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	16,87	13,94	14,27	13,68	11,45	11,75	12,57	14,20	12,47	0,00	0,00	0,00	0,00
Rútilo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	1,59	3,89	1,36	4,09	0,96	2,55	0,90	1,05	1,14	0,39	0,36	0,03	0,02
Magnetite	1,51	2,16	1,14	2,17	1,07	1,15	1,23	1,29	1,10	0,61	0,58	0,18	0,17
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,39	0,30	1,14	0,30	0,68	0,69	0,22	0,20	0,21	0,29	0,25	0,35	0,38
Zircão	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
Cromite	0,01	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,04	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,99	99,99	100,01	100,01	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00

	NORMA CIPW - ALTO DE SÃO BENTO .continuação					NORMA CIPW - ALMANSOR								continua...
refª	ASB-5	ASB-6	ASB-7	ASB-9	ASB-10	AMS-1	AMS-2	AMS-3	AMS-4	AMS-8	AMS-9	AMS-10	AMS-11	AMS-12
Quartzo	27,52	22,87	32,23	27,49	27,42	43,30	30,85	27,81	10,06	21,25	18,18	19,70	20,85	19,16
Anortite	19,49	21,23	13,02	16,40	15,96	13,74	16,18	4,89	5,23	12,97	24,29	21,61	26,38	11,42
Albite	36,70	39,02	32,15	36,95	37,27	39,36	36,08	29,45	32,39	32,49	12,63	23,29	22,32	17,50
Ortoclase	9,36	9,32	17,81	11,11	11,48	3,19	10,57	26,57	33,22	18,82	27,67	20,63	15,83	29,38
Nefelina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindo	0,52	0,01	0,35	0,93	0,93	0,00	0,72	2,40	4,05	1,51	2,12	1,83	0,05	2,48
Diópsido	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hiperstena	4,99	5,91	3,38	5,24	5,12	0,22	4,35	7,32	12,68	10,48	12,37	10,46	11,96	15,49
Volastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rútilo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	0,45	0,53	0,30	0,64	0,63	0,01	0,45	0,62	0,89	0,83	0,95	0,84	0,92	1,69
Magnetite	0,74	0,86	0,59	0,84	0,82	0,05	0,60	0,70	1,20	1,20	1,43	1,26	1,41	2,26
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,22	0,24	0,14	0,38	0,36	0,06	0,20	0,22	0,25	0,41	0,35	0,37	0,27	0,59
Zircão	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03
Cromite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,02	100,01	100,00	100,02	100,01	100,00	100,01	100,01	99,99	100,00	100,01	100,01	100,02	100,00

	NORMA CIPW - ALMANSOR .continuação					NORMA CIPW - VALVERDE					
ref[a]	AMS-14	AMS-15	AMS-17	AMS-18	MM-37	VLV-3	VLV-4	VLV-6	VLV-7	VLV-8	VLV-9
Quartzo	1,86	26,16	45,01	38,70	0,00	37,61	36,68	37,95	33,54	40,25	39,71
Anortite	27,71	13,72	8,54	4,29	28,81	2,59	8,17	5,12	5,78	4,94	5,10
Albite	2,87	37,09	42,61	23,21	27,07	38,66	39,38	50,57	51,76	48,21	49,61
Ortoclase	35,56	14,68	2,82	23,30	3,88	19,12	12,40	4,66	4,71	4,72	4,59
Nefelina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Leucite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindo	0,54	1,09	0,39	3,66	0,00	0,28	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Diópsido	0,00	0,00	0,00	0,00	23,89	0,00	0,00	0,94	2,29	0,53	0,20
Hiperstena	27,01	5,58	0,30	5,63	6,69	1,26	2,23	0,41	0,97	0,97	0,52
Volastonite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Olivina	0,00	0,00	0,00	0,00	5,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rútilo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilmenite	2,05	0,46	0,02	0,33	1,99	0,10	0,26	0,13	0,29	0,11	0,08
Magnetite	1,91	0,76	0,05	0,63	1,51	0,35	0,59	0,17	0,49	0,19	0,14
Hematite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Apatite	0,45	0,44	0,25	0,22	0,31	0,04	0,10	0,04	0,16	0,06	0,04
Zircão	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01
Cromite	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	100,02	100,01	100,01	100,02	99,99	100,00

E – Geocronologia e Geoquímica isotópica (Cap. VII)

A determinação dos dados isotópicos foi realizada no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro (LGI-UA) de acordo com os procedimentos internos do mesmo. Alguns dos procedimentos laboratoriais e padrões utilizados encontram-se descritos em Ribeiro et al. (2006).

A diluição isotópica foi efectuada, de acordo com os procedimentos do laboratório, para as amostras com as quais se pretendeu obter isócronas. Relativamente às amostras para as quais se pretendiam apenas dados isotópicos para geoquímica utilizaram-se as concentrações em Sr e Nd obtidas por ICPMS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) no *Activation Laboratories*.

Especificamente para geocronologia, recorreu-se aos métodos K-Ar e Ar-Ar, cujos dados foram obtidos no *Activation Laboratories*. Foram seleccionadas três fracções granulométricas (425µm-825µm, 825µm-2mm e >2mm) relativas a 2 amostras de modo a proceder às referidas análises. A pureza dos concentrados de minerais foi controlada por *Sencondary Electron Microscopy*.

amostra	classificação	*(10B) Mineral separation*	*Analysis (10B) Geochronology*
MM-25	Tonalito	Anfíbola	10B ^{40}Ar-^{39}Ar
"		Biotite	10B K-Ar
MM-31	tonalito	Anfíbola	10B K-Ar
"		Biotite	10B K-Ar

F - Separação de minerais para análise isotópica

Utilizou-se a amostra restante da fase anterior. A amostra foi peneirada de modo expedito (à mão, sem recorrer ao agitador) com um crivo de 2mm e quando necessário, para obter mais material inferior a 2mm, passou-se a amostra mais 1-2 vezes no moinho de maxilas reduzindo a granularidade e tornando a crivar a amostra.

A fracção inferior a 2mm foi crivada usando a seguinte sequência (escolhida com base na granulometria da rocha); base, 250µm, 425µm e 825µm. A crivagem foi feita a seco e durante cerca de 15-20min para cada porção de 500g. As fracções (250µm-425µm e 425µm-825µm) foram lavadas por decantação até se obter água limpa e nas últimas lavagens usou-se água destilada. Para secar as amostras foi utilizada a estufa a uma

temperatura de 40ºC. Posteriormente, com recurso à lupa binocular, procedeu-se à escolha da fracção que continha maioritariamente grãos monominerálicos.

Depois da fracção escolhida procedeu-se aos seguintes passos descritos para uma amostra constituída por plagioclase (plg), quartzo (qzo), biotite (bt), anfíbola (anf) e óxidos (ox):

1 - Passagem com um íman de mão envolto em papel para retirar os raros minerais magnéticos.

2 – A fracção restante plg + qzo + anf + bt passa pelo separador electromagnético FRANTZ, fazendo variar a amperagem e inclinações vertical e lateral (Fig.)

3 – Da fracção mais magnética (anf+bt) retirou-se a biotite utilizando uma folha de papel; Os cristais micáceos aderem a uma folha de papel enquanto os restantes deslizam. É possível obter deste modo um concentrado bastante puro biotite.

4- Depois de várias passagens no separador electromagnético (2) e de (3) obtiveram-se concentrados relativamente puros de bt, anf e plag+qzo. Os concentrados de bt e plg+qzo passaram imediatamente para separação manual com o auxílio da lupa binocular de modo a aumentar o grau de pureza.

5- O concentrado de anfíbola foi, em algumas amostras, sujeito à passagem por líquidos densos (bromofórmio), de acordo com os procedimentos de Lawrence (1972) com o intuito de retirar alguns grãos mistos. Posteriormente, procedeu-se à purificação por separação manual com auxílio de lupa binocular.